

3.1.2 Domínio Tectônico Oeste

3.1.2.1 Ortogranulito Enderbítico

Esta unidade é observada a oeste da zona de cisalhamento de Espera Feliz, ocorrendo no mapa na forma de três camadas de orientação preferencial NE/SW (**Anexos A e B**). Dependendo da apresentação do afloramento é muito semelhante à unidade Ortognaisse Enderbítica Heterogênea, no entanto, ao analisar a unidade como um todo e não de forma pontual, observam-se diversas diferenças, a começar pelo fato desta apresentar claramente a predominância de termos enderbíticos, fato que não ocorre no ortogranulito do domínio leste. Outra diferença é a presença mais abundante de litotipos básicos no domínio leste em relação à unidade enderbítica homogênea. Desta forma, embora, esta unidade possa ser subdividida em dois litotipos (um básico e outro intermediário), os afloramentos apresentam aspecto relativamente homogêneo.

A principal forma de ocorrência das rochas desta unidade é na forma de laje em meia encosta, sustentando serras com topos arredondados, mas pode ocorrer como blocos e matacões além de cortes de estrada.

O litotipo predominante, ortogranulito enderbítico, é representado por uma rocha leucocrática de cor caramelo esverdeado. Quando em grau avançado de intemperismo, adquire coloração esbranquiçada devido à alteração dos feldspatos em caulim. Por vezes, observa-se também uma alteração ferruginosa próximo aos cristais de biotita. Possui aspecto predominantemente maciço (Figura 3.14), quando comparado ao ortogranulito enderbítico do domínio leste, no entanto localmente apresenta foliação marcante dada pela orientação preferencial dos minerais máficos ou das injeções quartzo feldspáticas (Figura 3.15). Muito raramente observa-se bandamento composicional caracterizado pela alternância de bandas milimétricas à centimétricas compostas por minerais félsicos com bandas de mesma espessura de minerais máficos (Figura 3.16).

Figura 3.14- Amostra de mão do Ortognranulito Enderbítico



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.15- Amostra de mão do Ortognranulito Enderbítico, destaque para orientação de injeções quartzo-feldspática.



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.16 - Amostra de mão exibindo os litotipos básicos e Enderbítico como “bandas” centimétricas.



Fonte: A autora, 2015.

A rocha possui granulação variando de fina à média e textura predominantemente granular com textura ígnea preservada, na qual grãos de k-feldspato com formas ovulares com aproximadamente 5mm ocorrem em meio à matriz mais fina (Figuras 3.17 e 3.18). No entanto, pode apresentar leve xistosidade, tanto em escala de mão como em escala microscópica, dada pela orientação preferencial dos minerais máficos como ortopiroxênio, hornblenda e biotita.. Nas zonas mais deformadas pode adquirir textura porfiroblástica, com porfiroclastos de ortopiroxênio e plagioclásio em meio à uma matriz finamente recristalizada, composta principalmente por plagioclásio e subordinadamente por quartzo e ortoclásio. A textura flaser também é comumente observada nessas regiões, e pode ser caracterizada por um bandamento granulométrico, no qual bandas de aproximadamente 5 mm de espessura, compostas por grãos de até 1 mm alternam com bandas de 5mm compostas por grãos de, no máximo, 0,1 mm. Essa variação independe da composição mineralógica.

A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, sendo alguns antiperitíticos, quartzo, frequentemente em intercrescimento mirmequítico com o plagioclásio; ortoclásio, que, quando alterado, pode apresentar-se completamente transformado em sericita. Por vezes, quando a rocha apresenta textura inequigranular, observam-se

crystalos eudrais médios de plagioclásio e quartzo de até 3mm de comprimento (Figura 3.19). O hiperstênio é o ortopiroxênio predominante e, por vezes, ocorre associado aos minerais opacos. Alguns grãos de piroxênio sugerem que estes sejam ígneos, em virtude de sua forma subeédrica com bordas alteradas.

Hornblenda e biotita podem ocorrer de duas formas: a mais comum é como produto da alteração do ortopiroxênio, principalmente nas zonas mais deformadas próximas a zonas de cisalhamento, onde, devido à circulação de fluidos aquosos ricos em K, o ortopiroxênio, após a hidratação, transforma-se em biotita e, menos comumente, em hornblenda; menos comumente a biotita pode ser proveniente da alteração da hornblenda.

A análise modal para este litotipo, em média apresenta, 35% de plagioclásio, 16% de quartzo, 15% de ortoclásio, 16% de biotita, 13% ortopiroxênio, 2% opacos, 2% clinopiroxênio e 1% de apatita.

Quando plotada no gráfico QAP, a rocha apresenta composição que varia predominantemente de granodiorítica a tonalítica (enderbítica) (Figura 3.2 0).

O segundo litotipo que constitui essa unidade é o ortogranulito básico. Este litotipo ocorre geralmente como lentes e/ou xenólitos inclusos no litotipo principal em diversas escalas. No entanto, suas dimensões não ultrapassam algumas dezenas de metros o que, muitas vezes, permite o seu mapeamento na escala adotada no presente trabalho (1:50.000). Pode ser caracterizada como uma rocha de cor verde escura à preta e, quando alterada, torna-se laranja avermelhada e origina um solo da mesma cor. A granulação é predominantemente fina, com textura granonematoblástica e dificilmente apresenta xistosidade marcante. No entanto, em lâmina delgada, é possível observar uma orientação dos minerais máficos.

Sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo. Hornblenda ocorre como produto de alteração dos piroxênios, principalmente do clinopiroxênio. Enquanto o ortopiroxênio normalmente altera-se para biotita. Como minerais acessórios, apresenta titanita, granada e opacos.

