

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL DE ROCHAS
METABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DA
FAIXA ITAPIRA-AMPARO PARA USO EM
PROCESSO DE CARBONATAÇÃO MINERAL
NO SEQUESTRO DE CO₂

Wilhelm Malheiros Sauerbronn

Orientadora: Profa. Dra. Maria Rita Caetano Chang
Co-orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geociências e
Meio Ambiente para obtenção do título de
Mestre em Geociências

Rio Claro (SP)
2008

552 Sauerbronn, Wilhelm Malheiros
S255a Avaliação do potencial mineral de rochas metabásicas e
metaultramáficas da faixa Itapira-Amparo para uso em
processo de carbonatação mineral no seqüestro de CO₂ /
Wilhelm Malheiros Sauerbronn. - Rio Claro : [s.n.], 2009
192 f. : il., figs., fots., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Maria Rita Caetano-Chang
Co-orientador: Chang Hung Kiang

1. Petrologia. 2. Aquecimento global. 3. Mudanças
climáticas. 4. Mapeamento geológico. 5. Cubagem de jazidas
I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof^a. Dr^a. Maria Rita Caetano-Chang – Orientadora
Prof. Dr. Chang Hung Kiang – Co-Orientador

Dr. Didier Gastmans

Dr. Luis Tadeu Furlan

Wilhelm Malheiros Sauerbron – Aluno

Rio Claro, 05 de Setembro de 2008.

Resultado: Aprovado

“Dedico aos homens e mulheres que buscam conhecer a verdade...”

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
INDÍCE.....	iii
INDÍCE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE TABELAS.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	12
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
4. CARBONATAÇÃO MINERAL.....	18
5. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL.....	27
6. GEOLOGIA LOCAL.....	33
7. MICROSCOPIA ÓTICA.....	48
8. LITOQUÍMICA.....	57
9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	72
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXO 01 – MAPA GEOLÓGICO REGIONAL	
ANEXO 02 – MAPA DE PONTOS	
ANEXO 03 – IMAGEM LANDSAT	
ANEXO 04 – PETROGRAFIA	
ANEXO 05 – DIFRAÇÃO DE RAIOS X	
ANEXO 06 – FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X	
ANEXO 07 – CÁLCULO DA MODA MINERAL	
ANEXO 08 – MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	

AGRADECIMENTOS

Sou muito grato a todos que de algum modo me ajudaram na árdua tarefa de escrever essa dissertação. Gostaria de agradecer especialmente aos Professores Doutores Chang Hung Kiang e Maria Rita Caetano Chang, pela orientação e pelas palavras de incentivo desde o início desta pesquisa.

Agradeço também aos amigos que encontrei no LEBAC, com distinção ao Prof. Dr. Didier Gastmans, mas também aos ilustres: Andressa, Eliana, Fernando (Ceará), Flávio, Marco Pede, Márcio, Miguel, Joseli, Juliana, Júlio, Bruno Cato, Bruno (Japa), Elias, Márcia, Suely, Davi, Débora, Patricinha e Lagartixa, além da fiel colaboradora Camila Zamprognio, mesmo durante os trabalhos mais penosos.

Agradeço ao apoio da querida amiga Cris pela ajuda primorosa nos momentos críticos. Agradeço ao geólogo Augusto Paiva, precursor dos trabalhos de pesquisa na área avaliada, pela valiosa coleta de parte das amostras estudadas, dicas de logística e sobre as melhores opções para a prospecção mineral na área de interesse.

Em especial aos Professores Doutores Alexandre Perinoto, Antenor Zanardo, Arthur, Norberto, Walter Malaguti, José Ricardo Sturaro e Paulina Setti Riedel, pelas valiosas informações sobre diversos assuntos que certamente contribuíram para o meu aperfeiçoamento profissional e, de certa forma, para o desenvolvimento da presente dissertação.

Aos amigos da pós-graduação, Alessandra, Liliane, Robertinho, Vinícius, Mayra, Mirna, Robson, Daniel, Magnólia, e outros intelectuais memoráveis, pelo grande incentivo e muitas risadas nos momentos de descontração e de “golos” intermináveis no bar Sujinhos.

Ao apoio irrestrito das queridas Cíbele Clauver e Maria Ângela pelo carinho e irradiações poderosas de luz em muitas situações inusitadas.

Agradeço do fundo do meu coração pelo apoio e lições de fé que recebi da minha querida mãe, da minha irmã muito linda. Pelos conselhos repletos de carinho da vovó Nina e dos meus tios: Maria, Fred e Francisca.

Em especial, agradeço ao meu pai pelo seu apreço e amizade.

Lembrando que todos vocês foram imprescindíveis para esta realização.

INDÍCE

1.	INTRODUÇÃO.....	1
1.3	Justificativas	9
1.4	Objetivos.....	11
2.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	12
3.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
4.	CARBONATAÇÃO MINERAL.....	18
4.1	Química da carbonatação mineral	20
4.1.1.	Carbonatação Direta	23
4.1.2.	Carbonatação Indireta.....	23
4.1.3.	Outros Processos	25
5.	ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL	26
5.1	Faixa Alto Rio Grande.....	27
5.2	Faixa Itapira-Amparo	28
6.	GEOLOGIA LOCAL	33
6.1	Ortognaisses e Migmatitos	35
6.2	Metabásicas	36
6.2.1	Anfibolitos.....	37
6.2.2	Antofilita-Xistos	39
6.2.3	Actinolita-xisto	41
6.3	Metaultramáficas	42
6.4	Caracterização das áreas-alvo selecionadas	42
6.4.1.	Área-alvo 1 (Mina de Talco e Amianto de Itapira)	45
6.4.2.	Área-alvo 2 (Estrada Itapira - Serra Negra).....	46
7.	MICROSCOPIA ÓTICA.....	48
8.	LITOQUÍMICA	57
8.1	Análises por Espectroscopia de Difração de Raios-X.....	57
8.2	Análises por Fluorescência de raios-X	58
8.3	Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	62
8.4	Análise modal da composição mineral.....	63
8.5	Estimativa das reservas de Mg, Ca, Fe e Mn.....	67
9.	CONCLUSÕES & RECOMENDAÇÕES	72

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
--------------------------------------	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Etapas para a obtenção de RCE para atividades de projeto de MDL	5
Figura 2 - Mapa das principais ocorrências de rochas ultramáficas no Brasil. (Fonte: CPRM, 2002)	8
Figura 3 - Mapa esquemático de localização da área de pesquisa no estado de São Paulo, com destaque para o distrito industrial de Paulínia.	13
Figura 4 - Processo e fluxos de materiais relacionados com a carbonatação mineral ex-situ de rochas silicáticas ou resíduos industriais. Fonte: Golderg <i>et al</i> , (2000)	19
Figura 5 - Termodinâmica da reação de carbonatação, em função de P-T, envolvendo compostos MgO, MgSiO ₃ , olivina e serpentina. Fonte: Zevenhoven & Kohlmann, (2001).	22
Figura 6 - Domínios geotectônicos da Província Mantiqueira Central. Fonte: modificado de Hackspacher <i>et al</i> . (2003)	27
Figura 7 - Mapa geológico (unidades estratigráficas) da área de pesquisa na região de Amparo, Serra Negra e Lindóia	34
Figura 8 - (A) Ortognaisse em corte de estrada Serra Negra-Amparo, com injeção aplítica truncando a foliação gnáissica (PA 61). (B) Dobra-falha em ortognaisse do Domínio Socorro (Ponto de controle fora da área de pesquisa – Coordenadas UTM = 326.230/7.502.880).	36
Figura 9 - Anfibolito de coloração esverdeada na estrada entre Itapira e Serra Negra (PA 38). Note a posição sub-vertical da foliação metamórfica (N30E/ 80NW)	38
Figura 10 - (A) <i>Sheets</i> de anfibolitos estirados em afloramentos de blocos (métricos) ao longo da estrada Arcadas-Palhães (PA 118). (B) Amostra de mão de anfibolito com alteração superficial em evidência.....	39
Figura 11 - Antiga frente de lavra de talco e amianto de Itapira (Fazenda Boa Esperança). Nota-se o corte em bancadas de aproximadamente 6 metros de altura.....	40
Figura 12 - Afloramento de amianto antofilítico e talco, com destaque para o aspecto fibroso dos minerais, na área da Fazenda Boa Esperança.	40
Figura 13 - Afloramento de Actinolita-tremolita-xisto com espinélio, na estrada entre Serra Negra-Amparo (PA 32-A).	41
Figura 14 - Afloramento de metaultramáfica na estrada Amparo-Arcadas (PA 146).....	43
Figura 15 - Mapa geológico e de localização das áreas-alvo 1 e 2 para detalhamento da pesquisa.....	44

- Figura 16 - Mapa geológico da porção norte da área de pesquisa com destaque para a área-alvo 1.....46
- Figura 17 - Mapa geológico simplificado da porção central da área de pesquisa com destaque para a área-alvo 2.47
- Figura 18 - Fotomicrografias das amostras: (1 e 2) PA09 a nicóis paralelos com presença de biotita (bt), granadas (gr), hornblenda (hb), actinolita (ac), cummingtonita (cm), plagioclásio (pl), quartzo (qz) e opacos (op). (3) A nicóis paralelos, hornblenda da PA22 em transformação para actinolita, biotita e clorita (cl), mostrando manchas de coloração esverdeada. (4) Anfibólio da PA62 em grãos anedrais a subedrais, com pleocroísmo incipiente e presença de titanita (tn) e epidoto (ep) por entre os grãos de quartzo e feldspato. (5) Amostra PA72 a nicóis cruzados, mostrando uma fratura cortando os cristais de hornblenda preenchida por adularia (ad). Os cristais de hornblenda no interior das fraturas evidenciam deformação dútil. (6) A nicóis paralelos, hornblenda da PA73-C com mais de 2,5mm apresenta vênulas submilimétricas de adularia. 50
- Figura 19 - Fotomicrografias das amostras: (1) PA67 a nicóis cruzados, a antofilita (at) aparece aleatoriamente distribuída na lâmina, em cristais sem alteração e incolores, com granulação máxima de 2,0mm. (2 e 3) PA 67 a actinolita (ac) aparece em prismas menos corroídos com mais de 2,0 mm, em meio ao talco (tc), antofilita e plagioclásio (pl). (4 e 5) PA67-D A antofilita ocorre em cristais aciculares incolores com cor de polarização anômala. A textura lepidoblástica ocorre em arranjo típico da antofilita. (6) PA73 a nicóis cruzados, não apresenta estruturação marcante. Sob nicóis paralelos é incolor, com pleocroísmo fraco. Nas porções alteradas existe transformação para talco, formando agregados de baixa birrefringência..... 52
- Figura 20 - Fotomicrografias das amostras: (1) PA120 a nicóis paralelos, mostrando actinolita (ac) em palhetas maiores que 1,5mm, levemente orientadas. (2 e 3) PA120 a nicóis cruzados, em agregados minerais pouco foliados com alteração do anfibólio para talco (tc). (4) PA32-A a nicóis cruzados, mostrando hornblenda (hb) em cortes de seções oblíquas e basais, em contatos retos a lobulados com cristais alongados de actinolita-tremolita (ac) e formação de talco em veios de alta birrefringência e aspecto quebradiço. (5) PA32-A a nicóis paralelos, mostrando foliação (xistosidade) marcada por cristais euedrais a subedrais de actinolita com até 2mm, e agregados opacos. (6) PA32-A a nicóis cruzados, mostrando foliação marcada por actinolita e cristais subedrais de hornblenda em meio a massa de clinoanfíbólios.54

- Figura 21 - Fotomicrografias das amostras: (1 e 3) PA70-B a nicóis cruzados com visível talcificação (tc) e serpentinização. Nota-se a presença de flogopita (fl) e opacos em meio a massa de talco. (2 e 4) PA116 a nicóis cruzados, evidenciando pequenos cristais anedrais fraturados com serpentinização (sp) ao longo de discontinuidades. Nota-se serpentinização intersticial, bordejando os cristais de ortopiroxênio (bronzita) (op) e olivina (ol), como resultado de alteração em condições metamórficas de baixo grau....56
- Figura 22 - Classificação composicional segundo percentuais descritos na Tabela 3: (A) em termos de (Fe₂O₃+MnO), CaO e MgO: Neste caso, o diagrama ternário mostra a distribuição das amostras em duas classes distintas quanto ao teor de MgO; (B) em termos dos percentuais de SiO₂, Al₂O₃ e (Fe₂O₃+MgO+MnO+CaO): as amostras apresentam caráter pouco aluminoso, com distribuição unimodal 59
- Figura 23 - Diagrama Álcalis vs. Sílica (TAS) de Le Maitre *et al.* (1989), mostrando as razões Fe₂O₃/FeO para rochas de origem vulcânica, segundo classificação no TAS. 61
- Figura 24 - MEV (PA 52) Backscatering de anfibólio hornblenda. Nota-se a separação em 4 fases distintas: cinza escuro, cinza claro, branco e preto. 62
- Figura 25 - MEV (PA 52) Mapeamento elemental relativos aos elemento Mg (pontos vermelhos), Fe (pontos amarelos), Ca (pontos verdes), Mn (pontos azuis), Si (pontos laranjas) e Al (pontos azulados)..... 63
- Figura 26 - Relação dos procedimentos para cálculo da moda mineral. Esta abordagem possibilitou uma investigação mais precisa acerca dos teores reais dos elementos em questão, bem como da sua forma de ocorrência na rocha e no mineral..... 64
- Figura 27 - Exemplo de *layout* do resultado do cálculo da norma mineral por meio do MODAN (Paktunc, 1998), que utilizou dados de fluorescência de raios-X, obtendo-se uma moda estimada. Mesmo considerando o erro residual pelas diferenças entre esses valores e os recalculados, pôde-se proceder à comparação com o resultado por microscopia ótica e difratometria de raios-X..... 66
- Figura 28 - Modelo 3D e polígono abrangente das ocorrências das rochas metabásicas/metaultramáficas na área-alvo 2 e curvas de nível das seções utilizadas na cubagem, considerando a cota 880m de topo e a de 680m como base. 69

INDÍCE DE TABELAS

Tabela 1 - Tecnologias para captura e estocagem de CO ₂ e as fases de desenvolvimento	3
Tabela 2 - Minerais ricos em Ca e Mg presente nas rochas ultramáficas.	10
Tabela 3 - Agrupamento das amostras analisadas em função da caracterização petrográfica, pontos amostrados e composições químicas a partir dos resultados da fluorescência de raios-X (óxidos).	58
Tabela 4 - Razão entre Fe ³⁺ /Fe ²⁺ e teores de Fe ₂ O ₃ e FeO (grama/100g de amostra).....	60
Tabela 5 - Percentual dos íons Mg ²⁺ , Ca ²⁺ e Fe ²⁺ , corrigidos em função da presença de carbonatos, recalculado pelo MODAN.....	65
Tabela 6 - Concentração média dos elementos e o potencial de seqüestro de CO ₂ (gramas/100g de amostra), por litotipo.	67

RESUMO

A redução das emissões de gases de efeito estufa representa um grande desafio tecnológico aos modelos industriais vigentes. Neste sentido, os mecanismos de desenvolvimento limpo (MDL's) e o seqüestro de CO₂ fundamentam os planos de crescimento sustentável. Atualmente, inovadoras pesquisas consideram também o seqüestro de CO₂ por meio da carbonatação mineral, onde minerais silicáticos ricos em magnésio, cálcio, ferro e manganês são convertidos em carbonatos, por meio de reações com o CO₂ em estado supercrítico ou em solução. Nas proximidades do distrito industrial de Paulínia (SP), ocorrem rochas metabásicas e metaultramáficas relacionadas aos Complexos Amparo e Itapira, que representam terrenos metamórficos de grau médio a alto. Nessa área as metabásicas são representadas por anfíbolitos, actinolita-xistos e hornblenditos, e são encontradas sob a forma de lentes ou camadas estiradas intercaladas a rochas quartzo-feldspáticas. As metaultramáficas ocorrem em corpos pequenos e descontínuos, muitas vezes de estrutura maciça e composição mineralógica rica em olivina, piroxênio e anfibólio. O potencial destas rochas, em duas áreas selecionadas, foi avaliado para uso em processos de carbonatação mineral, com base em análises petrográficas e litogeoquímicas, fornecendo valores da ordem 73×10^6 toneladas de CO₂ seqüestrável.

Palavras Chave: Carbonatação Mineral, Seqüestro de Carbono, Rochas Metabásicas

ABSTRACT

Greenhouse effect gas emission reduction has been a great technological challenge to the industrial models standings. Furthermore, the clean development mechanism (CDM) and CO₂ sequestration are fundamental on sustainable development in order to reach safer levels of CO₂. Nowadays, innovate researchers have also considered the CO₂ sequestration by mineral carbonatation, where silicates rich in Mg, Ca and Fe are transformed into carbonates. Nearby to the industrial district of Paulinia (São Paulo), high grade metabasic and ultramaphics rocks of Amparo-Itapira Complex occur. The metamorphic rocks consisting of amphibolites, actinolite-schist and hornblend-rich amphibolite are found intercalated with quartz-feldspatic rocks as lenticular layers. The ultramafic rocks present as discontinuous massive bodies are rich in olivine, pyroxene and amphibole. Carbon sequestrating potential of two selected areas, based on petrographic and litogeochemical analyses are estimated to be capable of capturing approximately 73×10^6 tons of CO₂.

Keywords: CO₂ sequester, mineral carbonatation, metabasic rocks

1. INTRODUÇÃO

O crescimento comprovado da emissão antrópica de gases causadores de efeito estufa (GEE) na atmosfera desde a revolução industrial, tem ocasionado o progressivo aumento nas temperaturas médias da Terra. Segundo o relatório especial do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) publicado em 2006, os principais gases responsáveis pelo aquecimento global são: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), hidrofluorcarbonos (HFCs), perfluorcarbonos (PFCs), e a família dos compostos fluorados, tais como, hexafluoreto de enxofre (SF₆), trifluoride de nitrogênio (NF₃), trifluorometil pentafluoreto de enxofre (SF₅CF₃) e ainda éteres halogenados e outros halocarbonetos.

Apesar de o efeito estufa representar um fenômeno natural, os pesquisadores alertam para o aumento da intensidade das tempestades tropicais e furacões, em função do acréscimo de vapor d'água na atmosfera (TRENBERTHE & SHEA, 2006). As mudanças climáticas podem ser sentidas em diferentes partes do planeta, sendo um de seus piores efeitos o derretimento do gelo das calotas polares, a exemplo do que atualmente ocorre na Groenlândia, podendo ser este o fenômeno responsável pelo aumento do nível dos mares e oceanos, com o risco potencial de que regiões costeiras fiquem completamente submersas (HANSEN *et al.*, 2007).

Com base em inúmeros relatórios de agências internacionais, a exemplo da Agência Internacional de Energia (IEA) e do Conselho Mundial de Energia (WEC), foi atribuído aos hidrocarbonetos, utilizados para suprir as demandas de energia primária, o aumento das concentrações dos gases de efeito estufa (GEE).

O relatório “World Energy Outlook 2007”, da (IEA), apresenta projeção de crescimento da demanda de combustíveis fósseis para cerca de 60% entre 2002 e 2030, considerando-se o nível atual de 15,3 bilhões de toneladas de óleo equivalente (IEA, 2007).

Conforme foi divulgado pela Agência do Departamento de Administração de Informações sobre Energia dos EUA (EIA), com base no relatório da Organização dos Países Exportadores de Petróleo (OPEP) de junho de 2007, a demanda mundial de petróleo alcançará os 118 milhões de barris diários em 2030, muito acima dos 87,4 milhões de barris esperados para o ano de 2008 (IEA, 2007). Segundo Houghton (1997) as emissões de GEE irão aumentar entre 50% e 250% até 2050, significando um aumento expressivo das concentrações de CO₂ na atmosfera, hoje próximo a 380 ppm.

Obviamente o crescimento nas emissões de CO₂ não foi decorrente apenas da queima de hidrocarbonetos, deve-se também a outras intervenções antrópicas nos ciclos naturais, que resultaram no aumento das emissões de GEE. Dentre as intervenções mais evidentes destaca-se a ampla redução das áreas florestadas pelo desmatamento e queimadas, com o intuito de extrativismo, criação de gado ou ocupação. Desta maneira, somente em relação à Amazônia, estima-se que o desmatamento e as queimadas sejam responsáveis por cerca de 3% do total das emissões globais (HOUGHTON, 1997).

Diante de tais fatos, governos e corporações do mundo inteiro se mobilizaram em promover ações de redução das emissões, e já investem no desenvolvimento de tecnologias e planos de mitigação em diversos países. Dentre as tecnologias de armazenamento de CO₂ em desenvolvimento destaca-se o armazenamento geológico de CO₂, inclusive com a possibilidade de injeção do gás em campos maduros ou depletados, com a finalidade de recuperação terciária de óleo (CO₂-EOR ou Enhanced Oil Recovery).

Outras tecnologias de armazenamento geológico de CO₂ (Tabela 1), a exemplo da injeção do gás em aquíferos salinos ou em camadas de carvão para a recuperação de metano (ECBM ou Enhanced Coal Bed Methane), apresentam a capacidade de estocagem de grandes volumes de CO₂. Entretanto, a segurança destes reservatórios para fins de armazenamento de CO₂ precisa ser cuidadosamente avaliada (KETZER, 2006).

De outra maneira, a tecnologia de sequestro de CO₂ via carbonatação mineral é considerada uma técnica que garante a fixação permanente do dióxido de carbono, em função da estabilidade química dos carbonatos gerados a partir da combinação do CO₂ com o magnésio e o cálcio presentes em Mg/Ca-silicatos (LACKNER *et al.*, 1995).

Tabela 1 - Tecnologias para captura e estocagem de CO₂ e as fases de desenvolvimento

Captura e Armazenamento (CCS)	Tecnologias	Fases de desenvolvimento			
		1	2	3	4
Captura	Pós-combustão			X	
	Pré-combustão			X	
	Oxyfuel Combustion		X		
	Separação industrial (processo de gás natural, produção de amônia)				X
Transportes	Dutos				X
	Tanques			X	
Armazenamento geológico	CO ₂ -EOR				X
	Poços de petróleo e gás			X	
	Aquíferos salinos			X	
	ECBM		X		
Armazenamento no oceano	Injeção direta	X			
	Injeção indireta	X			
Carbonatação Mineral	Formação de carbonatos e silicatos	X			
Usos industriais	CO ₂ nos processos industriais				X

1 - Fase de pesquisa

2 - Fase de demonstração

3 - Economicamente viável sob condições específicas

4 - Mercado consolidado

Fonte: Modificado de IPCC (2005)

Estudos envolvendo o seqüestro de CO₂ por meio da carbonatação mineral foram inicialmente propostos por Seifritz (1990) e atualmente são desenvolvidos por um número limitado de grupos de pesquisa fortemente especializados, voltados especialmente para as questões relacionadas ao aumento da eficiência do processo (IEA, 2005). Sabe-se que, em relação a outros métodos de seqüestro de CO₂, o custo da carbonatação mineral é significativamente elevado, entretanto, espera-se que estes sejam reduzidos em função da evolução do conhecimento dos processos termodinâmicos e das reações em meio aquoso.

Estes estudos visam o aperfeiçoamento das técnicas capazes de promover a reação entre o CO₂ em solução e os materiais minerais e/ou resíduos sólidos industriais ricos em cálcio e magnésio, obtendo-se carbonato e silicato. Favoravelmente, o uso de determinados resíduos sólidos industriais (cimento, aluminossilicatos de cálcio/magnésio, escórias e outros), considerados passivos ambientais, poderá resultar no reaproveitamento destes materiais como matéria-prima para a carbonatação mineral.

1.1 O Mercado de Carbono

Desde a primeira conferência promovida pela ONU em 1972, na Suécia, com o intuito de discutir sobre o Ambiente Humano e Desenvolvimento, foram elaborados relatórios técnicos e outros documentos que infligiram responsabilidades a todos os países que por suas ações de exploração dos recursos naturais comprometessem o equilíbrio ambiental global. A cada uma destas conferências realizadas pela comunidade internacional, conhecidas como Conferência das Partes (COP), são produzidos diversos relatórios, seminários e workshops sobre os temas relacionados ao efeito estufa e o aumento das emissões de gases causadores do efeito estufa (GEE).

Logo após a elaboração do primeiro relatório especial do IPCC pela Organização Mundial de Meteorologia (WMO) e Agência de Proteção Ambiental das Nações Unidas (UNEP) em 1990, o aquecimento global tem sido objeto de debates e pesquisas científicas, e a cada COP nota-se o aumento da preocupação por parte de muitas nações em assumir atitudes de mitigação das emissões de CO₂.

Durante a reunião que levou a assinatura do protocolo de Quioto (Japão) em 1997, os países industrializados (Anexo II do protocolo) se comprometeram a reduzir suas emissões em 5,2%, em relação aos níveis de 1990, até o 1º período de compromisso entre 2008 – 2012 (IPCC, 2006).

Atualmente são discutidas estratégias para o financiamento de práticas de redução de emissões, seqüestro, transporte e estocagem de CO₂, sobretudo aquelas voltadas ao desenvolvimento de tecnologias para a redução de emissões e armazenagem de CO₂. O relatório do IPCC (2006) divulgou e apresentou importantes informações, cenários e diretrizes para orientar políticas de mitigação do efeito estufa e das mudanças climáticas relacionadas. Esse mesmo documento indica metodologias de seqüestro de carbono e propõe práticas sustentáveis para a geração de energia, considerando níveis aceitáveis de emissões.

A premissa de que o mercado emergente de créditos de carbono interessa aos investidores do mundo inteiro, deve-se a oportunidades de negócios entre os países ricos e os países em desenvolvimento, que estejam comprometidos com a redução das emissões por meio da utilização de técnicas de captura e armazenamento de CO₂, uso de fontes de energias renováveis, co-geração, combustão de metano em aterros ou lixões, e manejo de biomassa como fonte energética.

Os mecanismos de mercado criados para o cumprimento das exigências de redução de emissões foram: a Implementação Conjunta ou *Join Implementation* (JI), o Comércio de Emissões (CE) ou *Emission Trading* e o Mecanismo de Desenvolvimento Limpo (MDL) ou *Clean Development Mechanism*. Apenas o MDL, admite participação dos países em desenvolvimento em projetos de Redução Certificada de Emissões (RCE) e na posterior comercialização dos créditos de carbono. Como modo suplementar, para cumprirem suas metas de redução de emissões, os países desenvolvidos promoveram a participação dos países em desenvolvimento nos projetos de MDL, por meio da validação por uma Entidade Operacional Designada (EOD), que no caso do Brasil é validado pela Comissão Interministerial de Mudança Global do Clima (CIMGC).

Para que um projeto de MDL seja certificado e resulte em RCEs, a partir da elaboração do Documento de Concepção do Projeto (DCP), ele deverá ser aprovado e validado em todas as sete etapas do ciclo de projeto em conformidade com o estabelecido no Protocolo de Quioto (Figura 1). O DCP deverá fornecer a descrição das atividades do projeto, dos participantes, da metodologia utilizada, além de estabelecer os limites da atividade do projeto e planos de monitoramento. De outra maneira, os participantes do projeto deverão estipular um período para a obtenção de créditos e fornecer um relatório detalhado de impactos ambientais inerentes das atividades desenvolvidas.

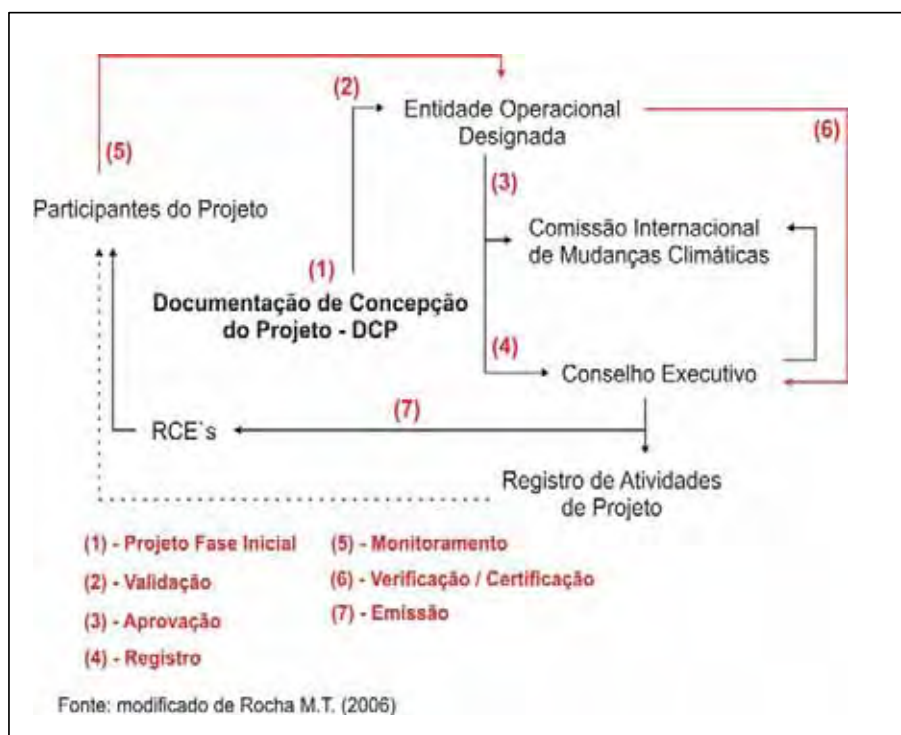


Figura 1 - Etapas para a obtenção de RCE para atividades de projeto de MDL

Em função do acordo firmado entre os países do Anexo II do protocolo de Quioto, as atividades de florestamento e reflorestamento são prioridades para todo o primeiro período de compromisso, entre os anos de 2008-2012. Deste modo, os créditos de carbono são cedidos aos participantes das atividades do projeto numa proporção predefinida, podendo ser considerada parte do cumprimento das metas de redução de emissões.

Neste sentido, o mercado de créditos de carbono apresenta boas oportunidades de negócios nas atividades relacionadas ao Uso da Terra, Mudança de Uso da Terra e Florestas ou *Land Use, Land Use Change and Forestry* (LULUCF), com perspectivas para a liberação de projetos, no caso do Brasil, que atendam as modalidades impostas pelo *United Nation Framework Climate Change Convention* (UNFCCC). As liberações dependem de articulações políticas e negociações feitas pela CIMGC junto a EOD, para comprovar o volume de redução de emissões e o baixo risco de desenvolvimento dos projetos MDL. (ROCHA, 2003).

Segundo Rocha (2003), as diferenças entre os projetos de MDL deverão conduzir a definição de regras para caracterizá-los como atividades de LULUCF e gerar os certificados (RCE). Contudo, antecipando as transações de título ou *commodity* relacionada com o abatimento das emissões de GEE, no mercado de créditos de carbono já iniciaram as negociações entre bancos, empresas multinacionais e governos, muitas vezes formando preços mínimos de venda da tonelada de carbono (e.g. Costa Rica; 1 ton. CO₂ = US\$ 10,00), ou ainda avaliando os custos de abatimento (e.g. Japão; 1 ton. CO₂ = US\$ 584,00), em diversos países do Anexo I, ou seja, os países industrializados que em 1992 eram membros da Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Econômico.

No Brasil, diversos projetos de MDL foram registrados pelo Conselho Executivo, a exemplo do projeto do aterro sanitário Bandeirantes (Bandeirantes Landfill Gas to Energy Project - BLFGE), na cidade de São Paulo, regulado pela Bolsa de Mercados Futuros Brasileira (BM&F) e estruturado pela ECONERGY, comercializando o equivalente a 800 mil toneladas de CO₂ pelo montante de 18 milhões de dólares.

1.2 O Potencial da Carbonatação Mineral no Brasil

Objetivamente, o Brasil é um país com abundância de recursos minerais e possui reservas consideráveis de grande parte dos minérios consumidos pela indústria mundial atual. Neste sentido, a busca por materiais minerais para usos industriais e de novas tecnologias de processamento mobilizam praticamente todos os setores da mineração brasileira.

Materiais industriais como cerâmica, cimento, gesso e outros, apresentaram crescimento da produção e grande aumento das reservas, segundo o Anuário Estatístico do Ministério de Minas e Energia (MME) de 2006, do setor de transformação de não-metálicos. Desta maneira, alguns minerais de uso doméstico ocupam posição de destaque em produção e exportação, como acontece com o talco, o amianto e muitos minerais metálicos associados às rochas ultramáficas (e.g. níquel, cobre, ferro, ouro, cromo, platina e outros) (DNPM, 2006).

Dentre os materiais rochosos com potencial para uso em processo de carbonatação mineral, destacam-se as rochas ultramáficas ricas em cálcio, magnésio e ferro. Nestas rochas são comumente encontrados minerais tais como: olivina, piroxênio, anfibólio, serpentina e talco. A olivina considerada é a forsterita (rica em magnésio), mas a variedade rica em ferro (faialita), também presente nas rochas ultramáficas, pode ser carbonatável e formar siderita (FeCO₃) (IPCC, 2005).

Os minerais do grupo do piroxênio apresentam grande capacidade de troca entre seus íons em função do equilíbrio de carga catiônica, normalmente, envolvendo a substituição de elementos tais como: Ca, Mg e Fe, entre outros. Da mesma maneira, os minerais do grupo do anfibólio permitem troca catiônica envolvendo, principalmente, os elementos Ca, Na, K, Mg, Fe e Al, e que constituem variedades de anfibólio amplamente presentes em rochas ígneas e metamórficas, tais como a antofilita, hornblenda, actinolita e outros (DEER *et al.*, 1966). Complementando a lista dos minerais mais comuns nas rochas ultramáficas, pode-se dizer que a serpentina e o talco são os silicatos hidratados de magnésio mais comuns nestas rochas com expressivo teor de magnésio.

As principais ocorrências de rochas ultramáficas no Brasil estão posicionadas na porção leste da Província Amazônica, regiões oeste, sudoeste e sul da Província da Borborema, nas porções norte, sudeste e sul do Cráton São Francisco, porção central e sul da Província do Tocantins (Figura 2).

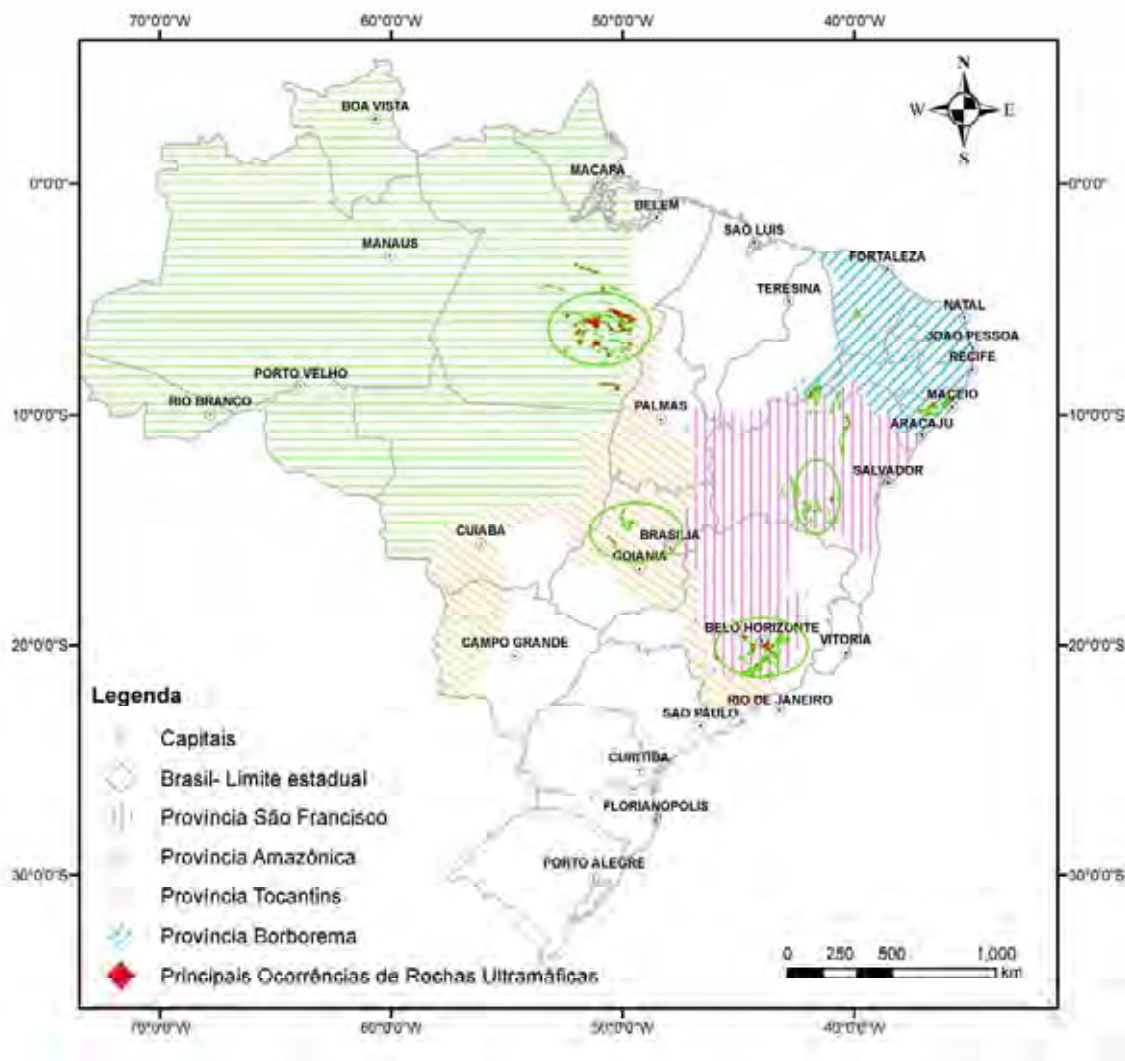


Figura 2 - Mapa das principais ocorrências de rochas ultramáficas no Brasil. (Fonte: CPRM, 2002)

Em relação aos empreendimentos voltados à exploração de rochas básicas e ultramáficas como fonte de metais (Ni, Cu, Fe, Mn, etc) e com potencial para concentração de teores significativos de Mg, Ca, Fe e Mn, afirma-se que parte das jazidas atualmente exploradas por grandes empresas apresenta volumes apreciáveis destas rochas, a exemplo dos depósitos minerais de Salobo, Carajás, Vermelho, Azul e Buritirama, no Pará; dos complexos ultramáficos de Goiás (Cana-Brava, Barro Alto, Montes Claros e Niquelândia), além dos depósitos de Fe, Au e Mn no sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais.

Deve-se ressaltar ainda o fato de que os materiais lavrados (minério e rejeito) poderão ser dispostos como subprodutos e representar importante matéria-prima para a finalidade de carbonatação mineral, no seqüestro de CO₂. Por vezes, sendo desejável o reuso destes materiais, sobretudo daqueles com valor agregado iminente.

Sabe-se que o seqüestro de CO₂, via carbonatação mineral ainda se encontra em fase de pesquisa científica, em trabalhos que consideram a reação entre materiais minerais e/ou resíduos sólidos industriais com o dióxido de carbono, para a formação de carbonatos estáveis. Neste sentido a avaliação de jazidas de rochas ultramáficas, existentes no mundo inteiro, está sendo observada como importante possibilidade no seqüestro de CO₂ via carbonatação mineral, inclusive representando futuras oportunidades de negócios.

1.3 Justificativas

A carbonatação mineral se destaca, dentre outras tecnologias para o seqüestro de carbono, em função da reação do CO₂ (no estado supercrítico ou em solução) com silicatos ricos em CaO, MgO e FeO para formar carbonatos estáveis (e.g. CaCO₃-MgCO₃). Segundo Hanchen *et al.* (2006) e Yajima *et al.* (2006) esta pode ser uma forma eficaz de seqüestro de CO₂, implicando na geração e disposição de materiais com uso expressivo na indústria. Embora ainda persistam problemas em relação à baixa cinética química destas reações no estado padrão (PARK & FAN, 2004), o incremento do conhecimento deste processo pode viabilizar economicamente a carbonatação nos locais onde outros métodos sejam ineficientes ou inviáveis.

Recentes pesquisas, sobre o uso de rochas ultramáficas (e.g. peridotitos e serpentinitos) em processos de carbonatação mineral apresenta ênfase em minerais ricos em cálcio e/ou magnésio (Tabela 2), tais como: forsterita, serpentina, enstatita, anfibólio, talco, brucita, wollastonita (GOFF *et al.*, 2000). Esses minerais são relativamente solúveis em ácido clorídrico, sendo possível a produção de Ca e Mg em solução, a partir da dissolução de Mg/Ca-silicatos.

Segundo Hanchen (2006), a carbonatação mineral a partir da reação de CO₂ e olivina (forsterita) em carbonatos estáveis (magnesita) é termodinamicamente favorável e exotérmica, e o aprimoramento das tecnologias envolvidas (dissolução do silicato e precipitação de carbonato) deverá comprovar a potencialidade do método de armazenamento de CO₂.

Tabela 2 - Minerais ricos em Ca e Mg presente nas rochas ultramáficas.

Grupo Mineral	Espécie	Fórmula Geral	Rocha Fonte
Olivina	Forsterita	Mg ₂ SiO ₄	Dunito/Peridotito
Ortopiroxênio	Enstatita	MgSiO ₃	Peridotito/Ortopiroxênio
Clinopiroxênio	Diopsídio	CaMgSi ₂ O ₆	
Serpentina	Crisotila	Mg ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	Serpentinito ou Peridotito Alterado
	Antigorita		
	Lizardita		
Talco	Talco	Mg ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂	Serpentinito de Alto Grau/Anfibolito
Anfibólio	Antofilita	(Mg, Fe ²⁺) ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH, F) ₂	
	Tremolita	Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	
	Hornblenda	(Na, K) ₀₋₁ Ca ₂ (Mg, Fe, Al) ₅ [Si ₆₋₇ Al ₂₋₁ O ₂₂](OH, F) ₂	Serpentinito Alterado
Carbonato	Magnesita	MgCO ₃	
	Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	

Fonte: Modificado de Goff *et al* (2000)

Nos trabalhos de Lackner *et al.* (1995), Goff *et al.* (2000), Goldberg *et al.* (2000), Zevenhoven & Kohlmann (2001), Herzog (2002), Park & Fan (2004), Yajima *et al.* (2006), Hanchen *et al.* (2006), entre outros, com vistas para a utilização de rochas ultramáficas e minerais associados, buscou-se principalmente a olivina, a serpentina e o talco, como fonte de magnésio para a carbonatação mineral no seqüestro de CO₂, como mostra a reação (eq. 1) entre serpentina e CO₂, formando magnesita (HERZOG, 2002), apresentada a seguir:



Neste sentido, a presente pesquisa tem como premissa a capacidade das rochas básicas e ultramáficas para a concentração de teores relativamente altos de Mg, Ca, Fe e Mn, e a possibilidade de que determinados minerais constituintes dessas rochas (Mg/Ca-silicatos) possam satisfazer as condições necessárias para uso em processo de carbonatação mineral no seqüestro de CO₂.

O reconhecimento de áreas onde ocorrem rochas com potencial para uso em processo de carbonatação mineral no seqüestro de CO₂ deve favorecer a preparação e instalação de plantas piloto para a carbonatação mineral, adjacentes às áreas industriais com maior disponibilidade de CO₂. Neste sentido foi feita a seleção da área de pesquisa; aliando a presença de corpos de rochas metabásicas e metaultramáficas relativamente próximas (aproximadamente 60 km) ao distrito industrial de Paulínia, um dos mais importantes centros de emissão de CO₂ no país.

1.4 Objetivos

A presente dissertação pretende avaliar o potencial das rochas metabásicas e metaultramáficas de áreas na Faixa Itapira-Amparo, para uso no seqüestro de CO₂ por meio da carbonatação mineral.

Além deste objetivo abrangente, foram enumerados ainda os seguintes objetivos complementares:

- ✓ Definir áreas-alvo para adensamento da pesquisa mineral, com base na composição mineralógica e química das rochas metabásicas e metaultramáficas da Faixa Itapira-Amparo, com suporte da caracterização petrográfica por microscopia ótica, análises de difração de raios-x, fluorescência de raios-x e microscopia eletrônica de varredura, indicando também o modo de ocorrência e distribuição dos metabasitos avaliados;
- ✓ Avaliação das rochas metabásicas e metaultramáficas da área de pesquisa com ênfase nos minerais ricos em Mg e Ca (olivina, serpentina, anfibólio e talco), estimativa do percentual desses minerais presentes nos diferentes tipos rochosos e determinação dos teores dos óxidos de interesse MgO, CaO, FeO e MnO, e do volume máximo de CO₂ seqüestrável.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de pesquisa está situada a nordeste da capital do Estado de São Paulo, possui aproximadamente 415km² e abrange parte das folhas de Moji-Guaçu (SF-23-Y-A-VI-3), Águas de Lindóia (SF-23-Y-A-III-4), Amparo (SF-23-Y-A-VI-1) e Socorro (SF-23-Y-A-VI-2), além dos municípios de Itapira, Amparo, Serra Negra e Lindóia. (Figura 3).

O acesso à porção norte da área de pesquisa pode ser feito de duas maneiras; a partir de Paulínia, pela SP-332 até o município de Engenheiro Coelho, distante cerca de 30 km, e depois, seguindo-se pela SP-147 por mais 45 km até o município de Itapira na porção noroeste da área. Outra possibilidade é saindo de Paulínia pela SP-332, em direção à Campinas, por aproximadamente 30 km, toma-se então a SP-340, em sentido norte, por aproximadamente 45 km até o município de Moji-Mirim e mais 20 km, em sentido leste, até Itapira.

O acesso para a porção sul da área é saindo de Paulínia, pela SP-332, em direção a Campinas por aproximadamente 15 km, e deste ponto, seguindo-se pela SP-340 rumo ao norte até o município de Jaguariúna, distante cerca de 20 km. De Jaguariúna o acesso para o município de Amparo pode ser feito pela SP-95, por aproximadamente 20 km.

As coordenadas UTM da poligonal que representam os limites da área de pesquisa são apresentadas na Figura 3, com referência aos vértices 1 a 18.

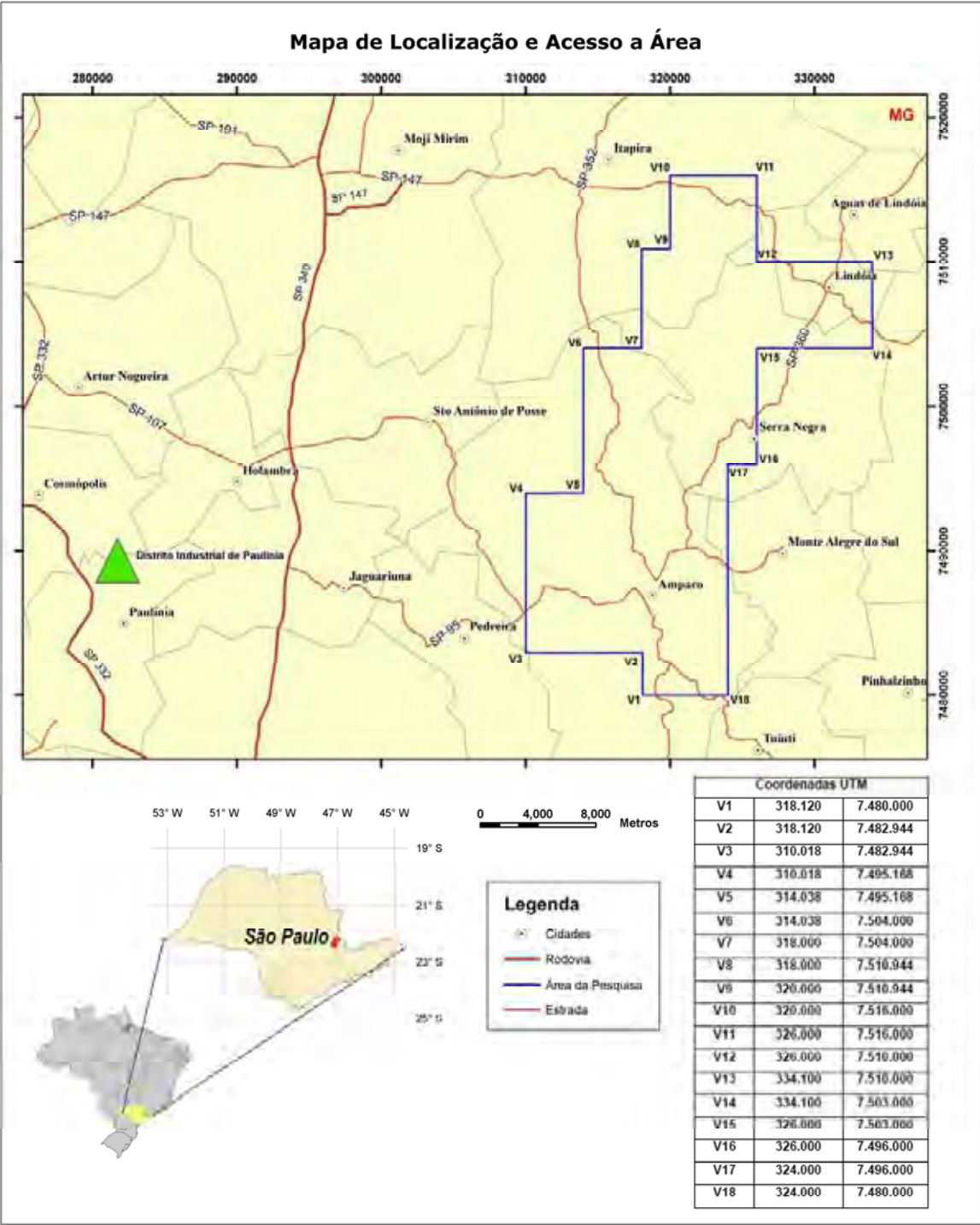


Figura 3 - Mapa esquemático de localização da área de pesquisa no estado de São Paulo, com destaque para o distrito industrial de Paulínia.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A seqüência metodológica utilizada para a avaliação do potencial das rochas metabásicas e metaultramáficas para o seqüestro de carbono, por meio da carbonatação mineral, constituiu-se de sete fases sucessivas e inter-relacionadas, como segue:

- ✓ Pesquisa bibliográfica (seqüestro de CO₂, carbonatação mineral e geologia da área);
- ✓ Construção do banco de dados espacial (SIG);
- ✓ Fotointerpretação e geoprocessamento de dados de sensoriamento remoto com uso de fotos aéreas e imagens de satélite;
- ✓ Cartografia geológica e atualização do mapa base, com ênfase nos aspectos lito-estruturais;
- ✓ Amostragem dos principais litotipos que compõem a Faixa Itapira-Amparo, com ênfase para as rochas metabásicas e metaultramáficas;
- ✓ Caracterização petrográfica e litogeoquímica das amostras com composição máfica e ultramáfica, e cálculo da composição modal;
- ✓ Avaliação do potencial dos jazimentos e as implicações quanto ao seqüestro de CO₂ e possíveis investimentos.

A pesquisa bibliográfica sobre o arcabouço geológico regional foi inicialmente com base na revisão dos trabalhos de Ebert (1968), Artur (1980), Zanardo (1987), Peloggia (1990), Lazarini (2000) e Oliveira *et al.* (2004), que apresentaram estudos integrados nos Complexos Amparo e Itapira, sobretudo na região que abrange os municípios de Itapira, Águas de Lindóia, Amparo e adjacências.

A partir dos trabalhos de Goff & Lackner (1989), Seifritz (1990), Lackner *et al.* (1995), Goldberg *et al.* (2000), Goff *et al.* (2000), Zevenhoven & Kohlmann (2001), Herzog (2002), Huijgen *et al.* (2004), Park & Fan (2004), Rocha (2003), Zevenhoven *et al.* (2006), Yajima *et al.* (2006) e Hanchen *et al.* (2006) foi realizada a revisão bibliográfica sobre o sequestro de CO₂ por meio da carbonatação mineral, desenvolvida a partir da reação do dióxido de carbono com Ca/Mg-silicatos.

Inicialmente foram compiladas informações e dados de cartas topográficas do IBGE (1972), efetuada a fotointerpretação e o geoprocessamento das imagens LANDSAT 7 da área com a utilização do software SPRING[®] 4.2 (Anexo 3), com a finalidade de se construir uma base cartográfica de trabalho, à qual foi agregado o mapa geológico preliminar (Anexo 1), baseado em Oliveira *et al.* (2004) e Lazarini (2000). Toda esta informação foi estruturada em ambiente SIG, com coordenadas geográficas UTM (SAD 69), utilizando o software ArcGIS[®] 9.1. O mesmo software foi utilizado para gerar o modelo de elevação do terreno, no módulo ArcScene.

As etapas de trabalhos de campo envolveram a descrição de afloramentos de rochas metabásicas e metaultramáficas existentes nas proximidades das cidades de Lindóia, Itapira e Amparo, com amostragem das rochas anfíbolíticas (Serra Negra, Monte Sião, Amparo e Itapira), metabásicas xistosas e maciças (Lindóia, Amparo, Serra Negra e Arcadas) e metaultramáficas (Arcadas, Cristália, Lindóia e Itapira), coletadas no período de dezembro de 2005 até maio de 2007. Foi dada ênfase para as rochas antofiliticas e anfíbolíticas com ocorrências nas proximidades de Cristália, na rodovia SP-147, e de rochas metaultramáficas, próximo à cidade de Amparo.

A prospecção geológica das rochas metabásicas e metaultramáficas foi efetuada em mais de 200 pontos de afloramentos descritos e cartografados, distribuídos ao longo das unidades que suportam o quadro geológico regional, com coleta de 60 amostras de rocha para a caracterização petrográfica (Anexo 2).

Foram realizadas análises petrográficas de 53 lâminas em microscópio ótico (Pol-

Zeiss Oberkochen), que possibilitou a divisão das rochas metabásicas em quatro litotipos especiais, tais como: (1) Anfibolitos (orto e paranfibolitos, hornblenda-xistos), (2) Xistos máficos ricos em actinolita, (3) Antofilita-xistos (asbesto) e (4) Metaultramáficas ricas em talco e serpentina (piroxenitos, peridotitos e harzburgitos) (Anexo 4).

Além das análises petrográficas, os resultados das análises de difratometria de raios-X (espectrômetro Siemens D5000) e fluorescência de raios-X (espectrômetro seqüencial Philips PW2400) de 26 amostras executadas em laboratório da UNESP (LABOGEO) foram essenciais para a determinação da moda mineral dos quatro litotipos mencionados.

A difração de raios-X forneceu a composição mineralógica das 26 amostras de rochas metabásicas e metaultramáficas selecionadas em função do potencial para a concentração dos óxidos CaO, MgO, FeO e MnO (Anexo 5).

A fluorescência de raios-X forneceu as composições químicas das 26 amostras selecionadas, e a partir desses resultados foram obtidos os percentuais dos elementos maiores com ênfase para a concentração dos óxidos de interesse. Os resultados das análises são apresentados no Anexo 6.

Com base nestas determinações foram efetuados os cálculos da moda mineral no software MODAN (PAKTUNC, 1998), com a intenção de verificar quais os litotipos, em função da composição química dos minerais presentes nas amostras estudadas, apresentam maior potencial para a carbonatação mineral. Os resultados obtidos no MODAN são apresentados no Anexo 7.

Para visualizar o modo de distribuição dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn, nos minerais das rochas de interesse, e ainda Si e Al ou Na e K dependendo da amostra analisada, foram realizadas análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de 05 exemplares de metabásicas e 03 de metaultramáficas metalizadas, efetuadas no Centro de Caracterização e Desenvolvimento de Materiais (CCDM) da UFSCar (Anexo 8).

Previamente ao imageamento das amostras, procedeu-se à metalização das seções delgadas. O equipamento utilizado foi uma microsonda eletrônica Leica modelo S440, com EDS (*Energy Dispersive System*), acoplado para análise semiquantitativa.

A necessidade de integração das informações obtidas nas etapas de campo fez-se premente, e exigiu a utilização do banco de dados em ambiente SIG na etapa inicial do trabalho, para as interpretações sobre a distribuição e a geometria dos corpos.

Deste modo, os dados relativos à caracterização petrográfica e os resultados das análises litoquímicas puderam ser visualizados, de modo que a representação espacial dos dados fosse discretizada e continuamente atualizada, permitindo manipulação de maneira imediata e eficaz.

Com base nos resultados obtidos nos trabalhos de campo, levando-se em conta o número de ocorrências das metabásicas, metaultramáficas e o arranjo estrutural observado, e nos dados obtidos nas análises petrográficas e litoquímicas, deu-se a delimitação das áreas mais promissoras para a concentração dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn.

A partir da seleção das áreas com maior potencial mineral, foi realizado o reagrupamento das amostras dos litotipos com base na concentração média dos elementos de interesse.

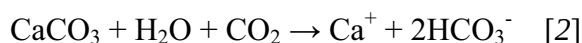
O cálculo da estimativa das reservas dos elementos de interesse foi realizado a partir da obtenção do volume total de rocha nas áreas delimitadas para cubagem, e calculada, com base nas concentrações dos elementos de interesse, a quantidade de CO₂ sequestrável.

4. CARBONATAÇÃO MINERAL

A carbonatação mineral consiste na conversão de CO₂ em carbonatos sólidos inorgânicos estáveis e, pode ser uma maneira eficaz para a estocagem de dióxido de carbono (HANCHEN *et al.*, 2006). Este processo envolve a captura e armazenamento do carbono gerado a partir de fontes estacionárias industriais, sendo as reservas minerais com potencial para o seqüestro de CO₂ muitas vezes maior que o emitido pela queima de todas as reservas conhecidas de hidrocarbonetos no mundo (IPCC, 2006). Por esse motivo admite-se que o seqüestro de carbono via carbonatação mineral, possa contribuir de modo significativo na redução da concentração de CO₂ na atmosfera e mitigação das mudanças climáticas globais.

Por meio da reação entre silicatos ou óxidos alcalinos com o CO₂, podem-se obter produtos tais como carbonatos (e.g. magnesita) e silicatos. Outro aspecto bastante interessante da carbonatação mineral consiste no fato dessa reação ser exotérmica e ocorrer, na natureza, durante o processo de alteração de alguns minerais.

As transformações dos minerais nas rochas afetadas por processos exógenos, naturais ou metamórficos, são fortes evidências das reações químicas que representam o processo de carbonatação mineral. Admite-se ainda que tais reações, em geral, são bastante simples e o modelo geoquímico mais comum para representar a carbonatação é a formação do bicarbonato de cálcio em meio aquoso a partir da calcita (eq. 2), como segue:



Os campos de estabilidade dos compostos de carbono em solução estão intimamente relacionados com as condições de pH, temperatura e percentual total de atividade, portanto, sendo dissolvido em meio aquoso o gás carbônico constituirá o ácido carbônico (H₂CO₃), em função da diminuição do pH.

Dentre os principais fatores que limitam os processos de carbonatação mineral destaca-se a baixa cinética química da reação, ou seja, a carbonatação mineral de silicatos se desenvolve muito lentamente na escala de tempo geológico, em condições de temperatura e pressão ambientes (25°C e 1atm). Neste caso, as reações químicas são controladas pela composição química, textura dos minerais (*fabric*), condições de pH, presença de água, pressão de CO₂, temperatura e, em alguns casos, ação biológica (IPCC, 2006).

Estudos recentes consideraram as experiências de carbonatação mineral a partir da utilização de certas espécies minerais, tais como: forsterita (Mg₂SiO₄), brucita (Mg(OH)₂), serpentina (Mg₃Si₂O₉H₄) e wollastonita (CaSiO₃), e outras que têm demonstrado a capacidade de reação destes materiais com o dióxido de carbono em solução ou no estado supercrítico (HUIJGEN *et al.*, 2004).

A fixação permanente do CO₂ na estrutura cristalina dos carbonatos gerados, favorável ao emprego do método, requer em larga escala a execução de atividades de mineração, processamento mineral e estudos locais para a disposição e reuso dos materiais resultantes da carbonatação (Figura 4).



Figura 4 - Processo e fluxos de materiais relacionados com a carbonatação mineral ex-situ de rochas silicáticas ou resíduos industriais. Fonte: Golderg *et al.*, (2000)

Para avaliar o potencial para a carbonatação mineral de diversos materiais, inovadoras pesquisas têm sido realizadas em importantes centros de pesquisa do mundo inteiro, em locais tais como: Albany Research Center, National Energy Research Laboratory at Los Alamos e Arizona State University (Estados Unidos); Research Institute of Innovative Technology for the Earth (Japão); Technical Research Centre of Finland (Finlândia); Institute for Energy Technology (Noruega); Energy Technology Centre of Canadá (Canadá); Centre de Recherches IPGP (França), ETH-Swiss Federal Institute of Technology Zurich (na Suíça).

No Brasil, o CEEPAC (Centro de Excelência em Energia e Pesquisa sobre Armazenamento de Carbono) tem desenvolvido inúmeras pesquisas na área de captura e estocagem de carbono, sendo um exemplo de parceria entre instituições de ensino e pesquisa do país e a PETROBRAS S.A., visando o desenvolvimento tecnológico para a produção de energia limpa, redução das emissões dos gases de efeito estufa (GEE) e a decorrente mitigação das mudanças climáticas globais.

Com base no relatório do IEA (International Energy Agency) em conjunto com o ECN (Energy Research Centre of the Netherlands), iniciado em 2002 e concluído no final de 2005, os processos de carbonatação mineral para o seqüestro de CO₂ foram considerados como os mais seguros do ponto de vista ambiental.

Contudo, o resultado desta avaliação não se demonstrou conclusivo quanto à exeqüibilidade energética e/ou econômica de nenhum dos processos de carbonatação mineral considerados. Tendo sido apontado pelo IEA (2005), que mesmo os processos considerados potencialmente viáveis ainda requerem redução dos insumos energéticos.

Considerando os fatores que condicionam e limitam a carbonatação mineral, atualmente, as principais linhas de pesquisas nesta área têm sido direcionadas para a solução de problemas concernentes ao aumento da eficiência da reação de carbonatação e separação do CO₂ (pré e pós-combustão); além disso, a busca por materiais mais susceptíveis ao processo de carbonatação com insumo energético reduzidos está entre as principais linhas de pesquisas em desenvolvimento no mundo (IPCC, 2006).

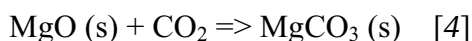
4.1 Química da carbonatação mineral

Dentre as técnicas de armazenamento de CO₂, pode-se distinguir em processos de carbonatação mineral *in-situ* ou *ex-situ*, referindo-se a transformação dos materiais em

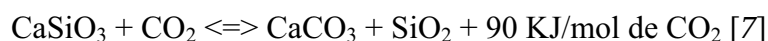
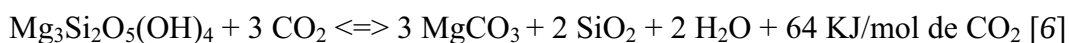
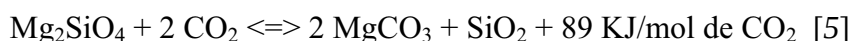
carbonatos por meio da injeção do CO₂ em poços de petróleo depletados, aquíferos salinos e/ou camadas de carvão, ou na reação de carbonatação após o pré-tratamento dos minerais envolvendo atividades de mineração e beneficiamento dos materiais carbonatáveis, respectivamente.

Os processos de carbonatação mineral a partir do uso de materiais rochosos ricos em Mg e Ca são divididos em “diretos” e “indiretos”, significando particularidades nos aspectos termodinâmicos da conversão de Mg/Ca-silicatos em carbonatos. De um modo prático, a vantagem dos processos diretos é a transformação de silicatos ou óxido ricos em Mg, Ca e Fe em carbonatos numa única etapa, sem que os componentes reativos MgO, CaO ou FeO, previamente sejam extraídos do material fonte (abertura do sistema mineral) e só depois submetidos a reação de carbonatação.

Hanchen *et al.* (2006) apontam que a reação de carbonatação mineral a partir da dissolução da forsterita (olivina), ocorre em três etapas principais que a controlam cineticamente (dissolução da olivina, dissolução do CO₂ e precipitação de MgCO₃). Essa reação é a que melhor atribui vantagem a carbonatação mineral, uma vez considerados o peso molecular do magnésio e o balanço energético envolvido. É possível observar a reação geral de carbonatação nas equações (3) e (4), a partir de silicatos de magnésio, formando magnesita:



De modo semelhante, podem-se apresentar as reações de carbonatação (exotérmicas) a partir da olivina (5), serpentina (6) e wollastonita (7), como indicado nas reações abaixo.



Como visto, as reações químicas (5, 6, 7) são exotérmicas e possuem entalpia de formação (ΔH°) de MgCO₃ de (+ 89kJ/mol) para forsterita, de (+ 64 KJ/mol) para serpentina e de (+ 90 KJ/mol) para wollastonita.

Em função das propriedades físico-químicas e rendimento obtido nas reações de carbonatação, infere-se que o seqüestro de CO₂ em escala industrial necessite de grande quantidade de material carbonatável (olivina, serpentina e outros silicatos ricos em Mg, Ca ou Fe). Neste caso, considerando os pesos moleculares do magnésio (P.M._{Mg}=24.gramas) e do dióxido de carbono (P.M._{CO2}=44.gramas), numa reação com rendimento máximo, o seqüestro de uma tonelada de CO₂ dependerá de cerca de 0,5 toneladas de magnésio, ou ainda, aproximadamente 1,6 toneladas de forsterita.

Em relação às principais reações de carbonatação envolvendo silicatos de magnésio, a cinética da reação depende da pressão parcial de CO₂, sendo realizados experimentos em condições variadas de temperatura e pressão. Em seus estudos Hanchen *et al* (2006), conduziram experimentos para a dissolução de olivina e serpentina variando as condições de temperatura desde 25° até 400°C e pressões entre 01 e 500bar, em autoclave de titânio com medidas da concentração dos elementos dissolvidos utilizando espectrômetro de absorção atômica (AAS), cromatógrafo de íons (IC) e métodos espectrométricos (MB).

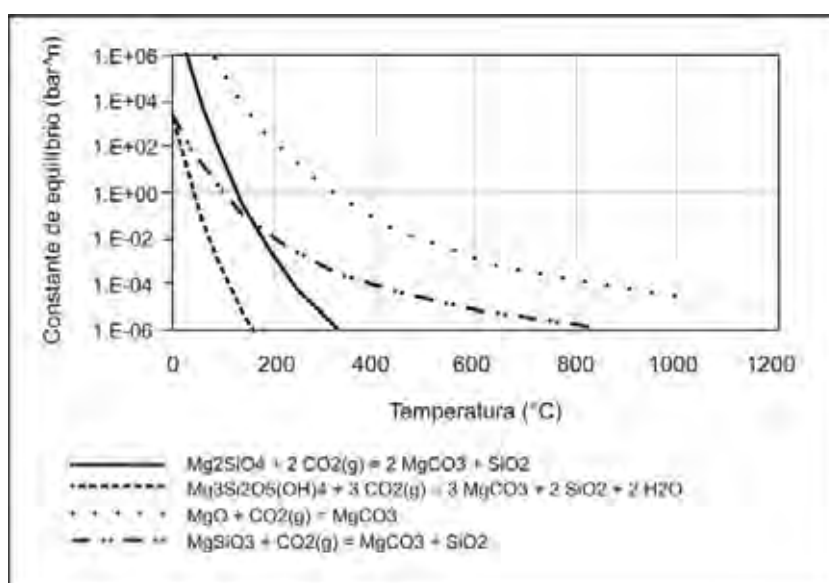


Figura 5 - Termodinâmica da reação de carbonatação, em função de P-T, envolvendo compostos MgO, MgSiO₃, olivina e serpentina. Fonte: Zevenhoven & Kohlmann, (2001).

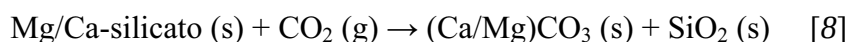
Zevenhoven & Kohlmann (2001) mostram que o processo de dissolução das

diversas espécies minerais ricas em magnésio pode ser facilitado pela elevação da pressão e valores da constante de equilíbrio maiores que 01 (um), contudo os autores não entram em detalhes a respeito da cinética química das reações (Figura 5).

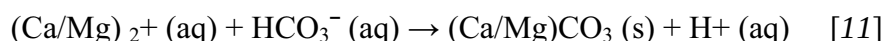
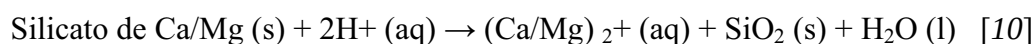
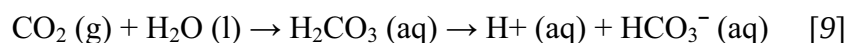
Como visto, a carbonatação mineral pode ocorrer em processo direto (gás-sólido, em meio aquoso ou processo de fusão) ou indireto (pré-tratamento mineral com o uso de compostos reativos). Para melhor exemplificar os processos diretos e indiretos, Huijgen *et al* (2004) apresentou as seguintes reações de carbonatação, como segue:

4.1.1. Carbonatação Direta

(1) Gás – Sólido - a reação ocorre entre Mg/Ca-silicato (s) e CO₂ (g)

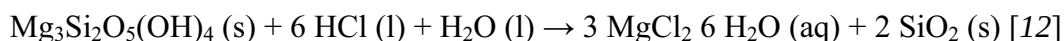


(2) Em meio aquoso – a reação ocorre a partir da dissolução das substâncias (CO₂ e silicato de Mg/Ca), com elevação da pressão de CO₂ e da temperatura.



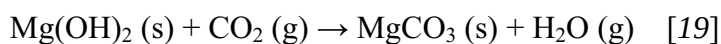
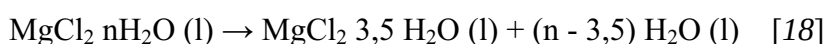
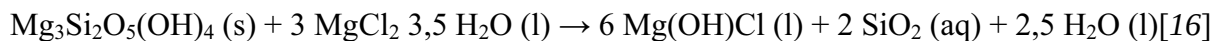
4.1.2. Carbonatação Indireta

(1) Dissolução em HCl – a reação ocorre com o uso de HCl, proposto por (Lackner *et al.* 1995), para a dissolução da serpentina.

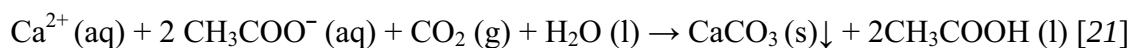
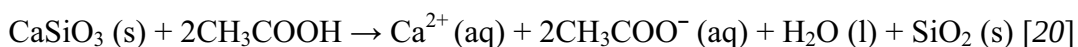




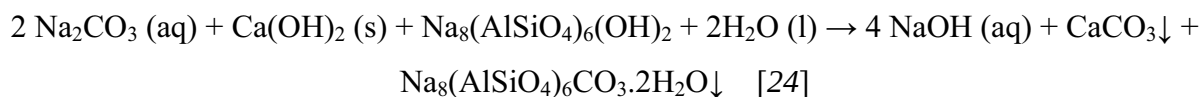
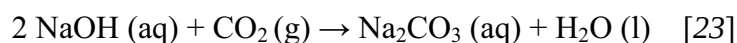
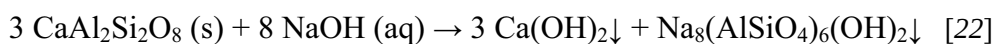
(2) Processo de fusão – a reação ocorre com o mineral (serpentina) primeiramente dissolvido com adição de sal.



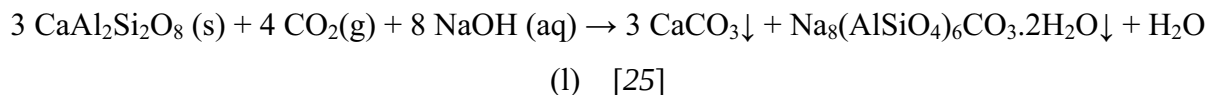
(3) Dissolução em ácido acético – a reação ocorre mediante tratamento da wollastonita em ácido acético (CH₃COOH).



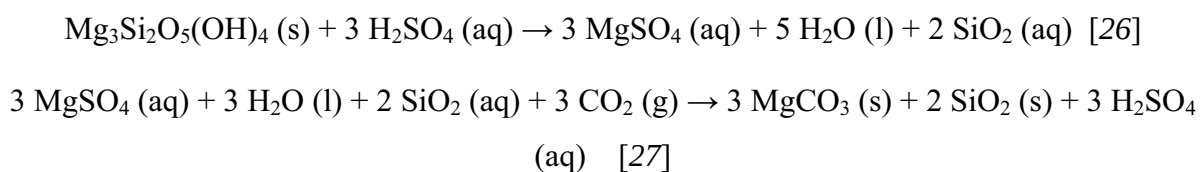
(4) Aplicação de NaOH - Este processo tem por base a carbonatação de plagioclásio (anortita), com NaOH na extração do cálcio da estrutura cristalina do mineral com a substituição por átomos de silício e alumínio.



Obs.: Caso todo o [Na₈(AlSiO₄)₆CO₃·2H₂O] seja precipitado, o NaOH poderá ser reciclado para o início da reação. Isto deve ocorrer nas seguintes condições: T=200°C, p<15 atm, t = 1h – 3 dias



(5) Acidificação – a reação ocorre de modo similar a extração por dissolução em HCl, com aplicação de ácidos na dissolução de Ca/Mg do mineral.



4.1.3. Outros Processos

O advento das pesquisas voltadas ao armazenamento de carbono deve-se ao uso de diferentes materiais com características próprias que assegurem o potencial para a carbonatação, a exemplo da reação entre o CO₂ e faialita (Fe₂SiO₄), que forma siderita (Fe₂CO₃) com certa facilidade. Embora ainda elementar, os processos de carbonatação mineral a partir do uso de enzimas, ácidos e/ou sais, como agentes catalisadores em etapas específicas das reações, depende excepcionalmente da continuidade das investigações quanto às condições termodinâmicas (P e T) na dissolução, separação e captura de CO₂ em larga escala (HUIJGEN *et al.*, 2004).

5. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

A área da pesquisa está inserida na região central da Província Mantiqueira (Figura 6), sendo parte dos sistemas orogênicos a sul do Cráton do São Francisco (CSF), com evolução policíclica desde o Arqueano até a aglutinação do Gondwana Ocidental durante a Orogênese Brasileira. Desta maneira, o contexto geológico regional admite ainda sucessivas colagens e interações de placas tectônicas que formaram complexas faixas móveis acrescionárias, colisionais ou transpressionais, reativadas sucessivamente (ALMEIDA, 1977).

A Figura 6 apresenta os principais domínios e faixas de dobramentos da região, representadas pelos Domínios Socorro (DS) e Guaxupé (DG) (CAMPOS NETO *et al.*, 1984), Faixa Ribeira (FR) (CORDANI *et al.*, 1973) e Faixa Alto Rio Grande (FARG), com base em Hasui & Oliveira (1984).

Segundo Moraes (1999), a parte central da Província Mantiqueira é dividida nos domínios Faixa Alto Rio Grande, Socorro, São Roque e Embu, com o Domínio Socorro submetido à influência da formação da Faixa Ribeira. Neste domínio a distribuição de corpos graníticos neoproterozóicos é extensa e geneticamente complexa ocorrendo desde o Complexo Costeiro até os domínios Socorro e Guaxupé

Por meio de datação de rochas gnáissicas e plutônicas do DS, adjacentes às rochas da FARG, no sudeste da Província Mantiqueira Central, foi possível estabelecer um período de expressivo magmatismo entre 660 e 640 Ma. Possivelmente, esse magmatismo representa a formação de um arco continental, como resultado da subducção de crosta oceânica neoproterozóica em importante etapa de desenvolvimento do Gondwana Ocidental, durante convergência pré-colisional precursora ao fechamento do Oceano Adamastor se o vínculo for com a FR, ou então do Oceano Goianides se vinculado à FB (HACHSPACHER *et al.*, 2003).

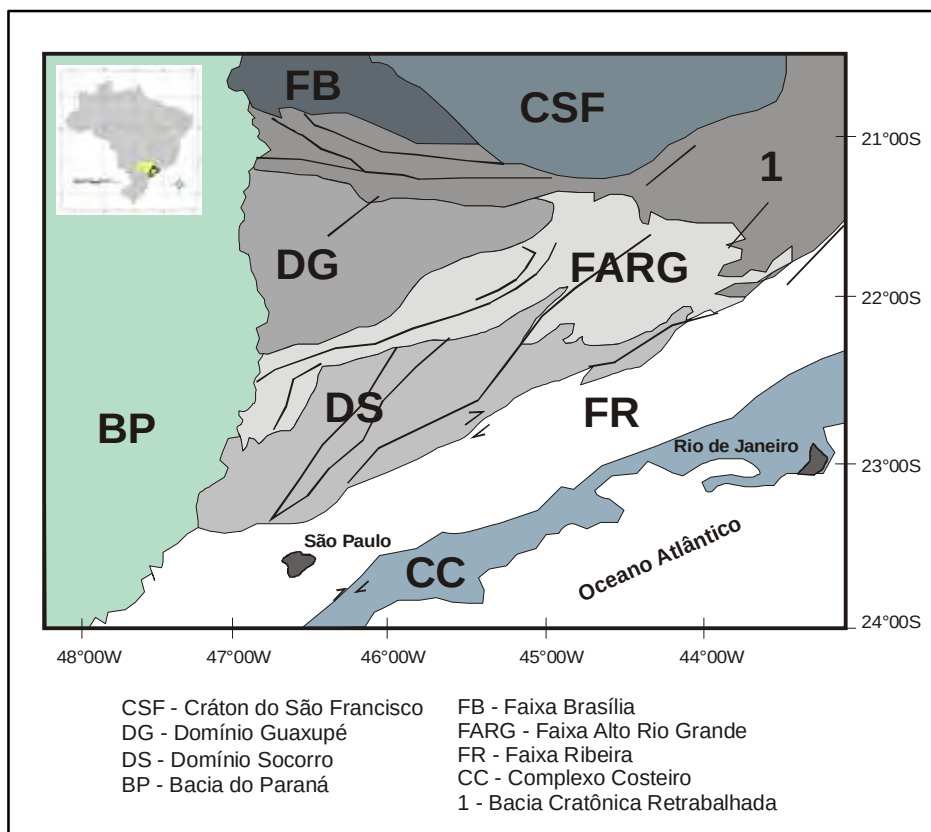


Figura 6 - Domínios geotectônicos da Província Mantiqueira Central. Fonte: modificado de Hackspacher *et al.* (2003)

5.1 Faixa Alto Rio Grande

A Faixa Alto Rio Grande (FARG) (HASUI & OLIVEIRA, 1984; CAMPOS NETO, 1992) está situada a sul do CSF, limitada a norte pelo DG e a sul pelo DS (LAZARINI, 2000), sendo caracterizada por ampla faixa de dobramentos marginal ao CSF, com estruturas na forma de faixas ou lentes alongadas na direção NE.

A FARG é composta principalmente por metamorfitos de grau médio a alto inicialmente descritos nos trabalhos de Ebert (1968), Wernick (1978), Artur (1980), Campos Neto & Basei (1983), os quais contribuíram significativamente para o avanço do conhecimento das seqüências metamórficas da região nordeste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais.

Em geral, estas rochas apresentam foliação de baixo ângulo e indicadores cinemáticos que mostram vergência para NW, em resposta ao regime convergente do Neoproterozóico, transposto por tectônica direcional. O regime compressivo (tangencial e direcional) é responsável pela instalação das zonas de cisalhamento de direção NE, e pelas

falhas de Campinas, Valinhos e Socorro em função de movimentos relativos entre os diferentes blocos crustais.

No domínio da FARG são descritas zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis de natureza transpressiva, propulsoras do alçamento das unidades basais. Estas estruturas motivaram dobramentos e cataclases que de algum modo promoveram o alojamento de granitóides, afetando tanto a infra-estrutura como as unidades supracrustais (ZANARDO, 1987; ARTUR, 1988 e LAZARINI, 2000).

Nas proximidades da cidade de Amparo Fetter *et al.* (2001) obtiveram idade U/Pb em zircão de 3000 Ma em gnaisses tronjhemíticos polimigmatizados. As pesquisas destes autores mostram que o embasamento da FARG consiste principalmente de gnaisses paleoproterozóicos de caráter juvenil e retrabalhados e gnaisses arqueanos com distribuição local.

Pellogia (1990) reconheceu nos domínios da FARG uma extensa faixa de dobramentos, limitada pelos DG e DS, com polaridade e vergência voltadas para o bloco estável CSF (Figura 6). Na região de Amparo distinguiu duas associações geológicas: (a) rochas ortognaissicas migmatíticas do Complexo Amparo (porção ocidental), com intercalações de anfibolitos e que englobam a Associação “Máfico-Ultramáfica” de Arcadas e (b) rochas supracrustais (Complexo Itapira), constituídas por xistos (Fazenda Bela Vista) e quartzitos (Serra dos Feixos), adjacentes ao paleocontinente e aos gnaisses “Ribeirão do Pantaleão e Duas Pontes”, associam-se ao magmatismo ácido pré-orogênico do Neoproterozóico.

De modo abrangente, os terrenos metamórficos que constituem a borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná, na divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais, com limites a NW dado pela falha de Jacutinga e a SE pelas falhas de Socorro e Inconfidentes, tem sido objeto de estudo de diversos autores (ARTUR, 1980; ZANARDO, 1987; LAZARINI, 2000; OLIVEIRA *et al.*, 2004; entre outros), que também atribuem para esta porção crustal evolução policíclica e convergência tectônica no sentido dado pelo modelo de colisão continental desenvolvida no Proterozóico superior.

5.2 Faixa Itapira-Amparo

A Faixa Itapira-Amparo, segundo Zanardo (1987), foi inicialmente designada por

Ebert (1968) e descrita como uma faixa alongada, que, em sua porção meridional, apresenta direção NNE/SSW, infletindo-se para ENE/WSW na porção setentrional, delimitada a nordeste, do Complexo Guaxupé, pelo sistema de falha ou cisalhamento Jacutinga/Espírito Santo do Dourado/Ribeirão de Pirapetinga e, do Complexo Socorro, a sudeste pelo sistema Socorro/Monte Sião ou Inconfidentes.

Ebert (1968) interpretou as rochas do Complexo Amparo como metassedimentos grauvaqueanos dispostos em antiformes. A partir de novas interpretações passaram a representar a infraestrutura gerada no Arqueano e retrabalhada no Paleo-Proterozóico inclusive com evidências de acreção crustal, enquanto que as rochas metassedimentares alojadas em sinformes representam o Complexo Itapira de idade neoproterozóica. No entanto, os dois conjuntos litológicos não exibem diferenças metamórficas e estruturais que permitam distingui-los com segurança.

Wernick & Penalva (1973) confirmaram o complexo padrão estrutural apresentado por Ebert (1971) e parte das interpretações dos primeiros dados sobre as rochas metamórficas do Complexo Amparo, de idade transamazônica.

O arcabouço geológico no domínio da Faixa Itapira-Amparo é constituído por rochas migmatíticas e ortognaisses (Complexo Amparo) e metassedimentos em intercalações com gnaisses quartzo-feldspáticos e migmatitos (Complexo Itapira), além de rochas de composição variável entre os tipos ultrabásicos a intermediários. As seqüências máfico-ultramáficas desta região apresentam dimensões modestas (métricas a decamétricas), e formas lenticulares concordantes com as rochas encaixantes. De modo geral, os contatos são abruptos, difusos por assimilação e/ou transicionais com hornblenda gnaisses (LAZARINI, 2000).

As rochas do Complexo Itapira são intensamente recortadas por falhas transcorrentes que limitam e justapõem, em amplas faixas de dobramentos, rochas do Arqueano (Migmatitos Amparo e Ortognaisses Serra Negra) e do Proterozóico Inferior (migmatitos e gnaisses graníticos), por vezes envolvendo magmatismo híbrido em granitos e gnaisses diversos.

Segundo Zanardo (1987), que reconheceu ciclos termo-tectônicos de idade arqueana (Complexo Amparo), transamazônica (Complexo Itapira e granitóides sintectônicos) e brasileira (Formação Eleutério e cataclasitos), as seqüências ultramáficas existentes na região podem tratar-se de fragmentos de seqüência ofiolítica. Segundo Pellogia (1990), eles podem representar restos de *greenstone belts* ou complexos estratiformes intrusivos

dilacerados.

Nesta mesma região, Oliveira *et al.* (2004) realizaram estudos petrográficos e litogeoquímicos das associações ortoderivadas do embasamento cristalino (Complexo Amparo), e das seqüências metavulcânicas máficas e metassedimentos mais jovens do Complexo Itapira, e reconheceram quatro litotipos representativos de rochas metabásicas, metaultrabásicas e anfibolitos, são eles: Hornblenda-xistos, Anfibolitos, Metaultramáficas e Ortopiroxênio anfibolito, a partir de conjunto de amostras coletadas próximo as cidades de Socorro, Amparo, Monte Sião e Itapira.

Os teores de MgO permitem a subdivisão em dois grupos: baixo magnésio (anfibolito e ortopiroxênio anfibolito), com teores de MgO entre 6,30 e 8,41% e alto magnésio (hornblenda xisto e metaultramáfica), com teores desse óxido entre 12,31 e 28,81%. A amostra que contém 28,81% de MgO representa rocha metaultramáfica, descrita por Oliveira *et al.* (2004), caracterizada como orto-cumulato com altos teores de Cr e Ni.

As rochas metabásicas e metaultramáficas da Faixa Itapira-Amparo, transversais e longitudinais aos quartzitos, migmatitos e granitos sintectônicos são apresentados e descritos a seguir:

- ✓ Hornblenda-xistos - São rochas foliadas com mais de 80% de anfibólio modal, possuem cores escuras (verde a preto), e texturas nematoblástica, granoblástica ou granonematoblástica. O anfibólio (hornblenda) apresenta pleocroísmo fraco a médio, de incolor a verde. Lazarini (2000) determinou também a presença de actinolita, Mg-hornblenda e Mg-cummingtonita.
- ✓ Anfibolitos - Essas rochas estão amplamente distribuídas na área, comumente, em intercalações com ultramáficas. No contexto regional, são indicativas do metamorfismo " fácies anfibolito", geralmente apresentam estrutura maciça ou foliada (hornblenda-xisto). A hornblenda apresenta pleocroísmo forte a médio e cor verde, por vezes zonado.
- ✓ Ortopiroxênio anfibolitos - Ocorrem na porção sul da faixa charnockítica de Socorro rochas foliadas de coloração cinza-esverdeada a preta, com textura milonítica granoblástica, contendo anfibólio cálcico, plagioclásio (simplectítico) e intercrescimento com granada e clinopiroxênio. Os demais minerais compreendem bronzita, granada e clinopiroxênio. O grau

metamórfico encontra-se entre fácies anfibolito e granulito, com provável adição de fluido aquoso; contudo, a estabilização dos piroxênios deve ter ocorrido em condições de pressão de H₂O limitada. Os intercrescimentos symplectíticos de granada, piroxênio e plagioclásio indicam condições de pressões superiores a 10 kbar.

- ✓ Metaultramáficas - São rochas compostas por minerais do grupo da olivina, piroxênio e anfibólio (peridotitos, piroxenitos e harzburgitos). Ocorrem principalmente nas proximidades da cidade de Lindóia e associadas a quartzitos na região de Arcadas (Pellogia, 1990). O mineral mais abundante nestas rochas é a olivina, com microfraturas preenchidas por serpentina e bronzita. Os demais constituintes compreendem hornblenda tremolítica a Mg-hornblenda, flogopita e espinélio. Como minerais secundários ocorrem o talco, serpentina e clorita. A caracterização das metaultramáficas dá-se pelas ocorrências de olivina, ortopiroxênio anfibólio e olivina, tendo como principal componente a olivina (até 40%) (Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4), numa série isomórfica entre a forsterita (Mg) e a fayalita (Fe), com cristais que podem atingir até 7,0mm, e fraturas preenchidas por serpentina ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) e bronzita (ortopiroxênio – série isomórfica de $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ ~40%), em prismas de até 5,0mm de comprimento. Os demais constituintes da matriz são hornblenda tremolítica, Mg-hornblenda, flogopita, espinélio (picotita). Os minerais secundários são o talco ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) e a serpentina.

Segundo Oliveira *et al.* (2004), anfibolitos e metabásicas ocorrem encaixados na forma lentes ou corpos tabulares, cisalhados e fragmentados, com espessuras centimétricas até decamétricas, alongados segundo NNE-SSW. A essas unidades se associam, na porção sul, gnaisses mangerítico, charnockítico e enderbítico; gnaisses migmatíticos e granito sintectônico com intercalações de biotita-hornblenda-gnaisses, anfibolito, quartzito, gondito, metaultramáfica, paragneisses arcoseano, grauváquico, às vezes migmatizado, mica-xisto e rocha ultramáfica com intercalações subordinadas de ortogneisses granítico a granodiorítico; gnaisses migmatítico cinzento a róseo, homogêneo a bandado, granítico a granodiorítico, com intercalações de anfibólio-gnaisses; migmatito, ortogneisses e metaultramáfica.

Para as rochas da Faixa Itapira-Amparo, Lazarini (2000) apresentou diferenças

composicionais entre os termos ultramáficos a intermediários, com evidências de processos metassomáticos, o que possibilitou a diferenciação dos litotipos como segue:

- ✓ Gnaisses Dioríticos com bandamento e contato brusco a gradacional, observados por toda a faixa sob a forma de bandas centimétricas a métricas. Estes tipos são representados por hornblenda gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses e paragnaisses. Estas rochas são compostas normalmente por plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, opacos, apatita, zircão, allanita, titanita, k-feldspato, granada, clorita, sericita e epidoto;
- ✓ Retroeclogitos com textura simplectítica e constituídos basicamente por hornblenda, clinopiroxênio simplectítico, granada poiquilítica, plagioclásio, quartzo, rutilo, titanita e opacos;
- ✓ Quartzo-anfibolitos com textura grano-nematoblástica, localmente porfiroclástica, engrenada a lobulada, ou decussada, com domínios poligonais e constituídas por anfibólio, plagioclásio, quartzo, epidoto, biotita, clorita, opacos, titanita, apatita com porções fraturadas e veios preenchidos por epidoto;
- ✓ Parafibolitos com aspecto bandado a laminado, associados a metassedimentos (quartzitos, xistos aluminosos, gonditos, rochas calciossilicáticas, etc), e ocorrendo na forma de corpos tabulares a lenticulares, normalmente bandados a laminados e em contatos bruscos a transicionais. É constituído por rochas gnáissicas, nematogranoblásticas a nematoblásticas, com domínios poligonais, compostos por anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita/clorita, K-feldspato, epidoto, opacos, titanita, allanita e zircão, podendo aparecer também granada, clinopiroxênio, apatita e carbonato;
- ✓ Granada-anfibolitos com texturas granoblásticas a nematoblásticas, lobuladas a engrenadas ou poligonais, localmente com aspecto poiquilítico;
- ✓ Biotita-anfibolitos.

6. GEOLOGIA LOCAL

A área de pesquisa insere-se no contexto geológico da Faixa Itapira-Amparo, com a presença de rochas metamórficas de grau médio a alto (LAZARINI, 2000). Nesta porção predominam as rochas ortognáissico-migmatíticas e gnaisses mais antigos atribuídos ao Complexo Amparo, em associação com seqüências meta-vulcanossedimentares do Complexo Itapira (Figura 7). A diferenciação se dá por associação de dados estruturais, mineralógicos, texturais, litoquímicos e isotópicos.

Segundo Wernick (1978) a distinção entre as unidades que representam os Complexos Amparo e Itapira, baseando-se apenas em critérios petrográficos e estruturais é bastante intrincada, tendo em vista a dificuldade em encontrar padrões de determinação numa sucessão de sinclinais e anticlinais especialmente afetados pela colagem neoproterozóica.

A expressiva ocorrência de ortognaisses e migmatitos de composição granodiorítica a tonalítica na porção leste da área de pesquisa indica o predomínio das rochas do Complexo Amparo, sobretudo nas proximidades das cidades de Amparo, Lindóia e Serra Negra. Essas rochas ocorrem em associação com anfibolitos, gnaisses, anfibólio-xistos, quartzo-xistos e rochas metaultramáficas e sugerem intercalação tectônica com as supracrustais.

As rochas metabásicas e metaultramáficas da área ocorrem distribuídas segundo o trend NE-SW, muitas vezes na forma de lentes orientadas e pouco espessas. Nesta configuração, ocorrem intercaladas entre rochas de mais alto grau metamórfico, com a individualização dificultada em função das discontinuidades existentes e das dimensões modestas dos afloramentos.

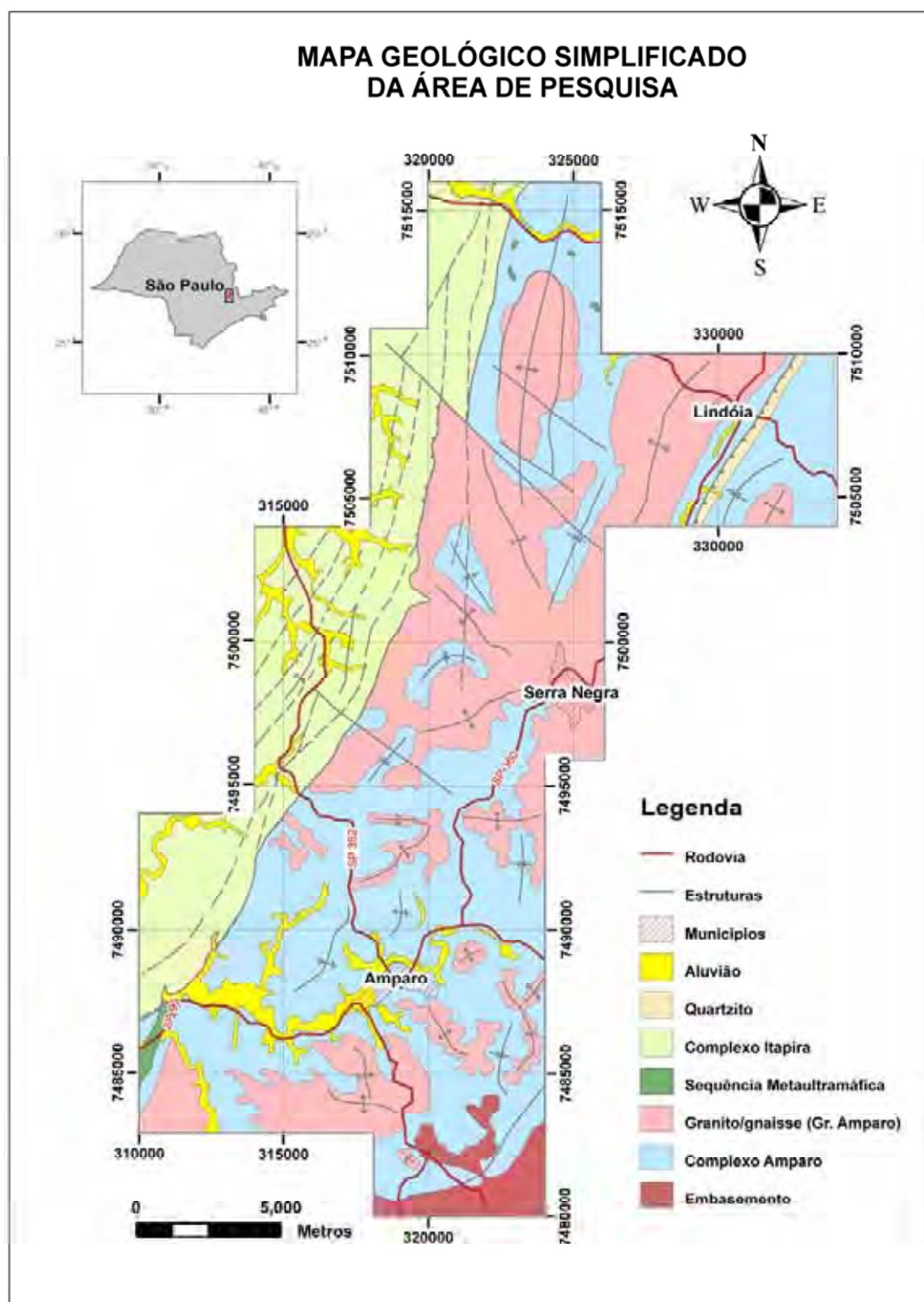


Figura 7 - Mapa geológico (unidades estratigráficas) da área de pesquisa na região de Amparo, Serra Negra e Lindóia

As primeiras investigações quanto à ocorrência e a geometria das rochas metabásicas e metaultramáficas foram com base nos trabalhos de campo de Oliveira *et al.* (2004), norteadas pela geologia estrutural, com o apoio de fotointerpretação geológica e sensoriamento remoto. As etapas de trabalhos de campo envolveram a descrição de afloramentos de rochas existentes nas proximidades de Amparo, Serra Negra, Lindóia e Itapira, com amostragem dos litotipos encontrados.

Dentre os tipos descritos, destacam-se as rochas ortognaíso-migmatíticas, metabásicas (anfíbolitos de filiação subalcalina a toleítica, actinolita-xistos e antofilita-xistos), metaultramáficas (talco-xistos e antofilita-talco-xistos), e litotipos anfíbolíticos de composição aluminosa (e.g. granada-anfíbolitos). Estes últimos ocorrem principalmente nas áreas adjacentes aos municípios de Itapira e Amparo. Em meio às rochas anfíbolíticas das seqüências supracrustais estão os xistos-máficos da Fazenda Bela Vista e os quartzitos da Serra dos Fechos. As referidas unidades são adjacentes ao paleocontinente e aos gnaisses “Ribeirão do Pantaleão e Duas Pontes”, em associação ao magmatismo ácido pré-orogênico.

A caracterização petro-estrutural dos principais litotipos presentes na área de pesquisa, e representativos das unidades estratigráficas que compõem a Faixa Itapira-Amparo é apresentada a seguir:

6.1 Ortognaisses e Migmatitos

Os ortognaisses e migmatitos (Complexo Amparo), predominantes na Faixa Itapira-Amparo, são constituídos por quartzo, ortoclásio, microclina, plagioclásio, anfíbólio e biotita, por vezes apresentam mirmequita e clorita como minerais secundários; e como acessórios são encontrados: carbonatos, sericita, epidoto, zircão, apatita, titanita, allanita e opacos.

As texturas metamórficas, em escala de afloramento, foram descritas como os tipos flebítica, estromática e schlieren. Dada à associação mineral com plagioclásio, hornblenda e biotita sugere-se grau metamorfismo no facies anfíbolito alto (DEER *et al.*, 1966).

Conforme descrito por Peloggia (1990), os ortognaisses do Complexo Amparo apresentam variações composicionais e texturais (schlieren, estromática, etc),

em função das relações de contato (Figura 8) e interações entre porções dominadas por ortognaisses e migmatitos, metabásicas, metaultramáficas, gnaisses e/ou granitos do Proterozóico Inferior.



Figura 8A

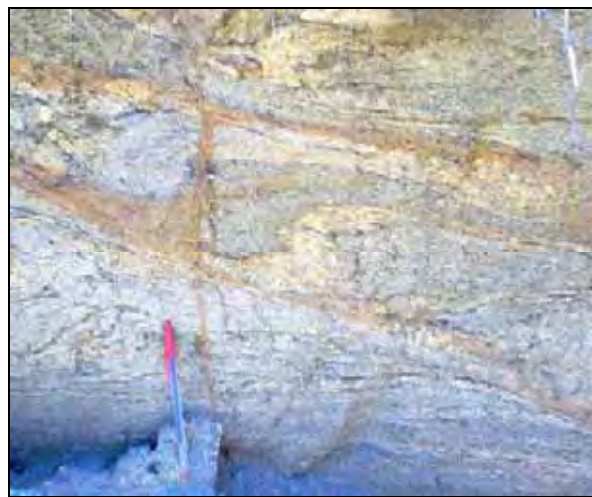


Figura 8B

Figura 8 - (A) Ortogneiss em corte de estrada Serra Negra-Amparo, com injeção aplítica truncando a foliação gnáissica (PA 61). (B) Dobra-falha em ortogneiss do Domínio Socorro (Ponto de controle fora da área de pesquisa – Coordenadas UTM = 326.230/7.502.880).

Associações minerais específicas de baixa temperatura dadas por microclina, biotita, muscovita e clorita (neoformada), observadas em análises de seções delgadas ao microscópio, inferem em abaixamento das condições de temperatura e pressão durante metamorfismo retrógrado, propiciando formação de mirmequitas e pertitas, além de alteração dos feldspatos (albitização e sericitização).

6.2 Metabásicas

As rochas metabásicas são principalmente representadas por seqüências metavulcânicas da Faixa Itapira-Amparo, com maior abundância de anfibolitos (orto), actinolita-xistos e hornblenditos, quase sempre sob a forma de lentes ou camadas estiradas, em intercalação com rochas quartzo-feldspáticas alongadas na direção NNE. As rochas anfibolíticas apresentam marcante foliação e texturas nematoblástica e granoblástica, sendo representadas principalmente por: anfibólio-xistos, hornblenda-xistos, granada-anfibólio-xistos e anfibolitos com estrutura maciça.

A hornblenda (silicato hidratado de Fe e Mg) apresenta pleocroísmo forte a médio, em cristais verde-escuros a amarelados, por vezes zonados e/ou manchados. A presença de outros anfibólios com pleocroísmo fraco possivelmente se deve a composição rica em magnésio e pobre em ferro, a exemplo da amostra PA62 (Anexo 4). Comumente, podem-se identificar associações contendo actinolita, granada, biotita e/ou clorita, neste caso, inferindo em substituições por processo de alteração dos anfibólios (CHIODI, 1997).

A composição mineralógica e a classificação das rochas máficas foi efetuada por meio das análises petrográficas das rochas metabásicas e metaultramáficas da região de Itapira e Amparo. Nos trabalhos de campo, observou-se que as rochas metabásicas e metaultramáficas ocorrem muitas vezes na forma de lentes orientadas e pouco espessas, distribuídas segundo o trend NE-SW. Nesta configuração regional, rochas de médio e alto grau metamórfico ocorrem em intercalações de dimensões variadas e, portanto, a individualização é dificultada pelas muitas discontinuidades existentes e escassez dos afloramentos.

6.2.1 Anfibolitos

Este litotipo foi mais bem caracterizado em função da maior densidade de amostras estudadas, exhibe xistosidade e textura nematoblástica com prismas de anfibólio (hornblenda) orientados. Localmente apresenta estrutura isotrópica e brechóide (sem orientação mineral perceptível, e com presença de fraturas). A granulação média é de cerca de 1,0mm, contudo os prismas maiores atingem 4,0mm de comprimento.

Em cortes de estrada da SP-352, ocorrem blocos de migmatito bandado com paleossoma anfibolítico e neossoma de composição quartzo-feldspática de coloração branca a rosada (PA62). Ocorrem lentes anfibolíticas foliadas, de cor cinza-escura a esverdeado, intensamente alteradas e intercalados aos migmatitos, a exemplo da PA38 (Figura 9).



Figura 9 - Anfibolito de coloração esverdeada na estrada entre Itapira e Serra Negra (PA 38). Note a posição sub-vertical da foliação metamórfica (N30E/ 80NW)

Na localidade de Pantaleão foram observados anfibolitos foliados (xistosidade) e textura granonematoblástica com cristais de granada. Anfibolitos xistosos comumente encontrados na forma de *sheets* máficos, a exemplo de afloramentos encontrados nas rodovias SP-95 (Arcadas-Palhares) (Figura 10), com associação mineral indicando que a rocha teve origem em metamorfismo regional fácies anfibolito, com interferência tardia de alteração pela queda do gradiente metamórfico e geração de talco e serpentina. O protólito possível deve ter origem ígnea, como um peridotito, ou mais provavelmente um piroxenito. As amostras estudadas que caracterizam este litotipo são: PA09, PA22, PA24-B, PA32, PA32-B, PA32-C, PA38, PA52, PA53, PA62, PA67-A, PA72, PA73-C, PA103, PA103-A, PA123, PA125, PA133 e PA147, cujas descrições serão apresentadas no Anexo 4.



Figura 10A



Figura 10B

Figura 10 - (A) *Sheets* de anfibolitos estirados em afloramentos de blocos (métricos) ao longo da estrada Arcadas-Palhães (PA 118). (B) Amostra de mão de anfibolito com alteração superficial em evidência.

6.2.2 Antofilita-Xistos

Antofilita-xistos são litotipos desenvolvidos durante o metamorfismo regional das rochas ultramáficas (DEER *et al.*, 1966). Na área de pesquisa as metaultramáficas ocorrem encaixadas em gnaisses e/ou granitos, muitas vezes englobam ou assimilam os pequenos corpos de antofilita-xistos e talco-xistos, como ocorre na mina de talco e amianto de Itapira (Figura 11). A textura nematoblástica aparece nas foliações como resultado de deformação, inclusive gerando crenulações. Agregados de talco e anfibólio amiantiforme (antofilita) apresentam texturas lepidoblásticas em arranjo típico das antofilitas.

Outro aspecto comum nestas rochas é a textura fibrosa (asbesto), com dimensões médias das fibras de antofilita de 1,0cm. Em algumas porções, o talco ocorre em abundância com granulação variável (micro a milimétrica). Macroscopicamente, o hábito amiantiforme é evidente e pode ser observado nas porções alteradas das rochas antofilíticas como agregados de talco e amianto (Figura 12). Este litotipo é representado pelas amostras PA67, PA67-C, PA67-D, PA71, PA73 e PA73-B, apresentadas no Anexo 4.



Figura 11 - Antiga frente de lavra de talco e amianto de Itapira (Fazenda Boa Esperança). Nota-se o corte em bancadas de aproximadamente 6 metros de altura.



Figura 12 - Afloramento de amianto antofilítico e talco, com destaque para o aspecto fibroso dos minerais, na área da Fazenda Boa Esperança.

6.2.3 Actinolita-xisto

As rochas anfíbolíticas ricas em actinolita apresentam xistosidade e/ou foliação proeminente. Aparentemente ocorrem subordinadas aos hornblenda-xistos descritos por Oliveira *et al.* (2004) e talco-xistos. Neste caso, infere-se que essas rochas são da região onde ocorrem rochas xistosas de menor grau metamórfico, sendo representadas pelas amostras PA32-A, PA54, PA55, PA55-A, PA120 e PA121 (Anexo 4).

Essas rochas são compostas essencialmente por anfibólios (actinolita e hornblenda), por vezes com espinélio. Apresentam estrutura foliada e textura granonematoblástica com granulação média de 1,5mm. Encontram-se parcialmente alterados, com evidências de oxidação. São compostos basicamente por anfibólios em estrutura xistosa pouco desenvolvida (Figura 13).

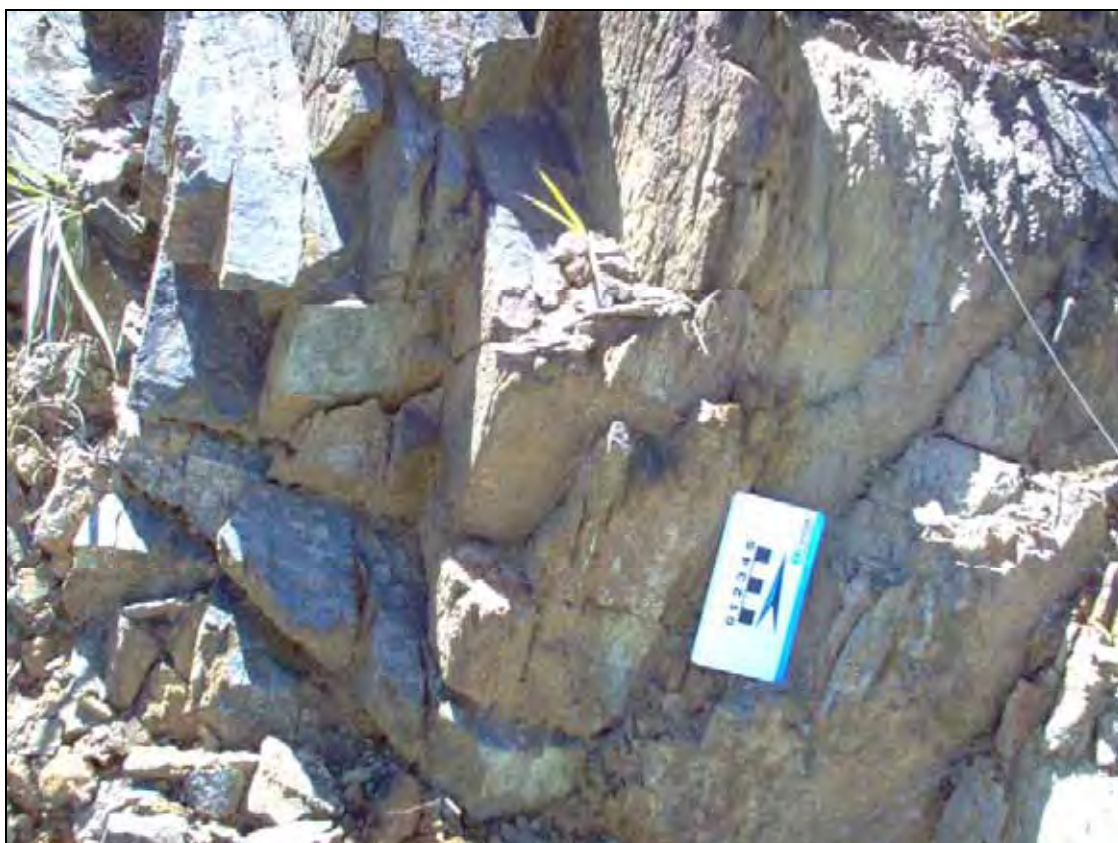


Figura 13 - Afloramento de Actinolita-tremolita-xisto com espinélio, na estrada entre Serra Negra-Amparo (PA 32-A).