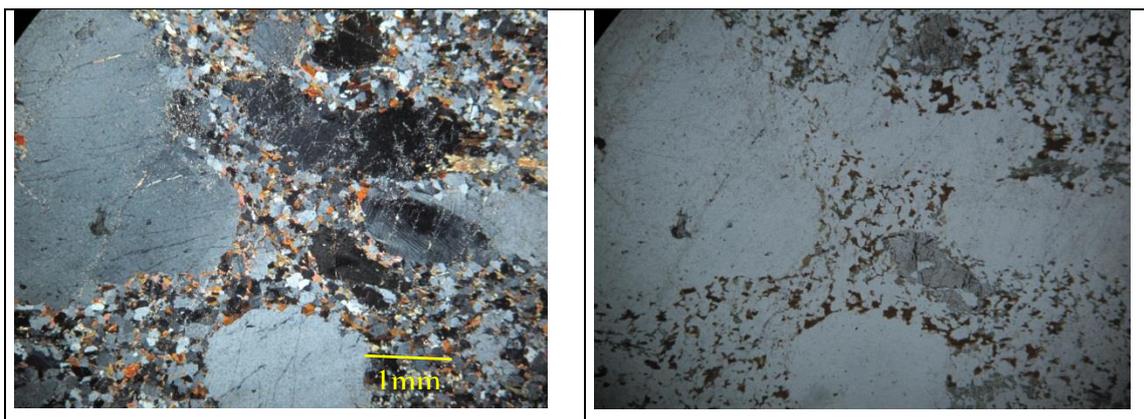
A análise modal para esta rocha resultou numa média de 30% de biotita, 15% de ortopiroxênio, 10% de clinopiroxênio, 20% de plagioclásio, 10% de hornblenda, 7% de quartzo, 2% de opacos e 1% de demais acessórios. Quando representada no QAP de **Streckeisen** (1967), a rocha apresenta uma composição quartzo-gabro (ou quartzo-diorito) à quartzo monzogabro.

Figura 3.17- Textura ígnea inequigranular exibida pelo ortogranulito Enderbítico.



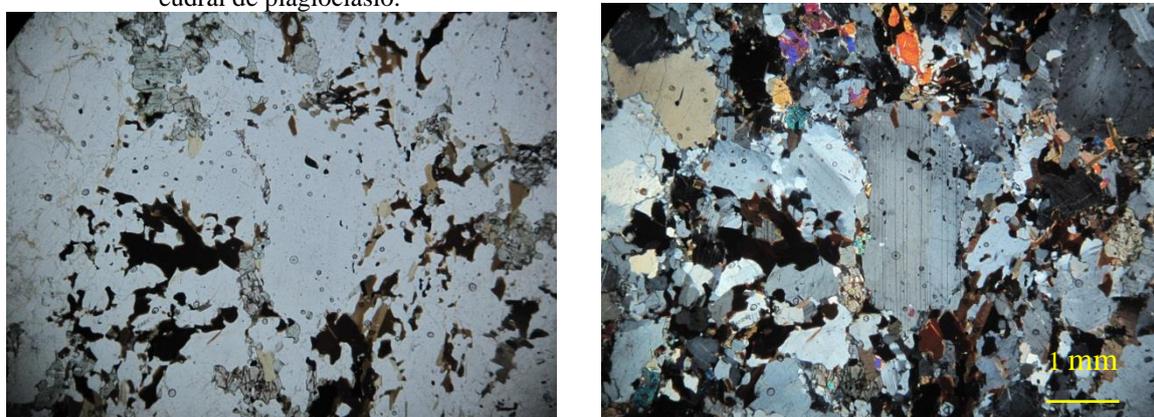
Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.18- Textura ígnea inequigranular exibida pelo ortogranulito Enderbítico em lâmina delgada



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.19 - Aspecto típico do Ortogranulito Homogêneo em lâmina delgada. Destaque para cristal eudral de plagioclásio.



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.2 1- Aspecto do biotita charnoenderbito, em destaque orientação preferencial da biotita.



Fonte: A autora, 2015.

Em lâmina delgada possui textura inequigranular a porfirítica com fenocristais de ortoclásio e plagioclásio eudrais a subedrais, refletindo seu aspecto macroscópico (Figura 3.24). Sua mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio comumente formando mirmequita, ortoclásio, ortopiroxênio e biotita. Esta última, por vezes pode apresentar-se com bordas de alteração para hornblenda (Figura 3.25). Nas zonas mais deformadas, o quartzo assume extinção ondulante e pode apresentar borda recristalizada. O contato entre grãos ocorre de forma irregular e observa-se a presença de subgrãos de ortopiroxênio junto à estas bordas. Os grãos de ortoclásio tornam-se estirados dispostos paralelamente à foliação ou ainda como fenocristais rotacionados, por vezes mantendo preservada a sua forma subédrica. Quando mais intemperizada, os dois feldspatos podem apresentar-se sercitizados e a hornblenda pode estar presente como produto de alteração dos ortopiroxênios. A mineralogia acessória apresenta epidoto, zircão e opacos.

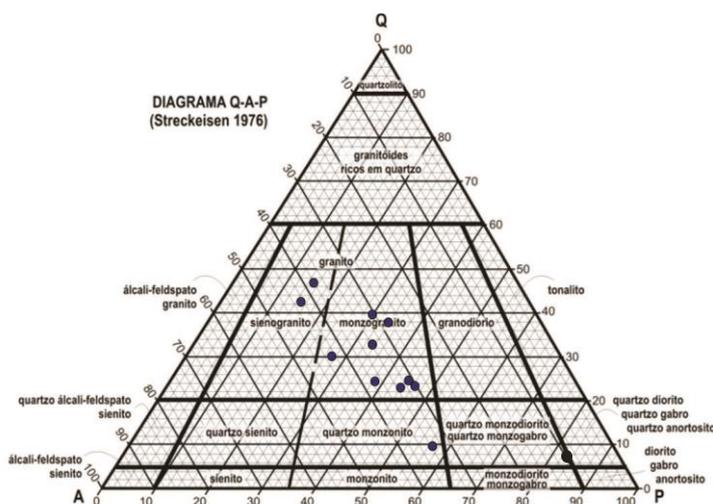
Cabe ressaltar ainda, a frequente presença de enclaves de rochas básicas, paragnaisses (sillimanita- granada- biotita-gnaiss), além de fragmentos do granada charnockito inclusos nesta unidade, que aumentam de frequência conforme se aproxima da zona de contato com estas unidades. Estes podem possuir tamanhos variados, desde alguns centímetros a dezenas de metros, e de geometria arredondada e/ou sigmoidal, variando de acordo com o grau de deformação local. Devido à essa característica, somada ao aspecto predominantemente maciço e a forma de contato com as demais unidades, atribui-se uma origem ígnea para essa unidade que se comporta como um corpo intrusivo.

A análise modal para esta Unidade resultou em uma média de 25% de quartzo, 22% de ortoclásio, 20% plagioclásio, 15% de biotita, 10% ortopiroxênio, 4% clinopiroxênio, 4% opacos e demais acessórios. Desta forma, após plotar no QAP, têm-se que a rocha possui composição predominantemente monzogranítica (Figura 3.22).

Os enclaves de rochas básicas apresentam granulação predominantemente grossa, com textura granonematoblástica equigranular à inequigranular. A mineralogia que predomina é composta de plagioclásio (40), clinopiroxênio (16), ortopiroxênio (14), hornblenda (12), quartzo (8), biotita (5) outros (5). Podem apresentar, como minerais acessórios, titanita e granada e, como secundários tremolita-actinolita. O quartzo pode ocorrer em maior quantidade em algumas rochas, nunca ultrapassando 10% da moda.

Já os paragneisses inclusos no biotita charnoenderbító correspondem à fragmentos do (sillimanita) granada biotita gnaiss apresentam textura granoblástica inequigranular com porfiroblastos de granadas que podem atingir 5 mm de diâmetro. Os demais minerais constituintes da rocha são biotita, quartzo e ortoclásio.

Figura 3.22- Diagrama QAP de Streckesen (1976) com as paragêneses do Biotita Charnoenderbító



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.23- Típica forma de afloramento do Biotita Charnoenderbito



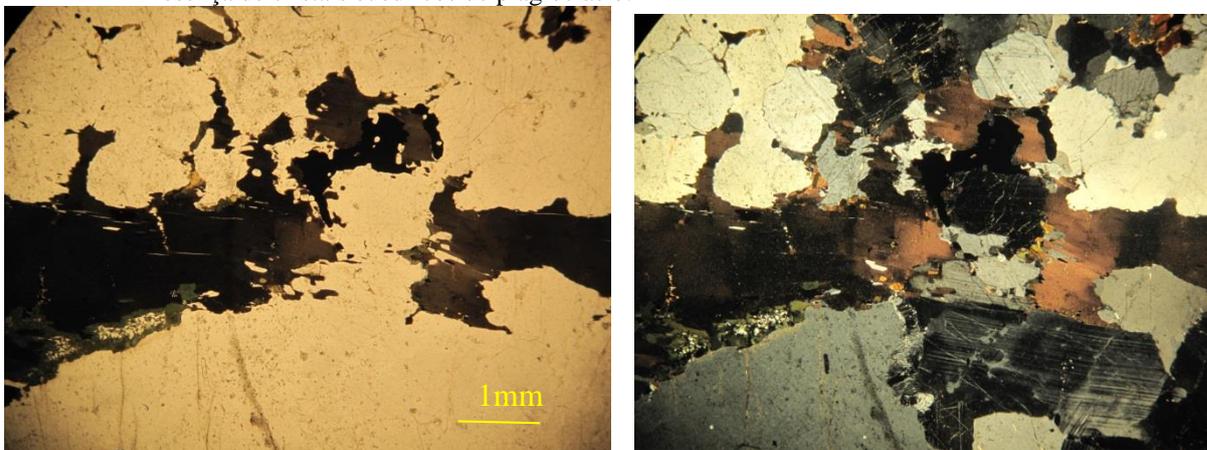
Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.24 - Amostra de mão exibindo típico aspecto homogêneo e granulometria grossa.



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.25- Lâmina Petrográfica exibindo cristais de biotita com bordas de alteração para Hornblenda. Presença de cristais euédricos de plagioclásio.



Fonte: A autora, 2015.

3.2.2.3 (Sillimanita) Granada Biotita gnaïsse

Esta unidade pode ser observada na forma de diversas camadas que ocorrem predominantemente do lado oeste da Zona de Cisalhamento, embora possa aflorar também no domínio leste sempre associada ao Granada Charnockito na forma de fragmentos em diversas escalas, principalmente algumas dezenas de metros. Devido ao fato de não apresentar características marcadamente diferentes em ambos domínios, esta unidade não pôde também ser dividida em duas de acordo com o domínio em que estão inseridas.

Geralmente ocorre na forma de afloramentos de corte de estrada e menos frequentemente em laje em meia encosta. Frequentemente apresenta alto grau de intemperismo, gerando um solo residual de cor roxo-avermelhada. No entanto, nas proximidades dos “trilhos do trem” (Caminho da Luz), encontra-se pouco alterada, sustentando a Serra da Fazenda Ernestina. Como característica marcante, destaca-se a presença significativa de granada, gerando o aspecto informalmente denominado “chuva de granada”.

O contato com a unidade ortogranulito heterogêneo, pertencente ao domínio leste, se faz de forma brusca, sendo marcado por um empurrão e originando uma rocha muito deformada de textura milonítica, que representa uma intercalação tectônica entre ambas. Esta intercalação embora possa ser observada em escala de afloramento, se torna mais clara em lâmina delgada, sendo melhor observada em escala microscópica.

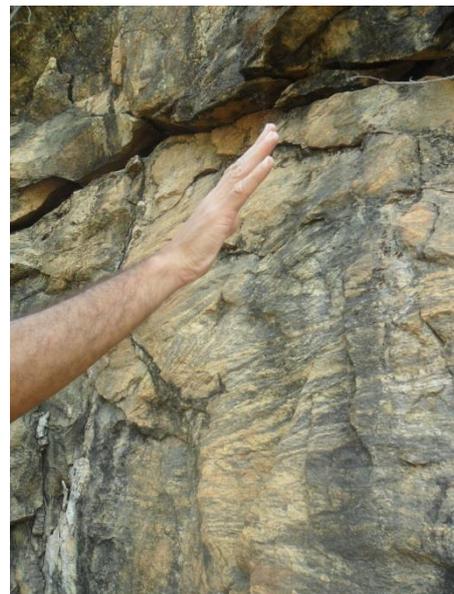
A rocha possui granulometria fina à média inequigranular, com textura granolepidoblástica inequigranular à porfiroblástica. Apresenta forte xistosidade, evidenciada pelo bandamento gnáïssico, onde bandas de coloração félsicas intercalam-se com bandas máficas de coloração roxo-avermelhada, indicando a presença de minerais ferro-magnesianos. Esse bandamento que normalmente é milimétrico, mas por vezes chega a atingir dimensões centimétricas, mantém-se preservado, mesmo nos pontos em que a rocha apresenta alto grau de alteração (Figura 3.26).