6.3 Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas ocorrem principalmente nas proximidades da cidade de Lindóia (Serra das Águas Claras), nordeste da área de pesquisa; na região descrita por Pellogia (1990) como “Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas”, em estreita associação aos quartzitos e anfibolitos supracrustais e parcialmente encaixada em ortognaisses migmatíticos. Localmente, corpos de rochas metaultramáficas na forma de lentes também foram descritos na Fazenda Boa Esperança (antiga mina de talco e amianto de Itapira), e nas proximidades de Serra Negra (PA 39).

Em geral, constituem corpos pequenos e descontínuos, muitas vezes apresentando estrutura maciça, representadas por metaharzburgitos e metapiroxenitos, com estruturação quase isótropa, linearidade regular, e granulação variando entre 300µm e 5mm. Exibem texturas nematoblástica e granonematoblástica com visível formação de agregados de serpentina. A composição mineralógica é dada essencialmente por olivina, bronzita e anfibólio, e como minerais secundários são encontrados serpentina, espinélio, clorita, talco e outros minerais ricos em Mg, sendo comum a substituição de elementos como Mg e Al por Cr e Fe (GOOF *et al.*, 2000), bem como alteração em condições metamórficas de grau baixo, ocorrendo reações das bordas dos cristais de piroxênio e anfibólio, na olivina e agregados deste mineral (serpentinização).

Como se pode observar na Figura 14 o modo de ocorrência e distribuição das metaultramáficas da Faixa Itapira-Amparo se dá na forma de pequenos corpos estreitos e descontínuos, alongados na direção NNE. As descrições petrográficas detalhadas das amostras PA39, PA116, PA116-A e PA146 estão apresentadas no Anexo 4.

6.4 Caracterização das áreas-alvo selecionadas

A seleção da área de pesquisa foi em função da presença significativa de corpos de rochas máfico-ultramáficas nas proximidades do distrito industrial de Paulínia.

A partir da elaboração do mapa de pontos (Anexo 2) e correlação com os mapas geológico regional (Anexo 1) e base geológico local (Figura 7), durante a etapa

de cartografia geológica básica, foram delimitadas as principais áreas de afloramento de rochas metabásicas e metaultramáficas com potencial para a concentração dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn.



Figura 14 - Afloramento de metaultramáfica na estrada Amparo-Arcadas (PA 146)

Para tanto, foram estudados mais de 200 afloramentos distribuídos ao longo das unidades estratigráficas da área de pesquisa, com coleta de 60 amostras de rochas, das quais foram confeccionadas e descritas mais de 40 lâminas delgadas, com ênfase para os tipos de interesse.

Deste modo, foram selecionadas duas áreas-alvo (Figura 15) em função das características petrográficas e litogeoquímicas, o volume estimado de rocha e a sua distribuição espacial, com o intuito de detalhamento da pesquisa.

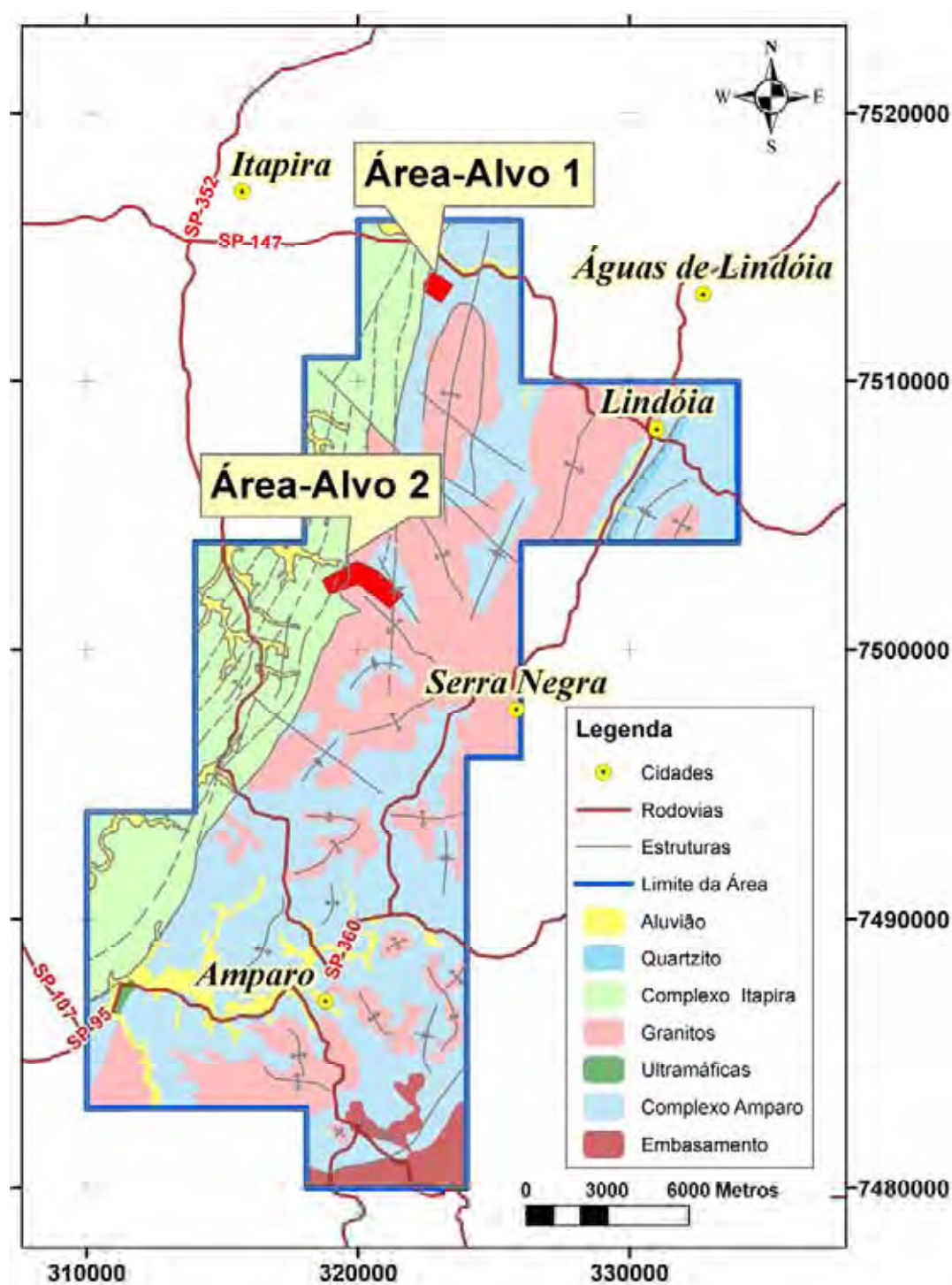


Figura 15 - Mapa geológico e de localização das áreas-alvo 1 e 2 para detalhamento da pesquisa.

6.4.1. Área-alvo 1 (Mina de Talco e Amianto de Itapira)

Localizada na porção norte da área de estudo, nas adjacências do município de Itapira, a área-alvo 1 tem seus limites previamente determinados pela antiga mina de talco e amianto de Itapira (Fazenda Boa Esperança), de propriedade particular, e representa uma significativa ocorrência de rochas metabásicas e metaultramáficas (antofilita-xistos e talco-xistos) e anfibolitos, tendo sido no passado uma importante jazida e indústria de beneficiamento de talco-xisto e amianto antofilítico (tipo azul). Sua exploração e viabilidade econômica foram atestadas em novembro de 1955, e protocolados no Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, sob o N° 7879/55.

O acesso à área-alvo 1 (área da antiga lavra), mais precisamente nos limites da área requerida para exploração mineral, pode ser feito a partir de Itapira em sentido a Lindóia, pela SP-147, por cerca de 10 km até a Fazenda Boa Esperança e por mais 1 km em estrada carroçável.

Na área foi coletado um conjunto de amostras com o intuito de representar os litotipos que contivessem minerais com elevados teores relativos de Mg, Ca, Fe e Mn (grupo do anfibólio, piroxênio e olivina), e determinar a associação mineral preponderante com ênfase nas potencialidades para o seqüestro de CO₂ por meio de carbonatação mineral.

As rochas que caracterizam esta área-alvo são representadas por migmatitos, xistos ultramáficos, gnaisses graníticos a granodioríticos, anfibólio-gnaisses e ultramáficas, gnaisses e granitos sintectônicos, ortoquartzitos e coberturas terció-quaternárias (Figura 16).

Com base na caracterização petrográfica dos litotipos de composição máfico-ultramáfico descritos foi possível definir a ocorrência de antofilita-xistos, talco-anfibólio-xistos e talco-xistos, frequentemente intercalados em anfibolitos ou gnaisses de mais alto grau metamórfico, contendo ortopiroxênios e/ou anfibólios ricos em magnésio (ver descrição petrográfica das PA 67 e PA73, no Anexo 04).

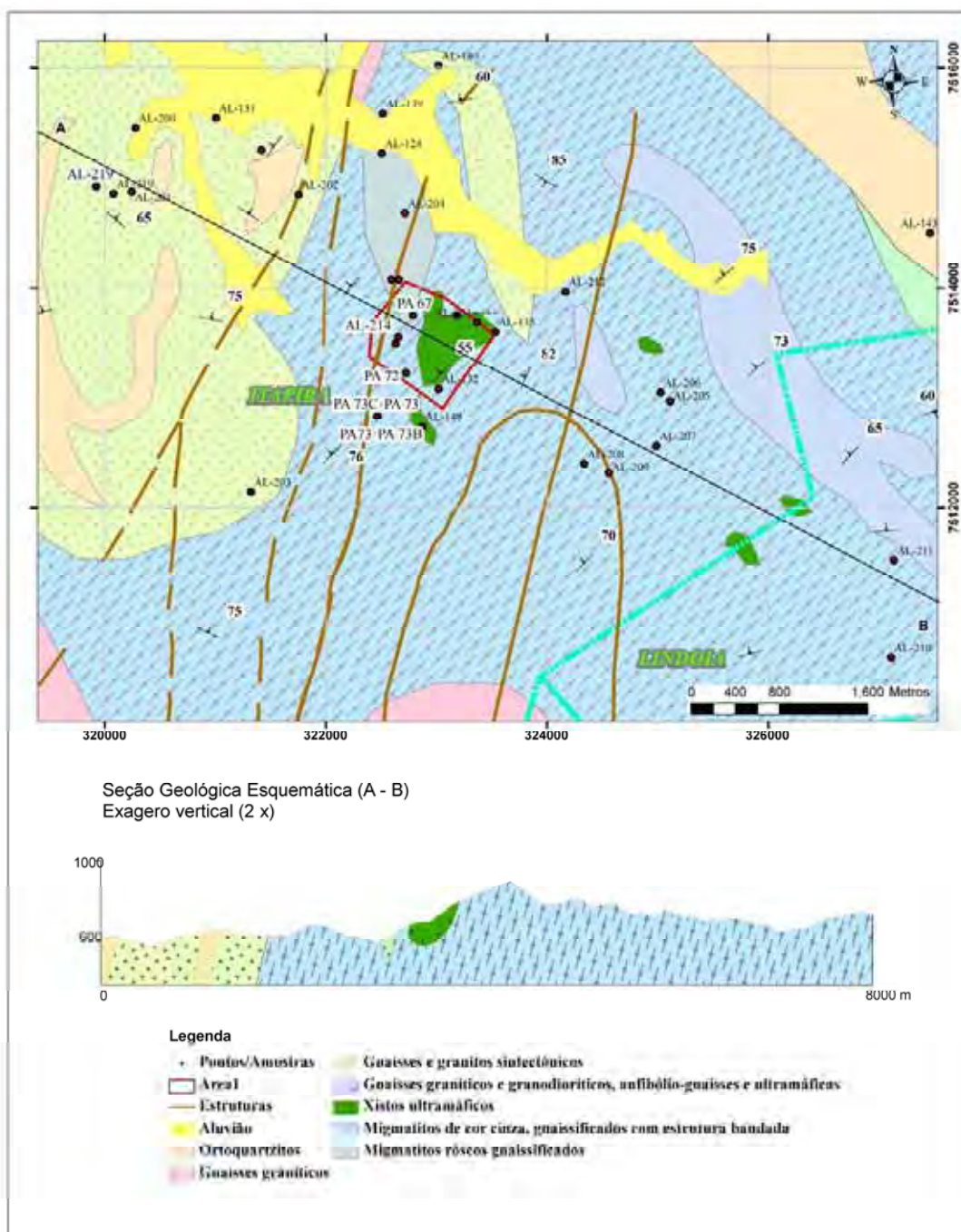


Figura 16 - Mapa geológico da porção norte da área de pesquisa com destaque para a área-alvo 1.

6.4.2. Área-alvo 2 (Estrada Itapira - Serra Negra)

A área-alvo 2 está situada em estrada vicinal entre as cidades de Itapira e Serra Negra (Figura 17), com acesso por estrada carroçável a partir de Serra Negra por aproximadamente 5 km, em sentido a oeste. Nesta porção foram encontradas rochas anfibolíticas e actinolita-xistos, geralmente na forma de corpos lenticulares de tamanho

variável em escala decamétrica.

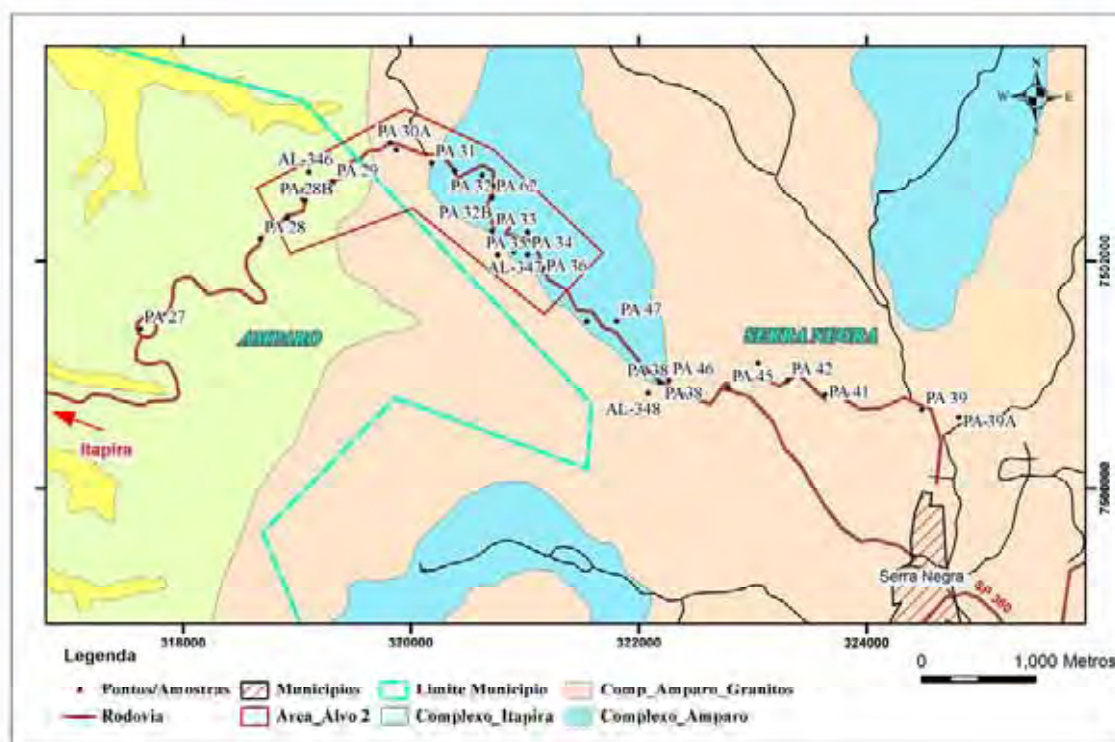


Figura 17 - Mapa geológico simplificado da porção central da área de pesquisa com destaque para a área-alvo 2.

Em associação com os anfibolitos, comumente são encontrados quartzitos finos a médios, de coloração creme-amarelada, em intercalações com paragneisses. Ocorrem também pequenas intrusões de composição granítica (sheets) em meio a gnaisses alterados (saproilito). Nota-se o predomínio das rochas anfibolíticas e xistos máficos em pequenos afloramentos e cortes de estrada adjacentes a área-alvo 2.

A delimitação dos corpos de rochas que levaram à construção do polígono irregular foi distinta da área-alvo 1, sendo inferido pela ocorrência de corpos descontínuos de metabásicas em propriedades particulares e cortes de estrada.

Vale ressaltar a presença de rochas ultramáficas na porção sudoeste da área de pesquisa, notadamente, onde ocorre a Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas (PELOGGIA, 1990), no distrito homônimo. Entretanto, uma vez que ali se localiza a área urbana desta localidade, não fez parte da pesquisa em função da dificuldade de acesso aos afloramentos.

7. MICROSCOPIA ÓTICA

Nesta pesquisa, foram coletadas amostras de litotipos diversos na área de pesquisa, com preferência por aqueles de natureza máfica e ultramáfica localizados nas duas áreas-alvo selecionadas. Estas amostras deram origem a seções delgadas para caracterização petrográfica ao microscópio ótico, sendo agrupadas em quatro litotipos distintos (anfíbolitos, actinolita-xistos, antofilita-xistos e metaultramáficas), classificados com base na composição mineralógica, textura, microestruturas e grau metamórfico.

7.1 Anfíbolitos

Os anfíbolitos que ocorrem na região de Itapira e Amparo apresentam textura granoblástica a nematoblástica, e presença abundante de hornblenda anedral a subedral, fortemente pleocróica (amarelada a verde-escuro), entretanto, em alguns casos pode apresentar pleocroísmo incipiente, provavelmente pela composição mais rica em magnésio do que em ferro, como na amostra PA62 (Figura 18-4). Nesta rocha, a estrutura xistosa que marca a foliação metamórfica e textura nematoblástica é formada pelos cristais de anfíbólio orientados que muitas vezes ocorrem em associação com actinolita, granada e/ou biotita, sendo predominante em relação a estes últimos.

Esta rocha também apresenta estrutura isotrópica e brechóide (sem orientação mineral perceptível), e presença de fraturas em cristais de até 2,0mm. A granulação média é de cerca de 1,0mm, contudo os prismas maiores atingem 4,0mm de comprimento. Localmente, desenvolve textura granolepdoblástica e/ou granonematoblástica, quase sempre em estrutura bandada (gnáissica), com granulação média superior a 1,0mm e inferior a 2,5mm.

Algumas vezes apresenta venulações de feldspato alcalino (adulária) e epidoto, onde se nota a presença de fragmentos de cristais de hornblenda.

A hornblenda apresenta ainda freqüentes substituições por biotita ou clorita, gerados em processo de alteração dos anfibólios. Localmente ocorrem pequenos cristais de cummingtonita, reconhecidos pela geminação de repetição, relevo e birrefringência altos. Aparecem também acículas de actinolita, reconhecidamente de cor clara com índice de refração menor que dos outros anfibólios. Os cristais de hornblenda apresentam dimensões a partir de 1,5mm sendo comum a presença de cristais com mais de 2,5mm, em grãos subedrais e de aspecto quebradiço, corroídos ou fraturados com preenchimento de calcita e epidoto. Algumas vezes, o aspecto “sujo” ou corroído desenvolvido por ação de alteração supérgena chega a modificar o pleocroísmo e birrefringência típica variando de grão para grão.

O plagioclásio e o feldspato potássico (ortoclásio) ocorrem na forma alongada, em cristais de aproximadamente 1,0mm de comprimento, distribuídos em meio aos anfibólios, geralmente na forma de cristais subedrais, com reações de bordas e levemente alterados e saussuritizados (transformação para epidoto), sericita e/ou carbonato. Frequentemente observam-se as geminações em grade e de Carlsbad, além de cristais em contatos lobulados ou engrenados com os demais minerais. Outras vezes, o plagioclásio ocorre intersticialmente gerando textura anti-pertítica. Por fim, sob a forma de vênulas com largura máxima de 0,1mm que cortam a lâmina em diversas direções, ocorre feldspato adularia inferido pelo relevo e birrefringência muito baixos, próximos aos do quartzo.

Os grãos de quartzo são subedrais e apresentam extinção ondulante e granulação média inferior à do plagioclásio e da hornblenda (~0,5mm). Ocorrem bandas de granulação fina (<0,5mm), em cristais anedrais, comumente corroídos e fraturados, muitas vezes concentrando-se em uma porção específica da lâmina ou ocupando espaços vazios entre os cristais de anfibólio. Foram observados raros grãos de apatita euedrais (~0,05mm), junto aos grãos de quartzo.

Como minerais secundários, a biotita ocorre em cristais fortemente pleocróicos, de coloração castanho-avermelhada, comumente nas bordas dos cristais de hornblenda. As granadas ocorrem dispersas na lâmina e constituem cristais anedrais corroídos, submilimétricos, frequentemente apresentam “coroas” de plagioclásio evidenciando origem da fase cristalina e indicando diminuição de pressão. Os grãos opacos são anedrais e estão dispersos por toda lâmina. Alguns cristais alcançam tamanho de 0,8mm, contudo, a granulação média não ultrapassa 0,5mm.

A associação mineral e as texturas observadas sugerem para o protólito uma rocha básica (diabásio, gabro ou basalto), com sinais de retrometamorfismo.

As amostras que representam este tipo petrográfico são as PA09 (Figura 18-1 e 2), PA22 (Figura 18 – 3), PA24-B, PA32, PA32-B, PA32-C, PA38, PA52, PA53, PA62 (Figura 18 – 4), PA67-A, PA72 (Figura 18– 5), PA73-C (Figura 18 – 6), PA103, PA103-A, PA123, PA125, PA 133 e PA147, apresentadas no Anexo 4.

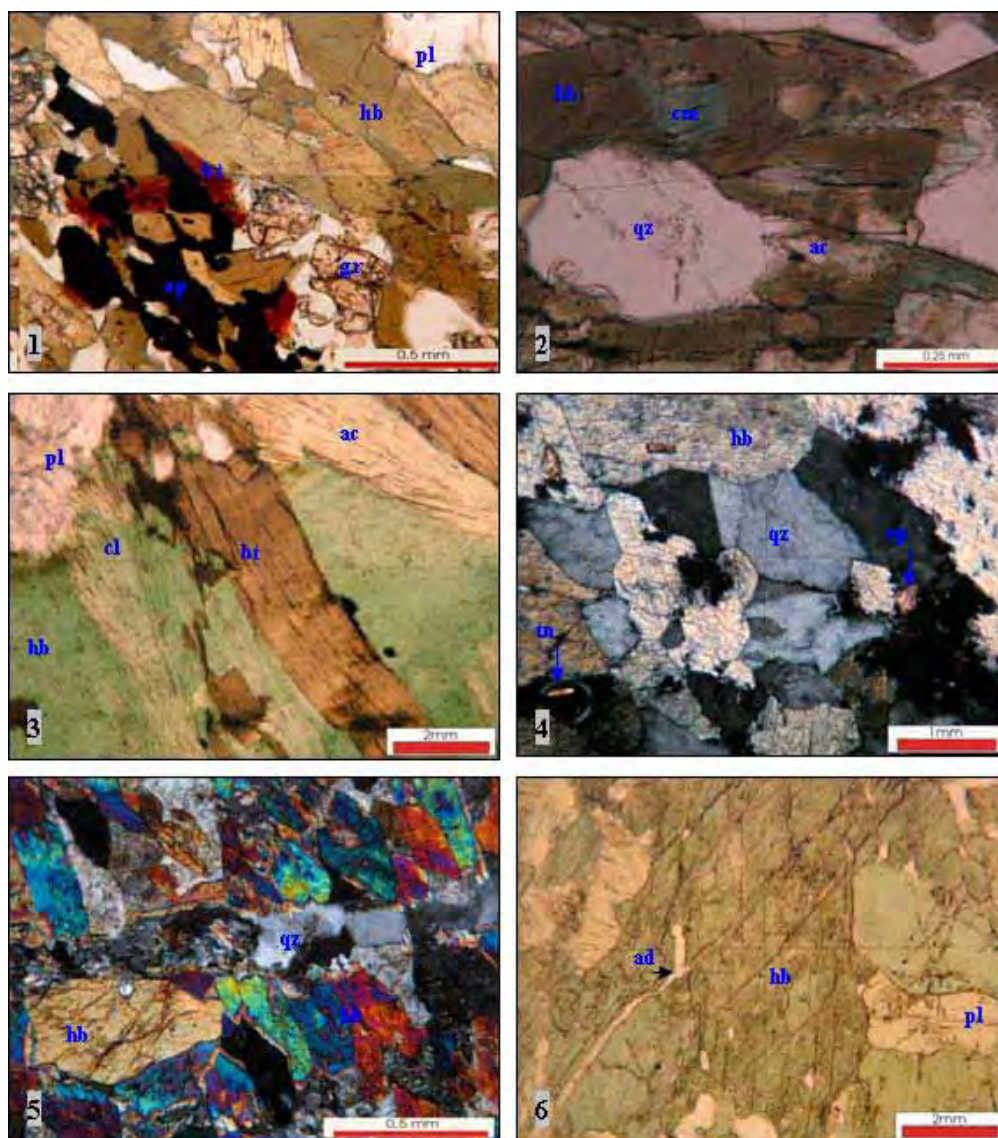


Figura 18 - Fotomicrografias das amostras: (1 e 2) PA09 a nicóis paralelos com presença de biotita (bt), granadas (gr), hornblenda (hb), actinolita (ac), cummingtonita (cm), plagioclásio (pl), quartzo (qz) e opacos (op). (3) A nicóis paralelos, hornblenda da PA22 em transformação para actinolita, biotita e clorita (cl), mostrando manchas de coloração esverdeada. (4) Anfibólio da PA62 em grãos anedrais a subedrais, com pleocroísmo incipiente e presença de titanita (tn) e epidoto (ep) por entre os grãos de quartzo e feldspato. (5) Amostra PA72 a nicóis cruzados, mostrando uma fratura cortando os cristais de hornblenda preenchida por adularia (ad). Os cristais de hornblenda no interior das fraturas evidenciam deformação dútil. (6) A nicóis paralelos, hornblenda da PA73-C com mais de 2,5mm apresenta vênulas submilimétricas de adularia.

7.2 Antofilita-xisto

Nesta rocha as texturas nematoblástica e lepidoblástica são evidentes e constitui a foliação metamórfica como resultado da deformação, inclusive gerando lineação de crenulação. Agregados de talco e anfibólio amiantiforme (antofilita) apresentam texturas lepidoblásticas com porções granolepidoblásticas em arranjo típico das antofilitas.

Outro aspecto comum é a estrutura xistosa com aspecto fels, em porções marcadas pela textura fibrosa, com dimensões médias dos grãos de antofilita de 1,0mm.

Na maior parte das amostras deste tipo rochoso, a antofilita é o mineral mais abundante e ocorre em distribuição aleatória formando agregados de talco e anfibólio. Os cristais aciculares e incolores, geralmente sem marcas significativas de alteração, têm cor de polarização anômala e apresentam granulação máxima de 2,0mm.

Os cristais de quartzo e feldspato ocorrem isolados em meio à massa asbestiforme, apresentam formas anedrais e extinção ondulante, muitas vezes contatos lobulados e granulação inferior a 1,5mm. Nas porções alteradas por meio de processos exógenos ocorre passagem para argilominerais, provavelmente do grupo das montmorilonitas, formando agregados de aspecto sujo e baixa birrefringência, como na lâmina PA73.

A actinolita aparece sob a forma de pequenos cristais em meio ao talco e antofilita, em prismas menos corroídos de aproximadamente 1,0 mm. Localmente, altera-se para talco, o que pode ser observado por meio do aumento da birrefringência.

O talco ocorre sob a forma de cristais relativamente grandes, chegando a atingir mais de 1,0 mm de comprimento ou formando uma massa de granulação fina que envolve restos de anfibólio e flogopita.

O protólito é provavelmente ortopiroxenito ou dunito afetado por aumento da temperatura, gerando estrutura de aspecto fels.

As amostras de antofilita-xistos são representadas pelas PA67 (Figura 19- 1, 2 e 3), PA67-C, PA67-D (Figura 19 - 4 e 5), PA71, PA73 (Figura 19 - 6) e PA73-B, apresentadas no Anexo 4.

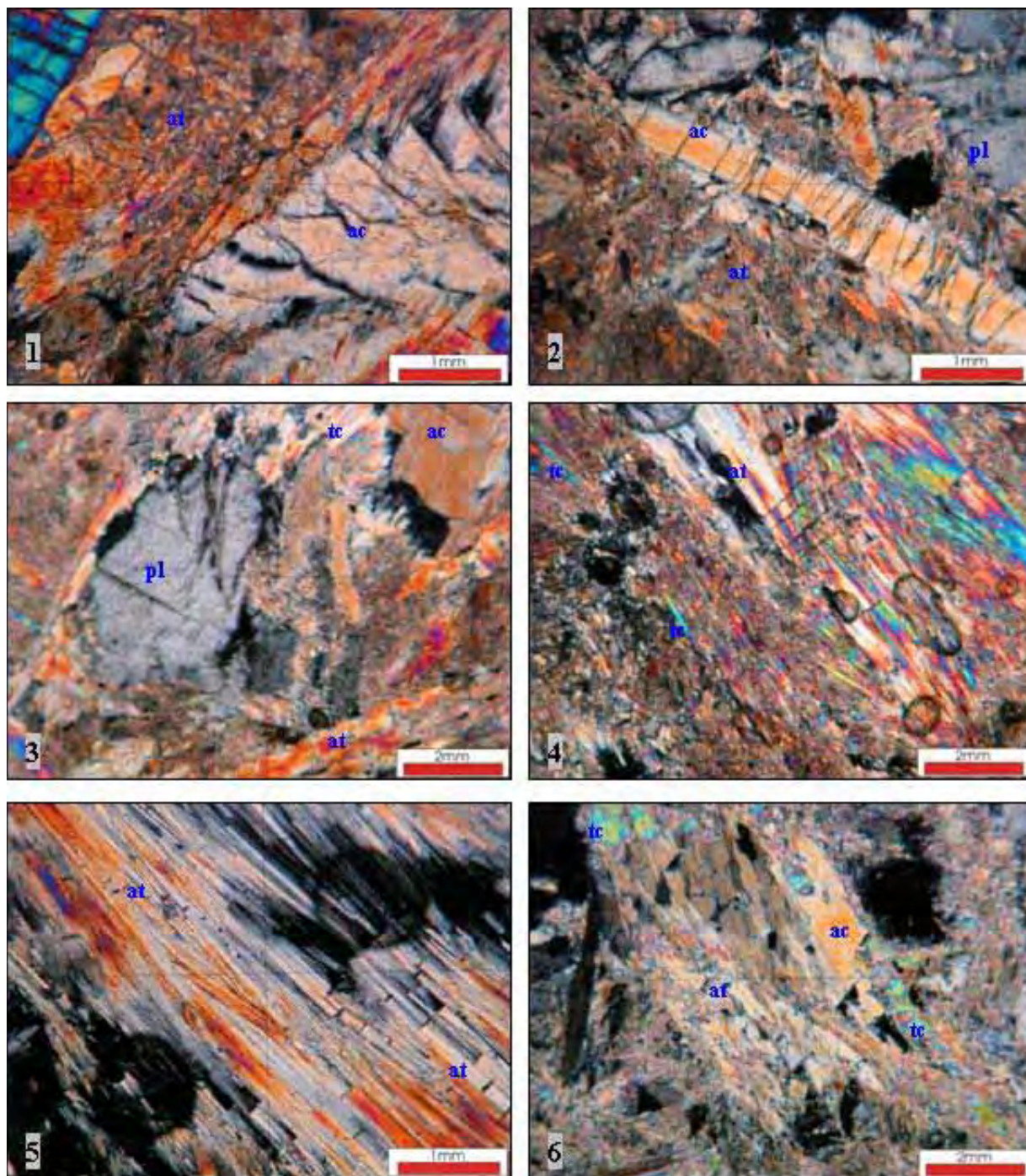


Figura 19 - Fotomicrografias das amostras: (1) PA67 a nicóis cruzados, a antofilita (at) aparece aleatoriamente distribuída na lâmina, em cristais sem alteração e incolores, com granulação máxima de 2,0mm. (2 e 3) PA 67 a actinolita (ac) aparece em prismas menos corroídos com mais de 2,0 mm, em meio ao talco (tc), antofilita e plagioclásio (pl). (4 e 5) PA67-D A antofilita ocorre em cristais aciculares incolores com cor de polarização anômala. A textura lepidoblástica ocorre em arranjo típico da antofilita. (6) PA73 a nicóis cruzados, não apresenta estruturação marcante. Sob nicóis paralelos é incolor, com pleocroísmo fraco. Nas porções alteradas existe transformação para talco, formando agregados de baixa birrefringência.

7.3 Actinolita-xisto

Estas rochas apresentam estrutura foliada (xistosa) e textura granonematoblástica, com granulação média variando entre 1,0 e 1,5mm, formando agregados minerais de clinoanfíbólio (actinolita-tremolita) e talco. Encontram-se parcialmente alteradas com freqüentes manchas de oxidação, compostas basicamente por anfíbólios em estrutura xistosa pouco desenvolvida.

A actinolita ocorre em cristais subedrais, com contatos retos a lobulados, por vezes em cortes oblíquos à seção basal. Apresentam coloração esverdeada e pleocroísmo fraco, indicando tratar-se de actinolita com excesso de ferro. Em algumas amostras, o evidente processo de talcificação (alteração do anfíbólio para talco em forma de acículas) formando cristais alongados com crescimento aleatório e tamanho maior que 2,0mm, com alta birrefringência e aspecto quebradiço.

Quando a actinolita ocorre em associação com epidoto e clorita, pode-se inferir em grau metamórfico em fácies xisto-verde, por ação pneumatolítica. Algumas vezes, esta associação pode-se desenvolver com intercrescimento de hornblenda, como no caso da PA22 (anfibolito), na Figura 18.

O quartzo ocorre em cristais anedrais, chegando a 0,5mm, dispostos em meio aos cristais de anfíbólio, apresentam extinção ondulante e contatos lobulados, com cristais maiores. Comumente ocorrem inclusões de minerais opacos (textura poiquilítica).

Ocorrem ainda agregados de minerais opacos (hematita anedral) com aspecto vermiforme de aproximadamente 0,5mm, e hidróxido de ferro no preenchimento de fraturas.

A associação mineral encontrada infere em protólito de origem plutônica e composição máfica a ultramáfica, provavelmente em ambiente com disponibilidade em FeO, afetado por fluídos hidrotermais em condições de pressão e temperatura no fácies xisto-verde. As amostras que representam este tipo petrográfico são as PA32-A (Figura 20 - 4, 5 e 6), PA54, PA55, PA55-A, PA120 (Figura 20 - 1,2 e 3) e PA121, apresentadas no Anexo 4.

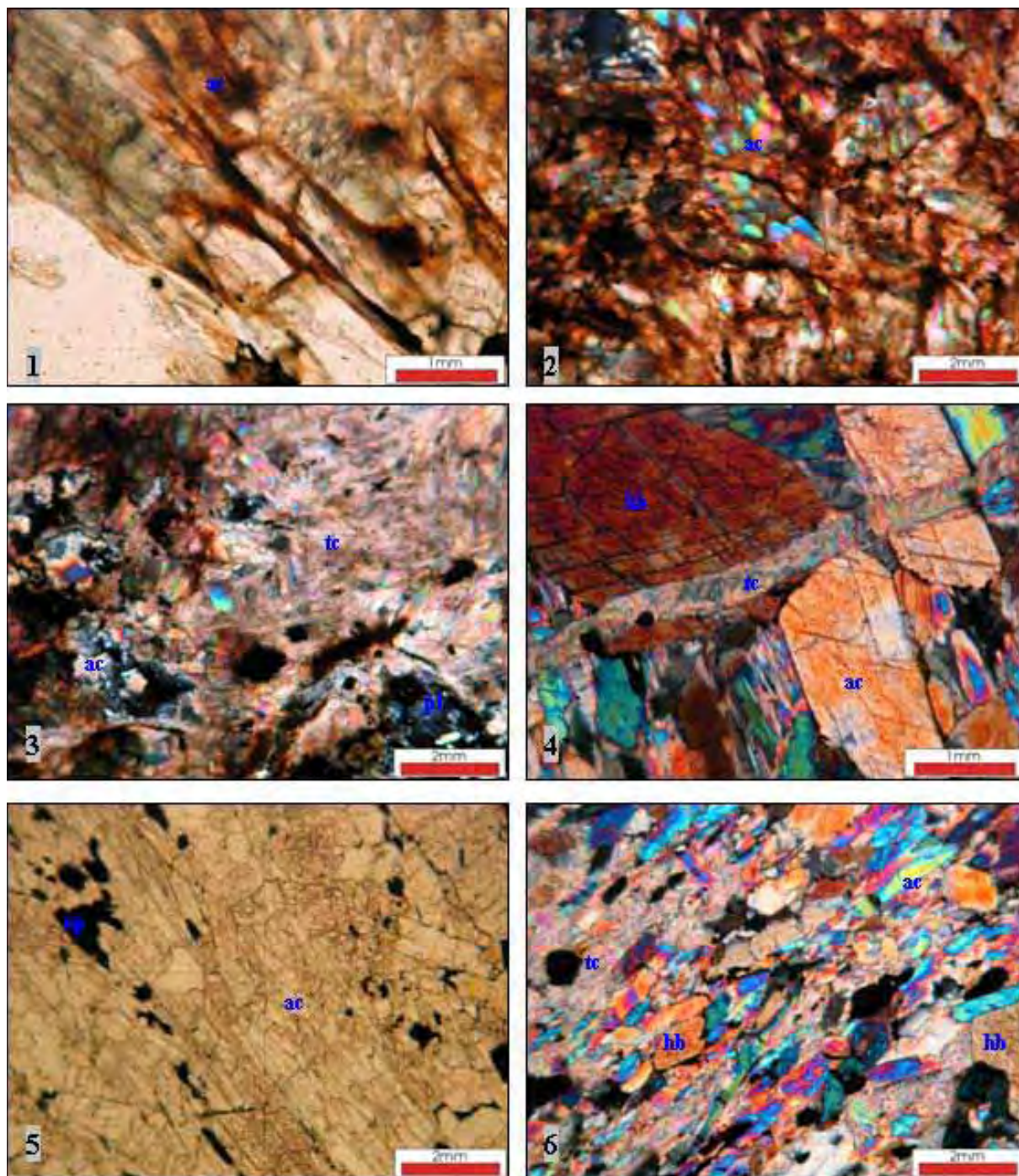


Figura 20 - Fotomicrografias das amostras: (1) PA120 a nicóis paralelos, mostrando actinolita (ac) em palhetas maiores que 1,5mm, levemente orientadas. (2 e 3) PA120 a nicóis cruzados, em agregados minerais pouco foliados com alteração do anfíbólio para talco (tc). (4) PA32-A a nicóis cruzados, mostrando hornblenda (hb) em cortes de seções oblíquas e basais, em contatos retos a lobulados com cristais alongados de actinolita-tremolita (ac) e formação de talco em veios de alta birrefringência e aspecto quebradiço. (5) PA32-A a nicóis paralelos, mostrando foliação (xistosidade) marcada por cristais euedrais a subedrais de actinolita com até 2mm, e agregados opacos. (6) PA32-A a nicóis cruzados, mostrando foliação marcada por actinolita e cristais subedrais de hornblenda em meio a massa de clinoanfíbólios.

7.4 Metaultramáfica

As metaultramáficas da área de pesquisa apresentam estruturação quase isotrópica, origem ígnea e composição ultramáfica dada pela presença de olivina, ortopiroxênio e anfibólio, ocorrendo com certa linearidade. A granulação é variável entre 300µm até 5µm, com texturas granonematoblástica e lepidoblástica com visível serpentinização.

A olivina forma agregados de pequenos cristais anedrais fraturados, com serpentinização ao longo de descontinuidades. Às vezes é englobada por ortopiroxênio, mostrando ser corroída por este.

O ortopiroxênio bronzita ocorre como cristais subédricos com tamanhos de 200µm, sendo localmente observada alteração para anfibólio e clorita.

A antofilita ocorre sob a forma de prismas e acículas corroídas por talco, freqüentemente em porções arredondadas no interior de agregados de talco, ou apenas como pseudomorfos (talco em formas tabulares).

A actinolita aparece sob a forma de pequenos cristais em meio ao talco e antofilita, em prismas menos corroídos de aproximadamente 1,0mm. O anfibólio (tremolita) ocorre como cristais subédricos de dimensões médias bem inferiores a dos piroxênios. Estabelece contatos irregulares e/ou interdigitados, o que infere em origem a partir da alteração do piroxênio.

A serpentina ocorre de maneira intersticial e bordejando cristais de piroxênio e anfibólio, como resultado de alteração em condições metamórficas de baixo grau (fácies xisto-verde). O talco ocorre sob a forma de cristais relativamente grandes, chegando a atingir mais de 1,0mm de comprimento ou formando uma massa de granulação fina que envolve restos de anfibólio e flogopita. O talco ocorre intersticialmente nas bordas dos ortopiroxênios, tremolita e olivina.

O espinélio ocorre de maneira disseminada, como cristais granulares subédricos de coloração esverdeada. As venulações de intercrescimento ocorrem como produto de urutilização (transformação do piroxênio em anfibólio).

Os opacos ocorrem na forma de pontuações menores que 50µm, dispersos na rocha.

O protólito aparenta natureza ígnea, possivelmente próxima ao Harzburgito. Os tipos que melhor caracterizam as metaultramáficas estudadas são representados pelas amostras PA70-B (Figura 21 – 1 e 3), PA116 (Figura 21 – 2 e 4) e PA116-A, apresentadas no Anexo4.

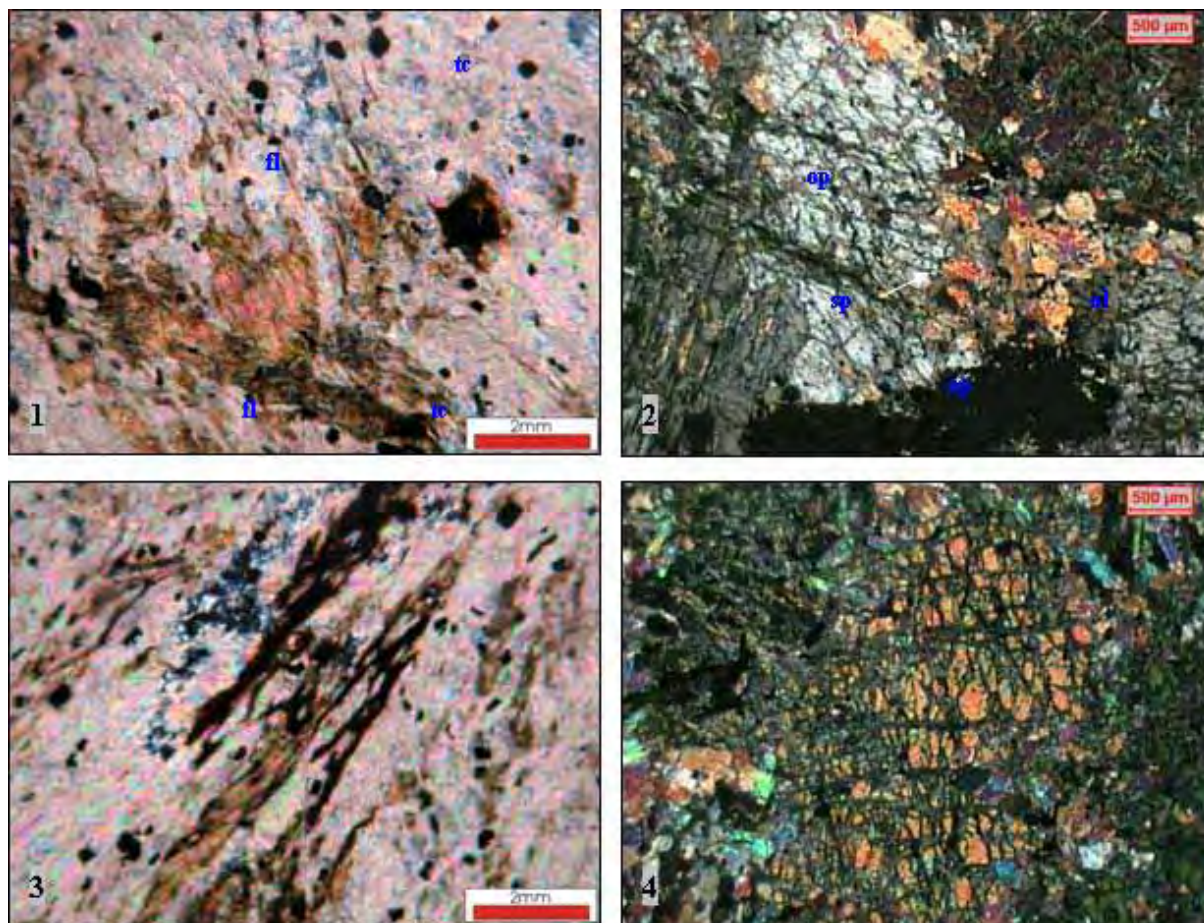


Figura 21 - Fotomicrografias das amostras: (1 e 3) PA70-B a nicóis cruzados com visível talcificação (tc) e serpentinização. Nota-se a presença de flogopita (fl) e opacos em meio a massa de talco. (2 e 4) PA116 a nicóis cruzados, evidenciando pequenos cristais anedrais fraturados com serpentinização (sp) ao longo de discontinuidades. Nota-se serpentinização intersticial, bordejando os cristais de ortopiroxênio (bronzita) (op) e olivina (ol), como resultado de alteração em condições metamórficas de baixo grau.

8. LITOQUÍMICA

Após a caracterização petrográfica por microscopia ótica, apresentada no capítulo anterior, os resultados obtidos foram acrescidos de análises por espectroscopia de difração de raios-X e fluorescência de raios-X, de 26 amostras de anfibolitos, actinolita-xistos, antofilita-xistos e metaultramáficas, selecionadas em função do seu maior potencial para a concentração de magnésio, cálcio e ferro.

8.1 Análises por Espectroscopia de Difração de Raios-X

A difratometria de raios-X foi executada em laboratório da UNESP (LABOGEO); do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, e interpretadas com o uso do software Siemens Diffracplus D-5000-1997.

As análises por difração de raios-X, como método de análise semi-quantitativo, tiveram a finalidade de caracterização mineralógica das 26 amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas. Essas análises forneceram informações sobre a assinatura espectral dos elementos químicos presentes nos minerais constituintes destas rochas. A interpretação do resultado da difração, normalmente consiste em reconhecer as espécies minerais cujos picos difratométricos melhor se ajustem às curvas dos difratogramas, apresentados no Anexo 5.

Como visto anteriormente, os resultados obtidos a partir da microscopia ótica foram comparados com aqueles gerados na difração de raios-X, demonstrando com maior precisão as composições mineralógicas das rochas analisadas.

8.2 Análises por Fluorescência de raios-X

Por meio da fluorescência de raios-X, foram analisados os elementos maiores contidos nas 26 amostras selecionadas para obtenção dos seus percentuais de concentração. Vale ressaltar que, em alguns casos, diferentes amostras foram coletadas no mesmo ponto, a exemplo das amostras PA 62, PA 32B e PA 32C. Nestes casos, com o intuito de melhor representar as heterogeneidades na composição química e mineralógica observadas nestes litotipos, foram calculadas as concentrações médias dos óxidos como forma de simplificar a interpretação dos resultados, conforme apresentado na Tabela 3.

Tabela 3 - Agrupamento das amostras analisadas em função da caracterização petrográfica, pontos amostrados e composições químicas a partir dos resultados da fluorescência de raios-X (óxidos).

Coord_x	Coord_y	Litologia	Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SOMA
316011	7494123		PA 09 ¹	47,73	1,26	14,97	14,17	0,1	8,08	9,49	2,86	0,46	0,14	0,75	100,01
315450	7497350		PA 22	53,26	1,02	14,67	9,91	0,15	6,26	8,45	3,16	1,06	0,26	1,79	99,99
316453	7499441		PA 24	50,16	0,57	11,25	10,19	0,17	10,37	9,83	1,71	1,11	0,06	4,57	99,99
322187	7500930		PA 38	51,78	0,47	7,02	11,98	0,23	13,55	11,40	1,13	1,12	0,01	1,34	100,00
320716	7502557	Anfibolito	PA 62, PA 32B ² , PA 32C	49,79	0,84	6,41	14,34	0,18	14,55	10,61	1,08	0,15	0,09	1,98	100,00
310312	7488008		PA 52 ²	59,2	1,55	13,32	11,48	0,1	2,36	4,81	2,64	3,61	0,31	0,64	100,02
332790	7513748		PA 67A	53,33	0,7	7,12	12,82	0,22	12,32	9,98	0,91	0,86	0,07	1,66	99,99
322465	7512835		PA 73C	55,71	0,17	3,53	9,61	0,2	16,63	11,36	0,62	0,39	0,16	1,61	100,00
314623	7498330		PA 103 ¹	53,93	0,67	14,75	10,61	0,2	6,47	9,08	2,51	0,34	0,12	1,34	100,01
310988	7486686	Actinolita-xisto	PA 32A, PA32D	52,93	1,08	9,40	13,05	0,19	8,72	11,11	1,90	0,47	0,11	1,07	100,00
322463	7512833		PA 67	51,53	0,8	8,35	13,61	0,21	11,99	9,7	1,02	0,97	0,13	1,69	100,00
320717	7502558		PA 55 ³ , PA 55A	51,50	0,26	5,91	9,48	0,11	23,81	6,79	0,37	0,03	0,02	1,79	100,06
322789	7513747	Antofilita-xisto	PA67B, PA67C ⁴ , PA67D	58,09	0,01	0,93	8,98	0,15	28,31	0,39	0,01	0,02	0,01	3,10	99,99
323181	7513747		PA71 ⁴ , PA71B	56,67	0,03	1,70	9,72	0,09	24,98	0,29	0,08	0,22	0,01	6,23	100,00
332791	7513749		PA 73, PA 73B ⁴	58,99	0,03	0,59	7,91	0,09	28,00	0,39	0,10	0,01	0,01	3,91	100,01
322724	7513225	Metaultramáfica	PA 72	57,72	0,02	1,08	8,81	0,1	26,74	0,17	0,09	0,05	0,01	5,2	99,99
331674	7507541		PA116 ⁵ , PA116A ⁶	47,68	0,11	4,05	8,20	0,10	29,60	4,25	0,18	0,03	0,01	5,82	100,01

1- Granada-xisto; 2- Hornblenda-xisto; 3 -Actinolita-xisto com espinélio; 4- Antofilita-talco-xisto; 5- Metaharzбургito e 6- Metaharzбургito com serpentina.
(Obs.: Com base nos dados das análises por fluorescência de raios-X e cálculo da moda mineral (item 8.2) foram re-classificadas as amostras PA55, PA55-A, PA67 e PA72).

Com base nos resultados obtidos, foi construído um diagrama ternário envolvendo os termos (Fe₂O₃ + MnO), CaO e MgO, e outro envolvendo os termos SiO₂, Al₂O₃ e (Fe₂O₃ + MgO + MnO + CaO). A classificação composicional, segundo os percentuais apresentados na Tabela 3, indica duas classes distintas quanto ao teor de MgO (Figura 22- A) e caráter hipo-aluminoso para o total das amostras (Figura 22 - B).

Os diagramas confirmaram valores elevados no total de sílica para actinolita-xistos e anfibolitos, em relação às rochas metaultramáficas e antofilita-xistos que, por sua vez, apresentaram maior concentração de cálcio e magnésio.