Sua composição mineralógica é constituída de quartzo (30%), biotita em grãos avermelhados (16%), ortoclásio (15%), plagioclásio (10%) e granada (10%). A granada ocorre com dimensões variadas, podendo chegar a 4 mm de diâmetro. A sillimanita que, quando presente, pode chegar a 7% na moda, ocorre na forma nodular ou como fibrolita, normalmente em grãos de dimensões que não ultrapassam 1 mm. No entanto, nas zonas mais deformadas, podem chegar a 3mm. A mineralogia acessória é composta

basicamente por zircão e minerais opacos (2%)

Nas zonas de alta deformação, próximo à zona de cisalhamento, têm-se o desenvolvimento de foliação protomilonítica à amilonítica, nas quais o bandamento torna-se regularmente tabular. Os grãos de granada apresentam-se geralmente como porfiroclastos rotacionados de, em média, 2 mm de diâmetro, geralmente nas bandas máficas, mas podem ocorrer na matriz como grãos estirados, o que indica que se tratava de um porfiroclasto que foi estirado pela alta deformação sofrida durante a milonitização (Figura 3.27). Os grãos de sillimanita tornam-se maiores e bem formados, provavelmente devido à entrada de fluidos pela zona de cisalhamento, propiciando, assim, a catalização da reação de formação desta durante o metamorfismo, tornando-a estável na fácies granulito.

Figura 3.26- Diferentes afloramentos do Sillimanita Granada Biotita gnaiss todos apresentando estrutura migmatítica e alto grau de deformação.



Fonte: A autora, 2015

Figura 3.27- Sillimanita Granada biotita gnaiss com foliação milonítica, em zona próxima ao contato tectônico com a unidade Ortogranulito heterogêneo.



Fonte: A autora, 2015.

3.2.2.4 Biotita Gnaiss Migmatítico

Em termos de unidades supracrustais, esta é que apresenta o maior recobrimento areal da área estudada, podendo ser mapeada como uma espessa camada ao oeste da zona de cisalhamento de Espera Feliz. Ocorre em afloramentos do tipo lajedo, próximo às drenagens, ou barrancos em corte de estrada, normalmente associada a formas de relevo mais suaves (Figura 3.29).

Esta unidade pode ser subdividida em três litotipos diferentes que, em geral, podem ocorrer num mesmo afloramento. Uma vez que estes possuem aspecto heterogêneo possuindo partes mais deformadas, onde é possível observar evidências de que a rocha sofreu fusão parcial, com estrutura migmatítica, mesossoma e neossoma, e partes menos deformadas, onde se observa apenas uma foliação incipiente.

O litotipo principal, o granada-biotita gnaiss migmatítico, possui cor cinza escura e geralmente apresenta-se bastante intemperizado, com cor de alteração vermelho-arroxeadas, gerando um solo residual da mesma cor. É inequigranular com granulometria variando de fina à média. Apresenta xistosidade marcante, dada pela orientação preferencial das placas de biotita. Por vezes apresenta bandamento

composicional gnáissico centimétrico (em média, de 1,5 cm), alternando bandas félsicas, compostas por minerais quartzo-feldspáticos com banda máficas, compostas, basicamente, por biotita e granada, quanto esta é presente. Nas zonas mais deformadas, possui textura migmatítica, observada também em lâmina delgada, evidenciada pela presença de leucossoma formado por quartzo, K-feldspato e plagioclásio + melanossoma. O resíduo da fusão é composto, predominantemente, por cristais subédricos de biotita. Em lâmina delgada, apresenta textura inequigranular e estrutura anisotrópica ((Figura 3.28 a). Sua mineralogia essencial é composta por quartzo (37), biotita (25), plagioclásio (15), que por vezes ocorre com a borda sericitizada, ortoclásio (12), e grãos de granada (8) esparsos e com tamanho de no máximo 1mm. Estes minerais se tornam mais frequente próximo ao contato com sillimanita granada biotita gnaiss. Como minerais acessórios estão presentes zircão (localmente inclusos em plagioclásio), opacos e raras apatitas (3).

O segundo litotipo desta unidade é o biotita gnaiss fino, que possui coloração acinzentada quando fresco e, quando mais alterado, apresenta coloração esbranquiçada, devido à alteração dos grãos de feldspatos em caulim. Sua principal característica é a granulometria fina (Figura 3.28b). Em escala de afloramento, apresenta estrutura homogênea e textura granoblástica. No entanto, em lâmina delgada, observa-se uma orientação preferencial dos minerais micáceos. A mineralogia essencial consiste de quartzo (35), plagioclásio (20), ortoclásio (20) e biotita (15). Muscovita (7) ocorre como mineral secundário, formado como produto de alteração da biotita. A mineralogia acessória é constituída de opacos e zircão (3).

O biotita gnaiss grosso é o terceiro e último litotipo diferenciado nesta unidade. Apresenta granulometria grossa e coloração cinza. Como estrutura, destaca-se o bandamento composicional, no qual bandas de até 1 cm compostas de minerais quartzo feldspáticos de granulação grossa intercalam-se com bandas de espessuras milimétricas de composição predominantemente micácea (Figura 3.28c). Sua mineralogia é bastante semelhante àquela dos litotipos descritos anteriormente, e consiste de quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita e, eventualmente, muscovita secundária. Como minerais acessórios, ocorrem opacos e zircão.

A análise modal por visada resultou em: 32% de plagioclásio, 25% de quartzo, 23% de ortoclásio 14% de biotita, 6% de opacos e zircão.

Associada a essa unidade ocorrem quartzitos, bandas, lentes e boudins de rochas calcissilicáticas e o biotita leucogranito inequigranular à porfirítico que, como será

apresentado a seguir, tem sido considerado como produto da fusão parcial da sequência metassedimentar.

Figura 3.28 - Aspecto dos três litotipos existentes na unidade Biotita gnaiss migmatítico

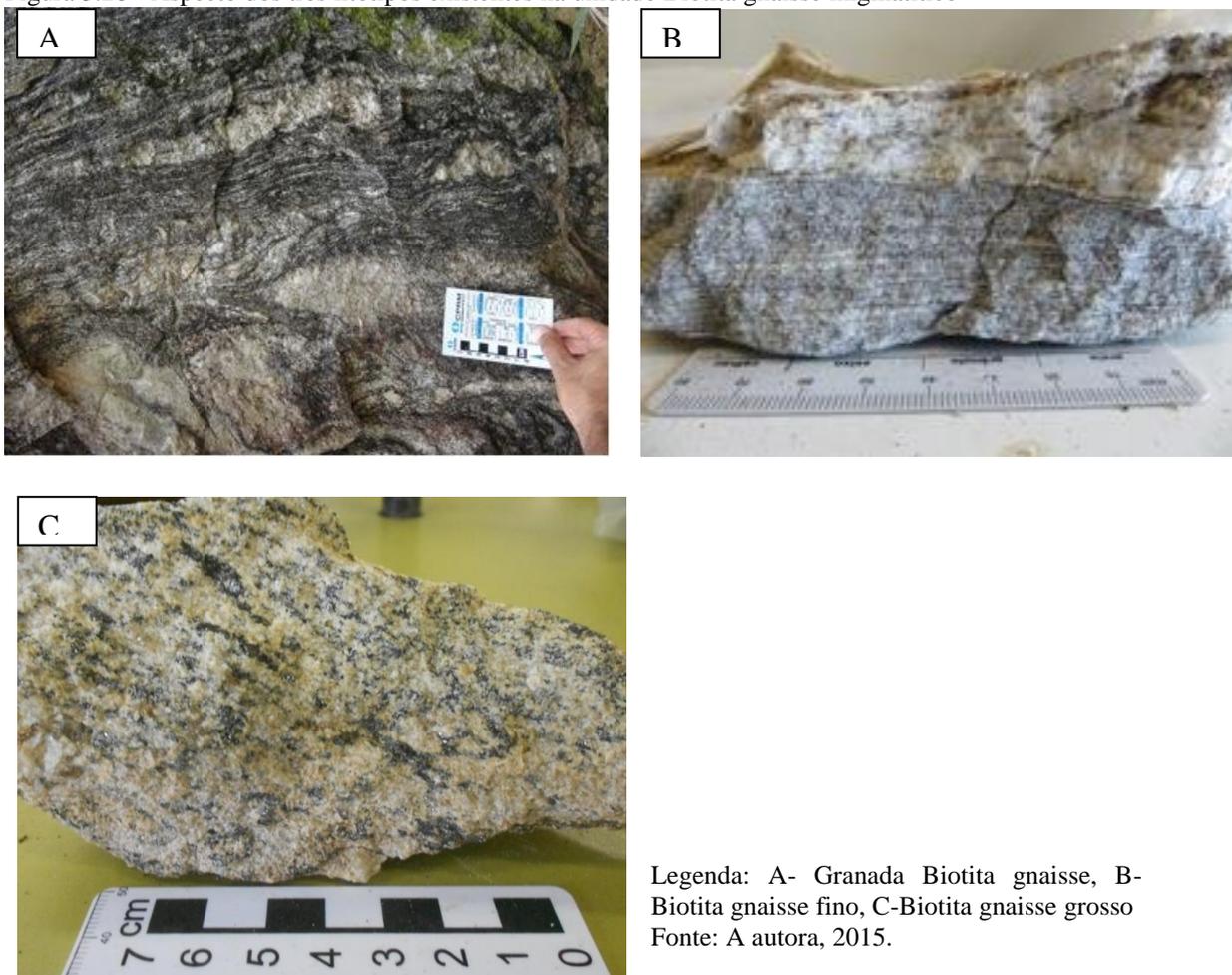


Figura 3.29 - Formas de afloramento do Biotita gnaiss migmatítico.



Fonte: A autora, 2015.

3.1.2.5 Biotita Leucogranito Inequigranular

Composta por rochas intrusivas, esta unidade ocorre por toda a área, normalmente na forma de lentes ou intrusões em diversas escalas (desde afloramentos à mapa).

É constituída por três litotipos que, embora bastante semelhantes em composição mineralógica, possuem texturas e/ou composições distintas: (biotita leucogranito inequigranular, o principal; biotita charnockito e biotita leucogranito fino).

O Biotita Leucogranito Inequigranular, embora de maior recobrimento areal na parte centro-oeste e noroeste da área, ocorre por toda a região mapeada, na forma de lajedos e barrancos em corte de estrada (Figura 3.30). Comumente apresenta capa de alteração de cor acinzentada. No entanto, quando mais intemperizado, origina um solo de cor alaranjada. O afloramento, de modo geral, tem aspecto homogêneo e, mesmo quando encontra-se muito alterado, já na forma de solo, mantém sua aparência "carijó", com um mosqueado branco bem visível, devido à alteração dos fenocristais de K-feldspato.

A rocha tem cor predominantemente cinza, é geralmente maciça de textura inequigranular à porfirítica, com fenocristais de microclina de até 5 cm de comprimento. Muitos desses fenocristais apresentam-se com alto grau de sericitização. A biotita ocorre como cristais subédricos com uma fraca orientação e apresenta alteração ferruginosa (Figura 3.31).

A análise modal por visada resultou em: 35% de plagioclásio, 23% microclina, 22% de quartzo, 18% de biotita e 2% de opacos.

Embora a textura tipicamente ígnea, com fenocristais de feldspato, seja a mais frequente, este litotipo pode apresentar, por vezes, foliação dada pela orientação de minerais como o K-feldspato e a biotita que ocorrem, respectivamente, em bandas félsicas e máficas.

O segundo litotipo, o Biotita Charnockito só pode ser observado na parte noroeste da área, ele possui aspectos texturais muito semelhantes ao biotita leucogranito inequigranular, no entanto neste trecho apresenta-se com presença de minerais quartzo feldspáticos esverdeados e ortopiroxênio ígneo em sua composição mineralógica (Figura 3.32). Cabe ainda ressaltar a presença de estrutura de fluxo ígneo que, apesar de rara pode se manter preservada (Figura 3.32)

O último litotipo desta unidade, o biotita leucogranito fino aflora geralmente na

forma de blocos (in situ ou rolados), na parte centro-norte da área. Em escala de afloramento, observou-se próximo à cidade de Caiana que este litotipo trata-se de um corpo intrusivo cortando o (granada) biotita gnaiss migmatítico. Normalmente, encontra-se intempericamente alterado, possuindo cor de alteração branca e gerando um solo da mesma cor.