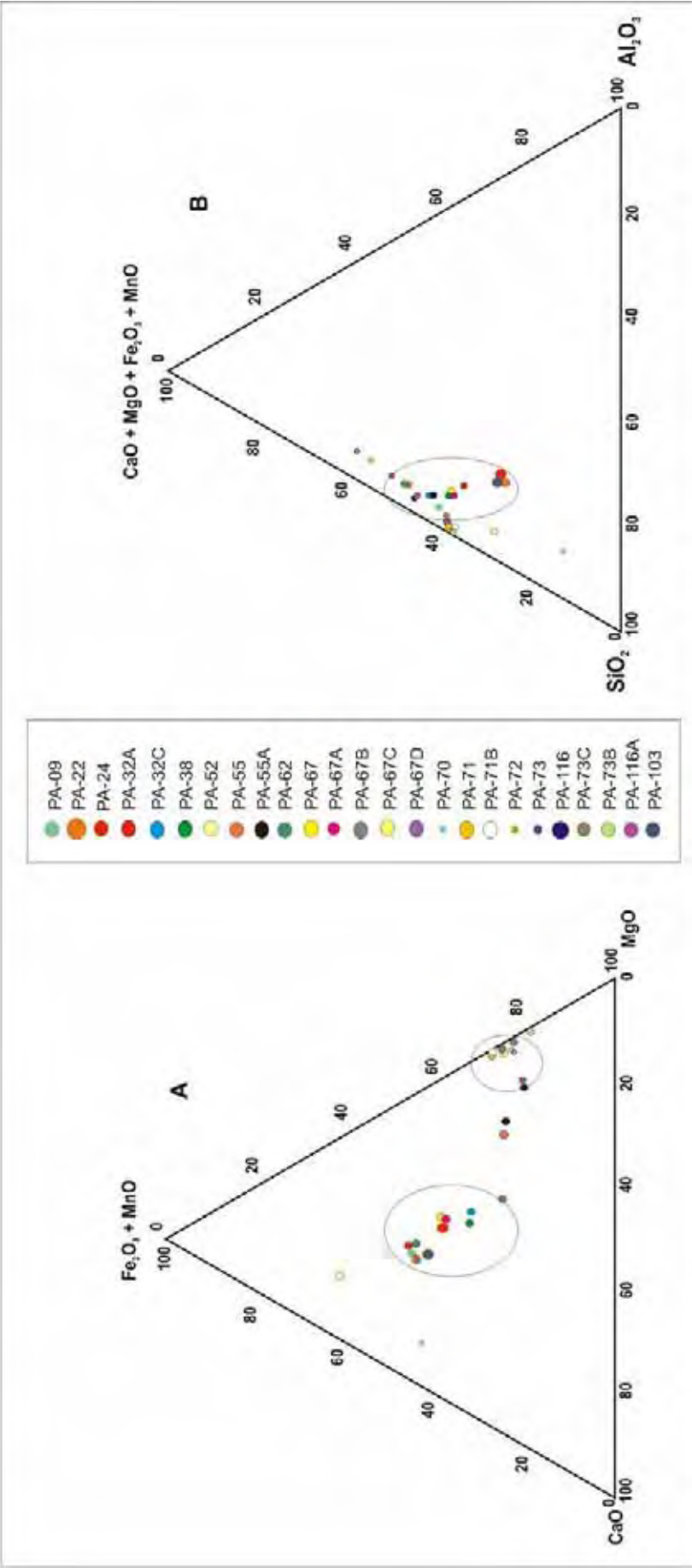


Figura 22 - Classificação composicional segundo percentuais descritos na Tabela 3: (A) em termos de ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$), CaO e MgO ; Neste caso, o diagrama ternário mostra a distribuição das amostras em duas classes distintas quanto ao teor de MgO ; (B) em termos dos percentuais de SiO_2 , Al_2O_3 e ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{CaO}$); as amostras apresentam caráter pouco aluminoso, com distribuição unimodal

As amostras analisadas tiveram recalculado as proporções entre Fe²⁺/Fe³⁺, a partir dos resultados da fluorescência de raios-X, com base em Le Maitre (1989), visto que apenas o Fe²⁺ pode participar do processo de formação de carbonatos. Esta particularidade no tratamento dado aos estados de oxidação do elemento Fe, com relação à razão Fe₂O₃/FeO contida nas amostras das rochas metamáficas e metaultramáficas do presente estudo, foi baseada na relação entre álcalis e sílica [(Na₂O + K₂O) vs. SiO₂] para tipos rochosos de origem vulcânica (MIDDLEMOST, 1989 e LE MAITRE, 1989).

Os valores da proporção Fe³⁺/Fe²⁺ (Tabela 4), em função dos teores de álcalis e sílica apresentados, foram obtidos graficamente (Figura 23), obtendo-se as massas de Fe₂O₃ e de FeO, em 100 gramas de amostra.

Tabela 4 - Razão entre Fe³⁺/Fe²⁺ e teores de Fe₂O₃ e FeO (grama/100g de amostra)

Amostra	Relação Fe ²⁺ /Fe ³⁺				Na rocha	
	FeO	Fe ₂ O ₃ /FeO(*)	Fe ₂ O ₃ (%)	FeO(%)	Fe ₂ O ₃	FeO
PA09	12,848	0,20	0,17	0,83	2,38	11,90
PA-22	9,678	0,30	0,23	0,77	2,48	8,27
PA-24	7,848	0,20	0,17	0,83	1,45	7,27
PA32-A	13,232	0,20	0,17	0,83	2,45	12,25
PA32-B	7,812	0,20	0,17	0,83	1,45	7,23
PA32-C	11,817	0,20	0,17	0,83	2,19	10,94
PA32-D	6,399	0,30	0,23	0,77	1,64	5,47
PA38	10,926	0,30	0,23	0,77	2,80	9,34
PA52	10,396	0,40	0,29	0,71	3,30	8,25
PA55	8,815	0,30	0,23	0,77	2,26	7,53
PA55-A	8,549	0,30	0,23	0,77	2,19	7,31
PA62	14,599	0,20	0,17	0,83	2,70	13,52
PA67	12,456	0,30	0,23	0,77	3,19	10,65
PA67-A	11,737	0,30	0,23	0,77	3,01	10,03
PA67-B	7,560	0,35	0,26	0,74	2,18	6,22
PA67-C	8,857	0,35	0,26	0,74	2,55	7,29
PA67-D	8,614	0,35	0,26	0,74	2,48	7,09
PA70	8,792	0,00	0,00	1,00	0,00	9,77
PA71	9,271	0,35	0,26	0,74	2,67	7,63
PA71-B	9,378	0,35	0,26	0,74	2,70	7,72
PA-72	8,365	0,35	0,26	0,74	2,41	6,88
PA73	8,415	0,35	0,26	0,74	2,42	6,93
PA73-B	6,399	0,35	0,26	0,74	1,84	5,27
PA73-C	8,792	0,30	0,23	0,77	2,25	7,51
PA103	9,678	0,30	0,23	0,77	2,48	8,27
PA116	7,848	0,20	0,17	0,83	1,45	7,27
PA116-A	7,812	0,20	0,17	0,83	1,45	7,23

(*) Fator de proporção entre Fe²⁺/Fe³⁺ segundo Le Maitre (1989)

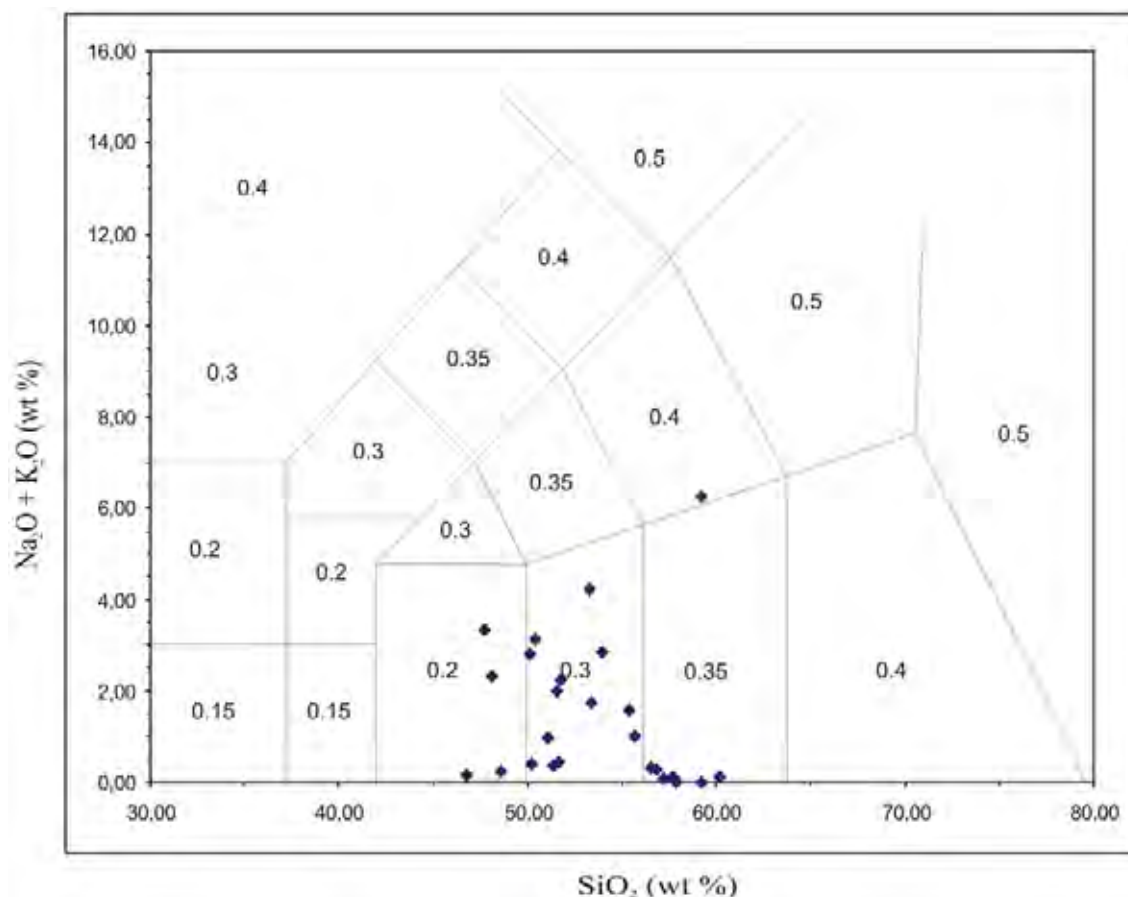


Figura 23 - Diagrama Álcalis vs. Sílica (TAS) de Le Maitre *et al.* (1989), mostrando as razões Fe₂O₃/FeO para rochas de origem vulcânica, segundo classificação no TAS.

As amostras estudadas apresentaram elevada quantidade de Fe²⁺, passível de carbonatação e presente em parte dos minerais essenciais que constituem os tipos máficos encontrados. Além dos elementos alcalinos (Ca e Mg) e do ferro, observa-se ainda que o óxido de manganês possa ser passível de carbonatação mineral formando rodocrosita (MnCO₃), sobretudo na forma indireta, onde os elementos reativos (Mg, Ca, Fe e Mn) são removidos da estrutura cristalina dos minerais (silicatos) por meio da adição de um ácido forte (e.g HCl) em solução, promovendo a dissolução e a posterior liberação do elemento para a carbonatação mineral (GOFF *et al.*, 2000).

Numa interpretação mais apurada acerca dos baixos valores de Na para rochas de origem básica a intermediária, com altas concentrações de Fe e Mg, podem indicar assinatura predominantemente toleítica, e estas variações apontam para tipos influenciados por processos de cristalização fracionada de caráter subalcalino.

8.3 Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A identificação do modo de ocorrência dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn, e ainda Si e Al ou Na e K, dependendo da amostra analisada, nos minerais de rochas metabásicas e metaultramáficas seccionados em lâminas delgadas foi realizada por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Amostras de 05 exemplares de rochas metabásicas (PA09, PA24-B, PA32-C, PA38 e PA72) e 03 de metaultramáficas (PA52, PA53 e PA71) foram metalizadas e imageadas em microsonda eletrônica Leica modelo S440, com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado para análise semiquantitativa, no Centro de Caracterização e Desenvolvimento de Materiais (CCDM) da UFSCar.

Por meio do imageamento dos minerais no MEV da amostra PA 52 (Figura 24) em níveis de cinza (*backscaterring*), foram identificados agregados de anfibólio (fase escura) que representa os elementos cálcio e ferro, concentrados em minerais pouco fibrosos, alongados e preferencialmente orientados. Nesta amostra, o alumínio e o manganês concentram-se nas bordas desses minerais alongados, ocupando posições distintas entre si, possivelmente no contato entre os minerais.

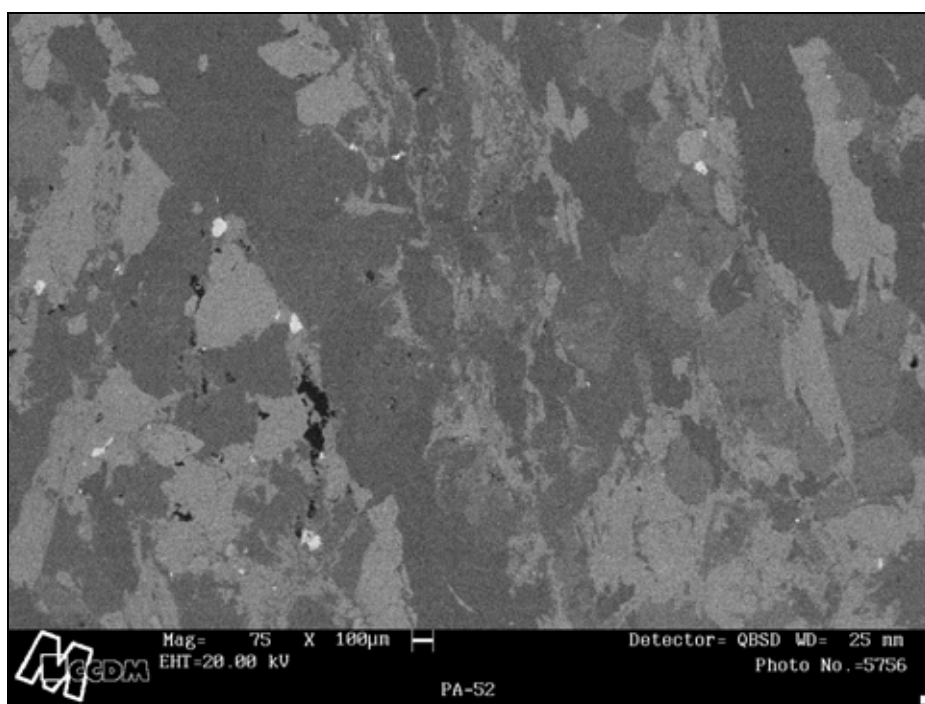


Figura 24 - MEV (PA 52) Backscattering de anfibólio hornblenda. Nota-se a separação em 4 fases distintas: cinza escuro, cinza claro, branco e preto.

O mapeamento elemental indicou em cores específicas a distribuição dos elementos sobre os minerais imageados, apontando para áreas de concentrações preferenciais de determinados elementos (Figura 25).

Nas imagens analisadas (Anexo 8), algumas feições interpretadas a partir do mapeamento no MEV, poderão influenciar sobremaneira os métodos de dissolução dos minerais em processos de carbonatação direta ou indireta, fornecendo subsídio para o processamento e pré-tratamento mais eficientes.

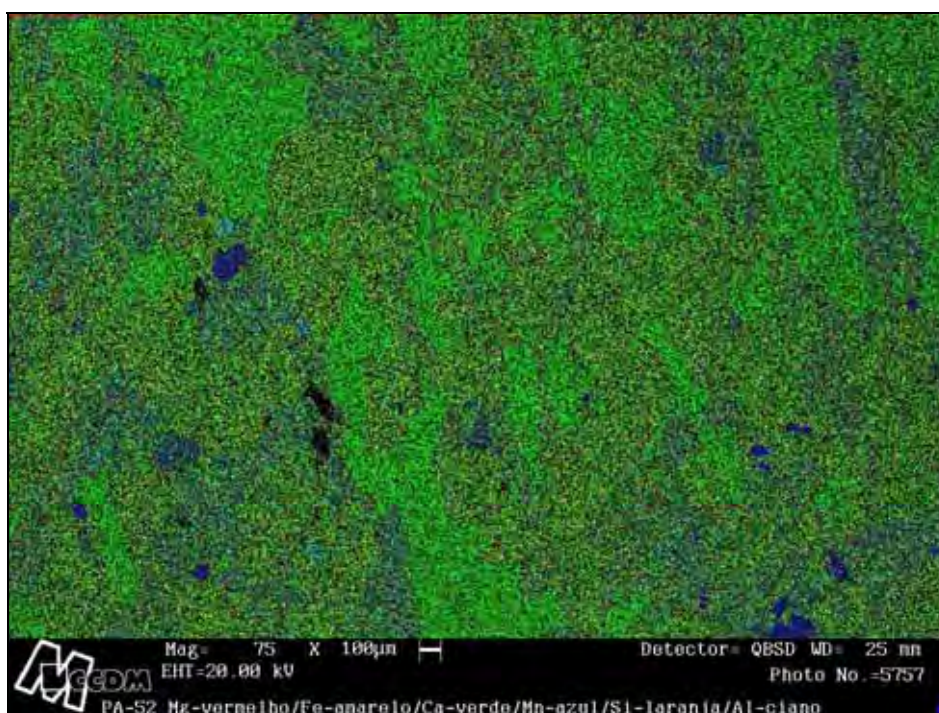


Figura 25 - MEV (PA 52) Mapeamento elemental relativos aos elemento Mg (pontos vermelhos), Fe (pontos amarelos), Ca (pontos verdes), Mn (pontos azuis), Si (pontos laranjas) e Al (pontos azulados).

8.4 Análise modal da composição mineral

A diferença encontrada entre a moda mineral estimada pelo software MODAN (PAKTUNC, 1998), com base nas análises litogeoquímicas, e estimada visualmente em análise por microscopia ótica ocorrem devido a fatores intrínsecos relacionados com a heterogeneidade esperada em grande parte das rochas metamórficas, ou pelo menos em parte destes corpos.

Por esses motivos, buscou-se encontrar a maior representatividade das amostras e os valores significativos para os percentuais dos óxidos, considerando individualmente cada

caso, conforme fluxograma da Figura 26.

A análise modal das amostras foi sustentada pelos resultados da fluorescência de raios-X e microscopia ótica, inseridos no modelo de cálculo do MODAN, tendo sido fixados os minerais fornecidos pelos resultados da difração de raios-X, como visto anteriormente, fornecendo a composição química dos minerais.

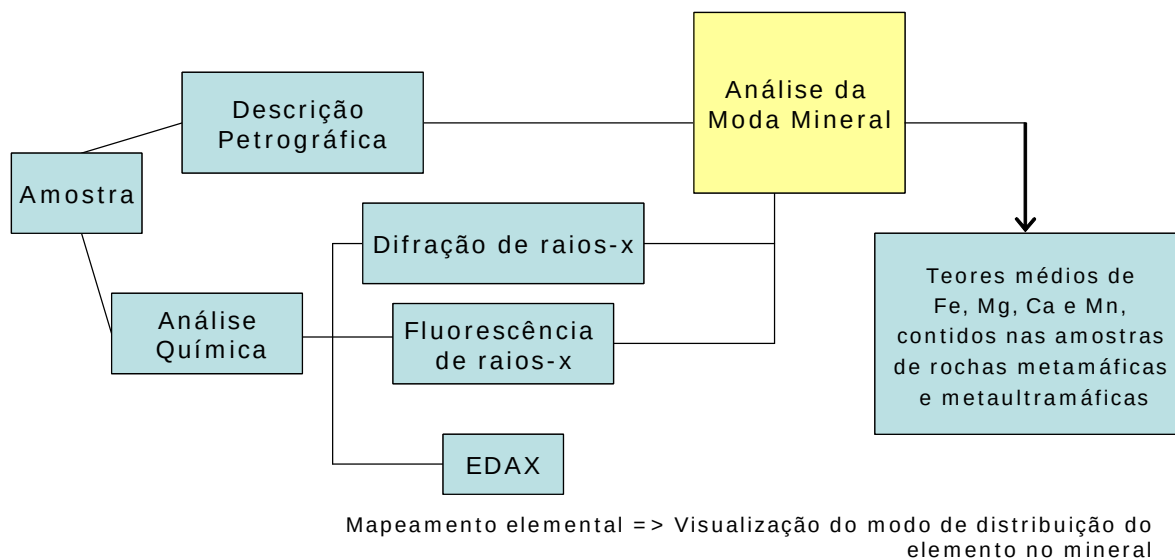


Figura 26 - Relação dos procedimentos para cálculo da moda mineral. Esta abordagem possibilitou uma investigação mais precisa acerca dos teores reais dos elementos em questão, bem como da sua forma de ocorrência na rocha e no mineral.

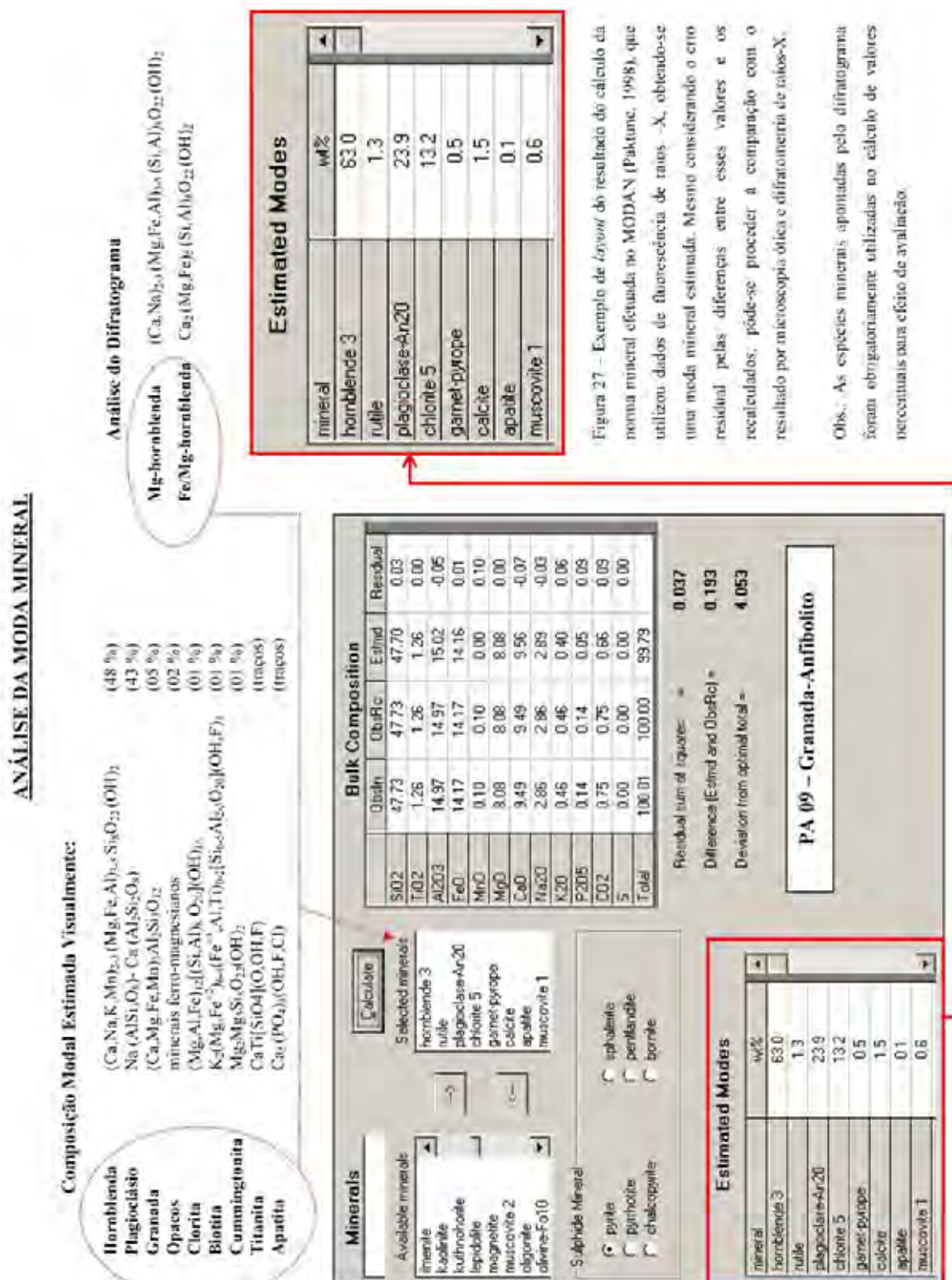
A partir da obtenção da moda mineral estimada das amostras, foi estabelecido neste estudo que todo carbonato quantificado pelo MODAN, deveria ser descontado da composição química, com valores percentuais dos íons Mg^{2+} , Ca^{2+} e Fe^{2+} corrigidos em função da presença de calcita [$CaCO_3$], dolomita [$CaMg(CO_3)_2$] ou siderita [$FeCO_3$], de modo a eliminar da contabilização, espécies minerais que não deverão participar do processo de carbonatação mineral (Tabela 5).

A análise da composição mineralógica ou química de uma amostra poderá ou não ser representativa de um afloramento como um todo, estando sujeita às incertezas geológicas inerentes. Em geral, o resultado de análise petrográfica mostra um maior número de tipos minerais que os obtidos pela análise modal. Entretanto, estes resultados não serão invalidados, e sim integrados para os cálculos da moda mineral mais representativa (Figura 27).

Tabela 5 - Percentual dos íons Mg²⁺, Ca²⁺ e Fe²⁺, corrigidos em função da presença de carbonatos, recalculado pelo MODAN.

Amostra	Calcita	Dolomita	Siderita	% dos íons em 100g de amostra		
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	FeCO ₃	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe ²⁺
PA09	1,50	3,10	7,72	6,18	5,77	7,81
PA32-A	3,40					
PA32-D	2,30					
PA38						
PA52	2,60					
PA55	3,40					
PA55-A	3,50					
PA62	5,50					
PA67	3,80					
PA67-A	3,70					
PA67-B			7,00			1,46
PA67-C			6,50			2,53
PA72			10,10			0,48
PA116-A	1,60				2,15	

Posteriormente ao cálculo da moda mineral e da análise comparativa com os resultados da fluorescência de raios-X foi possível constatar que, apesar da análise por microscopia ótica, determinadas amostras apresentavam características químicas e/ou mineralógicas que as classificavam em tipos petrográficos distintos daqueles indicados preliminarmente. As amostras novamente classificadas foram as seguintes: PA67, inicialmente descrita como antofilita-xisto e depois alocada junto aos actinolita-xistos; PA55 e PA55-A, que passaram de actinolita-xistos para antofilita-xistos; e PA72, classificada como anfíbolito e transferida para as metaultramáficas.



A partir do reagrupamento das amostras em função das alterações realizadas foram calculados os valores das concentrações médias dos elementos (Tabela 6). Desta maneira, obtiveram-se as concentrações máximas de CO₂ sequestrável para cada litotipo relativamente aos teores encontrados dos íons Mg, Ca, Fe e Mn.

Tabela 6 - Concentração média dos elementos e o potencial de sequestro de CO₂ (gramas/100g de amostra), por litotipo.

Litotipos	Mg	Ca	Fe	Mn	Total
Anfibolito	6,49	6,35	7,25	0,13	20,23
CO ₂ máximo consumido	11,90	6,99	5,70	0,11	<u>24,69</u>
Antofilita-xisto	15,90	0,97	4,72	0,09	21,68
CO ₂ máximo consumido	29,15	1,07	3,71	0,07	<u>33,99</u>
Actinolita-xisto	5,89	6,33	7,35	0,15	19,73
CO ₂ máximo consumido	10,79	6,96	5,78	0,12	<u>23,66</u>
Metaultramáficas	17,19	1,85	3,92	0,08	23,04
CO ₂ máximo consumido	31,51	2,04	3,08	0,06	<u>36,69</u>

Em função da disponibilidade dos teores encontrados dos elementos carbonatáveis foi possível chegar a valores aproximados para a estimativa das reservas minerais das áreas-alvo pesquisadas, com o propósito de sequestro de CO₂. Para a avaliação do potencial de uso dos elementos (Mg, Ca, Fe e Mn) no processo de carbonatação mineral considerou-se 100% de rendimento para as reações.

8.5 Estimativa das reservas de Mg, Ca, Fe e Mn.

O volume encontrado de rochas metamáficas e metaultramáficas com potencial para a carbonatação mineral, das áreas-alvo selecionadas, teve por base o método das seções padrão (eq.8) (MARANHÃO, 1989), por meio do levantamento planialtimétrico regional (IBGE), executado em escala 1:50.000 e equidistância das curvas de nível de 20 metros.

Desta maneira, o cálculo das áreas das seções foi executado nos softwares ArcGIS® 9.1 e Surfer 8.0, e o polígono abrangente foi delimitado em topo e base por seções (curvas de nível) com base na seguinte fórmula:

$$V_T = \sum_{n=1}^i \frac{[(S_{n+1}) + S_n] \times h}{2}$$

onde, V_T = volume total;

S_{n+1} = área da secção horizontal n+1;

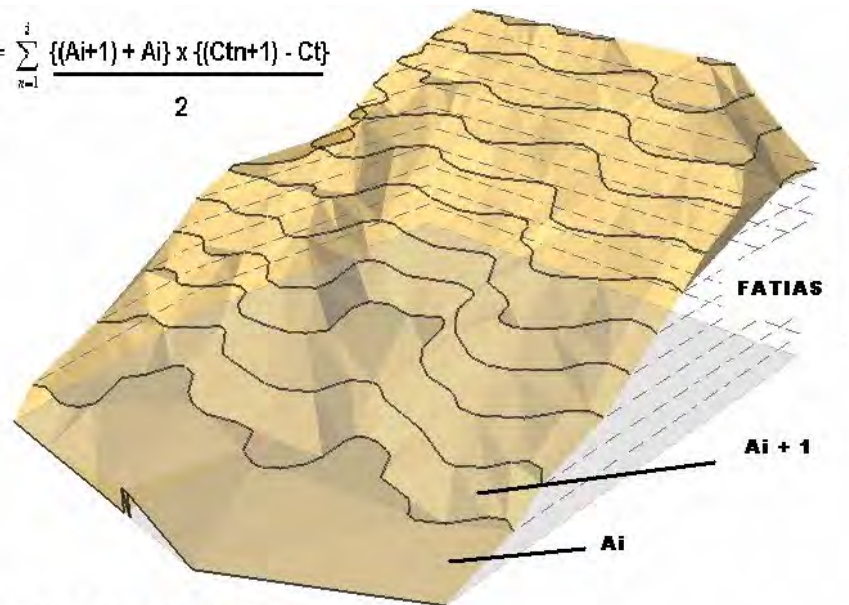
S_n = área da secção horizontal n;

h = eqüidistância das curvas de nível;

i = n° do horizonte entre as curvas.

Neste caso:

$$V_T = \sum_{n=1}^i \frac{\{(A_{i+1}) + A_i\} \times \{(C_{tn+1}) - C_t\}}{2}$$



V_{total} = somatório dos volumes das fatias
 $\{(A_{i+1}) + A_i\}$ = soma das áreas dos planos de topo e base (curvas)
 $\{(C_{tn+1}) - C_t\}$ = espessura da fatia
 i = horizonte entre as curvas

Vale salientar que os cálculos de estimativa de reservas das rochas metamáficas e metaultramáficas, foram com base nos pontos de afloramentos amostrados nas áreas delimitadas pelos polígonos irregulares com curvas de nível eqüidistantes de 20 metros. Desta maneira, foram calculados os volumes dos corpos rochosos nas duas áreas-alvo (Figura 28), somente como uma aproximação dos teores máximos possíveis dos óxidos de interesse (MgO,

CaO, FeO e MnO). No entanto, não foram ponderados detalhadamente os fatores relacionados com a geometria do corpo, a variação faciológica e composicional, e o grau de alteração, o que pode acarretar em perdas nas concentrações dos elementos de interesse.

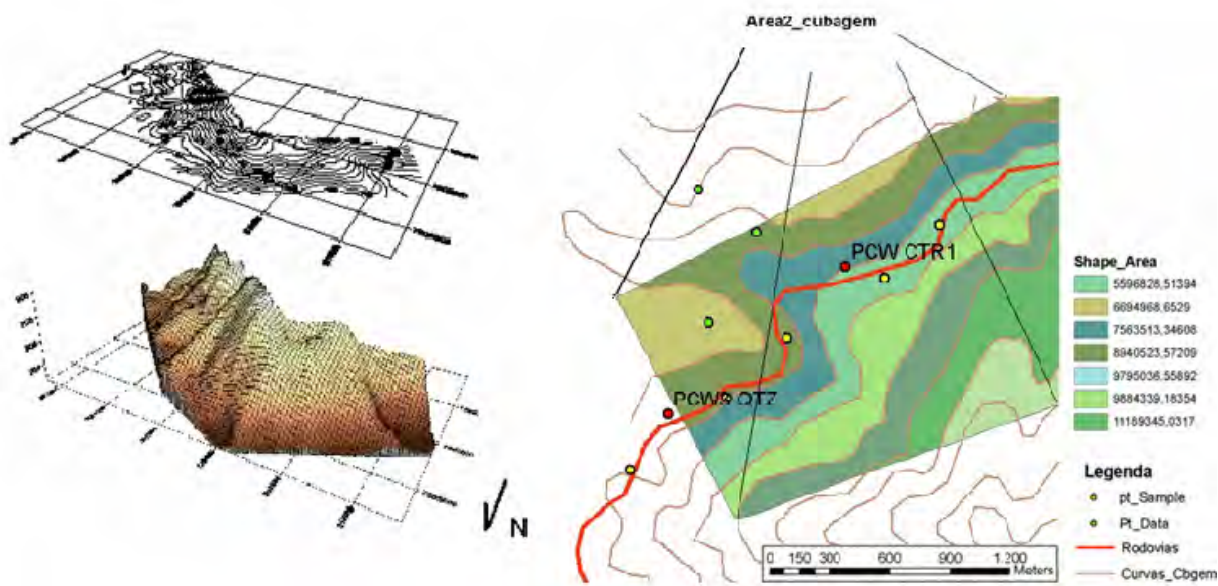


Figura 28 - Modelo 3D e polígono abrangente das ocorrências das rochas metabásicas/metaultramáficas na área-alvo 2 e curvas de nível das seções utilizadas na cubagem, considerando a cota 880m de topo e a de 680m como base.

Nesta pesquisa, a avaliação de reservas restringiu-se ao conhecimento do volume de rocha nas áreas delimitadas e do teor médio dos elementos maiores para cada litotipo amostrado em superfície, sem a possibilidade de propor teores absolutos ou discorrer sobre a continuidade ou variação faciológica dos litotipos mencionados, sobretudo em profundidade.

Para a avaliação das reservas em profundidade (cubagem) faz-se necessário a execução de trabalhos mineiros (poços, galerias e trincheiras), sondagens investigatórias e perfis geofísicos, com o intuito de se obterem dados consistentes e resultados analíticos mais apurados e próximos da verdade acerca do reconhecimento do bem mineral a ser prospectado.

Deste modo, considerando-se apenas as duas áreas-alvo pesquisadas, a análise quanto ao volume de CO₂ seqüestrável se deve aos litotipos predominantes em cada área, sendo utilizadas as concentrações médias dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn para o conjunto de amostras de cada tipo petrográfico ou grupo de amostras. Neste sentido, cada área-alvo avaliada apresenta uma composição mineralógica mais específica, embora ainda susceptível a variações composicionais em função da heterogeneidade ou escassez de amostras.

Para o cálculo do volume máximo de CO₂ consumido na carbonatação, foi estabelecida, a partir da composição química de cada litologia, uma reação química com 100% de rendimento. Como visto anteriormente, as áreas selecionadas para estimativa de reserva de rocha abrigam preferencialmente 04 litotipos distintos, os quais participam quimicamente do processo com apenas parte de seus minerais constituintes.

A partir dos trabalhos de campo foi possível delimitar as rochas metabásicas, geralmente em corpos alongados e descontínuos, por vezes maciços e intensamente deformados, gerando estruturas concordantes com o trend regional. Tais corpos comumente encontram-se encobertos por sedimentos coluvionares nas áreas-alvo.

Neste caso, optou-se por estimar um percentual para os litotipos que ocorrem nas áreas e atribuir ainda um fator de correção de 50%, em função de incerteza geológica esperada (Anexo 9). Nas áreas-alvo pesquisadas, foram calculados os volumes das reservas totais de rocha de acordo com a equação 8, considerando a densidade^(*) das rochas nas áreas-alvo igual a 2.500 kg/m³ para a cubagem final.

As rochas da área-alvo 1 foram as que demonstraram maior potencial para seqüestro de CO₂, via carbonatação mineral, em função da maior abundância de minerais ricos em Mg e Ca (antofilita, talco e serpentina). Nesta área foram considerados com base na cartografia geológica e geometria dos corpos na área, os percentuais de 20% de rochas metaultramáficas, 30% de antofilita-xistos e 50% de anfíbolitos.

Em função dos cálculos de volume de rochas apresentados na memória de cálculo (Anexo 9), estima-se que na área-alvo 1 o volume de rocha seja de 88.591.270m³, correspondente a 221.478.175 toneladas. Deste montante, participam do cálculo de cubagem dos elementos de interesse para o seqüestro de CO₂, por carbonatação mineral, aproximadamente 49.422.855 toneladas de Ca, Fe, Mg e Mn, cuja capacidade de neutralização de CO₂ é de 24,69g/100g (rocha) para os anfíbolitos, de 33,99g/100g (rocha) para os antofilita-xistos, e 36,69g/100g (rocha) para as metaultramáficas, com capacidade de seqüestro de aproximadamente 33.088.839 toneladas de CO₂.

A área-alvo 2 possui o maior volume de rocha metamáfica cubada, 220.449.590m³, correspondente a 551.123.975 toneladas. Neste volume de rocha foi considerado o total de 116.783.170 toneladas dos elementos (Ca, Fe, Mg e Mn), participantes no cálculo de reservas dos volumes representativos de (90%) de anfíbolitos, e (10%) de

(*) densidade mínima dos minerais essenciais, constituintes das rochas anfíbolíticas e ultramáficas.

actinolita-xistos, com capacidade de neutralização de 24,69g e 23,66g/100g (rocha) (Tabela 6), respectivamente. Neste caso, o volume de CO₂ consumido pode chegar ao montante de 40.651.456 toneladas, considerando a margem de erro no cálculo das reservas devido às incertezas geológicas.

Por outro lado, a estimativa de reserva das áreas levantadas foi realizada com base apenas nas cotas máxima e mínima dos afloramentos das rochas de interesse, portanto, pode-se afirmar que esta é uma avaliação bastante conservadora do ponto de vista de reservas minerais. Deste modo, a investigação em subsuperfície, por meio de sondagens, poços e trincheiras, provavelmente ampliará estas reservas consideravelmente.

9. CONCLUSÕES & RECOMENDAÇÕES

Com a avaliação do potencial mineral de rochas metabásicas e metaultramáficas da Faixa Itapira-Amparo, na região de Itapira, Serra Negra, Lindóia, Águas de Lindóia e Amparo, para uso em processo de carbonatação mineral no seqüestro de CO₂, foi possível concluir, a partir do estudo realizado, que esses litotipos apresentam concentrações médias dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn interessantes do ponto de vista da capacidade de seqüestro de CO₂.

A presença de rochas de natureza ultramáfica na Faixa Itapira-Amparo indicou a possibilidade de concentração de minerais máficos, tais como olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, e hornblenda, ricos nos elementos de interesse. Por meio de caracterizações petrográficas e litogeoquímicas foi possível definir a composição modal e química de 26 amostras de rochas metabásicas e metaultramáficas, coletadas na área de pesquisa, e realizar o agrupamento dessas amostras em 4 litotipos principais – anfibolitos, antofilita-xistos, actinolita-xistos e metaultramáficas.

Os litotipos caracterizados como metaultramáficas e antofilita-xistos apresentaram as maiores concentrações de manganês e, portanto, representam as rochas com maior potencial mineral para uso em processo de carbonatação mineral. Os anfibolitos e actinolita-xistos são semelhantes quanto à concentração média dos elementos de interesse, apresentando teores mais elevados de cálcio e ferro que os demais litotipos estudados.

Por meio das análises de fluorescência e difração de raios-X, foi possível determinar que a abundância de anfibolitos ricos em hornblenda e Mg-hornblenda, xistos antofilíticos e talco-xistos indica elevada presença de CaO, MgO, FeO e MnO, sobretudo na porção que

abrange a Fazenda Boa Esperança no município de Itapira. Além destes corpos, ocorrem ainda actinolita-xistos e metaultramáficas, distribuídos amplamente nas proximidades do Distrito de Arcadas. As maiores concentrações de Ca e Mg ocorrem em minerais do tipo olivina, serpentina, talco e antofilita, sendo este último considerado uma inovação da presente pesquisa, para a finalidade de carbonatação mineral no seqüestro de CO₂.

Foi possível constatar, nos trabalhos de campo, que os pequenos corpos de rochas de natureza ultramáfica, com talco e serpentina, ocorrem em área de afloramento restrito nas duas áreas-alvo (*eg.* PA55, PA71 e PA116); apresentam quase sempre formas tabulares ou lenticulares com cerca de 10 metros de comprimento e ocorrem encaixados concordantemente em ortognaisses, paragnaisses, quartzitos ou em associação com corpos anfíbolíticos ou xistos máficos.

As premissas para a escolha das áreas-alvo foram estabelecidas com base nas características petrográficas e litogeoquímicas dos litotipos amostrados, quanto ao volume de rocha e às suas distribuições espaciais, permitindo o adensamento da pesquisa mineral e avaliação das reservas dos elementos Mg, Ca, Fe e Mn. Ademais, a determinação de áreas mais promissoras para a ocorrência de rochas metabásicas e metaultramáficas pode representar uma importante fonte de minerais carbonatáveis.

Deste modo, procedeu-se à escolha de duas áreas-alvo para avaliação do potencial mineral das rochas de interesse para uso em processo de carbonatação mineral, com a possibilidade de indicar, de forma sustentável, a implantação de futuras plantas-piloto nas áreas próximas aos centros de maior emissão de CO₂ (*eg.* Distrito Industrial de Paulínia).

A área-alvo 1 está localizada próximo ao município de Itapira, nas imediações da Fazenda Boa Esperança (antiga mina de talco e amianto) e apresenta as reservas totais de Ca, Fe, Mg e Mn, em rochas metabásicas e metaultramáficas, estimadas em aproximadamente 50x10⁶ toneladas, com capacidade para neutralizar mais de 33x10⁶ toneladas de CO₂. Para a área-alvo 2, foram estimados aproximadamente 120x10⁶ toneladas desses elementos com capacidade de seqüestro de mais de 40x10⁶ toneladas de CO₂.

Apesar do volume de rocha estimado para a área-alvo 2 ser significativamente maior que na área-alvo 1, a diferença no volume total seqüestrável de CO₂ entre as duas áreas não ultrapassa 20%, o que confere para a área-alvo 1 maior interesse geoeconômico do ponto de vista do empreendimento mineral, considerando aspectos logísticos, de infra-estrutura e

vocação da área para exploração mineral (antiga mina de talco e amianto de Itapira).

A partir dos cálculos de cubagem, os metais Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺ e Mn²⁺ somados representam quase 1/5 da massa total das rochas avaliadas (antofilita-xistos, actinolita-xistos, anfíbolitos e ultramáficas) presentes nas duas áreas-alvo e, juntas, apresentam o potencial de neutralização de mais de 73x10⁶ toneladas de CO₂. Esse montante corresponderia ao necessário para a neutralização de mais de 30 anos de emissões de CO₂ da refinaria de Paulínia (REPLAN), se considerado o total emitido no ano de 2005 (~2,5x10⁶ toneladas de CO₂)

Para o aprimoramento da avaliação do potencial mineral na área de estudo, com vistas ao seqüestro de CO₂, sugere-se a execução de trabalhos adicionais, como os abaixo elencados.

- ✓ Execução de maior número de análises químicas, com a finalidade de refinar a caracterização dos materiais rochosos.
- ✓ Estudo termodinâmico das reações químicas a partir dos processos de carbonatação mineral, envolvendo as principais espécies minerais presentes nas rochas amostradas (talco, serpentina, olivina, anfíbólio).
- ✓ Execução prospecção geológica básica de detalhe, nas áreas selecionadas, para cubagem mais acurada.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, D.B. (1987). Desenvolvimento da Metodologia de Preparação de Amostras para Análise Difratométrica de Argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 1(2): p.157-175.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7: p.349-364.
- ARTUR, A.C. (1980). Rochas metamórficas dos arredores de Itapira – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 193p.
- ARTUR, A.C. (1988). Evolução Policíclica da Infra-estrutura da porção Sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 231p.
- BERTIER, P., SWENNEN, R., LAENEN, B., LAGROU, D., DREESEN, R. (2006). Experimental identification of CO₂ – water-rock interactions caused by sequestration of CO₂ in Westphalian and Buntsandstein sandstones of the Campine Basin (NE – Belgium). *Journal of Geochemical Exploration*. Elsevier.
- CAMPOS NETO, M.C. (1992). A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – Ensaio e Evolução Tectônica. São Paulo. (Tese de doutorado, IG – USP). 210p.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S. (1983). Evolução estrutural brasileira no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: Simpósio Regional de Geologia, vol.4, São Paulo, SBG, p.61-78.

- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., ALVES, F.R., VASCONCELLOS, A.C.B. (1984). A nappe de cavalgamento Socorro (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro. Anais, SBG. vol.4, p.1809-1822.
- CHIODI FILHO, C. (1997). Guias prospectivos para mineralizações em rochas granitóides. Série Estudos e Documentos. Rio de Janeiro, p.03-33.
- CONDIE, K. C. (1981). Archean Greenstone Belts. New York: Elsevier, 434p.
- CORDANI, U.G., AMARAL, G.C., KAWASHITA, K. (1973). The Precambrian Evolution of South América. Geol. Rund., 62(2): p.309-317.
- CPRM. (2002). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Sistema de Informações Geográficas & Mapas na escala 1:2 500 000.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966). An introduction to the rock forming minerals, Londres, p.170-341.
- DNPM, (2006). Anuário Mineral Brasileiro. Disponível em: www.dnpm.gov.br. Acesso em: agosto, 2007.
- EBERT, H. (1968). Ocorrência da facies granulítica no sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogenética: hipótese sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Cienc., 40: p.215-229.
- EBERT, H. (1971). Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. São Paulo. SBG, Boletim Especial, 1: p.177-178.
- FETTER, A.H., HACKSPACHER, P.C., EBERT, H.D., DANTAS, E.L., COSTA, A.C.D. (2001). New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo Basement Complex of the Central Ribeira Belt southeastern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., Pucón, 2001. *Extended Abstracts*. Pucón, Sociedad Geológica del Chile, 36p.
- GASPAR, A.T.F.S. (2007). Modelagem técnico-econômica de seqüestro de CO₂ e sua injeção em campos de óleo maduros. Tese de doutorado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, 181p.
- GOFF, F. & LACKNER, K.S. (1998). Carbon Dioxide Sequestering Using Ultramafic Rocks. Environmental Geosciences, V.5, n.3. Los Alamos, United States, 13p.

- GOFF, F., GUTHRIE, G., LIPIN, B., FITE, M., CHIPERA, S., COUNCE, D., KLUK, E., ZIOCK, H. (2000). Evaluation of Ultramafic Deposits in the Eastern United States and Puerto Rico as Source of Magnesium for Carbon Dioxide Sequestration. Los Alamos, United States, 36p.
- GOLDBERG, P.M., CHEN, Z.-Y., O'CONNOR, W., WALTERS, R., LACKNER, K., ZIOCK, H. (2000). CO₂ Mineral Sequestration Studies, Paper presented at GlobeEx 2000, Las Vegas, NV.
- HACKSPACHER, P.C., FETTER, A.H., EBERT, H.D., JANASI, V.A., DANTAS, E.L., OLIVEIRA, M.A.F., BRAGA, I.F., NEGRI, F.A., (2003). Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de Convergência Pré-Colisional na Aglutinação do Gondwana Ocidental. Revista do Instituto de Geociências – USP. São Paulo, v.3, p.85-96.
- HANCHEN, M., PRIGIOBBE V., STORTI G., MAZZOTTI M. (2006). Mineral carbonation: Kinetic study of olivine dissolution and carbonate precipitation. ETH-Swiss Federal Institute of Technology Zürich. GHGT-8 8th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Trondheim, Norway, 6p.
- HANSEN, J., CAIN, D., SCHMUNK, R. (2007). On the Road to Climate Stability. Operation Sierra Storm. *Submitted*.
- HASUI, Y., OLIVEIRA, M.A.F. (1984). Província Mantiqueira – Setor Central. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (coords.), O Pré-Cambriano no Brasil, Edgard Bluncher, São Paulo.
- HERZOG, H. K. (2002). Carbon Sequestration via Mineral Carbonation: Overview and Assessment. MIT Laboratory for Energy and the Environment. 11p.
- HOUGHTON, R.A. (1997). Terrestrial carbon storage: global lessons for Amazonian research. *Ciencia e Cultura Journal of the Brazilian Association for the Advancement of Science* 49, p.58-72.
- HUIJGEN, W.J.J., WITKAMP, G.J., COMANS, R.N.J. (2004). CO₂ sequestration by mineral carbonation, 4^o Netherlands Process Technology Symposium, Veldhoven, Netherlands.
- IBGE (1972). Folhas: Moji-Guaçu (SF-23-Y-A-VI-3), Águas de Lindóia (SF-23-Y-A-III-4), Amparo (SF-23-Y-A-VI-1), Socorro (SF-23-Y-A-VI-2).
- IEA Greenhouse Gas R&D Programme. (2005). Disponível em: www.ieagreen.org.uk Acesso

em: março, 2006.

IEA International Energy Agency. Prospects for CO₂ Capture and Storage. (2004). Disponível em: www.iea.org. Acesso em: março, 2006.

IEA International Energy Agency. Wourld Energy Outlook. (2007). Disponível em: www.iea.org. Acesso em: junho, 2007.

IPCC (2003). *Good Practice Guidance for Land Use, land-Use Change and Forestry*. Penman, J., Gytarsky, M., Hiraishi, T., Kruger, D., Pipatti, R., Buendia, L., Miwa, K., Ngara, T., Tanabe, K. and Wagner, F. (Eds). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), IPCC/IGES, Hayama, Japan. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch/activity/ccspm.pdf>> Acesso em: junho, 2007.

IPCC (2005). *Carbon Dioxide Capture and Storage: Summary for Policymakers and Technical Summary*. Metz, B., Davidson, O., Coninck, H., Loos, M., Meyer, L. (Eds). IPCC Special Report. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch>> Acesso em: junho, 2007.

IPCC (2006). Intergovernmental Panel on Climate Change. Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Volume 1. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch>> Acesso em: junho, 2007.

KETZER, J. M. (2006). Redução das Emissões de Gases Causadores do Efeito Estufa Através da Captura e Armazenamento Geológico de CO₂. Livro: CARBONO: Desenvolvimento Tecnológico, Aplicação e Mercado Global. Instituto Ecoplan. Universidade Federal do Paraná, Curitiba. p.280-293.

LACKNER, K.S., WENDT, C.H., BUTT, D.P., JOYCE, E.L., SHARP, D.H. (1995). Carbon Dioxide Disposal in Carbonate Minerals. University of Wisconsin, Madison, United States, 17p.

LANG, S. (2005). A utilização do conceito de totalidade (holismo) na geração de planos de segmentação regionalizados em conjunto de imagens de altíssima resolução. In: Blaschke, T.; Kux, H., Sensoriamento remoto e SIG – Oficina de Textos – São Paulo.

LAZARINI, A.P. (2000). Petrologia de metabasitos/ultrabasitos da região de Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 134p.

- LE MAITRE, R.W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommisssion on the systematics of igneous rocks. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford. 193p.
- MARANHÃO, R.J.L. (1989). Introdução à pesquisa mineral, 4ª edição, Fortaleza, 436p.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1989), Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks: *Chemical Geology*, v. 77, p.19-26.
- MME/DNPM/CPRM (1979). Projeto Sapucaí, Relatório Final de Geologia. Brasília.
- MME/DNPM (2006). Anuário Estatístico de Não-metálicos. Disponível em: www.dnpm.gov.br. Acesso em: agosto, 2007.
- MORAIS, S.M. (1999). Integração geológica da folha Guaratinguetá SF.23-Y-C, Escala 1:250.000 – Estados de São Paulo e Minas Gerais – nota explicativa. São Paulo, CPRM. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). 28p.
- NIKULSHINA, V., HIRSCH, D., MAZZOTTI, M., STEINFELD, A. (2006). CO₂ capture from air and co-production of H₂ via the Ca(OH)₂-CaCO₃ cycle using concentrated solar power- Thermodynamic analysis. ETH-Swiss Federal Institute of Technology Zurich. *Energy* (31). p.1715-1725.
- NIKULSHINA, V., GÁLVEZ, M.E., STEINFELD, A. (2007). Kinetic analysis of the carbonation reactions for the capture of CO₂ from air via the Ca(OH)₂-CaCO₃-CaO solar thermochemical cycle. ETH-Swiss Federal Institute of Technology Zurich. *Chemical Engineering Journal*, vol.129, p.75-83.
- NIXON, F.M. & WRITH, J.F. (2006). Permafrost Climate Change Studies, www.gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/suppdoc_e.php (consulta no dia 22/06/2007).
- OLIVEIRA, M.A.F, ZANARDO, A., LAZARINI, A.P., SILVA, A.H.M & NARDI, A.J.R. (2004). Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas anfíbolíticas e metamórficas associadas às faixas móveis metamórficas Amparo e Itapira, na região nordeste de São Paulo. *Geociências*, v.34, p.393-400.
- PAIVA FILHO, A. (2006). The Pedreiras Concentric Multi-Annular and Radial Structure – The Newest Meteoritic Impact Record in Brazilian Territory. submetido a *Revista Brasileira de Geociências* - RBG.