A rocha apresenta granulometria fina e índice de cor leucocrático. Normalmente, apresenta uma leve foliação, evidenciada pela orientação dos minerais micáceos. Sua mineralogia é composta predominantemente por quartzo e feldspato potássico (ortoclásio e microclima), com menor quantidade de biotita (Figura 3.33).

Em lâmina, observa-se textura granoblástica, com orientação preferencial dos cristais subédricos de biotita. Sua mineralogia é composta predominantemente pelo K-feldspato, principalmente a microclima que se mantém como cristais relictos com bordas recristalizadas. A matriz é constituída por quartzo, biotita e muscovita primária e minerais opacos. Alguns cristais de biotita apresentam-se cloritizados. A análise modal por visada apresentou: 34% de microclina, 26% de plagioclásio, 16% de quartzo, 12% biotita, 11% muscovita e 1% de opacos.

Devido às observações de campo, como a forma de ocorrência, comportamento intrusivo e a preservação de estruturas ígneas desta unidade, podemos interpretá-la como um corpo granitóide que foi gerado a partir da fusão do Biotita gnaiss migmatítico.

Figura 3.30 - Principais formas de afloramento do Biotita granito inequigranular á porfírico



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.31- Biotita granito porfirítico com fenocristais que chegam a 5 cm de comprimento



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.32- Biotita charnockito com estruturas de fluxo ígneo



Fonte: A autora, 2015.

Figura 3.33- Biotita leucogranito fino com diferentes graus de deformação, na foto a esquerda aparentemente sem deformação e na foto da direita com textura milonítica, na zona de Cisalhamento de Espera Feliz.



Fonte: A autora, 2015.

4 LITOGEOQUÍMICA

4.1 Introdução

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir da análise litogeoquímica de litotipos com teores de sílica intermediários a ácidos, e básicos das unidades ortogranulito heterogêneo, ortogranulito enderbítico e biotita charnoenderbita.

A área de estudo encontra-se em zona limítrofe das faixas móveis Ribeira e Araçuaí e, até o dado momento, o correto posicionamento estratigráfico destes ortogranulitos é considerado duvidoso. Desta forma, para a melhor compreensão da evolução geológica, bem como a interpretação dos ambientes geotectônicos e gênese destas rochas, se faz necessária a utilização do estudo geoquímico.

A partir dos dados adquiridos com a análise geoquímica, foram construídos gráficos específicos, propostos por diversos autores, nos quais é possível determinar a composição química dos diferentes litotipos, sendo assim, possível classificá-los. Com esses gráficos, pode-se deduzir a evolução e/ou diferenciação de um magma, exibindo um comportamento definido para determinados elementos, que podem ser características evolutivas já conhecidas. Os diagramas binários de Harker, por exemplo, correspondem a um dos principais gráficos de avaliação para a evolução de magmas apresentando a relação entre o teor de SiO_2 e os dos demais óxidos/elementos de interesse, geralmente os de elementos traços e maiores.

A sílica é o composto fundamental para compreensão da evolução de um magma, principalmente em rochas ácida a intermediária, sendo nos processos de fusão parcial removida da fase sólida logo nos estágios iniciais e levada pela fase líquida, tornando, desta forma, o fundido cada vez mais rico em sílica enquanto o resíduo, por sua vez, geralmente se torna mais empobrecido em sílica. Por outro lado, durante os processos de diferenciação magmática, como na cristalização fracionada, os minerais cristalizam-se progressivamente obedecendo à Série de Bowen, na qual os minerais máficos, por possuírem temperaturas de fusão mais elevadas, cristalizam previamente aos minerais félsicos, representando, assim, um aumento progressivo de sílica líquido magmático ao longo de seu processo de cristalização. Este aumento no teor de sílica é visível nos diagramas binários de Harker, sendo representados por padrões de retas (Rollinson, 1993). Ainda segundo Rollinson (1993), processos de assimilação, contaminação e mistura também podem ser identificadas nestes gráficos.

4.2 Metodologia

A metodologia pode ser dividida em três etapas: a primeira consiste no trabalho de campo; posteriormente é realizada a etapa de laboratório; e, por fim, a terceira etapa corresponde ao tratamento dos dados e produção/interpretação dos gráficos. Todas as etapas serão descritas detalhadamente a seguir:

4.2.1 Etapa de Campo

O Trabalho de Campo teve período de duração de sete dias e foi realizado em duas campanhas de campo; uma primeira feita juntamente com a disciplina de estágio de campo II em três dias e a última com duração de quatro dias. Ocorreram nos arredores dos municípios de Espera Feliz (MG), Porciúncula (RJ) e Pedra Dourada (MG). Durante essa etapa, foi realizada a coleta sistemática de amostras em onze afloramentos a fim de se obter os concentrados de zircão para os dados geocronológicos, bem como o pó para a geoquímica.

4.2.2 Etapa de Laboratório

Para a preparação de pó para a geoquímica, buscou-se coletar amostras o mais inalteradas possível, ou seja, livres de intemperismo. Estas deveriam possuir o volume mínimo suficiente para que, mesmo depois de retirada a capa de alteração, restasse amostra suficiente para a preparação dos slabs que, depois de moídos, deveriam resultar em aproximadamente 30 g de pó. Outro fator importante, que cabe ser ressaltado, são os cuidados necessários ao se coletar a amostra para geoquímica. O principal refere-se à forma de embalar a amostra, de preferência em sacos plásticos individuais, sem envolver a amostra em fita crepe e/ou escrever na mesma, para evitar contaminação e, conseqüentemente, anomalias indesejáveis durante o tratamento de dados.