- PAKTUNC, A.D. (1998). MODAN: an interactive computer program for estimating mineral quantities based on bulk composition. *Computers & Geosciences* 24 (5), p.425-431.
- PARK, A.H.A., FAN, L.S. (2004). CO₂ mineral sequestration: physically activated dissolution of serpentine and pH swing process. *Chemical Engineering Science* 59 (2004): p.5241-5247. Elsevier.
- PELLOGIA, A.U.G. (1990). A Faixa do Alto Rio Grande na Região de Amparo (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 124p.
- ROCHA, M. T. (2003). Aquecimento global e o mercado de carbono: uma aplicação do modelo CERT. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, ESALQ. 196p.
- ROCHA, M. T. (2006). Mudanças climáticas e mercado de carbono. In: *Fixação de Carbono: atualidades, projetos e pesquisas*. Curitiba: UFPR, p.39-53.
- SEIFRITZ, W. (1990). CO₂ Disposal by Means Silicates; *Nature* 345:489p.
- STOLAROFF, J.K., LOWRY, G.V., KEITH, D.W. (2005). Using CaO- and MgO- rich industrial waste streams for carbon sequestration. *Energy Conversion & Management* 46 (2005): p.687-699. Elsevier.
- 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): p.329-337.
- TEIXEIRA, W., TOLEDO, M.C.M., FAIRCHILD, T.R., TAIOLI, F. (2000). Decifrando a Terra, Oficina de Textos, São Paulo, p.327-411.
- TRENBERTH, K.E., SHEA, D.J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005, *Geophysical Research Letters*, vol.33, 4p.
- WERNICK, E. (1967). A geologia da região de Amparo (Leste do Estado de São Paulo). Tese de Doutorado. F.F.C.R. Rio Claro, 235p.
- WERNICK, E. (1978). Contribuição a estratigrafia do Pré-cambriano do leste do estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.* 8: p.206-216.
- WERNICK E. & PENALVA F. (1973). As relações entre os grupos Amparo e Itapira (SP). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, *Boletim Especial*, 1: p.116-117

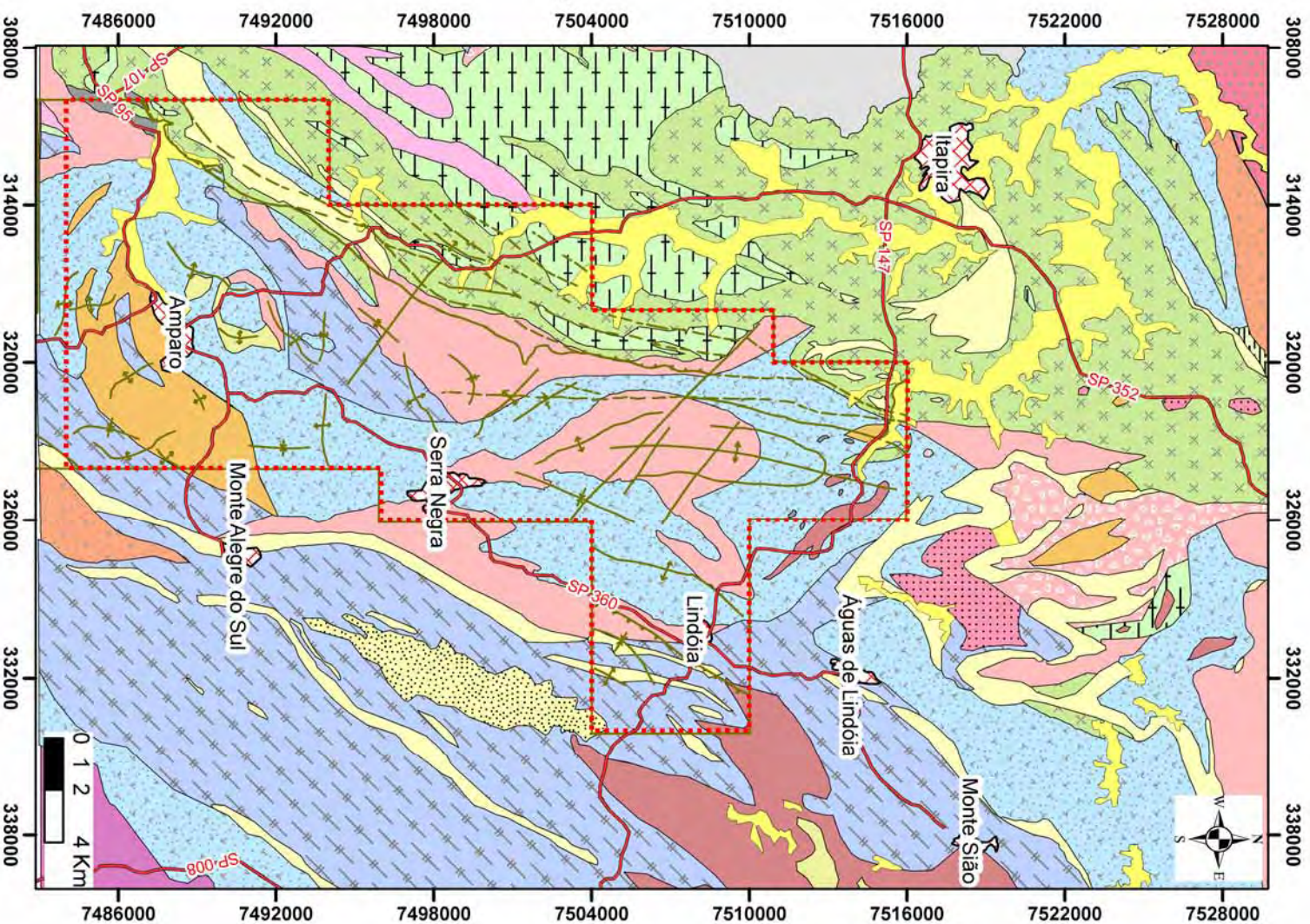
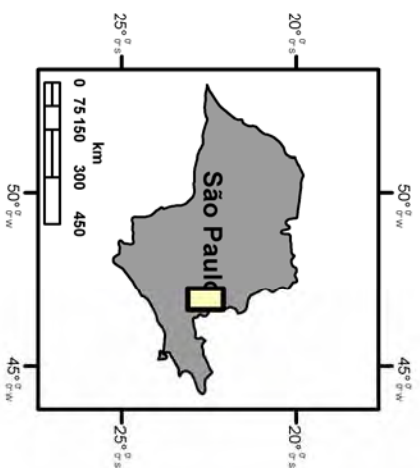
- XU, T., APPS, J.A., PRUESS, K. (2004). Mineral Sequestration of Carbon Dioxide in a Sandstone-Shale System. University of California. 51p.
- YAJIMA, T., OKAMOTO, I., OHSUMI, T., NINOMIYA, MIZUOCHI, Y., KATO, T. (2006). Experimental Studies of CO₂ Fixation by Serpentine. GHGT-8 8th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Trondheim, Norway, 6p.
- ZANARDO A. (1987). Análise petrológica e microestrutural das rochas da folha Águas de Lindóia, São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 270p.
- ZEVENHOVEN, R., KOHLMANN J. (2001). CO₂ sequestration by magnesium silicate mineral carbonation in Finland. Helsinki University of Technology, Lab. for Energy Engineering and Environmental Protection. Genebra, Suíça, 5p.
- ZEVENHOVEN, R., ELONEVA, S., TEIR, S. (2006). A study on MgO- based mineral carbonation kinetics using pressurised thermo-gravimetric analysis. 8th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies. Trondheim, Norway, 6p.

ANEXO 01 – MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE ITAPIRA, LINDÓIA, SERRA NEGRA E AMPARO

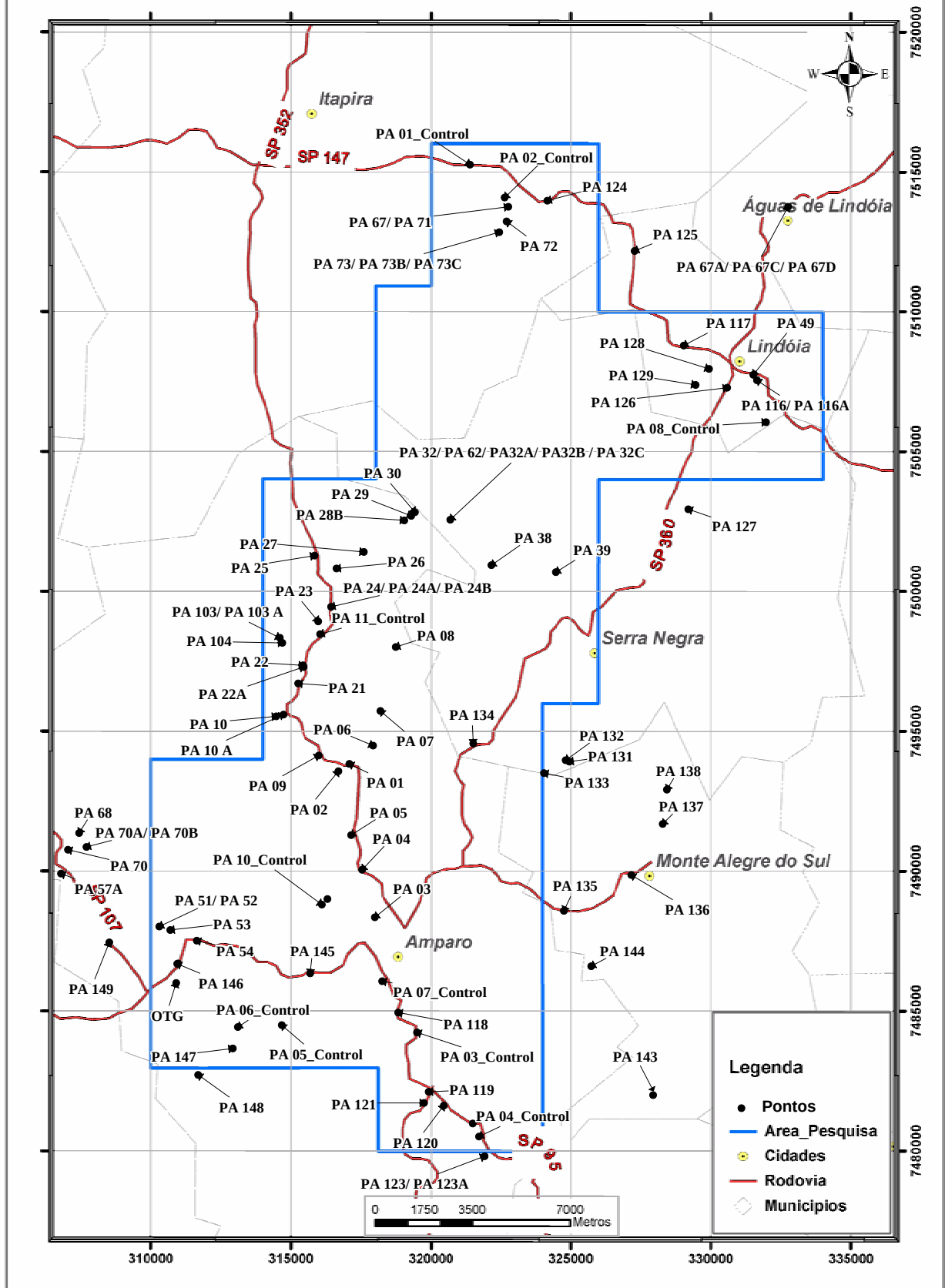
Legenda

- Rodovias
- - - - - Área de Pesquisa
- Estruturas
- Municípios
- Aluvião
- Lamitos, ritmitos, arenitos finos
- Coberturas terciárias detriticas
- Brechas e conglomerados
- Arenitos, siltitos, lamitos
- Gnaisses graníticos a granodioríticos com anfibólio
- Gnaisses graníticos homogêneos
- Migmatitos gnaissificados com estrutura bandada
- Gnaisses migmatitos bandados intercalados com anfibólitos e ultramáficas
- Gnaise difusamente bandado a ofitálmico
- Gnaisses, migmatitos e granitos sin-tectônicos
- Hornblenda gnaisses
- Gnaisses graníticos homogêneos
- Gnaisses, xistos, e/ou gnaisses granitos
- Quartzitos intercalados com gnaisses, calciossilicáticas e metabásicas
- Granitos equigranulares pouco foliados
- Granitos equigranulares e porfíroides
- Granitos porfíricos com intercalações de quartzito
- Migmatitos gnaissificados com estruturas ptigmáticas e schillieren
- Gnaisses e migmatitos com intercalações de anfibólitos e ultramáficas
- Associações máfico-ultramáficas

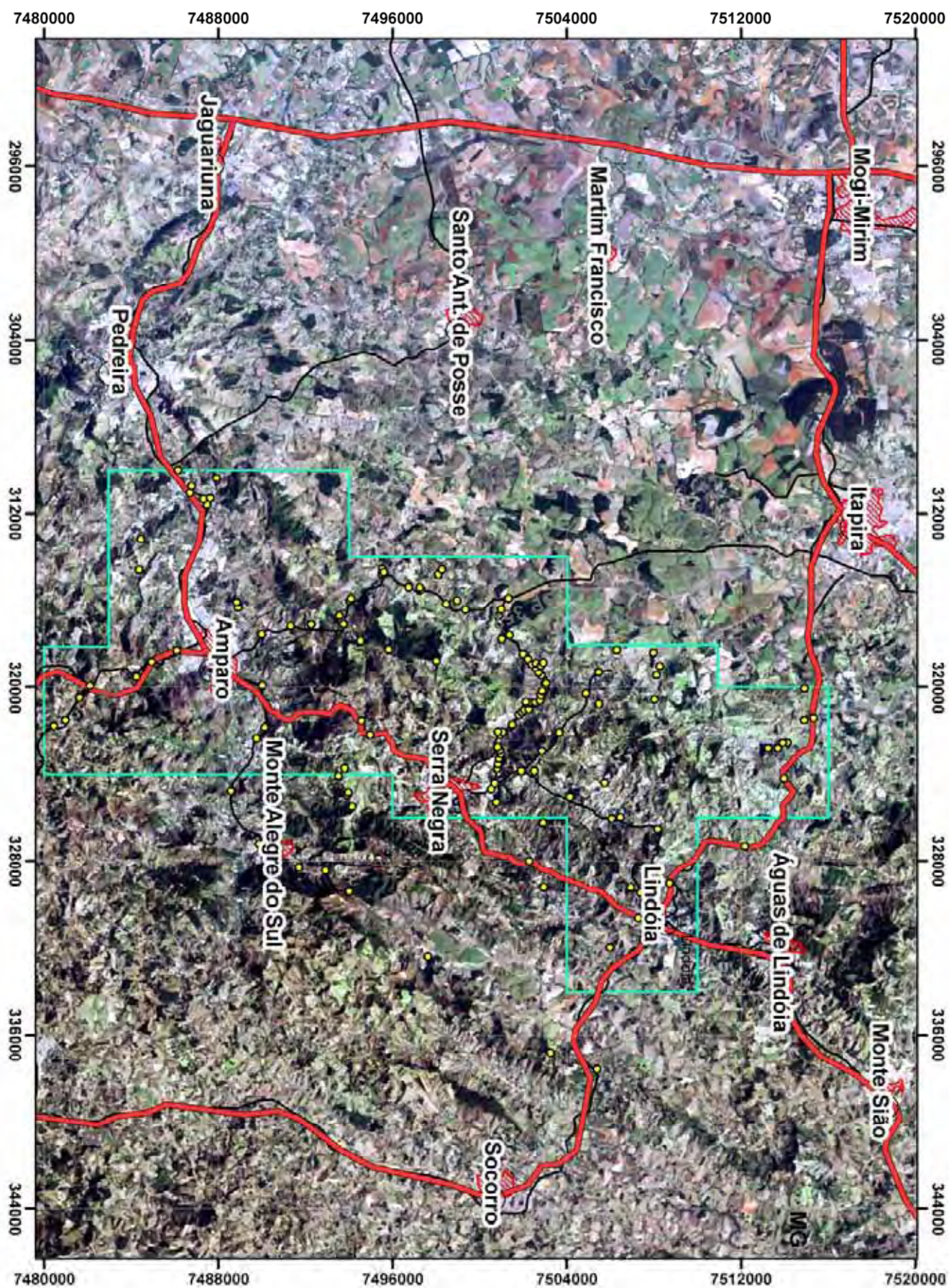


ANEXO 02 – MAPA DE PONTOS

MAPA DE PONTOS



ANEXO 03 – IMAGEM LANDSAT



ANEXO 04 – PETROGRAFIA

Amostra	PA-09	
Textura/Estrutura:		
A estruturação é orientada formando xistosidade com prismas de anfibólio (hornblenda) orientados. A textura geral é granonematoblástica, contudo, em domínios lenticulares é tipicamente nematoblástica, sendo a granulação média em torno de 1,0 mm.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(48 %)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(43 %)
Granada	(Ca,Mg,Fe,Mn) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	(05 %)
Opacos	minerais ferro-magnesianos	(02 %)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(01 %)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(01 %)
Cummingtonita	Mg ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(01 %)
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(traços)
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(traços)
Relações Mineralógicas:		
Os cristais de hornblenda são subedrais a anedrais, alongados e bem orientados, fortemente pleocróicos (γ=verde oliva a marrom esverdeado, β=marrom e α=amarelo pálido), com dimensões médias de 1,0 mm. Alguns grãos chegam a 2,5mm de comprimento. Localmente, ocorrem traços de clorita gerados por alteração de anfibólios, e aparecem pequenos cristais de cummingtonita, reconhecidos pela geminação de repetição, relevo e birrefringência. Também aparecem acículas de actinolita, reconhecidamente de cor clara com índice de refração menor que os outros anfibólios.		
O plagioclásio tem granulação média de 1,5 mm, e alguns grãos apresentam geminação. Encontra-se distribuído em meio aos anfibólios, na forma de cristais subedrais (poligonais a irregulares), com reações de bordas e levemente alterados/saussuritizados (transformação para epidoto, sericita e/ou carbonato).		
As granadas ocorrem dispersas na lâmina, e constituem cristais anedrais corroídos, submilimétricos e frequentemente apresentam “coroas” de plagioclásio evidenciando origem da fase cristalina e indicando diminuição do ambiente de pressão.		
Evolução:		
A composição mineralógica e as texturas observadas sugerem para o protólito uma rocha básica (diabásio, gabro ou basalto). A presença de cummingtonita indica protólito com hiperstênio ou pigeonita (gastro-norito ou basalto toleítico).		
Deste modo, o protólito deve ter sido submetido a metamorfismo dinamotermal (regional), sin a pós-deformação. O auge metamórfico atingiu temperaturas superiores a 700 °C, em ambiente de pressão moderado a alto. O relacionamento entre granada e plagioclásio infere na diminuição de pressão (trajetória isothermal durante o auge metamórfico).		
A rocha apresenta sinais de retrometamorfismo, representados pela saussuritização do plagioclásio, formação de clorita a partir de reações envolvendo granada e hornblenda.		
Classificação: Granada-anfibolito		

Amostra	PA-24A	
Textura/Estrutura:		
A rocha apresenta estruturação bandada e textura granolepidoblástica. Esta amostra parece fazer parte de um corte de um veio hidrotermal, onde houve saussuritização e seritização. A granulação média é de 2,5mm, uma vez que os cristais são bem desenvolvidos.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Carbonato	CaCO ₃	(40%)
Quartzo	SiO ₂	(15%)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(30%)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Sericita	(OH) ₄ K ₂ (Si ₆ Al ₂)Al ₄ O ₂₀	(05%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(05%)
Relações Mineralógicas:		
O carbonato (calcita) é observado por toda a lâmina, com clivagens evidentes. Ocorrem em cristais euedrais com aproximadamente 1,5mm. O quartzo ocorre em cristais anedrais, com granulação de até 1,0mm, extinção ondulante e contatos lobulados. Apresenta ainda micro-inclusões e subgrãos milimétricos.		
A clorita ocorre em amplamente disseminada na lâmina estudada, na forma de agregados irregulares com forte pleocroísmo (α=verde pálido, β=verde escuro e γ=verde escuro) e bordas corroídas, localmente observa-se passagem para sericita.		
Na lâmina foram observados cristais de biotita em meio agregados de clorita. Apresentam-se como palhetas alongadas de aproximadamente 2,0mm, e coloração marrom sem pleocroísmo visível. Apresentam intercrescimento com clorita.		
O plagioclásio ocorre na forma de cristais subedrais (~1,0mm), com alguns grãos apresentando geminação da albita, por vezes em estado de alteração avançada.		
A sericita ocorre em agregados anômalos de difícil reconhecimento, como produto de alteração da clorita, em agregados de granulação muito fina.		
Classificação: Veio hidrotermal em gnaisse		

Amostra	PA-24 B	
Textura/Estrutura:		
Estrutura isótropa a levemente orientada e textura granoblástica a granonematoblástica, pouco superior a 1,0 mm, sendo que alguns cristais de feldspatos (plagioclásio) chegam a 2,5 mm e de hornblenda 3,0 mm.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(50 %)
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(35 %)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(07 %)
Quartzo	SiO ₂	(03 %)
Opacos		(02 %)
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(01 %)
Carbonatos	CaCO ₃	(01 %)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(01 %)
Alanita	(Ca,Ce) ₂ (Fe ⁺² ,Fe ⁺³)Al ₂ O.OH.[Si ₂ O ₇][SiO ₄]	(traços)
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(traços)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(traços)
Rutilo	TiO ₂	(traços)
Prenhita	Ca ₂ Al[AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂	(traços)
K-Feldspato	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(traços)
Relações Mineralógicas:		
O plagioclásio ocorre na forma de cristais poligonais irregulares dispersos na rocha, apresenta dimensões máximas de 2,5 mm e exibe leve saussuritização, geminação incipiente, e tamanho médio dos cristais ca. de 1,0 mm. Localmente a saussuritização (transformação para epidoto) é mais intensa, com impregnação de hidróxido e óxido de ferro. A hornblenda apresenta pleocroísmo nítido (γ = verde azulado, β = verde oliva e α=amarelo pálido). Suas dimensões estão em torno de 1,5mm, e em alguns locais apresenta transformação para clorita. Os cristais são sub-tabulares e irregulares, contêm manchas de coloração mais fraca, refringência menor e birrefringência maior, evidenciando a passagem para actinolita. A biotita ocorre na forma de agregados minerais de coloração avermelhada e cristais sub-milimétricos, comumente nas bordas dos cristais de hornblenda aparecem acículas de rutilo ou ilmenita. Nas fraturas, em meio ao anfibólio ocorrem calcita e epidoto. O quartzo é anedral, e está disposto intersticialmente, concentrando-se em uma porção específica da lâmina. Exibe granulação média inferior a do plagioclásio e hornblenda, e infere processo resultante de infiltração. O feldspato potássico ocorre intersticialmente e como manchas no plagioclásio, gerando textura antipertítica.		
Evolução:		
A associação mineral e sua composição mineralógica sugerem para o protólito tipos gabróides a basálticos. O metamorfismo parece atingir os patamares médios ou superiores da fácies anfibolito (temperatura ~700 °C). A paragênese metamórfica infere em reajuste parcial no fácies xisto-verde, com saussuritização (formação de epidoto e/ou prenhita), e infiltração de sílica (quartzo) e potássio (biotita/ K-feldspato) aparentemente ocorrido tardi-auge metamórfico.		
Classificação: Biotita-anfibolito com quartzo		

Amostra	PA-32A	
Textura/Estrutura:		
Estrutura foliada e textura granonematoblástica com granulação média de 1,5mm, tendo cristais com aproximadamente 2,0 mm.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Clinoanfíbólio (actinolita-tremolita)	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂ (50%)	
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(25%)
Quartzo	SiO ₂	(10%)
Hematita + Opacos	Fe ₂ O ₃	(15%)
Relações Mineralógicas:		
O clinoanfíbólio, aparentemente em cortes adjacentes a sua seção basal, apresenta coloração esverdeada, sem pleocroísmo visível. Ocorre em cristais subedrais com contatos retos a lobulados, e granulação em torno de 1,5mm. Indicando tratar-se de tremolita-actinolita com excesso de ferro. Evidente processo de talcificação ocorre onde os cristais são alongados e apresentam crescimento aleatório, tamanho maior que 2,0 mm, alta birrefringência e aspecto quebradiço. O quartzo ocorre em cristais anedrais, apresentam granulação diminuta (<0,5mm), e estão dispostos em meio aos cristais de anfíbólio. Apresentam extinção ondulante e inclusões de opacos (aspecto poiquilítico). Comumente são encontrados agregados de opacos e hematita, provavelmente pela disponibilidade em ferro. Os opacos observados são anedrais, disseminados na lâmina, por vezes com aspecto vermiforme, com tamanho aproximado de 0,5mm. A hematita está disposta na forma de agregados minerais avermelhados, em associação ao talco.		
Evolução:		
A associação mineral encontrada infere que o protólito trata-se de uma rocha plutônica ultramáfica, provavelmente em ambiente com disponibilidade em FeO.		
Classificação: Actinolita-tremolita-xisto ou Clinoanfíbólio-xisto		

Amostra	PA-32B		
Textura/Estrutura: Rocha foliada com estrutura xistosa e textura nematoblástica. Apresenta frequentemente contatos entre grãos lobulados e granulação média de aproximadamente 1,5mm, com cristais de hornblenda de até 2,5 mm.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(85%)	
Quartzo	SiO ₂	(10%)	
Opacos		(05%)	
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(<1%)	
Relações Mineralógicas:			
A hornblenda ocorre como mineral predominante na lâmina (>80%). Apresenta pleocroísmo (α=verde pálido, β=verde amarelado e γ=verde escuro), em grãos subedrais e de aspecto quebradiço.			
O quartzo ocorre em bandas de granulação fina (<0,5mm), em cristais anedrais, comumente corroídos e fraturados, muitas vezes ocupando espaços vazios entre os cristais de anfibólio. Observam-se ainda inclusões apatita eudrais (~0,05mm).			
Minerais opacos aparecem na forma de cordões nos anfibólios, com cerca de 0,5 mm e formato aproximadamente tabular.			
Evolução:			
A associação mineral infere em protólito de origem plutônica ultramáfica, possivelmente piroxenito.			
Classificação: Quartzo-anfibólio ou hornblenda-xisto.			

Amostra	PA-32C	
Textura/Estrutura:		
Estrutura xistosa e textura nematoblástica, com granulação média entre 1-2 mm. Os maiores prismas atingem 4,0 mm de comprimento.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(95 %)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(01 %)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(01 %)
Quartzo	SiO ₂	(01 %)
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(01 %)
Opacos		(01 %)
Zircão	Zr[SiO ₄]	(traços)
Relações Mineralógicas:		
A hornblenda é o mineral dominante na lâmina, em grãos alongados, exibindo variação composicional em função de recalibragem para condições de menor temperatura. Apresenta evidente pleocroísmo (γ=marrom a verde oliva, β=verde oliva a verde azulado e α=amarelo pálido). As dimensões médias estão em torno de 1,5mm e localmente observa-se a alteração para actinolita. O plagioclásio ocorre secundário em relação ao anfibólio e exibe sinais de saussuritização. A rocha apresenta rede de fraturas preenchidas por filetes de epidoto, quartzo, e às vezes, por titanita. Aparecem ainda fraturas abertas sem preenchimento. Localmente, ao longo de fraturas ocorre alteração supérgena com desenvolvimento de filossilicatos possivelmente do grupo da esmectita, e deposição de hidróxidos e óxidos de ferro.		
Evolução:		
A composição mineralógica infere que o protólito tratava-se de um piroxenito, tendo sido metamorfisado no fácies anfibolito (T _{min} ~700°C). Mostra sinais de retrometamorfismo nos fácies anfibolito e xisto verde.		
Classificação: Anfibólio-xisto		

Amostra	PA-38		
Textura/Estrutura:			
A rocha apresenta estrutura isotrópica e brechóide (sem orientação mineral perceptível). A textura geral é nematoblástica a decussada, com presença de fraturas e cristais de até 2,0 mm. Localmente, desenvolve textura granolepdoblástica.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(88 %)	
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂		
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(06 %)	
Adulária	KAlSi ₃ O ₈	(03%)	
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(02%)	
Quartzo	SiO ₂	(01 %)	
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(traços)	
Obs.: Anfibólios (hornblenda e actinolita) estimados conjuntamente			
Relações Mineralógicas:			
A hornblenda ocorre em cristais prismáticos, arredondados e irregulares, exibindo transformação para actinolita a partir das bordas e fraturas. Os maiores cristais atingem 3,0 mm, sendo a granulação média de aproximadamente 1,0 mm.			
A hornblenda e a actinolita, observadas em toda a lâmina, encontram-se fraturadas e com espaços abertos ocupados por adularia, albita, quartzo e epidoto, ocorrendo também intersticialmente.			
O plagioclásio encontra-se mais alterado que os anfibólios, ocorrendo em cristais anedrais, em função das reações de corrosão e saussuritização.			
Evolução:			
A associação mineralógica indica protólito de composição semelhante às rochas vulcânicas básicas, com abundância de piroxênio. Inicialmente submetido ao metamorfismo fácies anfibolito alto. As alterações dos cristais de anfibólio, inclusive com a formação de epidoto e actinolita sugerem retrometamorfismo em fácies xisto-verde.			
Classificação: Anfibolito			

Amostra	PA 55	
Textura/Estrutura:		
Rocha parcialmente alterada, com freqüentes manchas de oxidação, composta basicamente por anfibólios, exibindo estrutura xistosa pouco desenvolvida e textura nematoblástica.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(95%)
Espinélio	MgAl ₂ O ₄	(01%)
Serpentina	Mg ₆ [Si ₄ O ₁₀][OH] ₈	(Traços)
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(Traços)
Clorita Magnésiana	Mg ₁₂ Si ₈ O ₂₀ (OH) ₁₆	(01%)
Produtos de alteração	FeO + Fe(OH) + argilominerais	(03%)
Relações Mineralógicas:		
A actinolita ocorre como cristais subédricos com dimensões variáveis entre 0,05 – 1,5 mm, tendo média aproximada de 0,5 mm.		
O espinélio aparece em cristais isolados ou em agregados de coloração verde escuro, apresentando variação de tamanho entre 0,2 e 0,7 mm.		
A serpentina e o talco ocorrem como produto de alteração da actinolita.		
O material de alteração ocorre intersticialmente como filetes entre os cristais, planos de clivagem e de fratura, chegando a formar manchas arredondadas e irregulares (núcleo de alteração), possivelmente como pseudomorfos de piroxênios relícticos.		
Evolução:		
A assembléia mineral observada enquadra-se no contexto de formação sob condições de metamorfismo regional no fácies anfibolito, tendo como protólito rocha ultramáfica.		
Classificação: Actinolita-xisto com espinélio		

Amostra	PA-62		
Textura/Estrutura:			
A rocha apresenta estrutura foliada, com granulação fina a média (± 0,5mm), e textura nematoblástica, com grãos de anfibólio com dimensões médias de 1,0 mm.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Anfibólio	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(80%)	
Quartzo	SiO ₂	(10%)	
Felds+Plagio	K,Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(05%)	
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(03%)	
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(<1%)	
Relações Mineralógicas:			
O anfibólio apresenta-se em grãos anedrais a subedrais, verde claro, sem pleocroísmo. Dimensões médias em torno de 0,5mm. Localmente apresenta cristais de epidoto distribuídos nas fraturas e entre os grãos de quartzo e feldspatos. O quartzo aparece em cristais anedrais, com extinção ondulante e contatos serrilhados, com microfraturas (~0,3 mm). Associados, ocorrem também feldspatos potássicos e plagioclásio, em grãos subedrais médios (~0,1mm), cuja diferenciação é bastante difícil em função do relevo próximo,			
A titanita, em dimensões inferiores a 50µm, ocorre dispersa em cristais euedrais em meio a agregados de anfibólio.			
Evolução:			
Ortopiroxenito (rocha de alta pressão e temperatura, onde o alívio de pressão promoveu a perda de Al, Mg e Ca, formando plagioclásio e transformando rutilo em titanita, no Fácies Anfíbolito).			
Classificação: Anfíbolito			

Amostra	PA-67	
Textura/Estrutura:		
Estrutura xistosa com aspecto fels em algumas porções. Textura fibrosa, lepidoblástica, onde a antofilita é disposta em arranjo típico.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(90%)
Argilominerais		(05%)
Quartzo	SiO ₂	(04%)
Feldspato	K,Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(01%)
Relações Mineralógicas:		
A antofilita ocorre irregularmente na lâmina. Os cristais sem alteração (incolors), apresentam granulação máxima de 2,0 mm. Não foi observado pleocroísmo e a talcificação é insipiente. Nas porções alteradas, existe transformação para argilominerais, formando agregados de baixa birrefringência. Os grãos de quartzo e feldspato são anedrais, com contatos lobulados e granulação média de 0,5 mm.		
Evolução:		
O protólito é um ortopiroxenito, afetado pelo aumento de temperatura e deformação. A temperatura para a formação de fels é superior a 400°C, indicando que o metamorfismo se encontra em fácies xisto verde alta a anfibolito baixo.		
Classificação: antofilita-fels ou antofilita-xisto (pela presença de quartzo)		

Amostra	PA-67 A		
Textura/Estrutura:			
A estrutura bandada (gnáissica) e a textura granonematoblástica, de granulação média. A hornblenda apresenta-se em cristais da ordem de 4,0 mm, e o quartzo 5,0 mm, com granulação média da lâmina pouco superior a 1,0 mm.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(62%)	
Quartzo	SiO ₂	(20%)	
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(10%)	
Feldspato Alcalino	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(05%)	
Filossilicatos	(1/2Ca, Na) ₀₋₇ (Al,Mg,Fe) ₄ [(Si, Al) ₈ O ₂₀](OH) ₄ .nH ₂ O	(01%)	
Opacos (Magnetita)	Fe ₃ O ₄	(1%)	
Hematita/Goethita	Fe ₂ O ₃	(1%)	
Relações Mineralógicas:			
A hornblenda ocorre em cristais maiores (~1,0 mm) subedrais a anedrais. Possuem coloração esverdeada e pleocroísmo verde escuro, distribuídos segundo uma orientação preferencial. Nas fraturas dos anfibólios comumente ocorrem filossilicatos, como produtos de alteração (grupo da <u>montmorilonita</u>). Localmente, aparecem fraturas de distensão preenchidas por actinolita com bordas fibrosas dessa fase mineral.			
Os cristais de quartzo apresentam inclusões monofásicas e bifásicas de rutilo e apatita, assim como epidoto e raros grãos de zircão. Sua granulação média é de 1,0 mm e ocorre em maior proporção na parte central da lâmina, formando uma faixa de limites difusos e espessura de cerca de 5,0 mm, com intercrescimento de feldspatos alcalinos. Ocorrem também como cristais menores, normalmente arredondados ou de contornos lobulados intercrescidos com anfibólio nos outros domínios.			
O plagioclásio constitui cristais anedrais intercrescidos com a hornblenda, com dimensões médias da ordem de 0,5 mm, parcialmente alterados (sericita, carbonato, e epidoto).			
Em proporções inferiores a 1% ocorrem ainda opacos ou óxidos de ferro, que são anedrais, em grãos inferiores a 0,5 mm. Os hidróxidos e óxidos de ferro (goethita/hematita) comumente recobrem os produtos de alteração, filossilicatos.			
Evolução:			
Os aspectos mineralógicos e texturais evidenciam que o protólito tratava-se de piroxenito com plagioclásio (meta-gabro ou diabásio). Seu material foi submetido a metamorfismo de fácies anfibolito médio, acompanhado de deformação dútil e infiltração sin-tardi cinemática de fluido rico em sílica e álcalis (Na e K).			
Classificação: Anfibólio-xisto, com infiltração de quartzo e feldspato alcalino.			

Amostra	PA-67 C	
Textura/Estrutura:		
A rocha apresenta estrutura isotrópica com textura nematoblástica e lepidoblástica, com agregados de talco e anfibólio relictico (hábito amiantiforme/ prismático).		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(65%)
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(25%)
Flogopita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(06%)
Opacos		(02%)
Filossilicatos		(02%)
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(traços)
Relações Mineralógicas:		
O talco ocorre como cristais de aproximadamente 2,0 mm, deformados e envoltos por matriz de granulação fina, também deformada, muitas vezes substituindo outros minerais alterados (opx/cpx/etc). Comumente, o talco ocorre junto à antofilita como material de alteração (argilominerais e estilpnomelano), aparecendo intersticialmente ao longo de micro-zonas de cisalhamento. A flogopita aparece na forma de cristais anedrais menores dispersos, mostrando transformação para talco.		
Evolução:		
Rocha apresenta aspectos texturais e mineralógicos próximos aos do peridotito. O metamorfismo fácies anfibolito ocorre acompanhado pela infiltração de potássio, originando flogopita.		
Classificação: Antofilita-talco-xisto		

Amostra	PA-67 D	
Textura/Estrutura:		
A rocha apresenta estrutura foliada em resultado de deformação, inclusive gerando lineação de crenulação. A textura é lepidoblástica, com porções granolepidoblásticas. As dimensões médias dos grãos de antofilita, predominantes, são de 1,0 mm.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(95%)
Argilominerais		(04%)
Quartzo	SiO ₂	(01%)
Relações Mineralógicas:		
A antofilita é o mineral mais abundante, ocorrendo em cristais incolores. O talco aparece como produto de alteração e ocorre em associação com argilominerais. O quartzo ocorre em grãos anedrais em menor proporção na lâmina.		
Protólito: Ortopiroxenio		
Classificação: Antofilita-xisto		

Amostra	PA-70	
Textura/Estrutura:		
A rocha apresenta estrutura brechóide (material cataclasado). A variação granulométrica vai de 2,0 mm até materiais afaníticos. Nota-se a presença de zonas ou bandas constituídas por cristais de feldspato parcialmente preservados, com bordas angulosas, extinção ondulante e micro-fraturas, muitas vezes preenchidas. A forma de contato entre os cristais maiores de quartzo e feldspato apresenta-se variada, partindo desde contatos planos até intercrescimento de contatos serrilhados e lobados. A deformação do quartzito deu-se em baixa temperatura, com fortes indícios de remobilização e deformação de fragmentos.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Quartzo	SiO ₂	(80%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(12%)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(06%)
Opacos		(03%)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(02%)
Rutilo	TiO ₂	(traços)
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(traços)
Zircão	Zr[SiO ₄]	(traços)
Relações Mineralógicas:		
O quartzo geralmente ocorre em cristais de tamanho entre 2,0 mm e 0,01 mm, em formato anguloso ocasionado durante a deformação dútil. Alguns fragmentos são arredondados com bordas irregulares; os grãos apresentam-se fraturados e com extinções ondulantes em diversos graus.		
O feldspato aparece associado aos cristais de quartzo, apresentando tamanho médio de 0,2 mm. Semelhante ao quartzo, apresenta bordas irregulares, mantendo forma prismática bem definida.		
O epidoto possui coloração acastanhada, geralmente junto aos cristais menores de quartzo.		
Os minerais opacos ocorrem como pequenos cristais (0,5mm - 0,9 mm), em agregados onde aparentam forma aproximadamente cúbica e/ou formas irregulares.		
A clorita aparece associada com quartzo e epidoto, com aproximadamente 0,3 - 0,1 mm.		
O rutilo, apatita e zircão aparecem como minerais acessórios inclusos nos cristais de quartzo.		
Evolução:		
Em função da relação entre o quartzo e demais minerais, o protólito indicado deve corresponder a um arenito relativamente puro (pouco micáceo), tendo sofrido metamorfismo e posteriormente deformação (fraturamento), transformando-se em um quartzito cataclástico ou cataclasito rico em quartzo.		
Classificação: Cataclasito		

Amostra	PA-70 A		
Textura/Estrutura:			
A rocha apresenta estrutura levemente bandada, com orientação das palhetas de mica. A textura é intergranular, nematoblástica com granulação média inferior a 1,5 mm dos cristais deformados de quartzo.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Quartzo	SiO ₂		(45%)
Feldspato alcalino	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]		(15%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)		(20%)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄		(10%)
Muscovita	K ₂ Al ₂ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄		(05%)
Argilominerais			(05%)
Opacos			(01%)
Alanita	(Ca,Ce) ₂ (Fe ⁺² ,Fe ⁺³)Al ₂ O.OH[Si ₂ O ₇][SiO ₄]		(traços)
Relações Mineralógicas:			
O quartzo é encontrado na forma de grãos anedrais deformados, com contatos serrilhados a lobulados. Sua granulação média é de 1,0 mm, comumente ocorrem cristais com subgrãos e extinção ondulante. Em associação ocorrem grãos de feldspato potássico subeudrais, apresentando geminação em grade nos cristais eudrais. A granulação média é de 0,8 mm, com cristais em contatos lobulados com os demais minerais. Os grãos de plagioclásio, em contrapartida, apresentam forte sericitização, mostrando “aspecto sujo”. Sua granulação é de 1,0 mm, em média, com cristais sem geminação ou forma definida. As fraturas são preenchidas por epidoto de coloração amarelada, na forma de cristais anedrais de dimensões submilimétricas. Envolvendo os grãos de feldspato e plagioclágio, ocorrem agregados de muscovita e argilominerais, com dimensões da ordem de 2,5 mm, e coloração marrom esverdeada. Como acessórios ocorrem ainda alanita e opacos.			
Evolução:			
A definição do protólito pode ser dada em função da variação composicional da rocha, melhor vista no bandamento em amostra de mão. Protólito sedimentar/metassedimetar.			
Classificação: Paragneisse.			

Amostra	PA-70 B	
Textura/Estrutura:		
A rocha apresenta estrutura bandada/xistosa e textura granolepidoblástica, com domínios lepidoblásticos. O talco ocorre em abundância, apresentando diferentes modas granulométricas (desde micrométrico até milimétrico). A deformação é insipiente, concentrada em locais com concentração de grãos anedrais, também são observados planos de descontinuidades.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(80%)
Quartzo	SiO ₂	(10%)
Flogopita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(02%)
Opacos (magnetita)	Fe ₃ O ₄	(02%)
Feldspato alcalino	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(01%)
Calcita	CaCO ₃	(traços)
Relações Mineralógicas:		
O talco ocorre disseminado na lâmina, na forma de agregados milimétricos ou cristais menores. Sua birrefringência é acima do normal em alguns aglomerados. Em alguns locais, apresenta-se arqueado, por vezes apresentando aspecto fibro-radial. Sua granulação média é de 1,0 mm, porém ocorrem grãos de tamanhos diversos (1µm a 1,5 mm). Em meio ao talco ocorrem concentrações irregulares de quartzo, além de restos de flogopita com pleocroísmo bem marcado (α=amarelo claro, β=alaranjado, γ=marrom claro). Sua granulação média é de 1,5 mm, e se mostra ligeiramente arqueada, como o talco. Em meio à flogopita e ao talco, ambos de aspecto fibroso, ocorrem grãos dispersos, submilimétricos de minerais opacos, cuja forma eudral, assim como os contornos avermelhados, indica tratar-se de magnetita. Em meio à massa fibrosa são observados minerais anedrais incolores com tons amarelados e baixa birrefringência, possivelmente antofilita. Os agregados possuem dimensões médias em torno de 0,5 mm. Ocorrem na forma de pequenas lentes, junto às descontinuidades, cristais anedrais de quartzo, feldspato e raros grãos de carbonato (calcita). De maneira geral, apresentam dimensões inferiores a 100µm. Apresentam extinção ondulante e inclusões. Os contatos com os grãos de feldspato potássico são lobulados e por vezes há subgrãos. O feldspato ocorre em grãos dispersos em meio à massa quartzosa, não ficando preservado nenhum tipo de geminação. Apresentam “aspecto sujo” e bordas levemente corroídas. Os contatos com os demais grãos são lobulados a serrilhados. São observados raros grãos de carbonatos, com dimensões inferiores a 45µm, nos quais a clivagem não foi observada.		
Evolução: O Protólito provável é o piroxenito, com alto teor de ferro. A rocha sofreu deformação incipiente, observado pelo arqueamento do talco. A presença de minerais como flogopita indica metamorfismo de baixo grau, em fácies xisto verde.		
Classificação: Talco-xisto com flogopita.		

Amostra	PA-71	
Textura/Estrutura: A rocha apresenta estrutura xistosa, com domínios lenticulares a sigmoidais e textura nematolepidoblástica.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(50%)
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(35%)
Flogopita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(10%)
Opacos	Fe ₃ O ₄	(03%)
Argilominerais		(02%)
Relações Mineralógicas:		
Ocorrem cristais de antofilita de tamanho médio de aproximadamente 3,0 mm, fraturadas e corroídas por talco. A antofilita ocorre em cristais fibrosos isolados e agregados, com formas lenticulares envoltas por massas de talco. Os cristais de flogopita são subedrais a anedrais e mostram evidências de talcificação. Apresentam dimensões médias de aproximadamente 1,0mm. Ocorrem intersticialmente e ao longo de discontinuidades, como materiais de alteração, argilominerais esverdeados, com íntima associação e/ou recobertos por películas de hidróxidos e óxidos de ferro. Os minerais opacos aparecem como pontuações ou pequenos cristais anedrais dendríticos, agregados pulverulentos e mais raramente com formas cristalinas (subedrais), denotando sistema cúbico (magnetita).		
Evolução: Rocha de origem e evolução similar a da lâmina 73-2, porém esta foi mais afetada pela deformação, apresentando xistosidade bem mais desenvolvida.		
Classificação: Antofilita-talco-xisto		

Amostra	PA-72	
Textura/Estrutura: A rocha apresenta textura granonematoblástica, de tamanhos médios de 0,6 mm, sendo os maiores cristais de aproximadamente 1,5 mm, constituindo material rochoso de granulação fina. Possui vênulações de feldspato alcalino (adulária) e epidoto. Nestas vênulas nota-se a presença de fragmentos de cristais de hornblenda.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(70%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(26%)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(02%)
Adulária	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(01%)
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(<1%)
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(traços)
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(traços)
Hematita/Goethita	Fe ₃ O ₄	(traços)
Opacos		(traços)
Relações Mineralógicas:		
A hornblenda constitui maior parte da lâmina. Possui pleocroísmo nítido (γ = verde azulado, β = verde oliva e α = amarelo pálido, sendo $\beta > \gamma > \alpha$). Apresenta-se pouco corroída, com clivagens e fraturas em grande número. Em alguns cristais foi observada uma faixa interior onde ocorre transformação em actinolita. O plagioclásio (andesina, com An=40 por métodos ópticos), ocorre junto com adulária com alteração (saussuritização, sericitização, e carbonatização). O plagioclásio em alguns lugares é antipertítico (apresenta em seu interior cristais de feldspatos alcalino). A actinolita está associada a eventos de retrometamorfismo, aparecendo ao longo de fraturas e bordas de hornblenda. O epidoto ocorre como produto de alteração do plagioclásio e preenchendo fraturas, sob a forma de pequenos cristais anedrais, chegando a formar agregados pulverulentos. A apatita corresponde a alguns cristais relativamente grandes (~0,1 mm). A deformação e pressão de fluido favoreceram a deformação rúptil, geração de fissuras e a formação de adulária nos vênulos. Aparece também adulária intersticial ao anfibólio e plagioclásio (albita), no processo de alteração catalisado pela entrada de fluidos.		
Evolução: A composição mineralógica em associação com as estruturas sugerem que a rocha é de natureza ortoderivada (magma básico, intrusivo ou extrusivo). Essa rocha foi submetida a metamorfismo dinamotermal (regional), atingindo patamares intermediários a superiores do fácies anfibolito. Logo após auge metamórfico inicia-se o processo de deformação rúptil, com passagem de fluido promovendo a formação de epidoto, sericita, albita e adulária.		
Classificação: Anfibolito Foliado (metagabro ou metadiabásio)		

Amostra	PA-73	
Textura/Estrutura: A rocha não apresenta estruturação marcante, com textura predominantemente lepidoblástica, o que em alguns locais da lâmina chega a formar estruturas fibro-rádias. Os maiores cristais de antofilita chegam a 1,5 mm, contudo, este mineral ocorre mais comumente na forma de agregados.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(94%)
Argilominerais		(05%)
Quartzo	SiO2	(01%)
Relações Mineralógicas:		
A antofilita é o mineral mais abundante na lâmina, apresentando-se na forma de acículas e agregados de dimensões diversas, chegando a 1,5 mm. A nicóis paralelos é incolor, com pleocroísmo fraco (α=transparente, incolor; β=amarelo pálido; γ=amarelo pálido). Localmente, altera-se para talco, o que pode ser observado através do aumento da birrefringência. A alteração desta rocha por processos supérgenos e exógenos, e mais especificamente da antofilita, gera argilominerais, provavelmente do grupo das montmorilonitas, que são observadas como massas micrométricas, esverdeadas, dando aspecto sujo ao anfibólio. Grãos de quartzo ocorrem isolados, em meio à massa asbestiforme, com dimensões inferiores a 0,5mm e extinção ondulante.		
Protólito: Provavelmente tratava-se de ortopiroxenito ou dunito, tendo sofrido ação da temperatura, gerando a estrutura de aspecto fels.		
Classificação: Antofilita-xisto.		