A preparação de amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de amostras e, para tal finalidade, adotou-se o seguinte método de trabalho:

4.2.2.1 Seleção de amostras

A primeira parte da etapa de laboratório correspondeu à separação para análise litogeoquímica, de amostras do acervo da faculdade de geologia (FGEL), coletadas durante o

desenvolvimento dos trabalhos de campo da disciplina de Estágio de Campo 2, nos anos de 2012 e 2013. Buscou-se levar em consideração, ao separar as amostras, o grau de intemperismo, objetivando utilizar as mais inalteradas dentro de cada unidade, bem como a distribuição das mesmas em mapa. No total, foram separadas 25 amostras que somadas às sete já coletadas em campo (primeira etapa da metodologia) totalizaram 32 amostras;

Tabela 4.1- Listagem das amostras analisadas.

Amostra	Unidade	Litotipo	Amostra	Unidade	Litotipo
EF-07-26B	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnockítico	EF-08-48	Ortogramulito Heterogêneo	Ortogramulito Básico
VS-09-28	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnockítico	VS-10-44B	Ortogramulito Heterogêneo	Ortogramulito básico
VS-07-39A	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbítico	EF-RH-09BQ	Ortogramulito Heterogêneo	Ortogramulito básico
EF-RH-04B	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PC-05-22C	Ortogramulito Enderbítico	Ortogramulito enderbítico
EF-III-08	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PRC-RH-03	Ortogramulito Enderbítico	Ortogramulito enderbítico
VS-09-22C	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PC-04-43	Ortogramulito Enderbítico	Ortogramulito enderbítico
EF-08-20	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PRC-RH-05	Ortogramulito Enderbítico	Ortogramulito enderbítico
EF-08-62	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PC-02-37E	Ortogramulito Enderbítico	Ortogramulito Básico
EF-III-10	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbítico	PC-08-32	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
EF-08-13	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbítico	PRC-RH-02Q	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
EF-RH-04	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbítico	PRC-RH-01Q	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
VS-09-01	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbitico	PC-01-44	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
PRC-RH-07	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. Charnoenderbítico	PC-01-56	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
EF-RH-09	Ortogramulito Heterogêneo	Ort. enderbítico	PRC-RH-06	BtCharnoenderbit o	BtCharnoenderbit o
PRC-RH-07B	Ortogramulito Heterogêneo	Ortogramulito Básico	VS-10-44B	BtCharnoenderbit o	OrtogramulitoBásico

Fonte: A autora, 2015.

4.2.2.2 Britagem e Moagem

Posteriormente, as amostras foram cortadas em slabs que foram britados e moídos. Nesta etapa, deve-se ter muito cuidado para evitar contaminação durante a produção do pó a ser encaminhado para o laboratório de análises químicas:

a) Britagem:

-Primeiramente, os *slabs* foram separados por amostra; cada grupo de *slabs* pertencentes a uma amostra foi acondicionado em saco plástico;

-Depois, a bigorna e a marreta foram cuidadosamente limpas, antes de iniciar a britagem;

-Em seguida, os saquinhos contendo os *slabs* foram colocados sobre a bigorna e então começa o processo de britar com a ajuda do martelo. O ideal é martelar o mínimo possível para evitar qualquer contaminação. As amostras devem ser quebradas até atingir um tamanho de aproximadamente 3 cm;

-Depois, as britas são lavadas numa peneira para retirar a poeira e/ou qualquer vestígio de plástico que possa ter restado; primeiro sob água de torneira e, depois, enxague com água destilada;

-Por fim, as britas são levadas para a estufa para secagem.

b) Moagem:

-Primeiramente, foi separada uma pequena quantidade do primeiro grupo de britas e reduzida a pó no moinho. Esse pó foi descartado (**rinsagem a pó**). Todas as partes do moinho foram cuidadosamente lavadas e secas com jato de ar;

-Em seguida, as britas foram misturadas, a fim de se obter um grupo homogêneo;

-E então, uma segunda quantidade ainda da mesma rocha foi separada das britas, colocada no moinho de bolas de tungstênio, reduzida a pó e envasada;

-Após o término da primeira amostra, o moinho foi lavado e seco e, em seguida, rinsado com parte do próximo grupo de britas.

4.2.2.3 Envio dos pós e obtenção dos resultados

Após a obtenção do preparado de pó de todas as amostras, estas foram enviadas para o Act-Labs (*Activation Laboratories*) no Canadá para a determinação dos conteúdos de elementos maiores, menores e traços, por meio dos métodos ICP (*Inductively Coupled Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry*).

A espectrometria de emissão de plasma com e sem espectrômetro de massa são técnicas muito parecidas que utilizam uma “chama” com temperatura entre 6000 - 10000 graus K para solubilizar a amostra que, posteriormente, é nebulizada em um plasma de argônio. O ICP gera um fluxo de átomos de argônio, aquecidos por uma bobina de rádio-frequência e inflamado por uma faísca em alta frequência. A amostra é então dissociada no plasma de

argônio e um grande número de linhas espectrais atômicas e iônicas é gerado. Essas linhas espectrais tem sua intensidade medida e, posteriormente, são convertidas nas concentrações (Walsh & Howie (1980), Thompson & Wash (1983) in Matté, 2011). Estas técnicas são capazes de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão, sendo a espectrometria de emissão de plasma com espectrômetro de massa mais abrangente e rotineiramente mais utilizada para detecção de elementos traços.

O limite de detecção para os óxidos (elementos maiores) foi de 0,01%, para os elementos menores foi variável indo de 0,1 em elementos como La, Ce e Nd até 30 ppm (no caso do Zn). Por fim, para elementos traços o limite de detecção foi de 0,04 ppm e 0,05 ppm (Anexo C).

4.2.2.4 Etapa de análise e interpretação dos resultados

Na etapa final utilizou-se dos programas *Gcd-kit* e *excel* para a construção de diversos gráficos como diagramas binários, ternários e multielementares, além do cálculo de razões entre diversos elementos principalmente daqueles, que se julgou necessário por apresentarem um significado petrológico relevante. Posteriormente, todo o produto foi analisado e, em seguida, interpretado. A seguir, serão apresentados os diagramas e gráficos feitos para cada grupo de rochas e suas respectivas interpretações, bem como as devidas comparações.

4.3 Resultados obtidos

Para o estudo dos ortogranulitos foram analisadas amostras representativas das unidades ortogranulito heterogêneo, ortogranulito enderbítico e biotita charnoenderbítico. Buscou-se coletar os diversos litotipos presentes em cada unidade, por isso, nesta análise, serão tratados, além dos litotipos principais que nomeiam a unidade, representantes dos enclaves máficos, lentes e bandas básicas e níveis mais ácidos.