Amostra	PA-73 B	
Textura/Estrutura: Estrutura levemente orientada a isotropa e textura nematolepidoblástica. A granulação média dos cristais está em torno de 2,0 mm.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(60%)
Antofilita	(Mg, Fe ⁺²) ₇ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(32%)
Flogopita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(01%)
Opacos		(01%)
Argilominerais		(01%)
Relações Mineralógicas:		
A antofilita ocorre sob a forma de prismas e acículas corroídas por talco, freqüentemente aparecendo apenas ilhas irregulares a arredondadas no interior de massas de talco, ou apenas pseudomorfos (talco com formas tabulares). O talco ocorre sob a forma de cristais relativamente grandes, chegando a atingir mais de 1,0 mm de comprimento ou formando uma massa de granulação fina que envolve restos de anfibólio e flogopita. A flogopita normalmente apresenta dimensões inferiores a 5,0 mm, aparece dispersa na lâmina e mostra alteração para talco. A actinolita aparece sob a forma de pequenos cristais em meio ao talco/ antofilita em prismas menos corroídos de aproximadamente 1,0 mm. Os opacos e argilominerais ocorrem preenchendo fraturas, como produto de alteração.		
Evolução: A composição mineralógica associada aos aspectos texturais evidenciam que o material inicial tratava-se de peridotito. Esse material foi metamorfizado em fácies anfibolito, quando sofreu a infiltração de potássio, dando origem a flogopita em associação com antofilita. Com a diminuição da temperatura e passagem de fluido (retrometamorfismo sin-desenvolvimento zonas de cisalhamento) ocorre a formação de talco e anfibólio acicular (amianto).		
Classificação: Antofilita-talco-xisto ou antofilita-talco-fels		

Amostra	PA-73 C		
Textura/Estrutura: A textura observada é nematolepidoblástica, numa estrutura orientada, xistosa, foliada. Os maiores cristais observados são de hornblenda, de coloração verde pálida, indicando apresentar composição mais rica em magnésio do que em ferro. A granulação média destes cristais é de 2,5 mm. Os menores cristais são de quartzo (0,3 mm). A rocha é cortada por vênulas de feldspato, submilimétricas.			
Composição Modal Estimada Visualmente:			
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(89%)	
Quartzo	SiO ₂	(05%)	
Feldspato alcalino	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(06%)	
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(traços)	
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	(traços)	
Relações Mineralógicas:			
A hornblenda distribui-se por toda a lâmina, na forma de grandes cristais euedrais a subeuedrais, de dimensões médias em torno de 2,5 mm. A nicóis paralelos, sua coloração é verde muito claro, e seu pleocroísmo é insipiente. Alguns grãos apresentam-se bastantes corroídos, o que modifica a birrefringência, que varia bastante de grão para grão. Esse aspecto sujo, corroído, indica a ação de uma alteração supérgena, com a formação de argilominerais. Em meio à hornblenda podem-se observar raramente cristais de biotita esverdeados, de dimensões em torno de 0,5 mm e formas subeuedrais, igualmente com aspecto sujo. Os grãos de quartzo distribuem-se, juntamente ao feldspato (microclínio), por entre os cristais de hornblenda. Apresentam diâmetro máximo de 0,5 mm, em grãos anedrais, que apresentam contatos serrilhados com os demais grãos à sua volta. Apresentam extinção ondulante e micro-inclusões de apatita. Os grãos de feldspato (ortoclásio) são ainda menores (±0,2 mm), anedrais, sem geminação aparente, apresentando contatos lobulados com os demais cristais. Apresentam aspecto sujo, indicando alteração. Por fim, sob a forma de vênulas, que cortam a lâmina em diversas direções, ocorre um feldspato que pode tratar-se de adulária. As vênulas apresentam largura máxima de 0,1 mm. Os cristais de adulária são anedrais, de relevo e birrefringência muito baixos, próximos aos do quartzo, e orientação variada.			
Protólito: Piroxenito, rico em magnésio. A passagem de fluídos promoveu a formação de adulária e a sericitização insipiente da hornblenda. Fácies xisto-verde alto (anfíbolito).			
Classificação: Hornblenda-xisto ou Anfíbolito			

Amostra	PA 103	
Textura/Estrutura: Rocha intensamente foliada, com textura nematoblástica, onde a proporção anfibólio/minerais granulares é aproximadamente equivalente, com sensível expressividade da fração granular.		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈) - Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(50%)
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(45%)
Quartzo	SiO ₂	(03%)
Feldspato alcalino (K,Na)[AlSi ₃ O ₈]		(02%)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(traços)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(traços)
Carbonato	CaCO ₃	(traços)
Opacos		(traços)
Granada	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	(traços)
Sericita	K ₂ Al ₄ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(traços)
Relações Mineralógicas:		
Os cristais de hornblenda como cristais subédricos, normalmente em seção de face de prisma, de dimensões médias variando entre 200 e 700µm.. Apresenta pleocroísmo marcante e exibe leve alteração para epidoto, acompanhada pela cristalização de carbonato. O plagioclásio majoritariamente andesina, ocorre como cristais subédricos geminados ou não, forma a maior proporção do domínio granular da rocha, juntamente com porções subordinadas de quartzo e feldspato alcalino. Suas dimensões médias são da ordem de 150 µm. e normalmente não superior a 500µm. O feldspato alcalino ocorre como cristais subédricos e feldspato potássico (±100 µm.) ou como minúsculos e tênues albitizações nas bordas de plagioclásio. O quartzo ocorre como cristais anédricos de até 2µm, deformados (extinção ondulante) e exibindo contatos irregulares com a trama. O epidoto ocorre como mineral resultante da desestruturação do plagioclásio e hornblenda. São comuns agregados granulares com cristais menores que 300 µm. ou mesmo de cristais finíssimos, associados à sericita quando resultantes da alteração de cristais de plagioclásio. O carbonato ocorre como cristais anédricos de birrefringência típica, ocupando interstícios. Os opacos ocorrem como pontuações anédricas disseminadas na rocha, normalmente com dimensões que não superam 100 µm. Cristais de granada ocorrem minoritariamente com dimensões entre 30 e 100 µm. A sericita ocorre como agregados inclusos no plagioclásio ou mesmo na borda deste, resultante de processo de saussuritização.		
Evolução:		
A rocha composta basicamente por plagioclásio e hornblenda, com porções subordinadas de quartzo e feldspato alcalino, foi gerada em condições de metamorfismo regional na fácies anfibolito. A presença expressiva de carbonato intersticial sugere oferta de cálcio resultante da desestabilização de anfibólio e plagioclásio, associada às condições de pressão de CO₂. As proporções observadas na assembléia mineral sugerem protólito ígneo de composição básica, não existindo evidências texturais preservadas acerca da distinção entre protólito efusivo (basalto), hipoabissal (diabásio) ou plutônico (gabro). A distribuição do quartzo em feldspato sugere infiltração e/ou mobilização de material durante a evolução tectono-metamórfica, dentro da fácies Anfibolito, talvez transição Anfibolito para Xisto Verde.		
Classificação: Granada-anfibolito		

Amostra	PA 103 A	
Textura/Estrutura: Rocha de cor verde com pontuações milimétricas a submilimétricas de cor creme a cinza claro, estrutura anisotrópica (xistosidade pouco evidente) cortada discordantemente por filetes de cor branca. A textura é granonematoblástica e a granulção de média a fina. Rocha bem foliada, com trama sustentada basicamente por cristais de anfibólio (homblenda), com dimensões médias da ordem de 1µm. Exibe textura granonematoblástica com porfiroblastos subedrais de granada (± 1µm. de diâmetro) .		
Composição Modal Estimada Visualmente:		
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(75%)
Granada	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	(10%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(07%)
Quartzo	SiO ₂	(02%)
Epidoto	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄	(03%)
Filossilicatos		(03%)
Titanita	CaTi[SiO ₄](O,OH,F)	(traços)
Zircão	Zr[SiO ₄]	(traços)
Prhenita	Ca ₂ Al[AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂	(traços)
Relações Mineralógicas:		
A homblenda ocorre como cristais anédricos a subédricos, dispostos em seção paralela as faces de prismas, com dimensões da ordem de 1µm. Exibe pleocroísmo típico, com coloração variando entre verde claro a verde escuro, podendo assumir tons amarronzados em determinadas seções passa para actinolita. A granada, normalmente subédrica, ocorre como cristais arredondados frequentemente corroídos, ora como agregados tendendo a pseudomorfos. Suas dimensões são da ordem de 1µm. de diâmetro, e suas relações texturais com o anfibólio indicam blastese concomitante ao evento principal de deformação com desestabilização e formação de plagioclásio sin a tardi tectônico. O plagioclásio, geralmente andesina, ocorre como cristais subédricos da ordem de 200 µm, podendo ou não exibir geminação. Estão dispostos em bandas mais claras, onde se associa a quartzo e mais raros grãos de feldspatos alcalinos, não chegando a sustentar a trama desses leitos. O quartzo ocorre minoritariamente como cristais anédricos deformados, da ordem de 200-300µm, normalmente exibindo extinção ondulante. O epidoto ocorre como agregados e leitos de cristais que normalmente não ultrapassam 50µm. Minoritariamente ocorrem bandas de filossilicatos finos (Flogopita) como resultante da desestabilização de feldspatos, preferencialmente nos planos de maior percolação. A titanita ocorre como minúsculos cristais anédricos isolados. O zircão ocorre como cristais arredondados também de dimensões reduzidas, dispersos na rocha. Os opacos ocorrem como pontuações .		
Evolução: A rocha composta basicamente por anfibólio, com porções minoritárias de minerais félsicos e granada, desenvolveu-se em metamorfismo regional, na fácies anfibolito, e exibe leves sinais de ter sofrido queda de gradiente metamórfico e passagem de fluido sin a tardi cinemática. De acordo com a assembléia mineral, o protólito pode se tratar de um melagabro ou basalto, com porções minoritárias de plagioclásio. Não há evidências texturais remanescentes acerca da determinação precisa entre gabro ou diabásio. A presença da granada evidencia pressão relativamente alta e a corrosão sugere regime de decompressão hidrotermal.		
Classificação: Granada-anfibolito		

Amostra	PA 116	
Textura/Estrutura: Rocha de estruturação quase isotrópica, com linearidade regular, granulação variável entre 300µm até 5µm. Exibe textura nematoblástica e visível serpentinização.		
Composição Modal Estimada:		
Anfibólio	Ca ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₅ [Si ₈ O ₂₂](OH,F) ₂	(35%)
Olivina	Mg ₂ SiO ₄	(30%)
Bronzita	(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆	(22%)
Clorita magnésiana	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(05%)
Serpentina	Mg ₆ [Si ₄ O ₁₀][OH] ₈	(05%)
Espinélio	MgAl ₂ O ₄	(03%)
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(traços)
Cromita	FeCr ₂ O ₄	(traços)
Opacos		(traços)
Relações Mineralógicas:		
A bronzita ocorre como cristais subédricos com tamanhos de 200µm, sendo localmente observada alteração para anfibólio. A olivina forma agregados de pequenos cristais (cristais anedrais fraturados com serpentinização ao longo de descontinuidades). Às vezes é englobado por ortopiroxênio, mostrando ser corroída por este. O anfibólio (tremolita) ocorre como cristais subédricos de dimensões médias bem inferiores a dos piroxênios. Ocorre substituindo esses minerais. Estabelece contatos irregulares, ora interdigitados, o que sugere origem a partir da alteração do piroxênio. A serpentina ocorre de maneira intersticial e bordejando cristais de piroxênio e anfibólio, como resultado de alteração em condições metamórficas de baixo grau. O espinélio ocorre de maneira disseminada, como cristais granulares subedricos de coloração esverdeada. A clorita ocorre minoritariamente nas bordas de cristais de piroxênio. Os veios intercrecidos com estes possuem pequenas palhetas (< 100µm), resultantes do processo de uratização (transformação do piroxênio em anfibólio). O talco ocorre intersticialmente nas bordas dos ortopiroxênios, tremolita e olivina. Os opacos na forma de pontuações menores que 50µm, dispersos na rocha.		
Evolução:		
O protólito aparenta natureza ígnea, possivelmente próxima ao Harzburgito. A assembléia mineral observada permite inferir que a rocha foi metamorfozizada na fácies anfibolito, com retrometamorfismo no fácies xisto-verde, evidenciado pela geração de talco e serpentina.		
Classificação: Meta Harzburgito		

Amostra	PA 116 A	
Textura/Estrutura: Textura granonematoblástica (granulação de ~4µm), com tênue linearidade e visível serpentinização.		
Composição Modal Estimada:		
Olivina	(Mg,Fe) ₂ [SiO ₄]	(25%)
Bronzita	(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆	(25%)
Tremolita	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(43%)
Serpentina	Mg ₆ [Si ₄ O ₁₀][OH] ₈	(07%)
Relações Mineralógicas:		
Os cristais de bronzita são subédricos, com tamanhos que chegam a 8µm. Em alguns locais é observada alteração para tremolita, também em cristais subédricos com dimensões da ordem de 300µm, em contatos interdigitados com o piroxênio, dando evidência de urutilização. A serpentina ocorre como produto de alteração direta de piroxênios e olivinas, localmente formando pseudomorfos. Cristais subédricos de cromita ocorrem dispersos na rocha, com tamanhos da ordem de 200µm. A clorita ocorre em pequena proporção como alteração de anfibólios e piroxênios.		
Evolução:		
A paragênese mineral, aliada aos processos de hidratação e urutilização identificados, permite inferir que a rocha foi metamorfizada no fácies anfibolito, com retrometamorfismo no fácies xisto-verde, tendo protólito de composição Harzburgítica.		
Classificação: Meta Peridotito serpentinizado ou Meta Harzburgito serpentinizado		

Amostra	PA-120	
Textura/Estrutura: A rocha apresenta estrutura foliada, xistosa e textura lepidoblástica, com granulação muito fina (< 0,3 mm).		
Composição Modal Estimada:		
Anfibólio (actinolita-tremolita)	Ca ₂ (MgFe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(50%)
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(15%)
Quartzo	SiO ₂	(30%)
Hidróxidos	(?)FeO.OH	(05%)
Opacos		(01%)
Relações Mineralógicas:		
O anfibólio (actinolita-tremolita) esta presente na forma de palhetas por toda a lâmina, em cristais com cerca de 1,0 mm, formando agregados. Em alguns locais, há alteração do anfibólio para talco na forma de acículas de mesmas dimensões. O quartzo ocorre como grãos deformados, com extinção ondulante e mostrando contatos lobulados, com cristais maiores chegando a 0,5 mm. O hidróxido de ferro aparece no preenchimento de fraturas, estando dispostos na forma de agregados irregulares contendo pouco opacos.		
Evolução:		
Protólito nos termos do anfibolito, tendo sido metamorfizado em presença de fluídos fácies (xisto-verde).		
Classificação: Actinolita-Tremolita-xisto		

Amostra	PA-123		
Textura/Estrutura: A rocha apresenta estruturação maciça e textura granoblástica. Os grãos maiores estão em torno de 1,0mm, e a granulometria média é de 0,5mm.			
Composição Modal Estimada:			
Hornblenda	(Ca,Na,K,Mn) ₂₋₃ (Mg,Fe,Al) ₃₋₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂		(50%)
Quartzo	SiO ₂		(15%)
K- Feldspato	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]		(05%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)		(10%)
Opacos			(10%)
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)		(traços)
Relações Mineralógicas:			
O anfibólio (hornblenda) apresenta granulação de aproximadamente 1,0mm, e encontra-se distribuído pela lâmina em cristais subeudrais com contatos retos e/ou engrenados com os demais grãos. Alguns cristais apresentam-se bastante fraturados. Os grãos de quartzo são subedrais, apresentam extinção ondulante e granulação média é de 0,6 mm. Os grãos de feldspato potássico e plagioclásio ocorrem na forma alongada, em cristais de cerca de 1,0mm de comprimento. Apresentam geminação em grade e Carlsbad e contatos engrenados com os demais minerais. Os grãos opacos são anedrais e estão dispostos por toda a lâmina. Alguns cristais chegam a 0,8mm, porém a granulação media não ultrapassa 0,5mm. São observados raros grãos de apatita,junto aos grãos de quartzo.			
Evolução:			
O protólito possui natureza básica, talvez um piroxenito deformado e metamorfizado em fácies anfibolito baixo.			
Classificação: Anfibolito			

Amostra	PA 123 A	
Textura/Estrutura: Rocha de estrutura xistosa pouco desenvolvida, com textura nematoblástica, levemente alterada.		
Composição Modal Estimada:		
Actinolita	(Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	(90%)
Talco	Mg ₆ (Si ₈ O ₂₀)(OH) ₄	(05%)
Opacos		(03%)
Serpentina	Mg ₆ [Si ₄ O ₁₀][OH] ₈	(02%)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(traços)
Relações Mineralógicas:		
A actinolita ocorre como cristais subedricos esverdeados da ordem de 150-250µm, normalmente segundo seções basais. Exibem contatos retos, formando trama poligonalizada, pontuada por freqüentes cristais de opacos. O talco ocorre como resultante da alteração dos anfibólios, juntamente com serpentina e raras cloritas. As palhetas apresentam dimensões de aproximadamente 200µm, normalmente associadas a bordas de reação. Opacos são freqüentes e ocorrem como grãos arredondados em contatos tríplex de anfibólio ou como inclusão. Suas dimensões são da ordem de 100µm. A serpentina ocorre em função da queda do gradiente metamórfico e ocupa os interstícios dos cristais de actinolita.		
Evolução:		
A constituição mineral associada à estruturação da rocha permite inferir que a paragênese tem origem em metamorfismo regional, na fácies anfibolito, com interferência tardia de alteração decorrente da queda do gradiente metamórfico, com geração de talco e serpentina. O protólito possivelmente teve origem ígnea ultramáfica, podendo ter sido um peridotito ou mais provavelmente um piroxenito.		
Classificação: Actinolita-xisto		

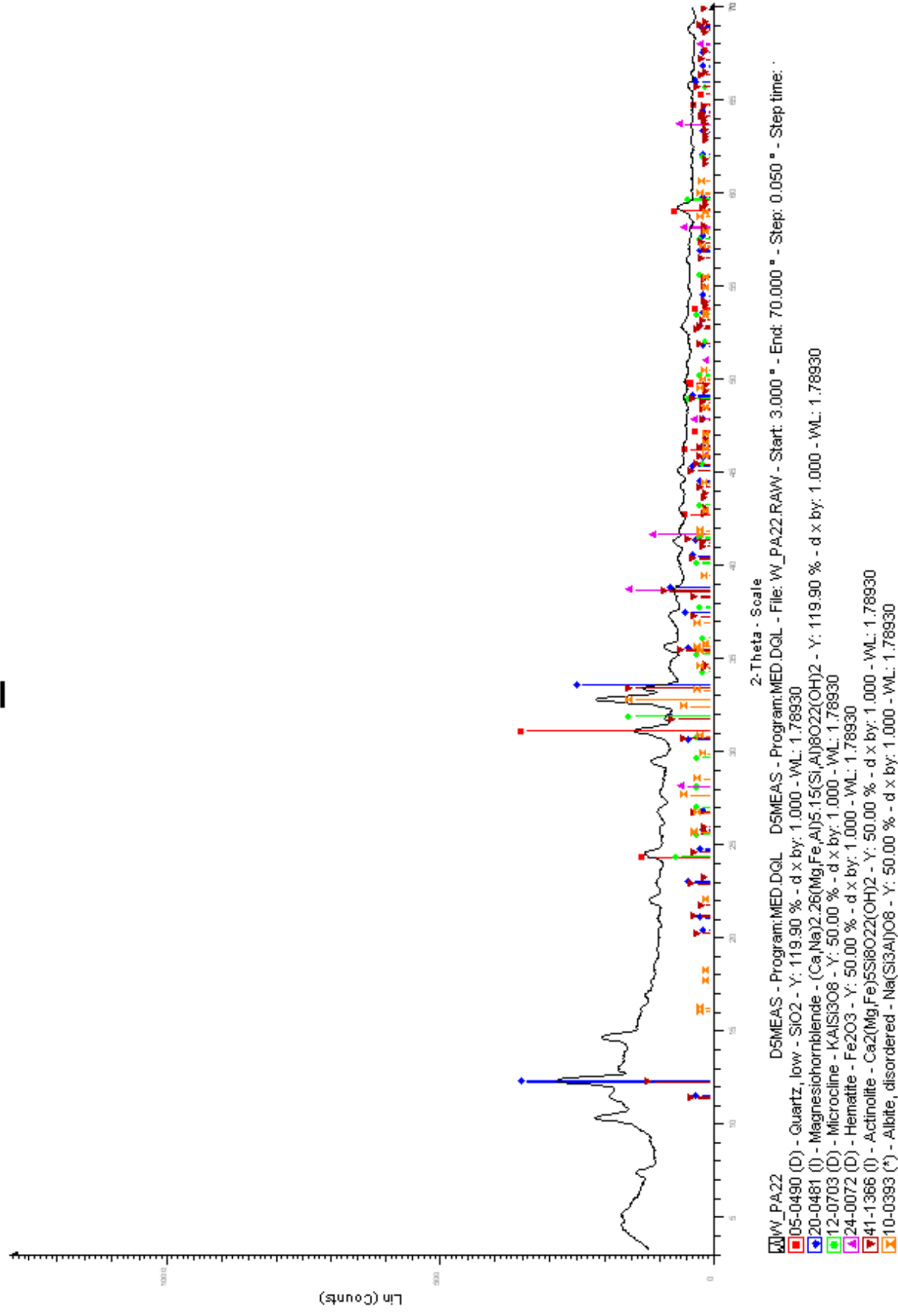
Amostra	IMPA-202	
Textura/Estrutura: A rocha apresenta estrutura maciça e textura granoblástica e localmente cataclástica (onde há concentrações de quartzo). A granulação média é superior a 0,3 mm, sendo os grãos bastante fragmentados.		
Composição Modal Estimada:		
Quartzo	SiO ₂	(50%)
K-Feldspato	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(40%)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(04%)
Clorita	(Mg,Al,Fe) ₁₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆	(01%)
Relações Mineralógicas:		
O quartzo ocorre na forma de grãos anedrais, com bordas irregulares e quebradiças. Os cristais, em torno de 1,0 mm, apresentam-se fraturados e com extinção ondulante bem pronunciada com microinclusões sub-milimétricas de apatita. O feldspato alcalino ocorre em grãos anedrais bastante deformados, com bordas corroídas e/ou quebradas apresentando contatos engrenados. Em alguns locais observam-se feições mimerquíticas e geminação em grade. Apresentam granulação média de 1,0 mm. A biotita ocorre em fraturas entre os demais minerais, na forma de acículas. Apresenta pleocroísmo sutil (α=verde claro, β=marrom e γ= marrom), e os maiores agregados apresentam cerca de 2,0 mm. Em meio à biotita ocorrem raros agregados de clorita, de coloração esverdeada, formados por cristais micrométricos. O plagioclásio ocorre ao lado de grãos de feldspato potássico, na forma de cristais corroídos e subedrais. Os cristais são inferiores a 0,3 mm e há feições de albitização.		
Protólito:		
O protólito trata-se de granitóide, bastante rico em feldspato potássico. Deve ter sofrido processo metamórfico gerando bandamento gnáissico.		
Classificação: Gnaiss ortoderivado		

Amostra	IMPA-203	
Textura/Estrutura: estrutura suavemente bandada e textura granonematoblástica, com forte saussuritização do plagioclásio. A granulação média é de 1,5 mm, chegando a possuir cristais de plagioclásio de 2,0 mm.		
Composição Modal Estimada:		
Quartzo	SiO ₂	(40%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(30%)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(15%)
Sericita	K ₂ Al ₄ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Carbonato	CaCO ₃	(02%)
Epidoto/ prenhita	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH.Si ₂ O ₇ .SiO ₄ / Ca ₂ Al[AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂	(05%)
K-Feldspato	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(03%)
Relações Mineralógicas:		
Os grãos de quartzo são anedrais, bastante irregulares quanto à suas bordas, com contatos lobulados, engrenados, apresentam extinção ondulante e birrefringência amarelo forte. Há diversos subgrãos, indicando recristalização, com granulação média de 1,5mm. Os grãos de plagioclásio distribuem-se na forma de grãos subedrais, com geminação da albita, tamanho variando entre 1,0 - 1,5mm e apresentando forte saussuritização. Em suas bordas há grande concentração de sericita, que ocorre na forma de minúsculos agregados de coloração verde clara. O feldspato potássico (microclínio) ocorre em baixa porcentagem, somente formando manchas dentro do plagioclásio. Nas manchas, observa-se geminação em grade. Alguns grãos de plagioclásio formam mirmequitas e pertitas. Os grãos, normalmente em contato com quartzo, apresentam contatos lobulados e bordas por vezes fraturadas. Os grãos de biotita são alongados, mostram textura e contatos decussados, apresentam leve pleocroísmo (α=verde pálido, β=verde escuro e γ=marrom) e são encontrados em meio aos cristais de plagioclásio, juntamente à sericita (produto de alteração). Ainda como produtos de alteração ocorrem epidoto e prenhita, como agregados que preenchem fraturas, pela percolação de fluídos. Preenchendo algumas fraturas ocorrem ainda adularia e carbonatos, formando veios de baixa birrefringência, que mostram cristais com contatos difusos. Ocorrem esporadicamente alguns grãos de apatita como inclusões no quartzo, na forma de esferas.		
Interpretação: O material de origem parece parte de fusão parcial do embasamento, deformado com passagem de fluídos. Possivelmente, material de refusão do Grupo Amparo.		
Classificação: Biotita-gnaiss de composição tonalítica.		

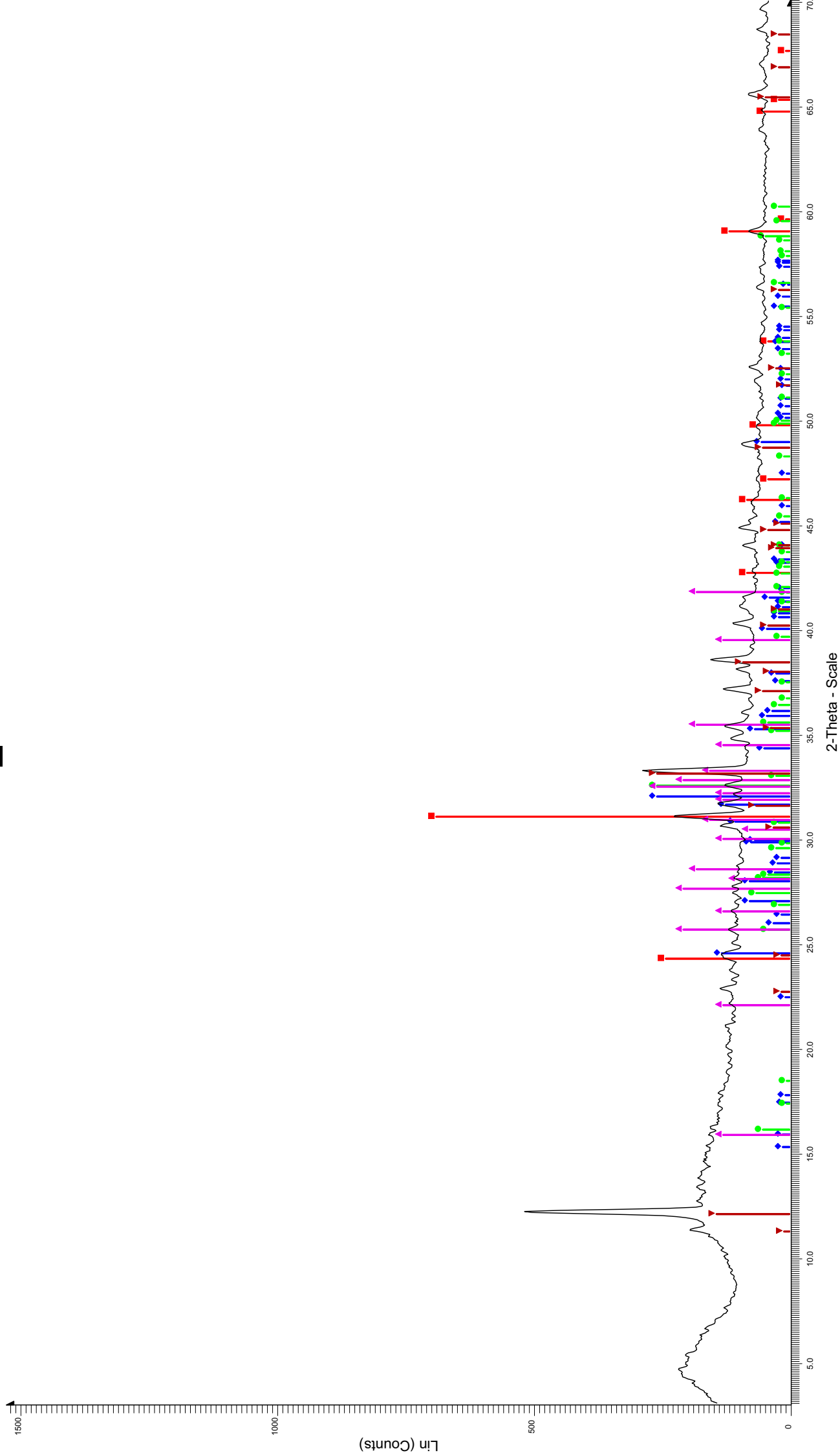
Amostra	IMPA-204	
Textura/Estrutura: Estrutura levemente bandada e textura granoblástica. A brechação ocorre nos microclínios, com quartzo e calcedônia. A granulação média observada está em torno de 0,8 mm.		
Composição Modal Estimada:		
Quartzo	SiO ₂	(70%)
Microclínio	(K,Na)[AlSi ₃ O ₈]	(15%)
Plagioclásio	Na (AlSi ₃ O ₈)- Ca (Al ₂ Si ₂ O ₈)	(10%)
Biotita	K ₂ (Mg,Fe ⁺²) ₆₋₄ (Fe ⁺³ ,Al,Ti) ₀₋₂ [Si ₆₋₅ Al ₂₋₃ O ₂₀](OH,F) ₄	(10%)
Sericita	K ₂ Al ₄ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH,F) ₄	(05%)
Relações Mineralógicas:		
O quartzo apresenta-se sob a forma de cristais anedrais, com as bordas serrilhadas, e assim, contatos engrenados. Apresenta subgrãos (policristalinidade) e aspecto “sujo”. Observa-se extinção ondulante e em alguns grãos nota-se a recuperação em bandas, onde ocorre a deformação em porções desiguais do cristal. A granulação média é de 1,0mm. Observa-se cristais de plagioclásio anedrais, sem geminação aparente, de tamanho médio em torno de 1,5mm. Apresentam-se bastante alterados, com as bordas corroídas e com fraturas, onde desenvolveu-se sericita. Alguns grãos apresentam exsolução e outros, sinais de alteração. O microclínio distribui-se por toda a lâmina, na forma de cristais anedrais, bastante alterados. Os grãos que passam à albita apresentam-se “brechados”, onde algumas porções apresentam geminações em grade típicas. São cristais com contatos engrenados, bastante deformados. A granulação média é de 1,0mm, mas ocorrem pequenos cristais, menores que 0,2mm, organizados em cordéis, juntamente a grãos de quartzo e calcedônia. Ocorrem ainda filossilicatos (sericita e biotita), como minerais primários (biotita) e produtos de alteração (sericita). A biotita apresenta-se sob a forma de palhetas alongadas com cerca de 1,5mm de comprimento, verde escuras, porém com pleocroísmo insipiente em função do alto grau de alteração. Os grãos apresentam “buracos” e reentrâncias, ocupados atualmente por sericita. A sericita ocorre envolvendo os grãos de plagioclásio e biotita, na forma de agregados esverdeados. Em algumas porções da lâmina observa-se aspecto sedoso, devido à concentração de uma camada um pouco mais espessa desse material.		
Evolução: Material de fusão, mais deformado que IMPA-203, também ocorrendo passagem de fluido. A rocha granitóide protólito era portadora de mais alto potássio, tendo mais microclínio.		
Classificação: Biotita-gnaisse		

ANEXO 05 – DIFRAÇÃO DE RAIOS X

U_PA22



U_PA32



U_PA32 D5MEAS - Program: MED.DQL D5MEAS - Program: MED.DQL - File: U_PA32.RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s - Temp.: 05-0490 (D) - Quartz, low - Y: 133.33 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

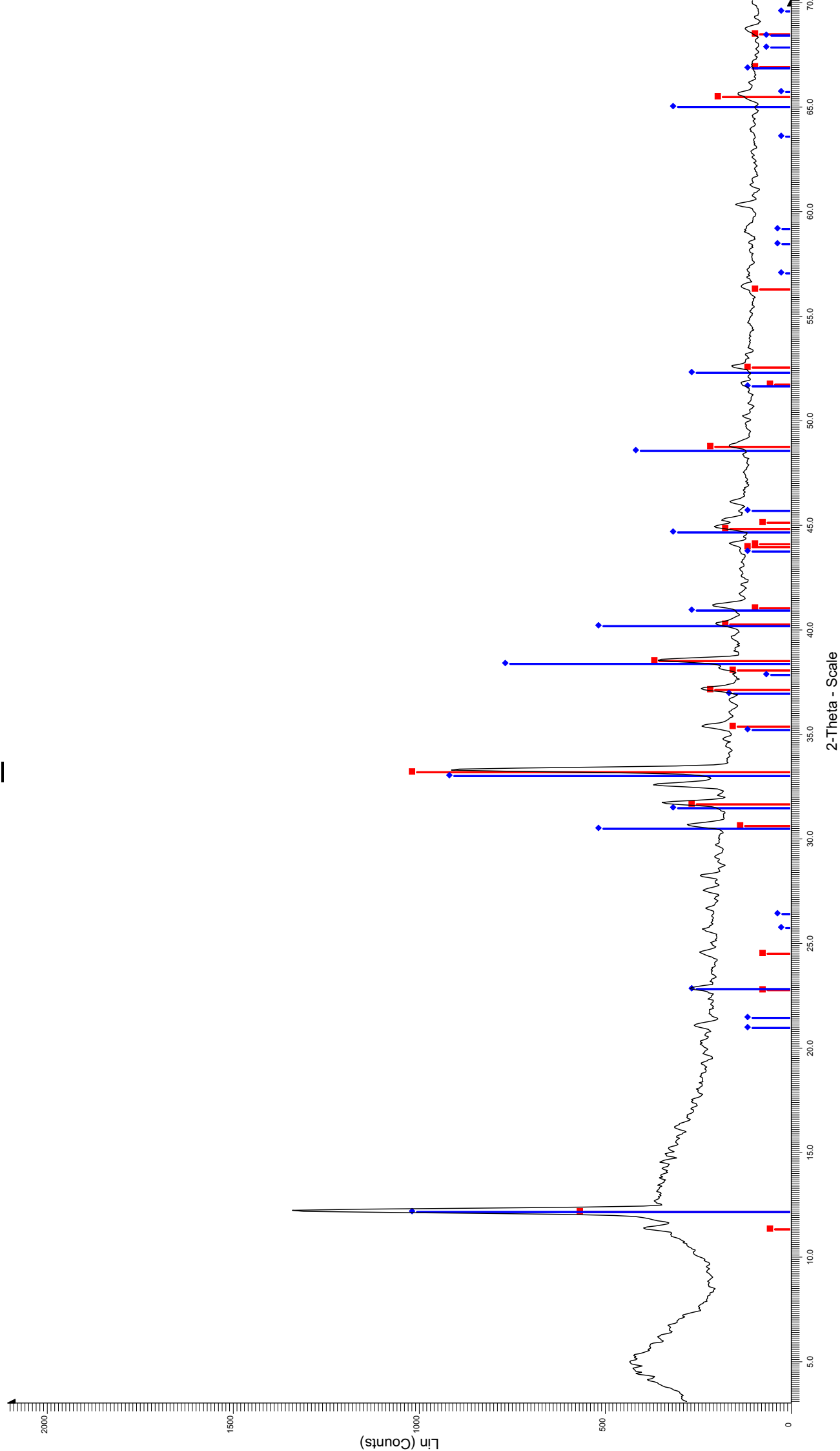
22-0687 (D) - Microcline, ordered - KAlSi₃O₈ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

09-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

10-0360 (D) - Anorthite, sodian, disordered, syn - (Ca,Na)(Si,Al)₄O₈ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

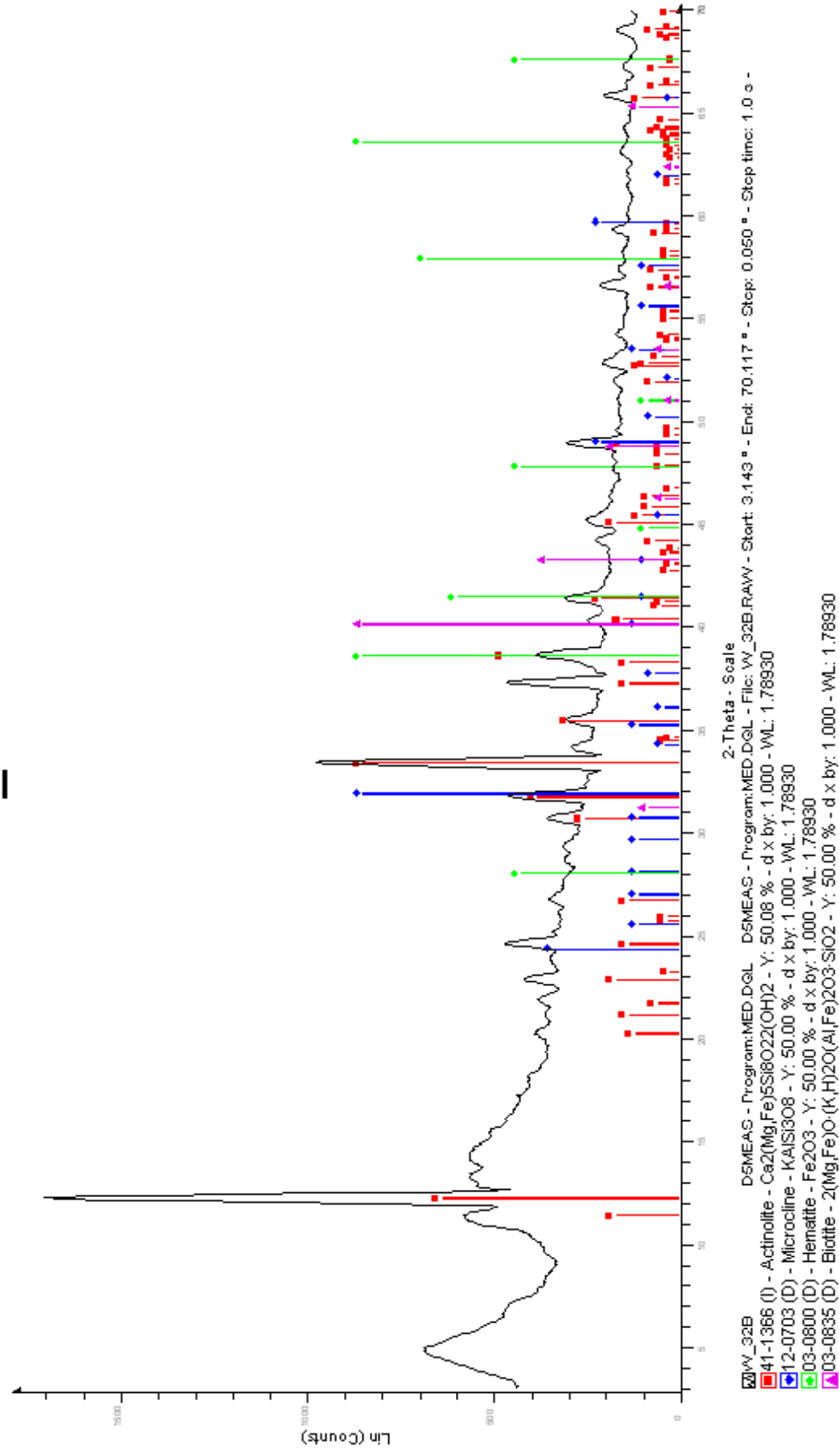
21-0149 (D) - Magnesiohornblende, ferroan - Ca₂(Mg,Fe)₅(Si,Al)₈O₂₂(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

U_PA32A

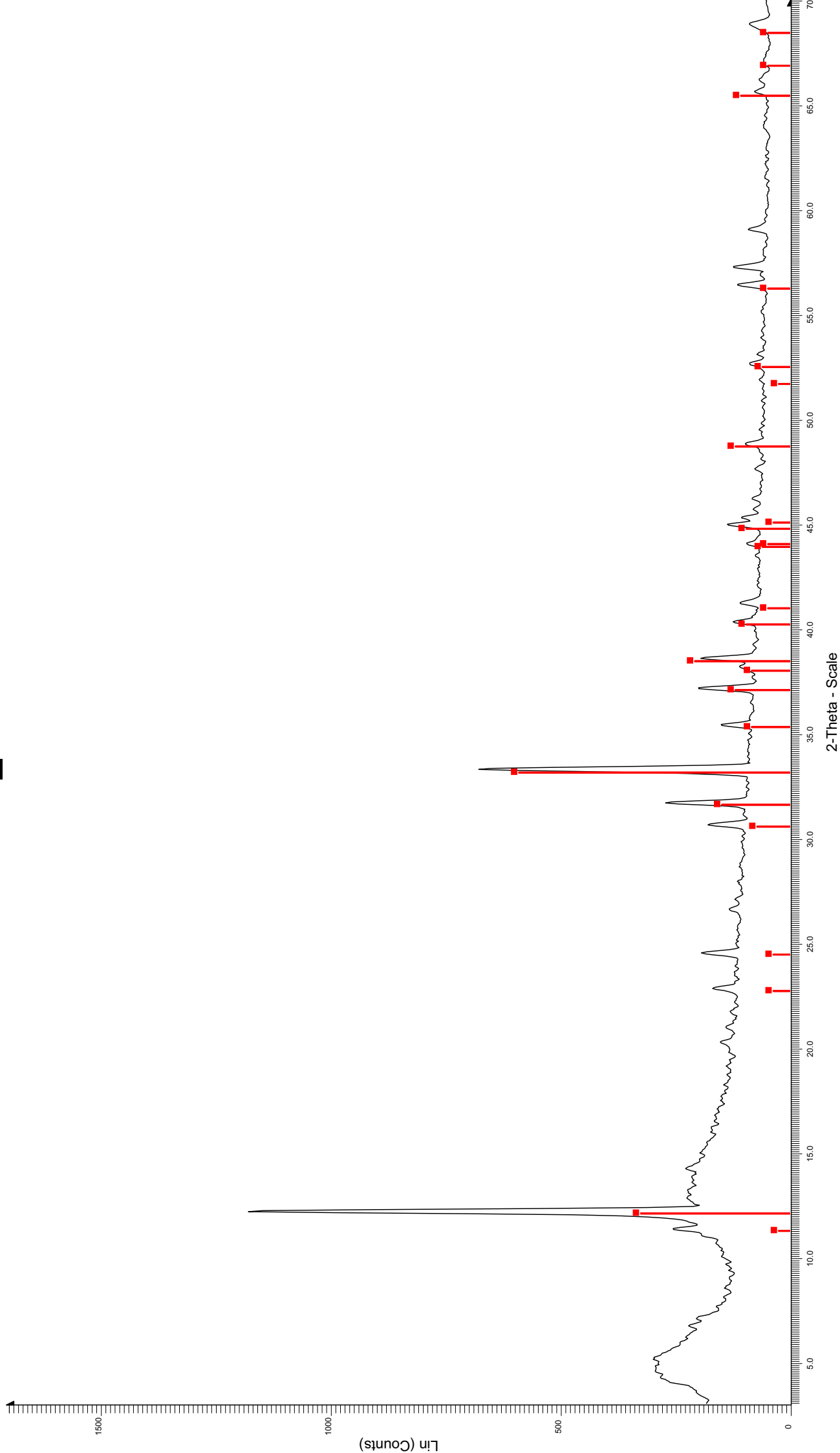


U_PA32A
D5MEAS - Program: MED.DQL D5MEAS - Program: MED.DQL - File: U_PA32A.RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s - Temp: 29.1258 (I) - Magneshiohornblende, ferroan - Ca₂(Mg,Fe)₅(Si,Al)₈O₂₂(OH)₂ - Y: 74.96 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930
29-1258 (I) - Ferrohornblende, sodian - (Na,K)Ca₂(Fe,Mg)₅(Al,Si)₈O₂₂(OH)₂ - Y: 74.96 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

U_PA32B



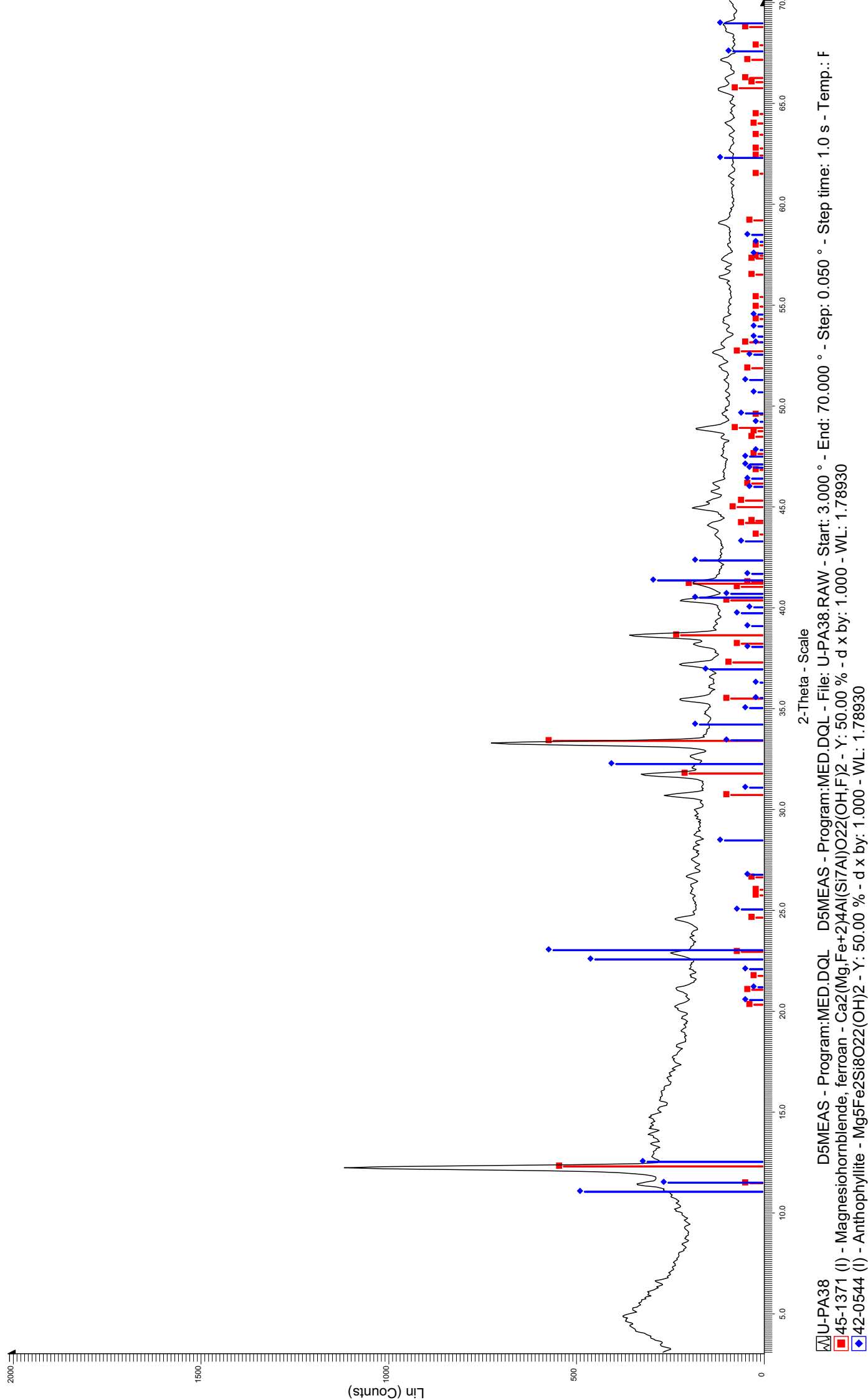
U_PA32C



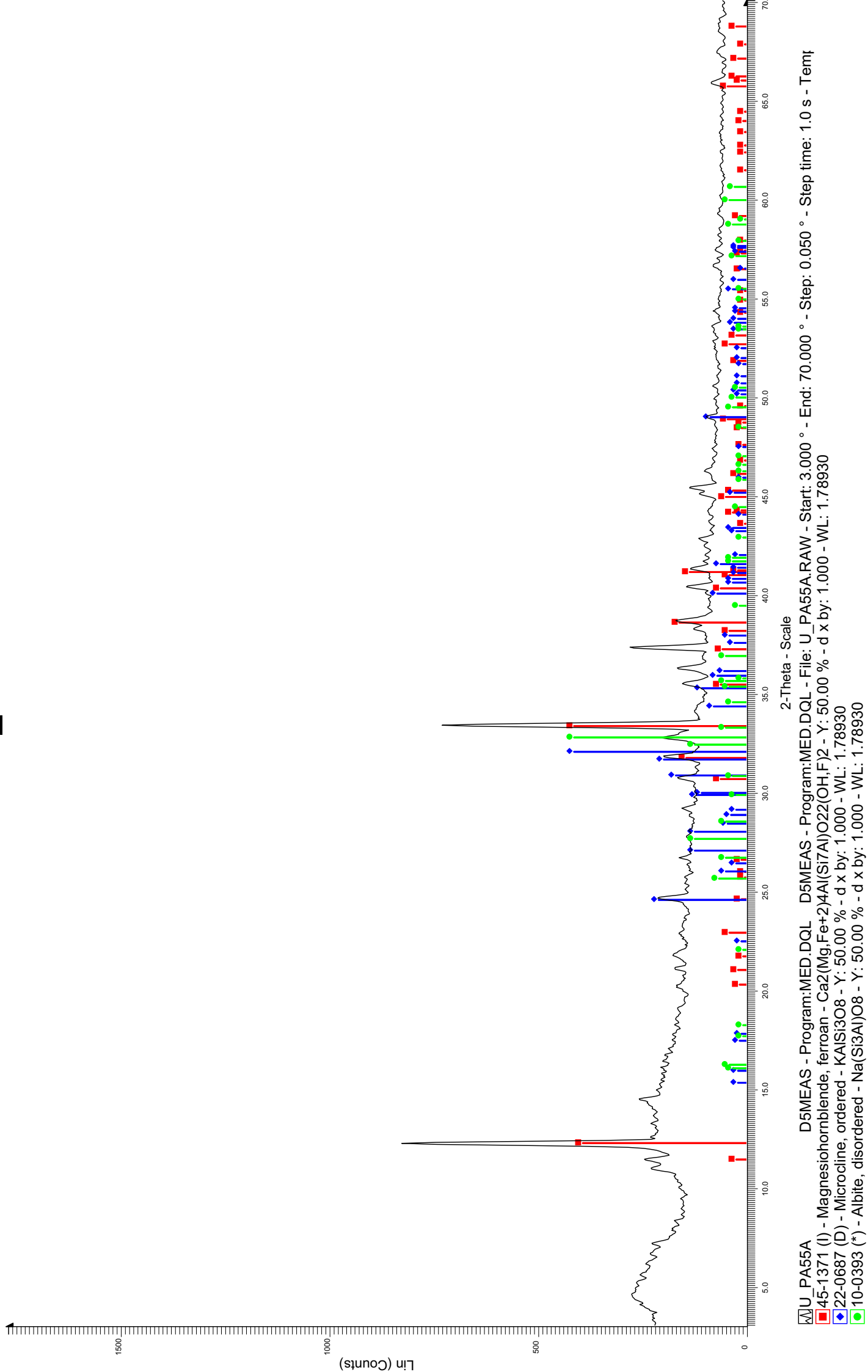
U_PA32C

D5MEAS - Program: MED.DQL D5MEAS - Program: MED.DQL - File: U_PA32C.RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s - Tem|
21-0149 (D) - Magnesiohornblende, ferroan - Ca₂(Mg,Fe)₅(Si,Al)₈O₂₂(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

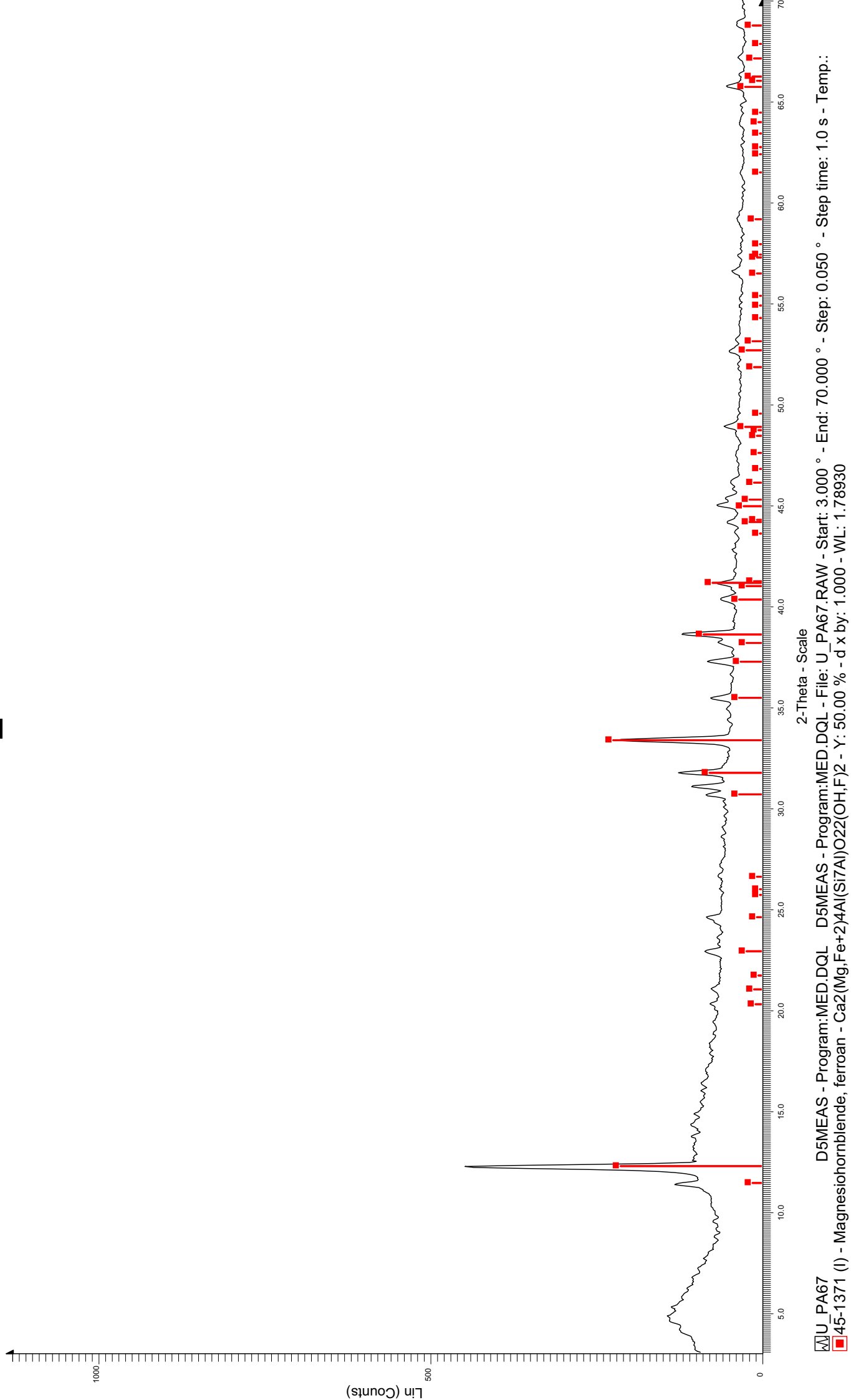
U-PA38



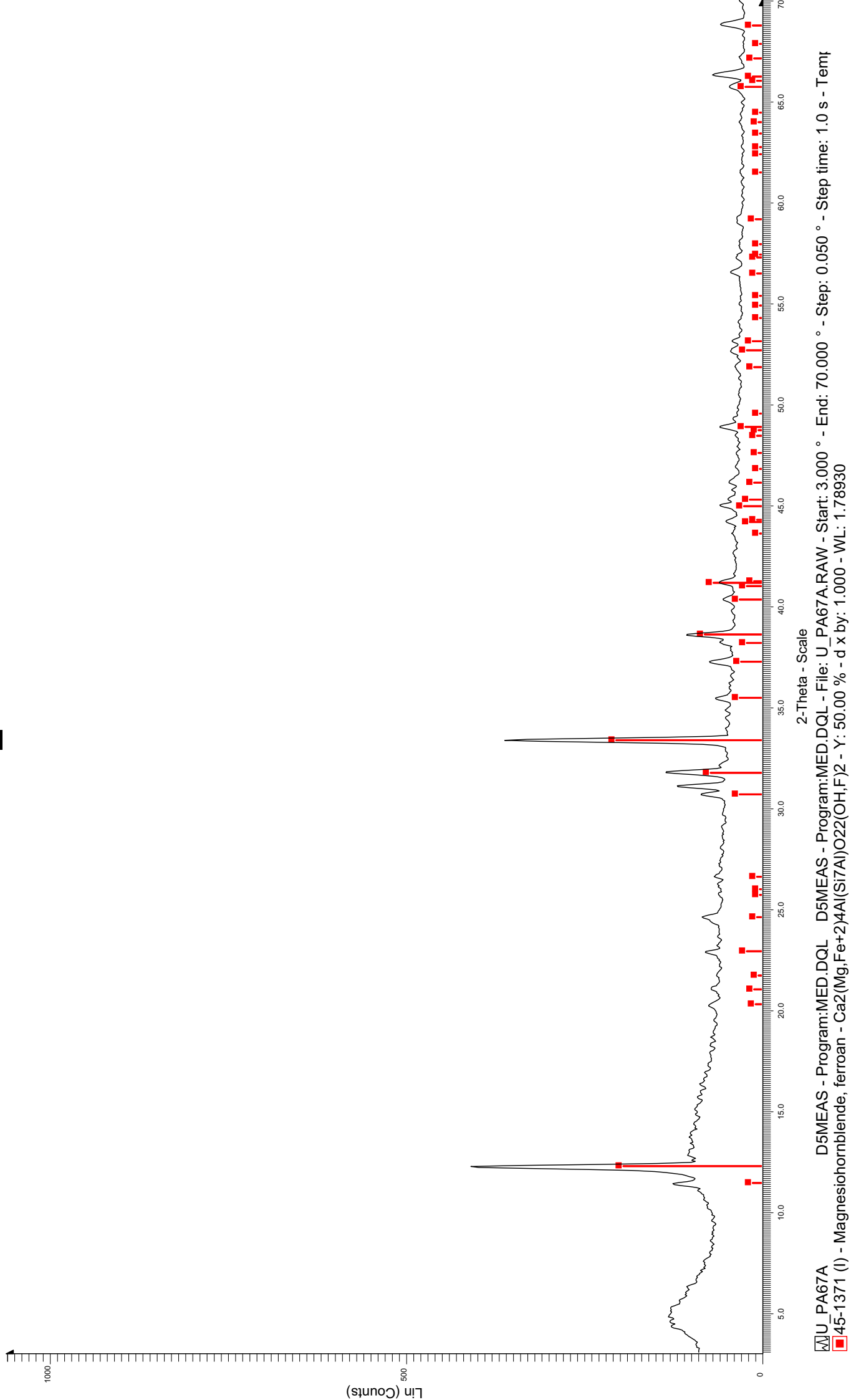
U_PA55A



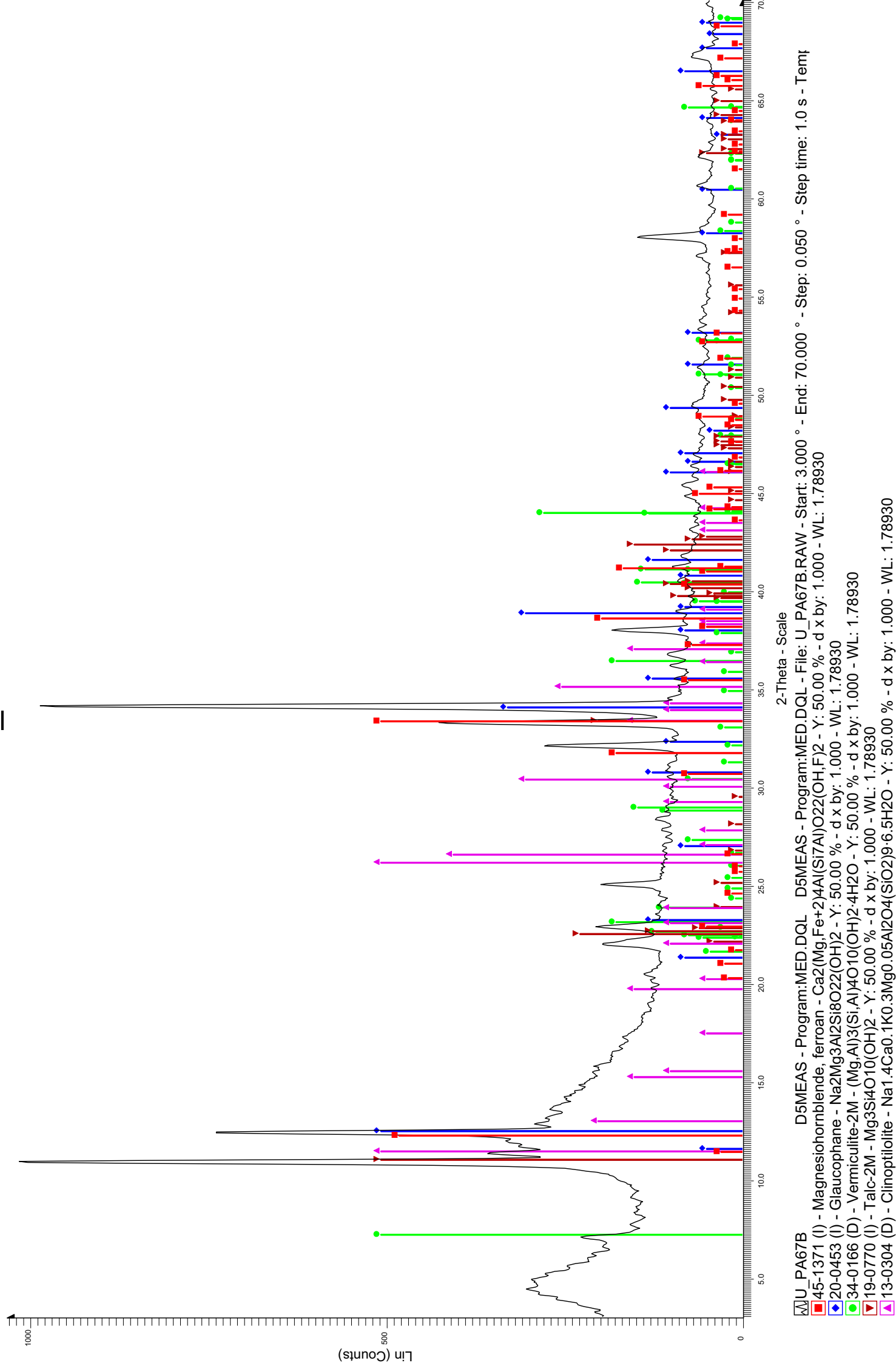
U_PA67



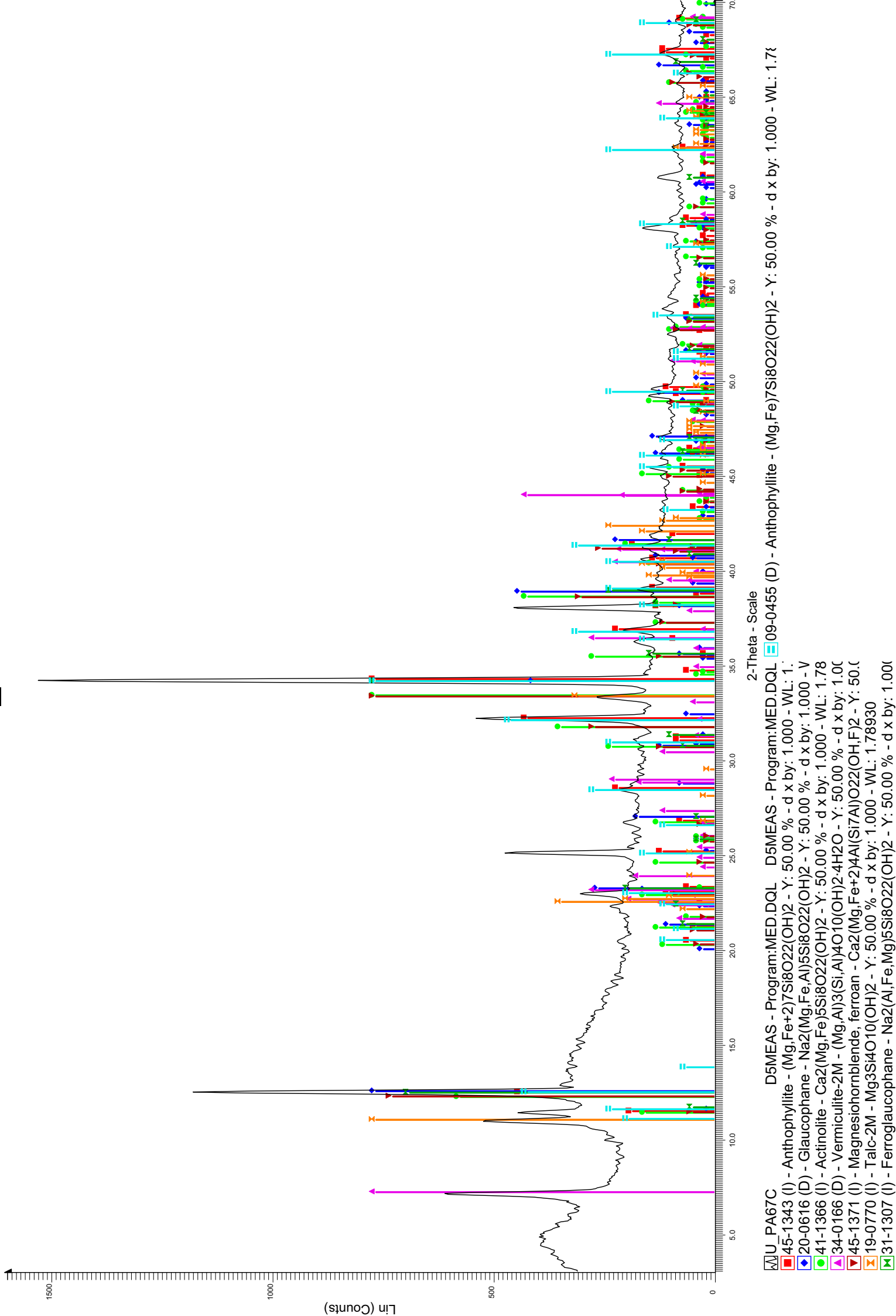
U_PA67A



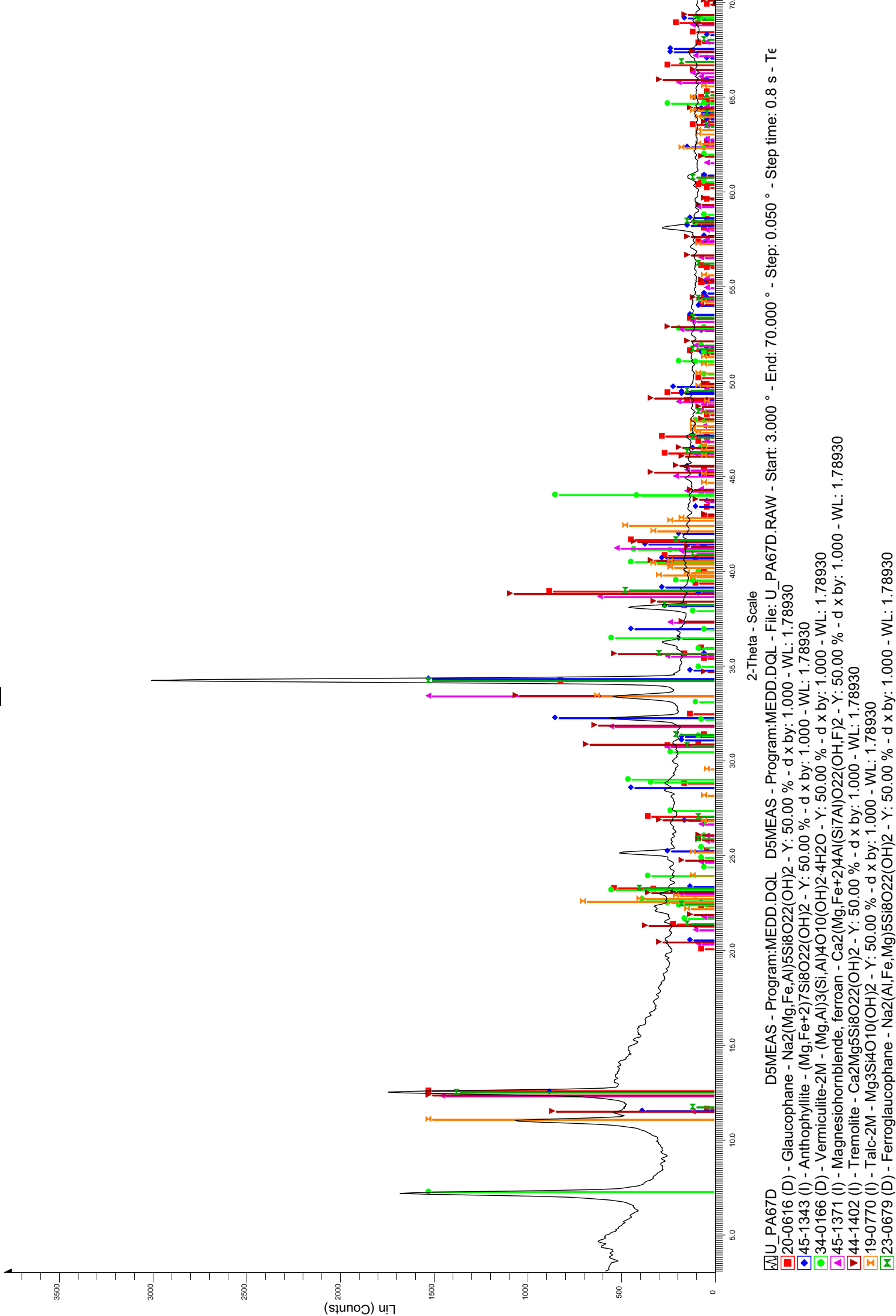
U_PA67B

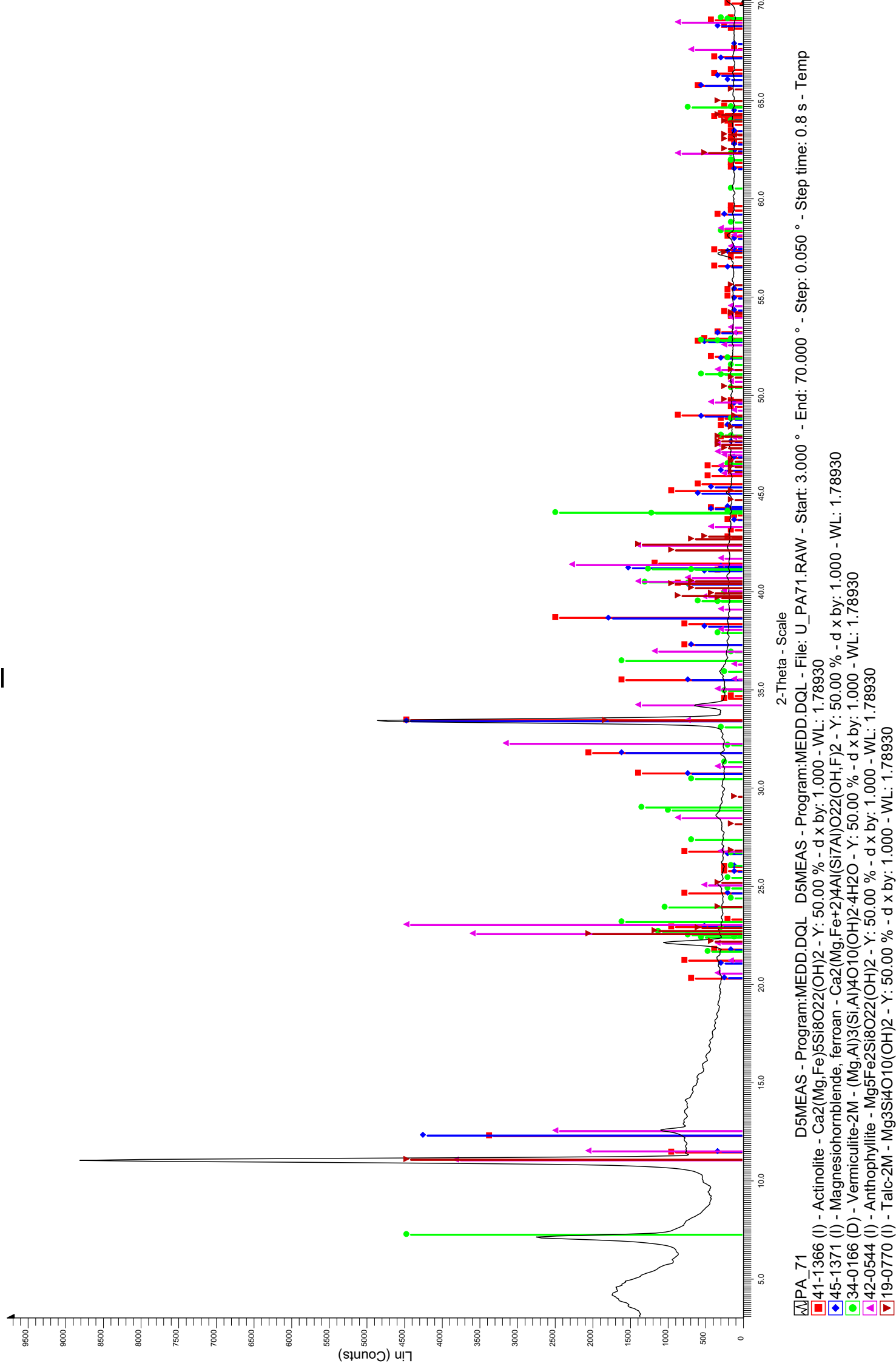


U_PA67C

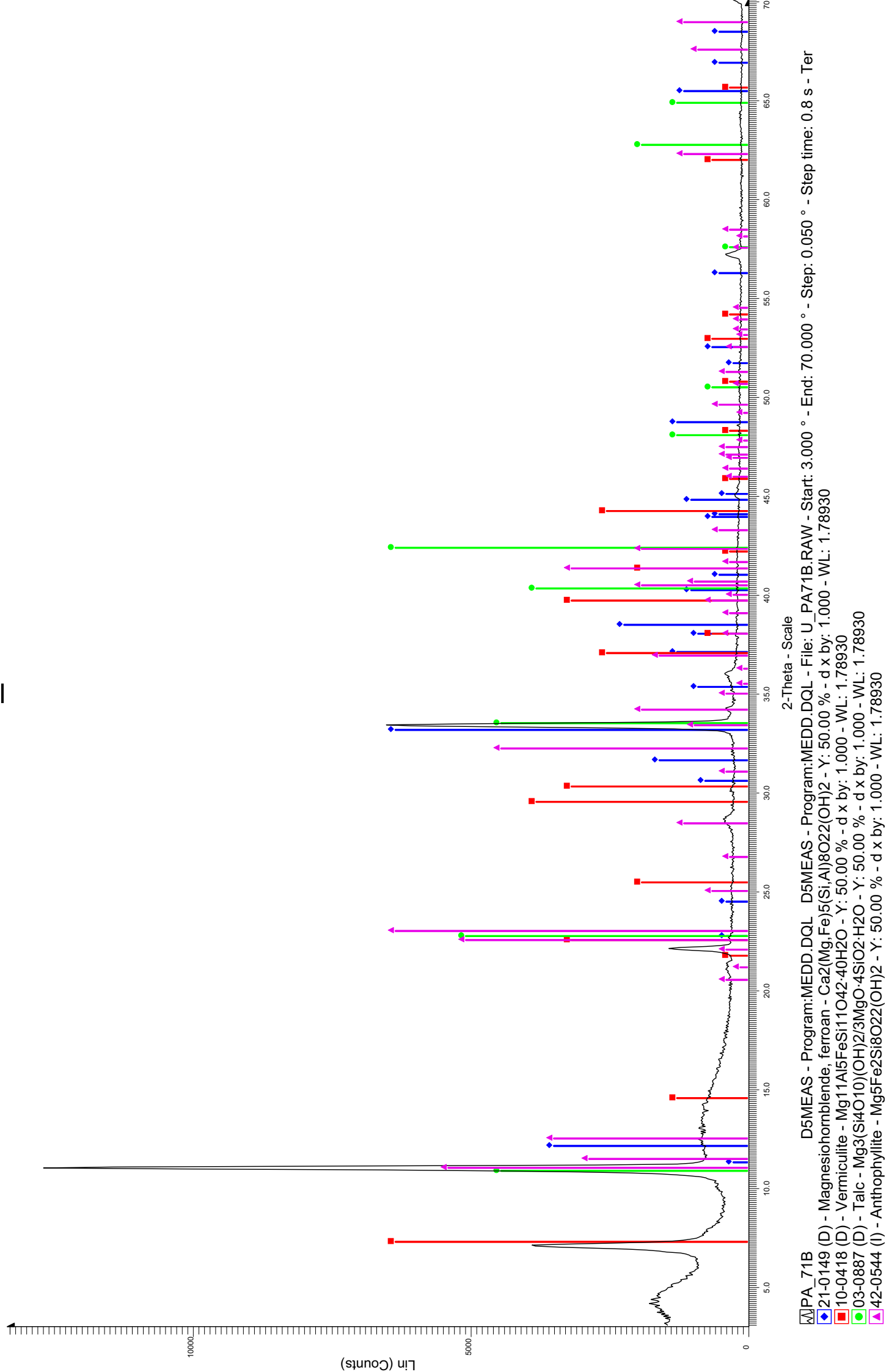


U_PA67D

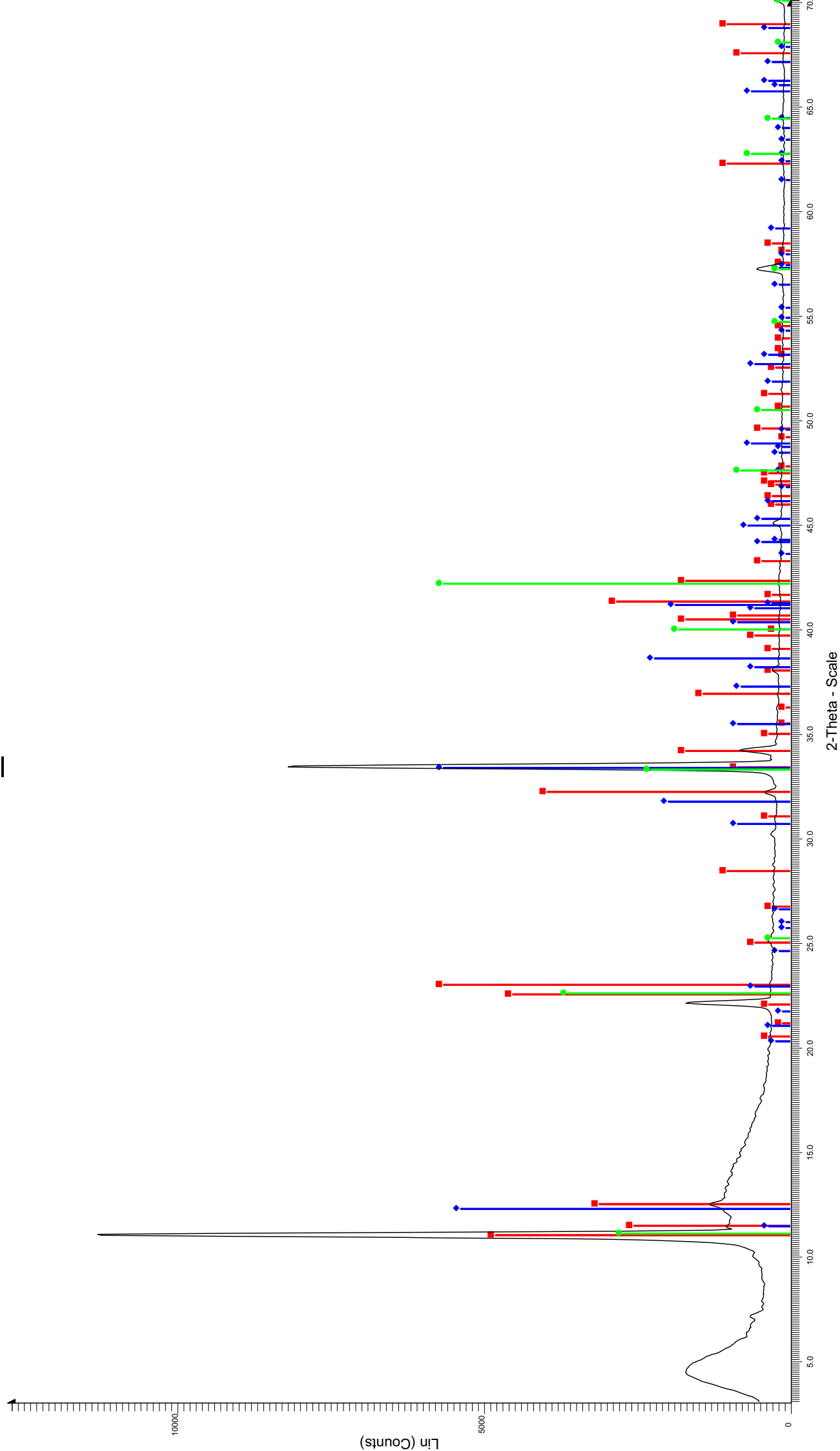




PA_71B



U_PA73B



U_PA73B

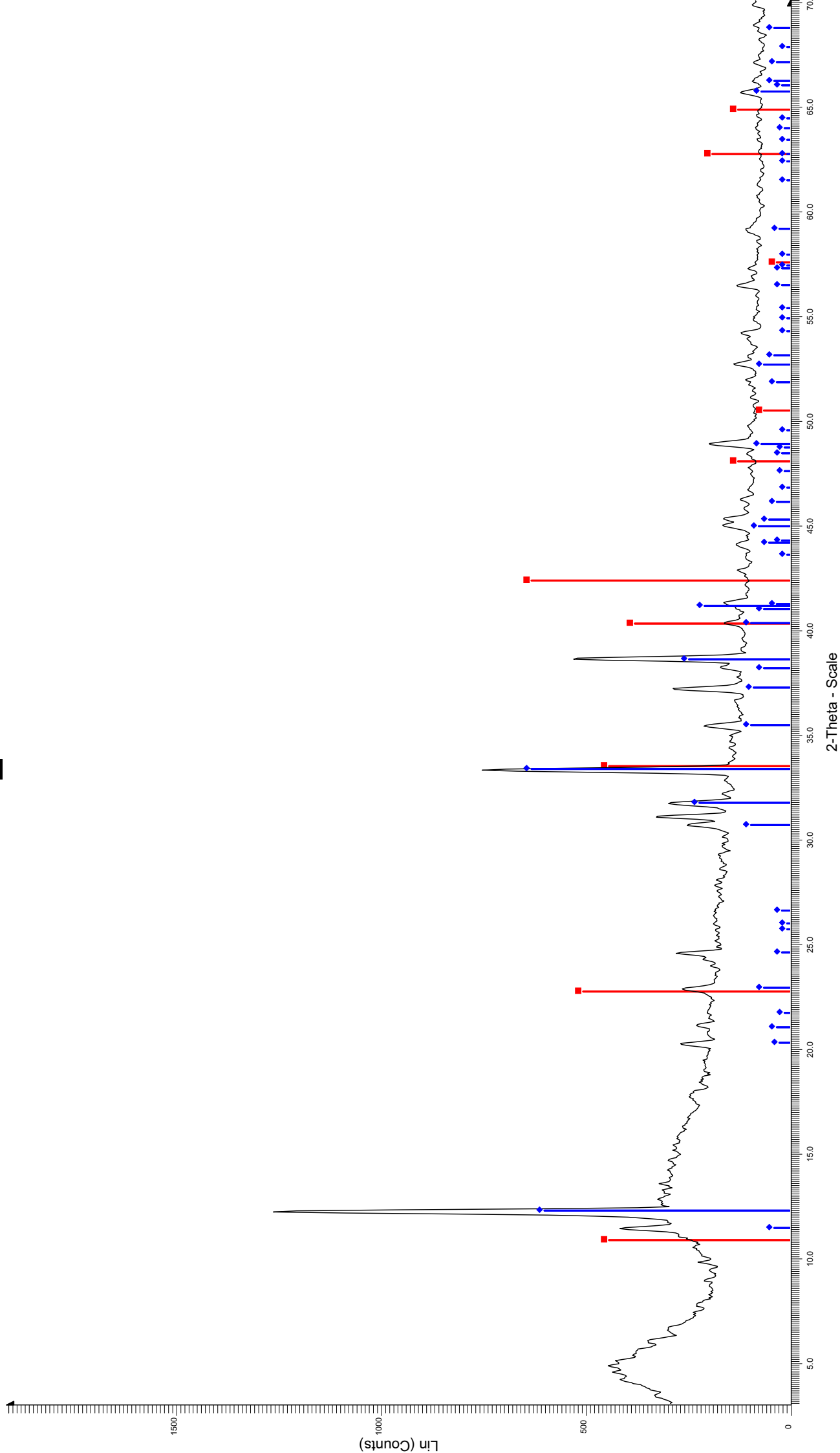
D5MEAS - Program: MEDD.DQL D5MEAS - Program: MEDD.DQL - File: U_PA73B.RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 0.8 s - Te

42-0544 (I) - Anthophyllite - Mg₅Fe₂Si₈O₂₂(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

45-1371 (I) - Magnesiohornblende, ferroan - Ca₂(Mg,Fe+2)Al(Si₇Al)O₂₂(OH,F)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

03-0881 (D) - Talc - Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

U_PA73C



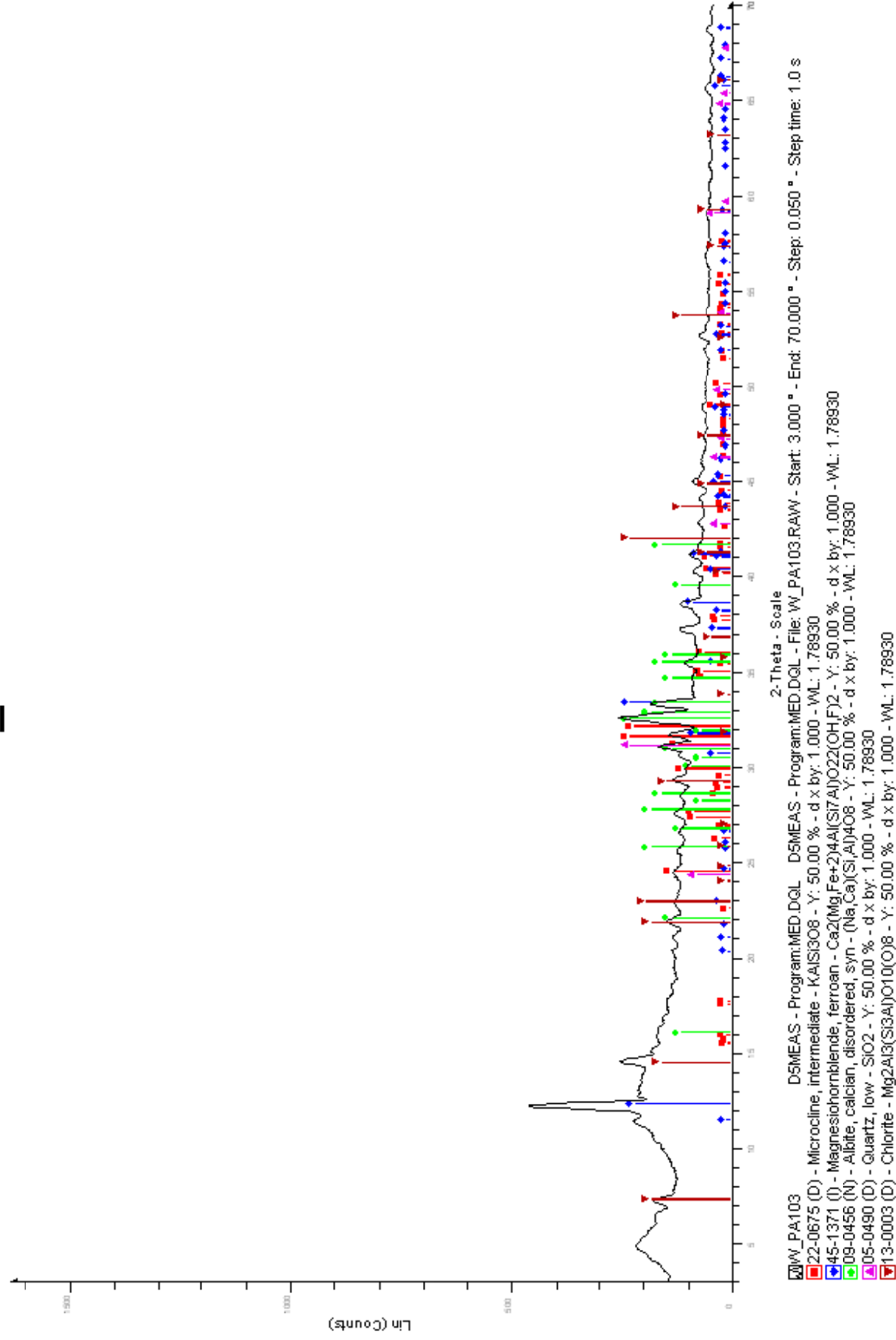
U_PA73C

D5MEAS - Program: MEDD.DQL D5MEAS - Program: MEDD.DQL - File: U_PA73C.RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 0.8 s - Te

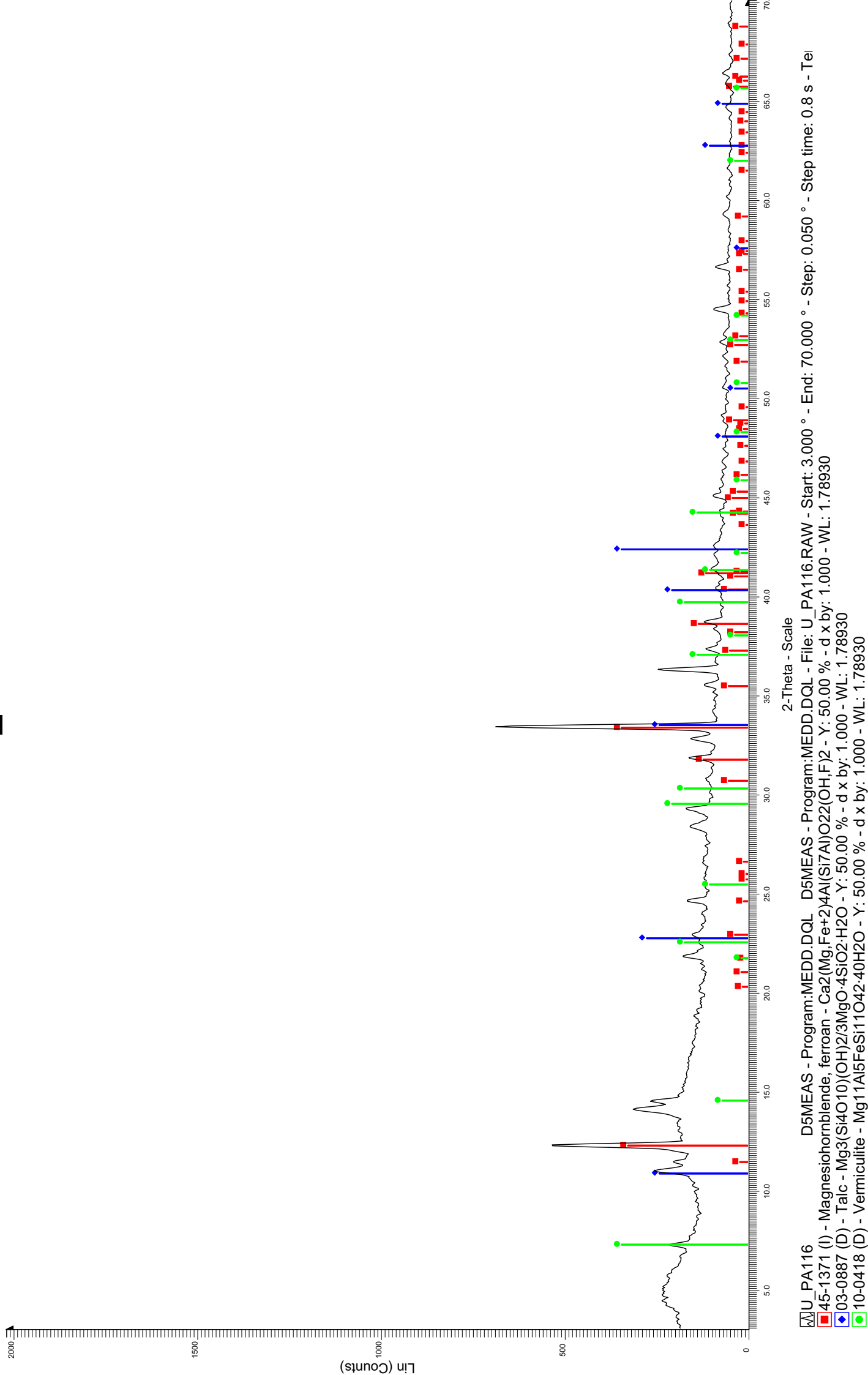
03-0887 (D) - Talc - $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

45-1371 (I) - Magnesiohornblende, ferroan - $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe+2Al}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

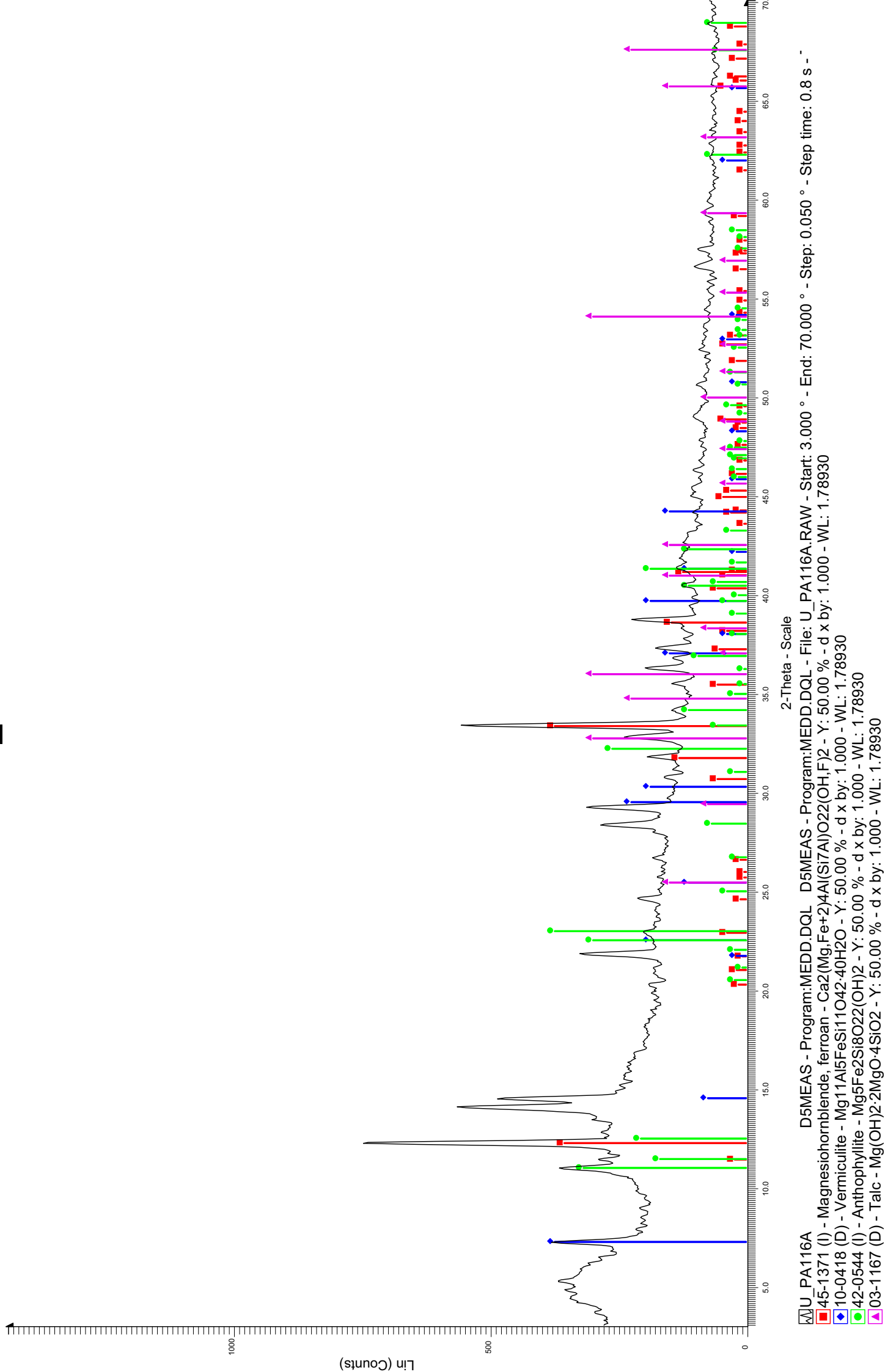
U_PA103



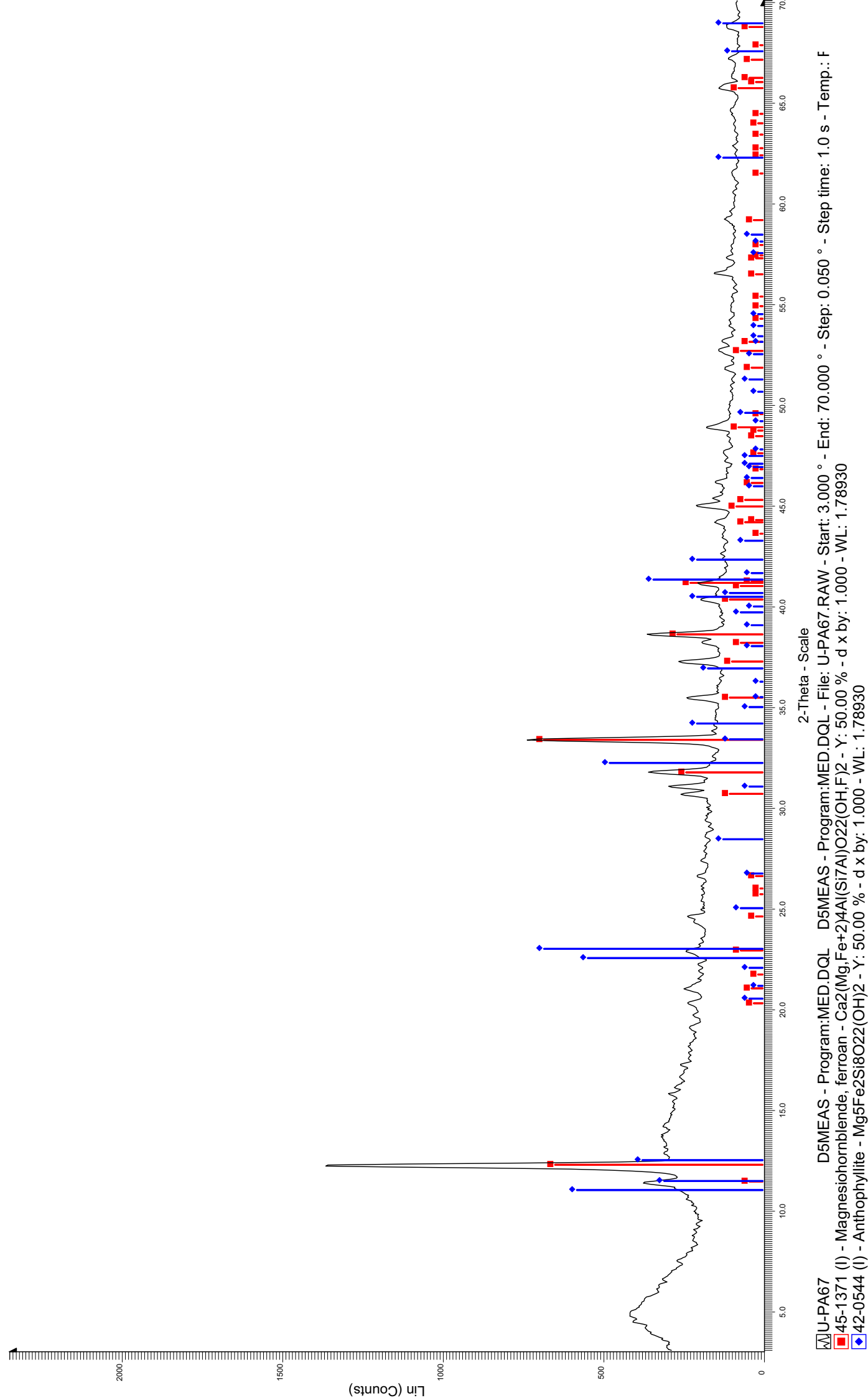
U_PA116



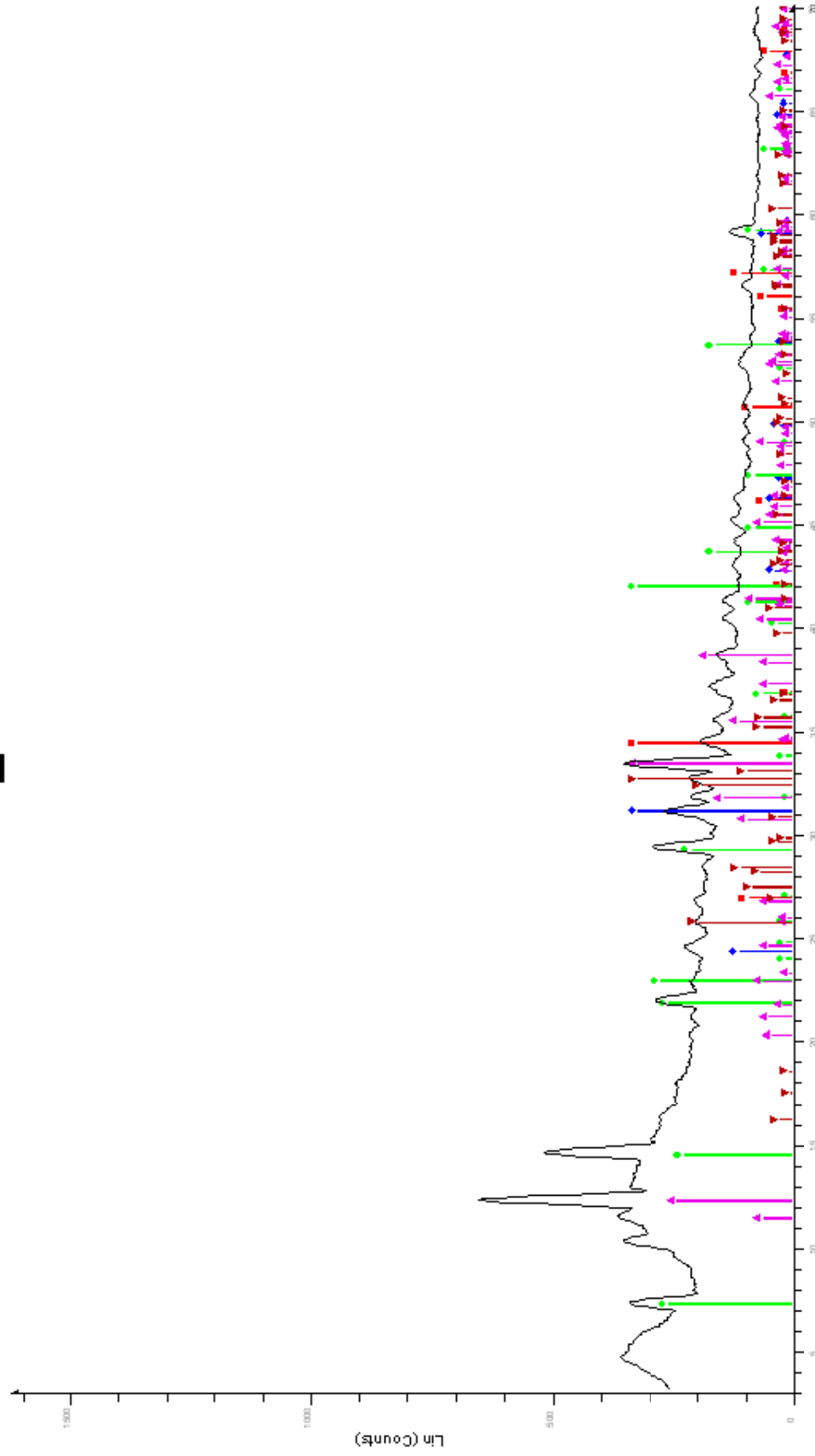
U_PA116A



U-PA67



U_PA24



D5MEAS - Program: MED DQL - File: WJ_PA24 RAW - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.050 ° - Step time: 1.0 s -
 24-0027 (D) - Calcite - CaCO₃ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930
 05-0490 (D) - Quartz, low - SiO₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930
 13-0003 (D) - Chlorite - Mg₂Al₃(Si₃Al)O₁₀(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930
 41-1366 (I) - Actinolite - Ca₂(Mg,Fe)Si₈O₂₂(OH)₂ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930
 20-0554 (D) - Albite - NaAlSi₃O₈ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.78930

ANEXO 06 – FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

Relação das amostras coletadas e dados da caracterização petrográfica e de fluorescência de raios-X																		
Amostra	Coord X	Coord Y	Município	Toponímia	Litologia	Grupo	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Soma
PA09	316.011	7.494.123	Amparo	SP 352 (Itapira-Amparo)	Granada-anfibolito	1	47.73	1.26	14.97	14.17	0.1	8.08	9.49	2.86	0.46	0.14	0.75	100.01
PA22	315.450	7.497.350	Amparo	SP 352 (Pantaleão) sentido Itapira - Amparo	Anfibolito	1	53.26	1.02	14.67	9.91	0.15	6.26	8.45	3.16	1.06	0.26	1.79	99.99
PA24	316.453	7.499.441	Amparo		Anfibolito	1	50.16	0.57	11.25	10.19	0.17	10.37	9.83	1.71	1.11	0.06	4.57	99.99
PA24-A	316.453	7.499.441	Amparo		Veio em Gnaisses													
PA24-B	316.453	7.499.441	Amparo		Biotita-anfibolito com qtz													
PA32	320.716	7.502.557	Serra Negra		Clinocianfilito-xisto	1												
PA32-A	320.716	7.502.557	Serra Negra	Estrada carroçável p/ Serra Negra	Actinolita-tremolita-xisto	1	50.43	1.29	10.56	14.53	0.2	8.6	9.98	2.75	0.38	0.14	1.14	99.99
PA32-B	320.716	7.502.557	Serra Negra		Hornblenda-xisto	1	50.17	0.61	4.62	14.17	0.16	17.75	9.5	0.37	0.04	0.07	2.55	100
PA32-C	320.716	7.502.557	Serra Negra		Anfibolito-xisto	1	51.06	0.62	4.78	12.95	0.19	16.23	11.79	0.94	0.04	0.05	1.35	99.99
PA32-D	320.716	7.502.557	Serra Negra			1	55.42	0.86	8.24	11.57	0.18	8.84	12.23	1.04	0.55	0.08	1	100.01
PA38	322.187	7.500.930	Serra Negra		Anfibolito	1	51.78	0.47	7.02	11.98	0.23	13.55	11.4	1.13	1.12	0.01	1.34	100
PA39	324.488	7.500.682	Serra Negra		Metabásica	1												
PA52	310.312	7.488.008	Amparo		próximo a localidade de Arcadas	Anfibolito	1	59.2	1.55	13.32	11.48	0.1	2.36	4.81	2.64	3.61	0.31	0.64
PA53	310.704	7.487.878	Amparo	Anfibolito		1												
PA54	311.650	7.487.500	Amparo	SP 95 (Amparo-Pedreira)	Actinolita-xisto com espinélio	2												
PA55	310.988	7.486.686	Amparo		Actinolita-xisto com espinélio	2	51.38	0.28	6.3	9.6	0.11	23.29	6.77	0.32	0.04	0.02	1.99	100.1
PA55-A	310.988	7.486.686	Amparo		Actinolita-xisto	2	51.62	0.24	5.52	9.35	0.1	24.32	6.81	0.42	0.02	0.02	1.58	100.01
PA57-A	306.800	7.489.900	Pedreira		Granito													
PA62	320.716	7.502.557	Itapira		Anfibolito	1	48.14	1.28	9.83	15.89	0.18	9.66	10.54	1.93	0.37	0.14	2.05	100.01
PA67	332.789	7.513.747	Itapira		Anfibolita-xisto	3	51.53	0.8	8.35	13.61	0.21	11.99	9.7	1.02	0.97	0.13	1.69	100
PA67-A	332.789	7.513.747	Itapira	Mina de Amianto de Itapira	Anfibolito	1	53.33	0.7	7.12	12.82	0.22	12.32	9.98	0.91	0.86	0.07	1.66	99.99
PA67-B	332.789	7.513.747	Itapira				59.2	0	0.47	8.18	0.12	29.04	0.33	0.01	0	0.01	2.65	100
PA67-C	332.789	7.513.747	Itapira		Anfibolita-talco-xisto	3	57.85	0.02	1.17	9.53	0.17	27.66	0.41	0.01	0.01	0.01	3.17	99.99
PA67-D	332.789	7.513.747	Itapira		Anfibolita-xisto	3	57.23	0.02	1.15	9.24	0.16	28.22	0.42	0.02	0.06	0.01	3.48	99.99
PA68	307.450	7.491.350	Itapira		Granito orientado													
PA70	307.710	7.490.850	Itapira		Cataclasto		86.02	0.18	5.86	1.96	0.02	0.42	2.25	0.75	2.17	0.02	0.36	100.01
PA70-A	307.710	7.490.850	Itapira		Paragneisse													
PA70-B	307.710	7.490.850	Itapira		Talco-xisto com flogopila	3												
PA71	323.181	7.513.747	Itapira		Anfibolita-talco-xisto	3	56.55	0.03	1.63	9.67	0.1	25.3	0.31	0.08	0.24	0.01	6.08	100
PA71-B	323.181	7.513.747	Itapira				56.78	0.03	1.76	9.76	0.08	24.65	0.27	0.08	0.19	0.01	6.38	99.99
PA72	322.724	7.513.225	Itapira		Anfibolito foliado	1	57.72	0.02	1.08	8.81	0.1	26.74	0.17	0.09	0.05	0.01	5.2	99.99
PA73	322.463	7.512.833	Itapira		Anfibolita-xisto	3	57.81	0.05	0.92	8.97	0.11	27.41	0.58	0.09	0.01	0	4.07	100.02
PA73-B	322.463	7.512.833	Itapira		Anfibolita-talco-xisto	3	60.17	0	0.26	6.84	0.06	28.58	0.2	0.11	0.01	0.01	3.75	99.99
PA73-C	322.463	7.512.833	Itapira		Anfibolito	1	55.71	0.17	3.53	9.61	0.2	16.63	11.36	0.62	0.39	0.16	1.61	100
PA103	314.623	7.498.330	Amparo	SP 352 (Pantaleão)	Granada anfibolito	1	53.93	0.67	14.75	10.61	0.2	6.47	9.08	2.51	0.34	0.12	1.34	100.01
PA103-A	314.623	7.498.330	Amparo		Granada anfibolito	1												
PA104	314.710	7.498.150	Amparo		Quartzito-mica-xisto													
PA116	331.674	7.507.541	Lindóia		Meta-harzburrito com serpentina	4	48.57	0.13	3.99	8.29	0.1	29.16	4.6	0.21	0.03	0.01	4.91	100.01
PA116-A	331.674	7.507.541	Lindóia	Meta-harzburrito	4	46.78	0.09	4.1	8.1	0.1	30.03	3.9	0.14	0.03	0.01	6.73	100.01	
PA118	318.850	7.484.950	Amparo		Anfibolito - Migmatito													
PA119	319.940	7.482.096	Amparo		Migmatito													
PA120	320.486	7.481.604	Amparo		Actinolita-tremolita-xisto	2												
PA121	319.772	7.481.694	Amparo		Actinolita-tremolita-xisto	2												
PA123	321.943	7.479.793	Amparo		Anfibolito	1												
PA123-A	321.943	7.479.793	Amparo		Actinolita-xisto	2												

Média das amostras por grupos										SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Grupo 1										54,17	0,79	9,23	12,03	0,17	12,11	8,83	1,70	0,84	0,13
Grupo 2										52,72	0,77	7,54	12,68	0,17	14,90	9,77	1,13	0,26	0,08
Grupo 3										59,49	0,12	2,03	9,85	0,13	26,42	1,56	0,18	0,19	0,02
Grupo 4										50,61	0,12	4,30	8,70	0,11	31,43	4,51	0,18	0,03	0,01

ANEXO 07 – CÁLCULO DA MODA MINERAL

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Hornblenda	$(Ca,Na,K,Mn)_{2-3} (Mg,Fe,Al)_{3-5} Si_8O_{22} (OH)_2$	48%
Plagioclásio	$Na (AlSi_3O_8) - Ca (Al_2Si_2O_8)$	43%
Granada	$(Ca,Mg,Fe,Mn)_3 Al_2 Si_3 O_{12}$	5%
Opacos	minerais ferro-magnesianos	2%
Clorita	$(Mg,Al,Fe)_{12} [(Si,Al)_8 O_{20}] (OH)_{16}$	1%
Biotita	$K_2 (Mg,Fe^{+2})_{6-4} (Fe^{+3},Al,Ti)_{0-2} [Si_{6-5} Al_{2-3} O_{20}] (OH,F)_4$	1%
Cummingtonita	$Mg_2 Mg_5 Si_8 O_{22} (OH)_2$	(traços)
Titanita	$CaTi [SiO_4] (O,OH,F)$	(traços)
Apatita	$Ca_5 (PO_4)_3 (OH,F,Cl)$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	47.73	47.73	47.7	0.03	Horblenda	63.00
TiO2	1.26	1.26	1.26	0	Rutilo	1.30
Al2O3	14.97	14.97	15.02	-0.05	Palg-An20	23.90
FeO	14.17	14.17	14.16	0.01	Clorita	13.20
MnO	0.1	0.1	0	0.1	Gran-Piropo	0.50
MgO	8.08	8.08	8.08	0	Calcita	1.50
CaO	9.49	9.49	9.56	-0.07	Apatita	0.10
Na2O	2.86	2.86	2.89	-0.03	Muscovita	0.60
K2O	0.46	0.46	0.4	0.06		
P2O5	0.14	0.14	0.05	0.09		
CO2	0.75	0.75	0.66	0.09		
S	0	0	0	0		
Total	100.01	100	99.79			104.10
Amostra PA 09		Residual Total = 0,037 Diferença (Estm - recalc) = 0,193 Desvio do total ótimo = 4,053				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Clinoanfibólio	$(\text{Ca,Na})_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	50%
Talco	$\text{Mg}_6(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{OH})_4$	25%
Quartzo	SiO_2	10%
Hematita/Opacos	Fe_2O_3	15%
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	50.43	50.94	50.94	0.00	Talco	5.00
TiO ₂	1.29	1.30	1.30	0.00	Quartzo	7.60
Al ₂ O ₃	10.56	10.67	10.82	-0.16	Anfibólio	73.00
FeO	14.53	14.68	14.68	0.00	Rutilo	1.30
MnO	0.20	0.21	0.15	0.05	Plag-An50	11.30
MgO	8.60	8.69	8.69	0.00	Hematita	1.00
CaO	9.98	10.08	9.97	0.11	Apatita	0.70
Na ₂ O	2.75	2.78	2.50	0.28	Calcita-Mg	0.30
K ₂ O	0.38	0.38	0.00	0.38		
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.28	-0.14		
CO ₂	0.14	0.14	0.23	-0.09		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	98.99	100.00	99.57			100.20
Amostra PA 32A		Residual Total = 0,288 Diferença (Estm - recalc) = 0,537 Desvio do total ótimo = 0,462				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Hornblenda	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mn})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_{3-5}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	95%
Plagioclásio	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) - \text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	1%
Epidoto	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3}\text{Al}_2\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7.\text{SiO}_4$	1%
Quartzo	SiO_2	1%
Titanita	$\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$	1%
Opacos		1%
Zircão	$\text{Zr}[\text{SiO}_4]$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	51.06	51.07	51.09	-0.02	Antofilita- Mg	22.0
TiO2	0.62	0.62	0.19	0.43	Actinolita	55.3
Al2O3	4.78	4.78	4.98	-0.21	Calcita-Mn	3.4
FeO	12.95	12.95	12.95	0.00	Hematita	3.2
MnO	0.19	0.19	0.02	0.17	Biotita	19.3
MgO	16.23	16.23	16.19	0.04		
CaO	11.79	11.79	11.66	0.13		
Na2O	0.94	0.94	0.94	0.00		
K2O	0.04	0.04	0.00	0.04		
P2O5	0.05	0.05	0.00	0.05		
CO2	1.35	1.35	1.51	-0.16		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	99.99	100.00	99.53			103.20
Amostra		Residual Total = 0,306				
PA 32C		Diferença (Estm - recalc) = 0,553				
		Desvio do total ótimo = 3,287				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	55.42	55.41	55.41	0.00	Horblenda	3.1
TiO ₂	0.86	0.86	0.89	-0.03	Quartzo	13
Al ₂ O ₃	8.24	8.24	8.23	0.01	Actinolita	58.5
FeO	11.57	11.57	11.54	0.03	Calcita	2.3
MnO	0.18	0.18	0.00	0.18	Plag-An80	11.2
MgO	8.84	8.84	8.87	-0.03	Ilmenita	1.4
CaO	12.23	12.22	12.21	0.01	Biotita	12.8
Na ₂ O	1.04	1.04	1.29	-0.25		
K ₂ O	0.55	0.55	0.02	0.53		
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.00	0.08		
CO ₂	1.00	1.00	1.02	-0.02		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.01	100.00	99.47			102.30
Amostra		Residual Total = 0,392				
PA 32D		Diferença (Estm - recalc) = 0,626				
		Desvio do total ótimo = 2,176				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	51.78	51.77	51.82	-0.05	Actinolita	64
TiO2	0.47	0.47	0.13	0.33	Dol BS	3.1
Al2O3	7.02	7.02	7.05	-0.03	Talco	6.2
FeO	11.98	11.98	11.91	0.06	Illita	8.1
MnO	0.23	0.23	0.00	0.23	Biotita	13.4
MgO	13.46	13.55	13.44	0.10	Tremolita	7.7
CaO	11.40	11.39	11.36	0.04		
Na2O	1.13	1.12	1.07	0.05		
K2O	1.12	1.11	0.50	0.61		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	1.34	1.34	1.41	-0.07		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.00	100.00	98.71			102.50
Amostra		Residual Total = 0,565				
PA 38		Diferença (Estm - recalc) = 0,752				
		Desvio do total ótimo = 2,392				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	59.20	59.19	59.19	0.00	Quartzo	26.1
TiO ₂	1.55	1.55	1.55	0.00	Flogopita	10
Al ₂ O ₃	13.32	13.32	13.53	-0.21	Ortoclásio	14.3
FeO	11.48	11.48	11.48	0.00	Plag-An60	24.1
MnO	0.10	0.10	0.00	0.10	Ilmenita	2.9
MgO	2.36	2.36	2.30	0.06	Hematita	10.7
CaO	4.81	4.81	4.42	0.38	Albita	10.1
Na ₂ O	2.64	2.64	2.29	0.35	Calcita	2.6
K ₂ O	3.61	3.61	3.38	0.23		
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.00	0.31		
CO ₂	0.64	0.64	1.13	-0.49		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.02	100.00	99.27			100.80
Amostra		Residual Total = 0,716				
PA 52		Diferença (Estm - recalc) = 0,846				
		Desvio do total ótimo = 0,822				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	51.38	51.38	51.52	0	Actinolita	51.30
TiO2	0.28	0.28	0	0.28	Espinélio	6.00
Al2O3	6.3	6.3	6.3	0	Serpentina	15.10
FeO	9.6	9.6	9.32	0.28	Talco	28.80
MnO	0.11	0.11	0	0.11	Calcita	3.40
MgO	23.19	23.19	23.19	0		
CaO	6.77	6.77	7.17	-0.4		
Na2O	0.32	0.32	0.86	-0.54		
K2O	0.04	0.04	0	0.04		
P2O5	0.02	0.02	0	0.02		
CO2	1.99	1.99	1.48	0.51		
S	0	0	0	0		
Total	100	100	99.7			104.60
Amostra		Residual Total = 0,887				
PA 55		Diferença (Estm - recalc) = 0,942				
		Desvio do total ótimo = 4,639				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	51.62	51.61	51.61	0	Actinolita	49.1
TiO2	0.242	0.24	0.27	-0.03	Espinélio	5.1
Al2O3	5.521	5.52	5.52	0	Serpentina	18.4
FeO	9.35	9.35	9.31	0.04	Talco	25.1
MnO	0.103	0.1	0.1	0	Tremolita	3.9
MgO	24.319	24.32	24.32	0	Calcita-Mg	3.5
CaO	6.811	6.81	6.81	0	Ilmenita	0.5
Na2O	0.423	0.42	0.82	-0.4		
K2O	0.02	0.02	0	0.02		
P2O5	0.023	0.02	0	0.02		
CO2	1.582	1.58	1.59	0		
S	0	0	0	0		
Total	100.01	100	100.35			105.60
Amostra		Residual Total = 0,162				
PA 55A		Diferença (Estm - recalc) = 0,402				
		Desvio do total ótimo = 5,555				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	48.14	48.14	48.14	0	Horblenda	18.6
TiO ₂	1.28	1.28	1.28	0	Quartzo	5.2
Al ₂ O ₃	9.83	9.83	9.72	0.11	Actinolita	46.8
FeO	15.89	15.89	15.82	0.06	Clorita	20.9
MnO	0.18	0.18	0	0.18	Rutilo	1
MgO	9.66	9.66	10.03	-0.37	Calcita	5.5
CaO	10.54	10.54	10.27	0.27	Albita	8.1
Na ₂ O	1.93	1.93	2.11	-0.18		
K ₂ O	0.37	0.37	0.12	0.25		
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0	0.14		
CO ₂	2.05	2.05	2.4	-0.35		
S	0	0	0	0		
Total	100.01	100	99.88			106.10
Amostra		Residual Total = 0,495				
PA 62		Diferença (Estm - recalc) = 0,703				
		Desvio do total ótimo = 6,004				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	51.53	51.53	51.51	0.01	Tremolita	34.6
TiO2	0.80	0.80	0.80	0.00	Anfibólio	22
Al2O3	8.35	8.35	8.42	-0.08	Antofilita	20.9
FeO	13.61	13.61	13.61	-0.01	Illita	10.9
MnO	0.21	0.21	0.11	0.00	Plag-An40	8.2
MgO	11.99	11.99	12.07	0.10	Calcita-Mg	3.8
CaO	9.70	9.70	9.62	-0.08	Rutilo	0.8
Na2O	1.02	1.02	0.94	0.08		
K2O	0.97	0.97	0.68	0.08		
P2O5	0.13	0.13	0.00	0.29		
CO2	1.69	1.69	1.74	0.13		
S	0.00	0.00	0.00	-0.05		
Total	100.00	100.00	99.50			101.20
Amostra		Residual Total = 0,141				
PA 67		Diferença (Estm - recalc) = 0,375				
		Desvio do total ótimo = 1,344				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	53.33	53.34	53.34	0.00	Hornblenda	23.5
TiO ₂	0.70	0.70	0.35	0.36	Quartzo	11.1
Al ₂ O ₃	7.12	7.12	7.15	-0.03	Actinolita	55.6
FeO	12.82	12.83	12.81	0.02	Calcita - Mg	3.7
MnO	0.22	0.22	0.11	0.11	Flogopita	9.1
MgO	12.32	12.32	12.24	0.09		
CaO	9.98	9.98	10.02	-0.04		
Na ₂ O	0.91	0.91	1.40	-0.49		
K ₂ O	0.86	0.86	1.02	-0.17		
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.00	0.07		
CO ₂	1.66	1.66	1.66	0.00		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	99.99	100.00	100.09			103.00
Amostra		Residual Total = 0,426				
PA 67A		Diferença (Estm - recalc) = 0,653				
		Desvio do total ótimo = 2,866				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	59.20	59.20	59.20	0.00	Talco	90.60
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	Siderita	7.00
Al2O3	0.47	0.47	0.00	0.47	Hematita	2.80
FeO	8.18	8.18	8.18	0.00	Antofilita	3.60
MnO	0.12	0.12	0.21	-0.10		
MgO	29.04	29.04	29.04	0.00		
CaO	0.33	0.33	0.00	0.33		
Na2O	0.01	0.01	0.00	0.01		
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	2.65	2.65	2.65	0.01		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.00	100.00	99.27			104.00
Amostra		Residual Total = 0,337				
PA 67B		Diferença (Estm - recalc) = 0,581				
		Desvio do total ótimo = 3,920				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	57.85	57.85	57.85	0.01	Talco	80.80
TiO2	0.02	0.02	0.01	0.01	Antofilita	9.30
Al2O3	1.17	1.17	1.16	0.01	Calcita-Mg	1.30
FeO	9.53	9.53	9.54	-0.01	Clorita	6.40
MnO	0.17	0.17	0.44	-0.28	Siderita	6.50
MgO	27.66	27.66	27.67	-0.02		
CaO	0.41	0.41	0.45	-0.04		
Na2O	0.01	0.01	0.00	0.01		
K2O	0.01	0.01	0.00	0.01		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	3.17	3.17	3.11	0.06		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	99.99	100.00	100.23	-0.23		104.30
Amostra PA 67C		Residual Total = 0,082 Diferença (Estm - recalc) = 0,287 Desvio do total ótimo = 4,287				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH, F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH, F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	57.58	58.8	58.8	0	Serpentina	17.8
TiO ₂	0.06	0.06	0	0.06	Talco	60.9
Al ₂ O ₃	1.43	1.46	1.4	0.06	Antofilita	21.2
FeO	9.24	9.44	9.44	0	Ilita	3.9
MnO	0.17	0.17	0	0.17	Calcita	1.6
MgO	27.49	28.07	28.07	0		
CaO	0.51	0.52	0.92	-0.4		
Na ₂ O	0.13	0.13	0	0.13		
K ₂ O	0.1	0.1	0.35	-0.25		
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0	0.01		
CO ₂	1.2	1.23	0.72	0.51		
S	0	0	0	0		
Total	97.92	100	99.7			105.40
Amostra		Residual Total = 0,531				
PA 67C		Diferença (Estm - recalc) = 0,728				
		Desvio do total ótimo = 5,482				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	57.23	58.40	58.40	0.00	Antofilita	20.9
TiO ₂	0.02	0.02	0.00	0.02	Illita	3.4
Al ₂ O ₃	1.15	1.17	1.14	0.03	Serpentina	21.6
FeO	9.24	9.43	9.43	0.00	Talco	58.1
MnO	0.16	0.17	0.15	0.01	Calcita-Mn	2.2
MgO	28.22	28.80	28.80	0.00		
CaO	0.42	0.42	0.97	-0.05		
Na ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.02		
K ₂ O	0.06	0.06	0.21	-0.15		
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO ₂	1.48	1.51	0.96	0.56		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	97.99	100.00	100.06			106.20
Amostra PA 67D		Residual Total = 0,639 Diferença (Estm - recalc) = 0,799 Desvio do total ótimo = 6,173				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	86.02	86.01	86.01	0	Quartzo	70.7
TiO2	0.18	0.18	0.18	0	Plag-An40	13.1
Al2O3	5.86	5.86	6	-0.14	Ortoclásio	8.2
FeO	1.96	1.96	1.89	0.07	Biotita	6.5
MnO	0.02	0.02	0.05	-0.03	Calcita	1.7
MgO	0.42	0.42	0.61	-0.019		
CaO	2.25	2.25	1.67	0.58		
Na2O	0.75	0.75	0.91	-0.16		
K2O	2.17	2.17	2.02	0.15		
P2O5	0.02	0.02	0	0.02		
CO2	0.36	0.36	0.76	-0.4		
S	0	0	0	0		
Total	100.01	100	100.09			100.20
Amostra		Residual Total = 0,602				
PA 70		Diferença (Estm - recalc) = 0,776				
		Desvio do total ótimo = 0,180				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	56.55	59.53	59.54	-0.01	Antofilita	17.00
TiO2	0.03	0.03	0.00	0.03	Talco	75.40
Al2O3	1.63	1.71	1.74	-0.03	Flogopita	2.20
FeO	9.67	10.18	10.17	0.01	Clorita	7.50
MnO	0.10	0.11	0.12	-0.01	Calcita-Mn	1.70
MgO	25.30	26.64	26.61	0.03		
CaO	0.31	0.33	0.73	-0.41		
Na2O	0.08	0.08	0.00	0.08		
K2O	0.24	0.25	0.21	0.03		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	1.08	1.13	0.72	0.41		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	95.00	100.00	99.84			103.80
Amostra PA 71		Residual Total = 0,349 Diferença (Estm - recalc) = 0,591 Desvio do total ótimo = 3,901				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	56.78	59.78	59.81	-0.04	Antofilita	21
TiO ₂	0.03	0.03	0.00	0.03	Talco	72
Al ₂ O ₃	1.76	1.85	1.68	0.17	Vermiculita	9.3
FeO	9.76	10.27	10.24	0.03	Calcita-Mg	2.4
MnO	0.08	0.09	0.07	0.02		
MgO	24.65	25.95	25.88	0.07		
CaO	0.27	0.29	0.82	-0.53		
Na ₂ O	0.08	0.09	0.00	0.09		
K ₂ O	0.19	0.20	0.66	-0.46		
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO ₂	1.38	1.45	1.07	0.38		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	94.99	100.00	100.22			104.70
Amostra		Residual Total = 0,683				
PA 71B		Diferença (Estm - recalc) = 0,826				
		Desvio do total ótimo = 4,585				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	57.72	57.73	57.73	0	Actinolita	2.2
TiO2	0.02	0.02	0	0.02	Quartzo	29.7
Al2O3	1.08	1.08	1.15	-0.07	Serpentina	58.3
FeO	8.81	8.81	8.77	0.04	Clorita	6.1
MnO	0.1	0.1	0.83	-0.73	Siderita	3.8
MgO	26.74	26.74	26.74	0		
CaO	0.17	0.17	0.23	-0.06		
Na2O	0.09	0.09	0.04	0.05		
K2O	0.05	0.05	0	0.05		
P2O5	0.01	0.01	0	0.01		
CO2	5.2	5.2	5.14	0.06		
S	0	0	0	0		
Total	99.99	100	100.62			100.10
Amostra		Residual Total = 0,550				
PA 72		Diferença (Estm - recalc) = 0,741				
		Desvio do total ótimo = 9,490				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	57.81	58.98	58.98	0	Talco	72.7
TiO ₂	0.05	0.05	0	0.05	Antofilita	16.9
Al ₂ O ₃	0.92	0.94	0.94	0	Calcita-Mg	3.6
FeO	8.97	9.15	9.15	0	Clorita	5.4
MnO	0.11	0.11	0.1	0.01	Serpentina	7.1
MgO	27.41	27.96	27.96	0		
CaO	0.58	0.59	1.24	-0.65		
Na ₂ O	0.09	0.09	0	0.09		
K ₂ O	0.01	0.01	0	0.01		
P ₂ O ₅	0	0	0	0		
CO ₂	2.07	2.11	1.62	0.49		
S	0	0	0	0		
Total	98.02	100	99.99			105.70
Amostra		Residual Total = 0,671				
PA 73		Diferença (Estm - recalc) = 0,819				
		Desvio do total ótimo = 5,771				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	60.17	62.04	62.04	0.00	Antofilita	9.3
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	Talco	89.8
Al2O3	0.26	0.27	0.21	0.06	Calcita-Mg	1.3
FeO	6.84	7.06	7.06	0.00	flogopita	1.2
MnO	0.06	0.06	0.04	0.02	Goetita	3.5
MgO	28.58	29.46	29.46	0.00		
CaO	0.20	0.21	0.45	-0.24		
Na2O	0.11	0.11	0.00	0.11		
K2O	0.01	0.01	0.12	-0.11		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	0.75	0.78	0.59	0.18		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	96.99	100.00	99.96			105.10
Amostra		Residual Total = 0,121				
PA 73B		Diferença (Estm - recalc) = 0,347				
		Desvio do total ótimo = 5,125				

Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO ₂	55.71	55.70	55.70	0.00	Talco	13.6
TiO ₂	0.17	0.17	0.16	0.01	Actinolita	45.9
Al ₂ O ₃	3.53	3.53	3.51	0.02	Quartzo	4.9
FeO	9.61	9.61	9.58	0.03	Calcita	3.7
MnO	0.20	0.20	0.02	0.18	Hornblenda	11
MgO	16.63	16.63	16.63	0.00	Tremolita	23.5
CaO	11.36	11.36	11.36	0.00		
Na ₂ O	0.62	0.62	1.03	-0.41		
K ₂ O	0.39	0.39	0.10	0.30		
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.00	0.16		
CO ₂	1.61	1.61	1.61	0.00		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.00	100.00	99.71			102.60
Amostra		Residual Total = 0,318				
PA 73C		Diferença (Estm - recalc) = 0,564				
		Desvio do total ótimo = 2,583				

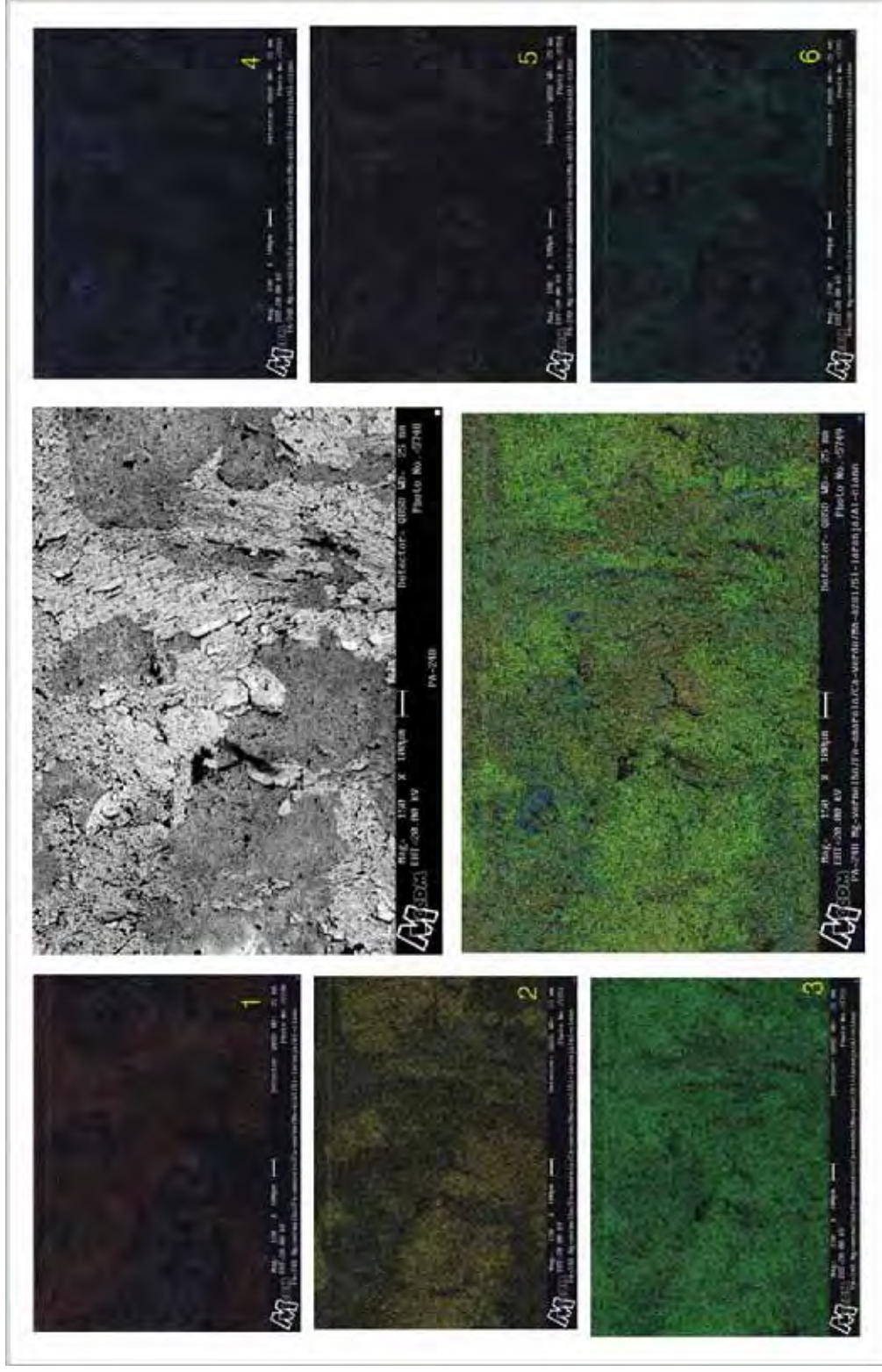
Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	48.57	48.57	48.52	0.05	Clorita	16.4
TiO2	0.13	0.13	0.13	0.00	Ortopiroxênio	68.5
Al2O3	3.99	3.99	4.00	0.00	Calcita	9.1
FeO	8.29	8.29	8.28	0.02	Rodocrosita	0.8
MnO	0.10	0.10	0.49	-0.38	Olivina-Fo60	4.9
MgO	29.16	29.16	29.24	-0.07	Albita	4
CaO	4.60	4.60	5.09	-0.48	Rutilo	0.1
Na2O	0.21	0.21	0.47	-0.26		
K2O	0.03	0.03	0.00	0.03		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	4.91	4.91	4.29	0.62		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.01	100.00	100.49			103.80
Amostra		Residual Total = 0,839				
PA 116		Diferença (Estm - recalc) = 0,916				
		Desvio do total ótimo = 3,799				

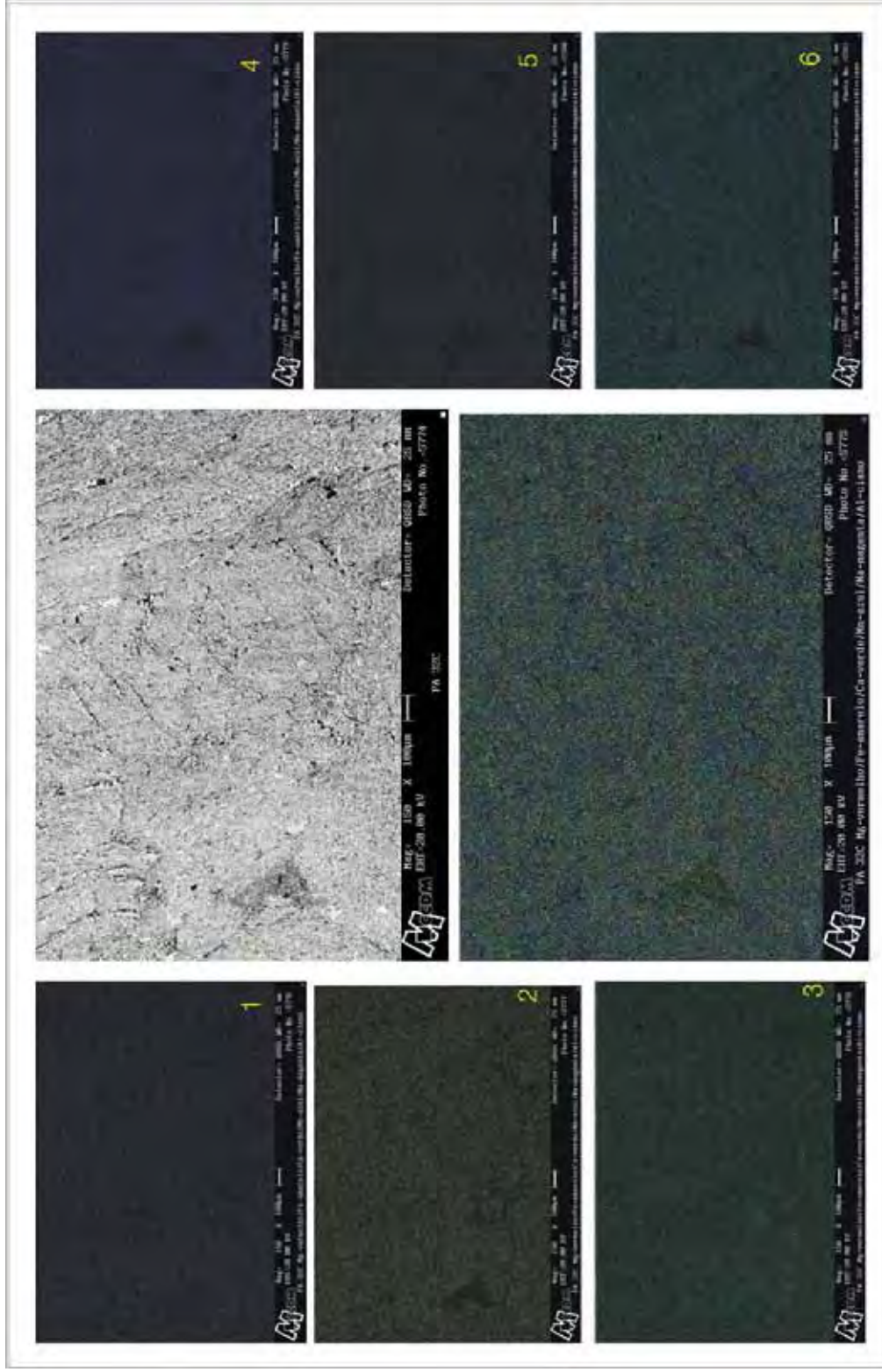
Composição Modal Estimada Visualmente		
Mineral	Composição química	Moda (%)
Talco	$Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	65%
Antofilita	$(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$	25%
Flogopita	$K_2(Mg, Fe^{+2})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$	6%
Opacos		2%
Filossilicatos		2%
Actinolita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	(traços)
		100%

Resultados do cálculo da moda mineral no MODAM						
Óxidos	Composição				Minerais	Moda Peso (%)
	Inicial	Recalc	Estim	Resid		
SiO2	46.78	49.61	49.61	0.00	Talco	25.9
TiO2	0.09	0.10	0.40	-0.31	Hornblenda	27.3
Al2O3	4.10	4.35	4.02	0.34	Serpentina	43.8
FeO	8.10	8.59	8.59	0.00	Olivina	9.3
MnO	0.10	0.11	0.00	0.11	Calcita	1.6
MgO	30.03	31.86	31.86	0.00		
CaO	3.90	4.14	4.41	-0.28		
Na2O	0.14	0.15	0.55	-0.40		
K2O	0.03	0.03	0.18	-0.15		
P2O5	0.01	0.01	0.00	0.01		
CO2	1.00	1.06	0.71	0.36		
S	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	94.28	100.00	100.32			107.90
Amostra		Residual Total = 0,604				
PA 116A		Diferença (Estm - recalc) = 0,777				
		Desvio do total ótimo = 7,956				

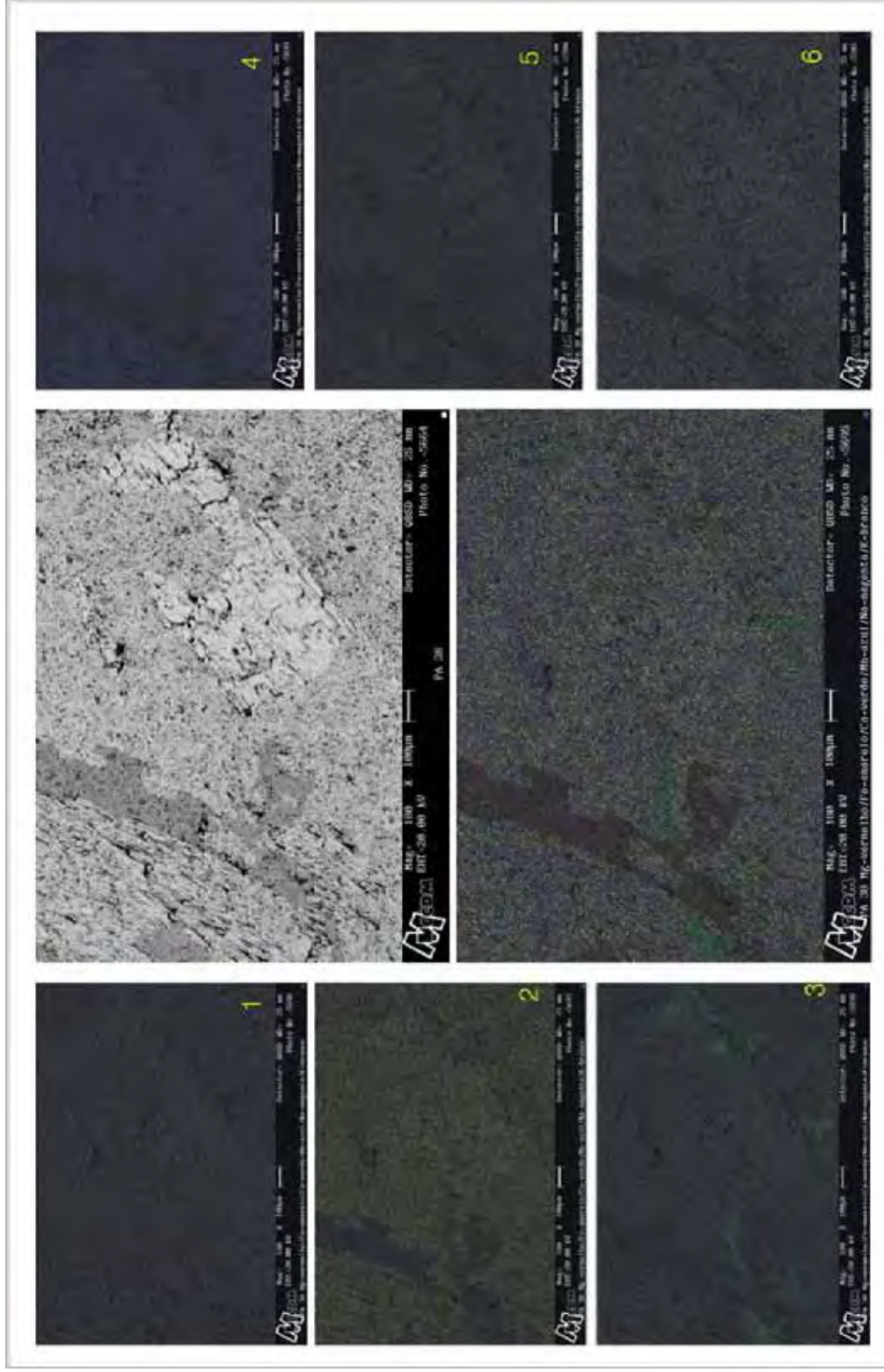
ANEXO 08 – MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA



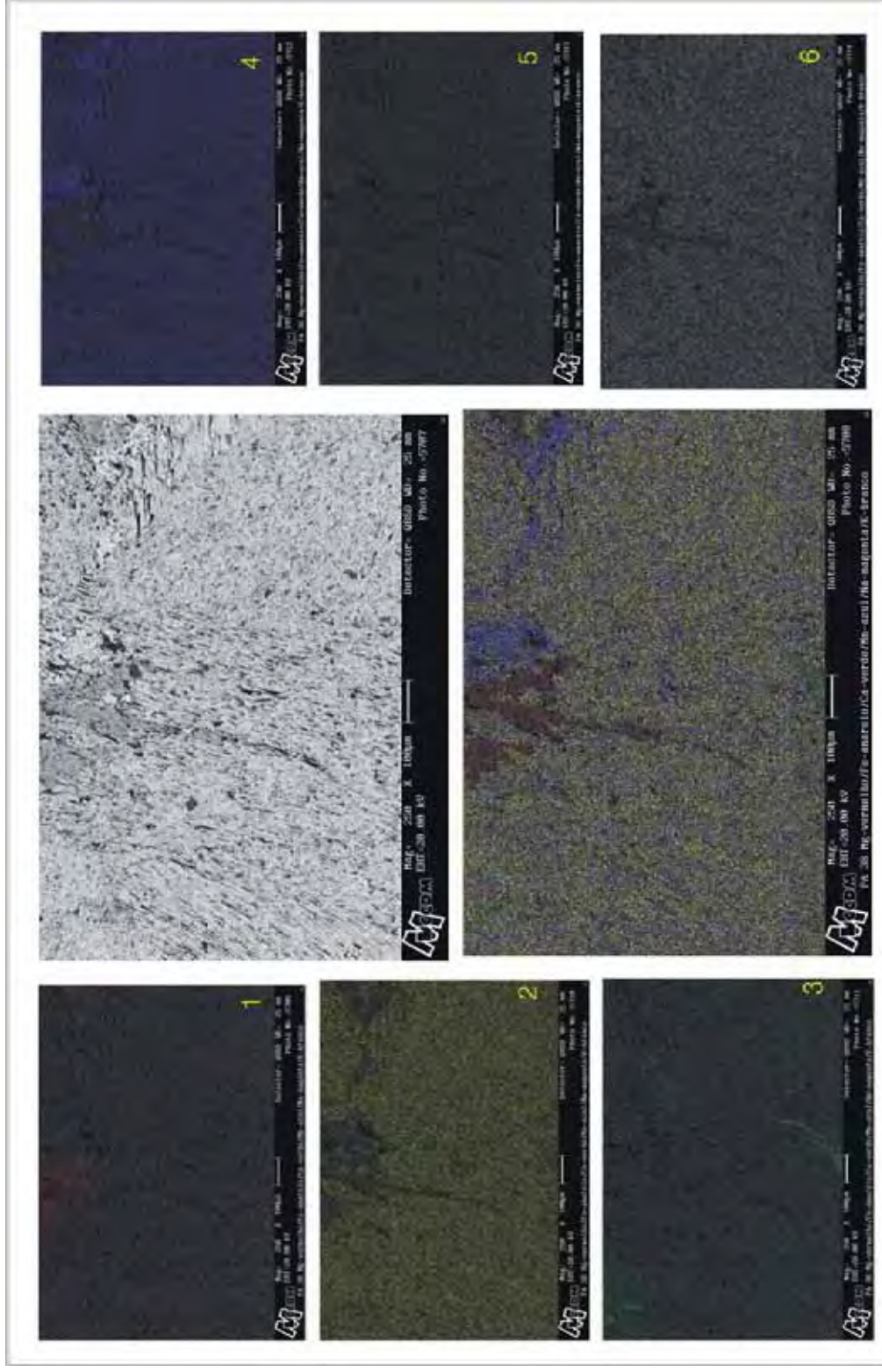
Mev_PA 24B - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA 24B (Biotita anfibolito com quartzo) imagem resultante do mapeamento elemental total (abaixo):
 Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Alumínio



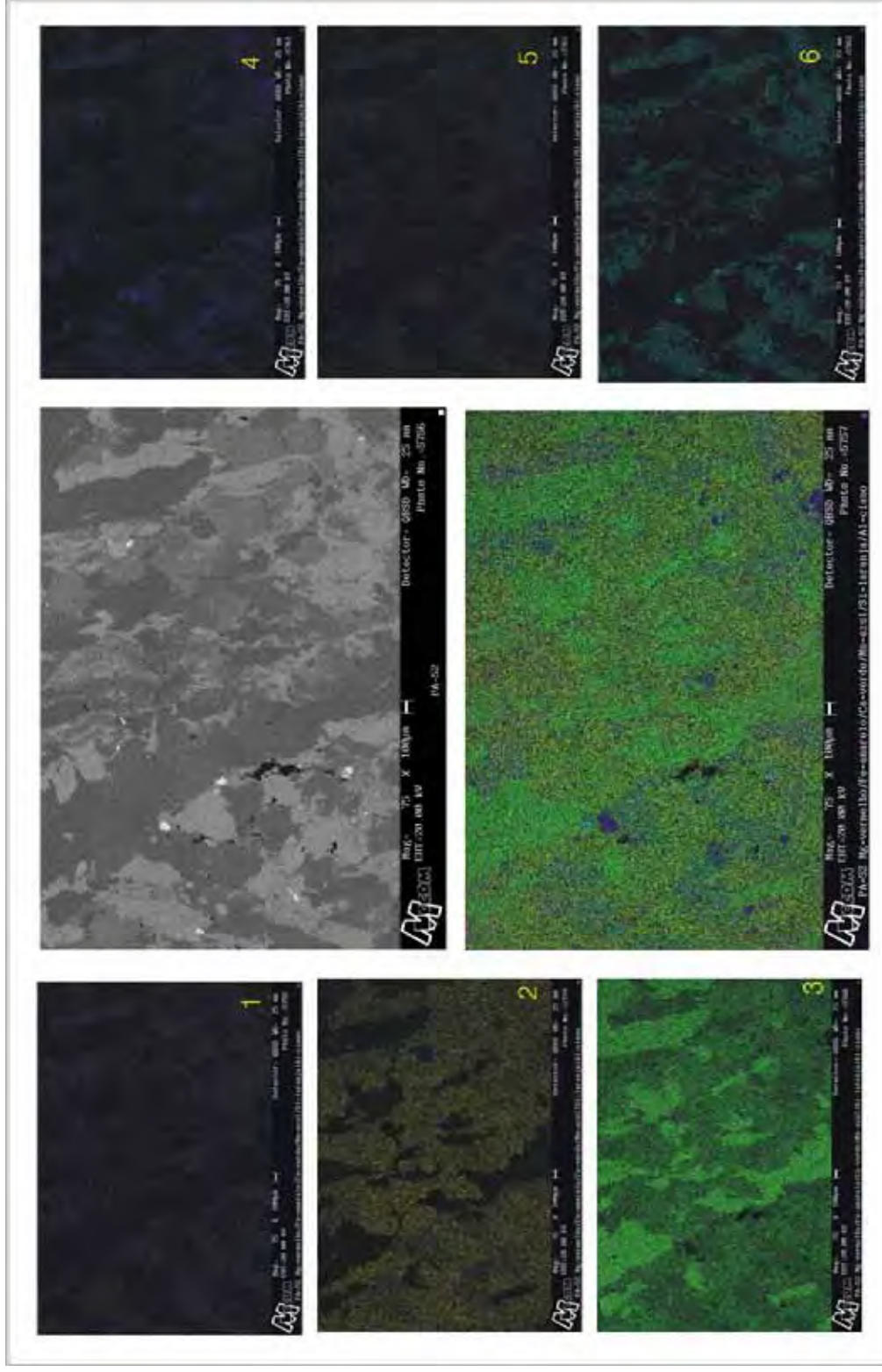
Mev_ PA 32C - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA 32C (Anfibólio-xisto) mostrando caráter isotrópico para esta porção da lâmina (aumento de 150x) e abaixo, imagem resultante do mapeamento elemental total; Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Sódio e **6** - Alumínio



Mev_PA38_1 - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-38 (Anfibolito) mostrando detalhe de anfibólio e feldspato (?). Na imagem são apresentadas pelo menos 3 fases distintas. A imagem resultante (centro-abaixo) mostra boa separação no mapeamento elemental para Mg-Vermelho, Ca-Verde e Mn-Azul. Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Sódio e **6** - Potássio

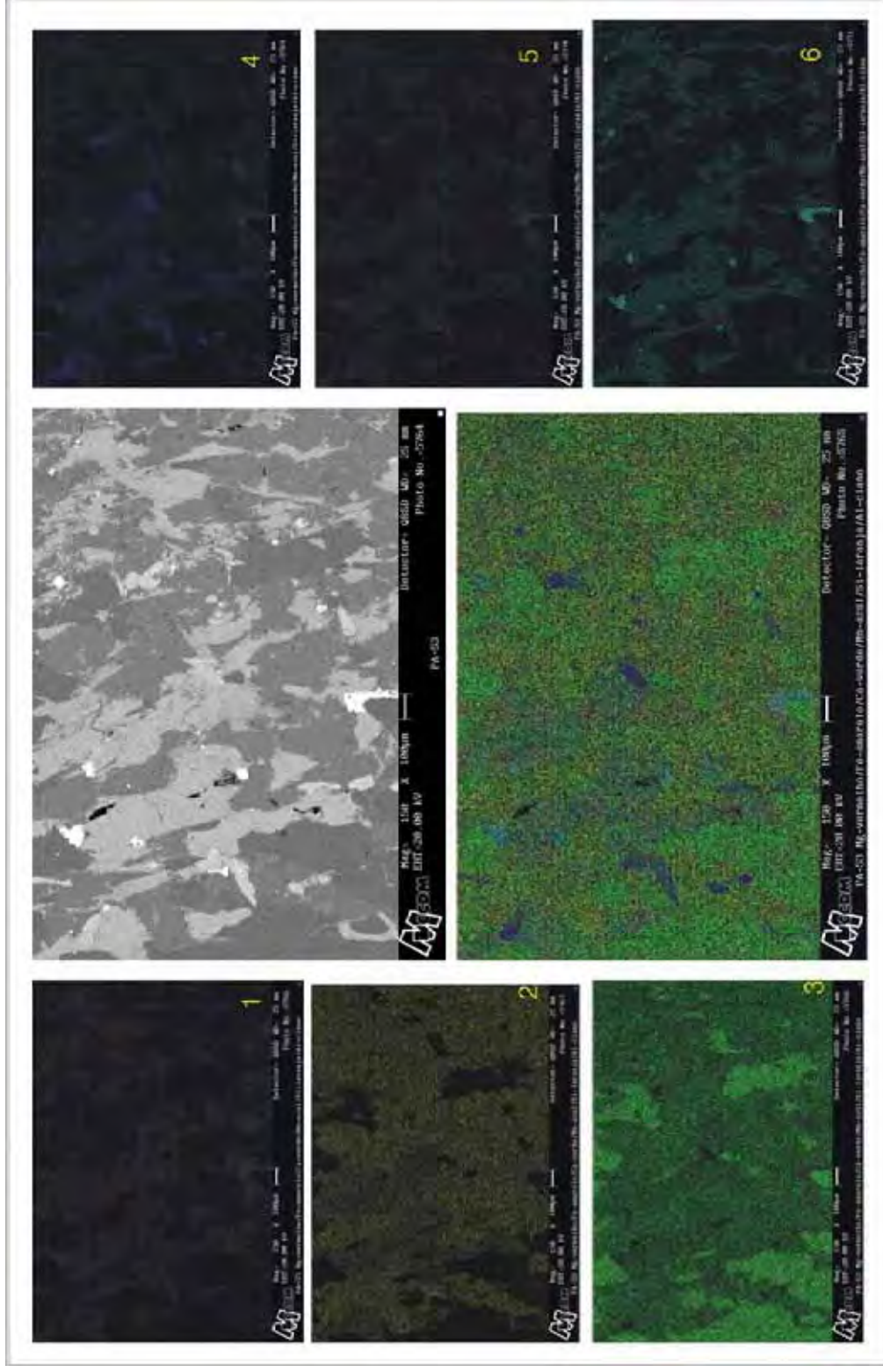


Mev_PA_38_2 - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-38 mostrando 2 fases distintas (anfíbólio + feldspato). A imagem resultante (centro-abixo), mostra o mapeamento elemental total com separação para os elementos: Mg-Vermelho, Ca-Verde e Mn-Azul
Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Alumínio



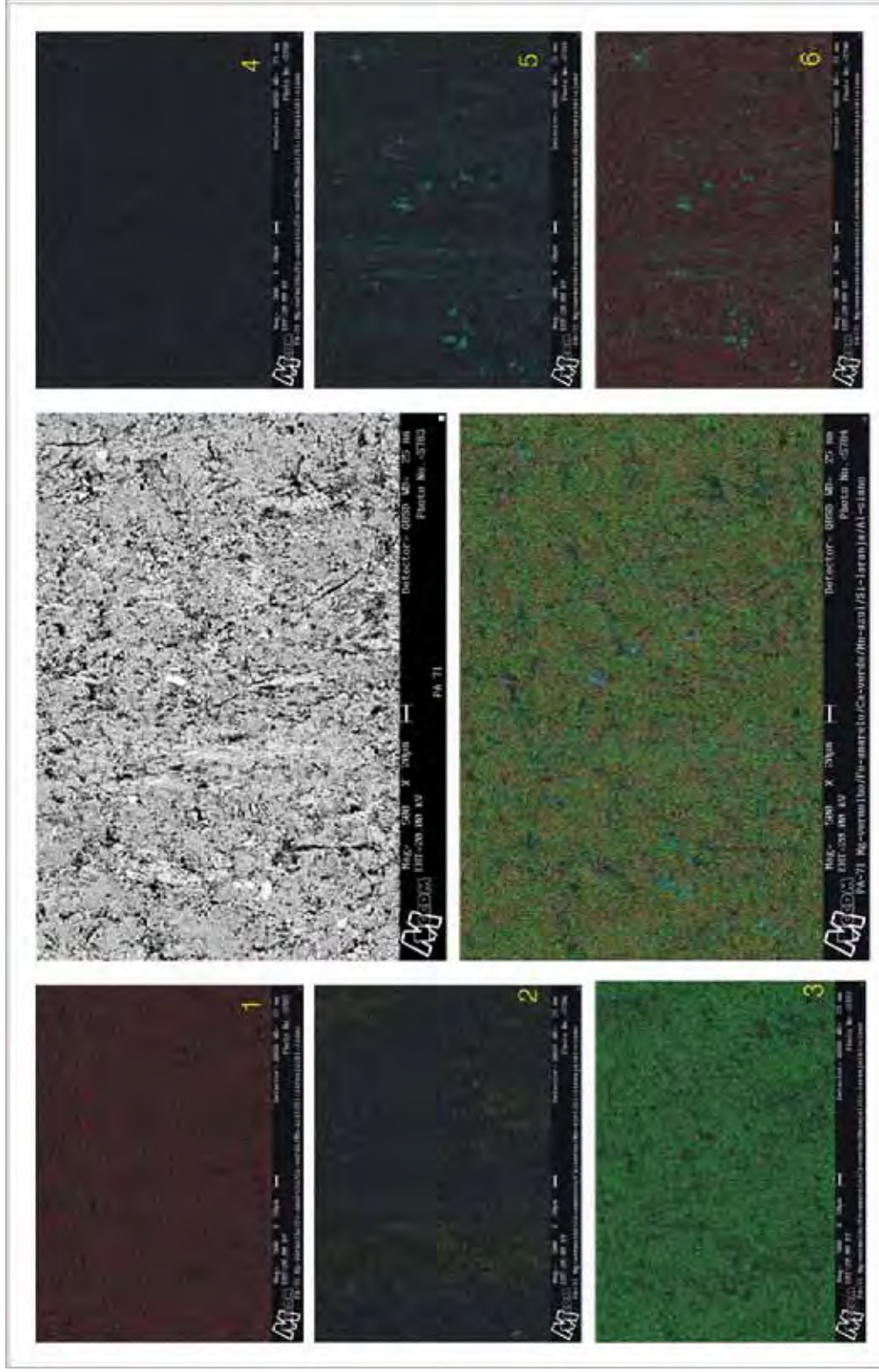
Mev_PA-52 - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-52 (Anfibolito) mostrando agregado de hornblenda (4 fases distintas - cinza-escuro, cinza-claro, branco e preto), o mapeamento elemental distingue teores relativos dos elementos investigados para cada uma das fases apontadas.

Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Alumínio



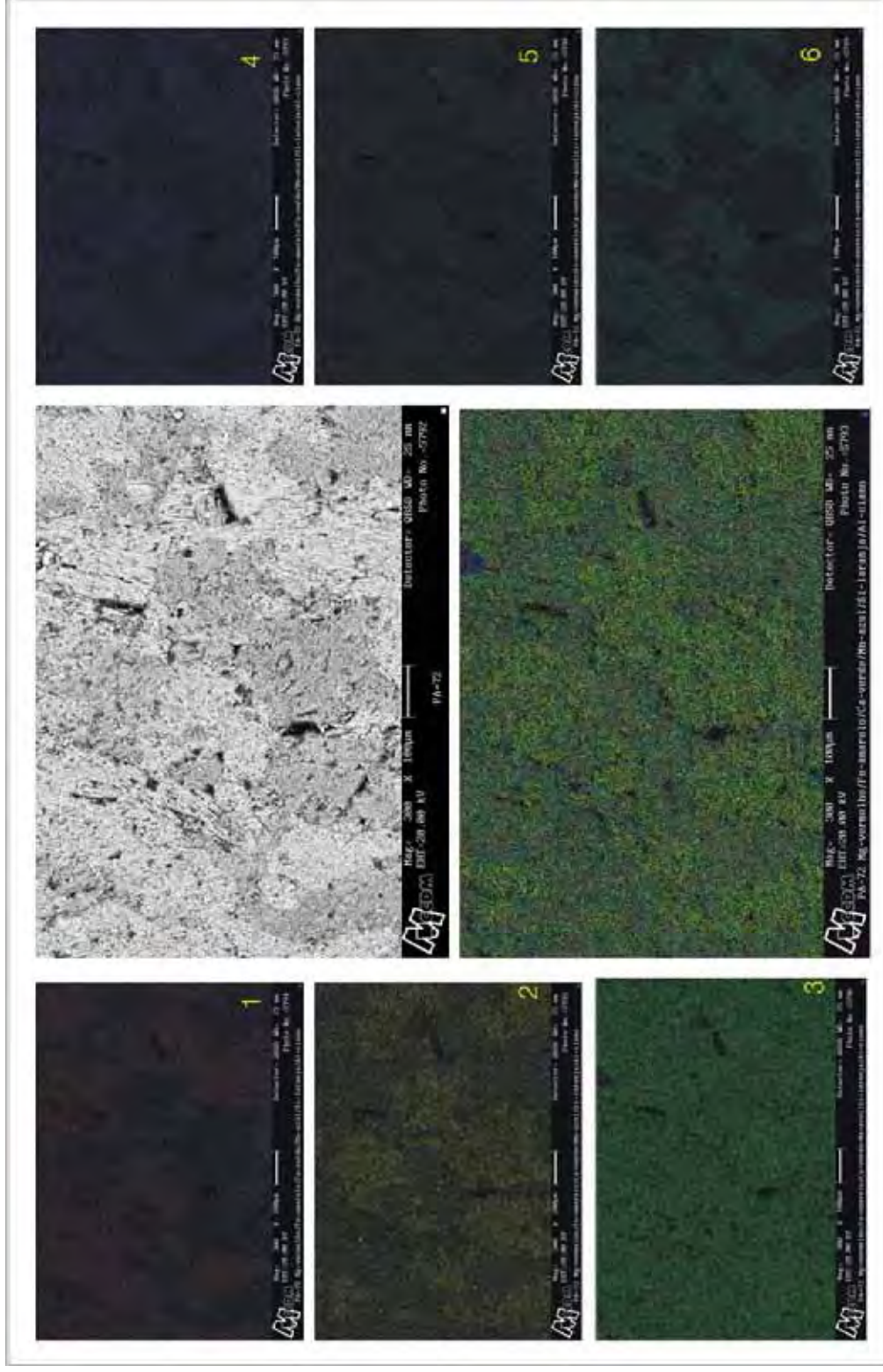
Mev_PA-53 - Backscatering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-53 (Anfibolito) mostrando 4 fases distintas nesta porção da lâmina. Note a distribuição própria de cada elemento investigado, inclusive perceptível na imagem resultante do mapeamento elemental total (abaixo):

Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Alumínio



Mev_ PA-71 - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-71 (Antofilita-talco-xisto) mostrando detalhe de minerais fibrosos. Note na imagem a existência de 4 fases distintas. Abaixo, a imagem resultante do mapeamento elemental total, com Mg-Vermelho, Fe-Amarelo, Ca-Verde, Mn-Azul, Si-Laranja e Al-Ciano.

Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Mg + Fe + Mn



Mev_PA-72 - Backscattering (imagem cinza) de parte da lâmina PA-72 (Anfibolito foliado) mostrando agregado de hornblenda. Na imagem pode-se identificar 3 fases distintas, mais facilmente identificadas pelas distribuições resultante do mapeamento dos elementos Fe, Mg e Al.

Mapeamento por elemento: **1** - Magnésio, **2** - Ferro, **3** - Cálcio, **4** - Manganês, **5** - Silício e **6** - Alumínio