Com base no teor de SiO_2 , as 32 amostras analisadas puderam ser divididas em dois grandes grupos: grupo das rochas básicas e grupo das rochas ácidas e intermediárias. O grupo das rochas básicas possui sete amostras (1 pertencente à unidade charnoenderbítico, 2 do enderbítico e 4 do ortogranulito heterogêneo). Vinte e quatro amostras possuem composição ácida à intermediária (14 de ortogranulito heterogêneo, 4 de ortogranulito enderbítico e 6 de charnoenderbíticas).

A partir dos dados recebidos do laboratório, foi realizada uma avaliação da qualidade

das análises, principalmente quanto à soma do fechamento dos óxidos, no intuito de rastrear possíveis discrepâncias associadas à alterações, contaminação ou erros analíticos. Para todas as amostras, o fechamento das análises com totais entre 98,0 e 101,0% retrata a boa qualidade, enquanto que o percentual de perda ao fogo (PF), inferior a 2%, expressa amostras pouco alteradas (**Anexo C**).

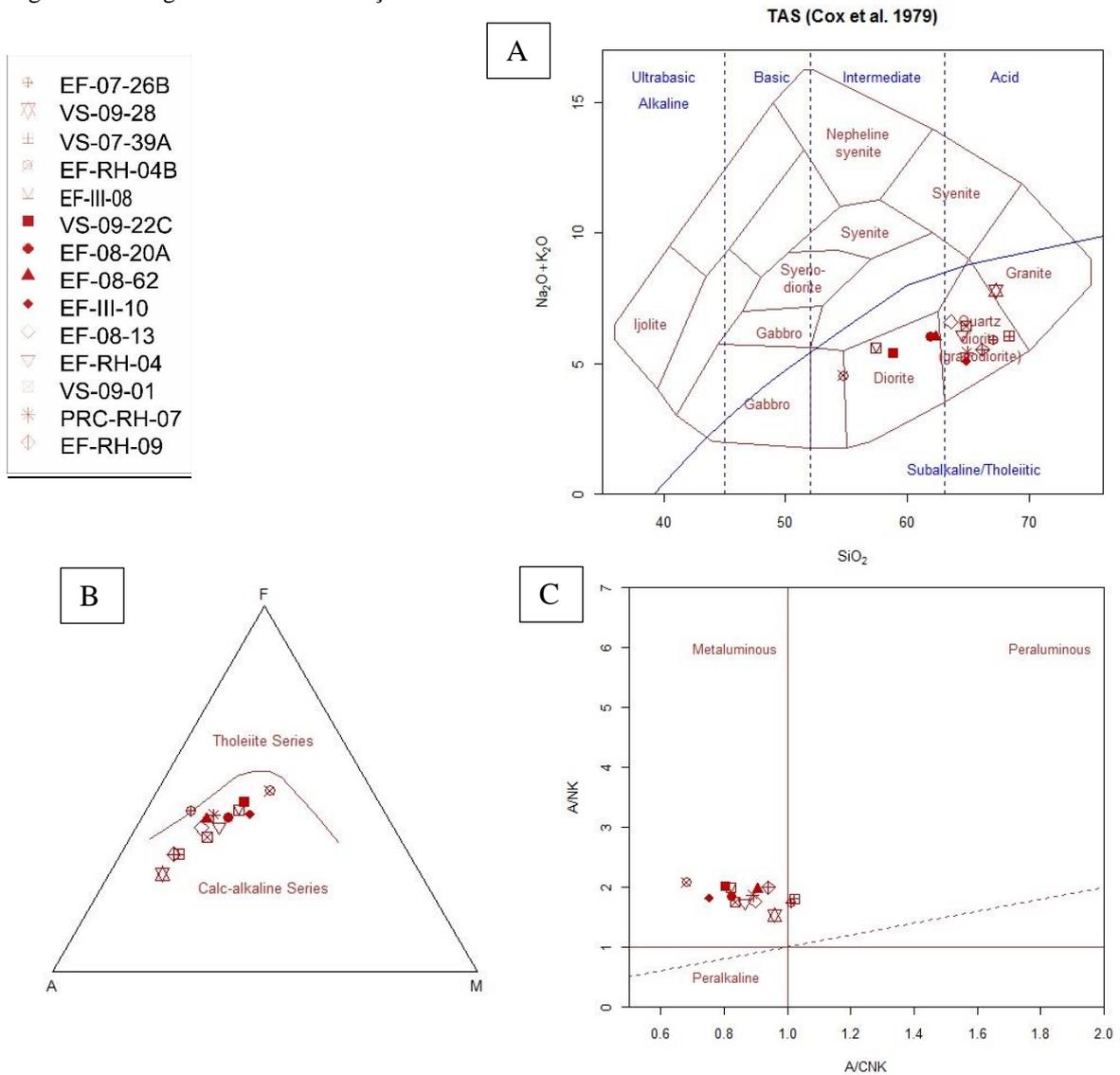
4.3.1 Ortogranulito heterogêneo

As amostras de composição intermediária à ácida pertencentes a essa unidade possuem teores de SiO_2 entre 54,71 e 68,32%. Apresentam assinatura geoquímica subalcalina (Cox, *et al* 1979) (Figura 1a) e possuem afinidade predominantemente cálcio-alcalina, segundo diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 1b). Quanto à saturação de alumina (Al_2O_3) em relação à álcalis ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$), estas possuem caráter metaluminoso, fracamente peraluminoso (Figuras 1b e 1c).

Ainda em relação à discriminação de séries magmáticas, os litotipos componentes da unidade comportam-se predominantemente como pertencentes às séries de médio à alto-K (Peccerillo & Taylor, 1976). Cabe ressaltar a presença de uma única amostra que tem sua composição projetada no campo da série shoshonítica (VS-09-28) (Figura 1d).

Em termos de elementos maiores ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus sílica), os protólitos do ortogranulito heterogêneo são classificados predominantemente como granodioritos e (Middlemost 1994 e Cox *et al*, 1979), embora, alguns membros deste grupo apresentam-se como dioritos/quartzo-dioritos (Figura 1e e 1a).

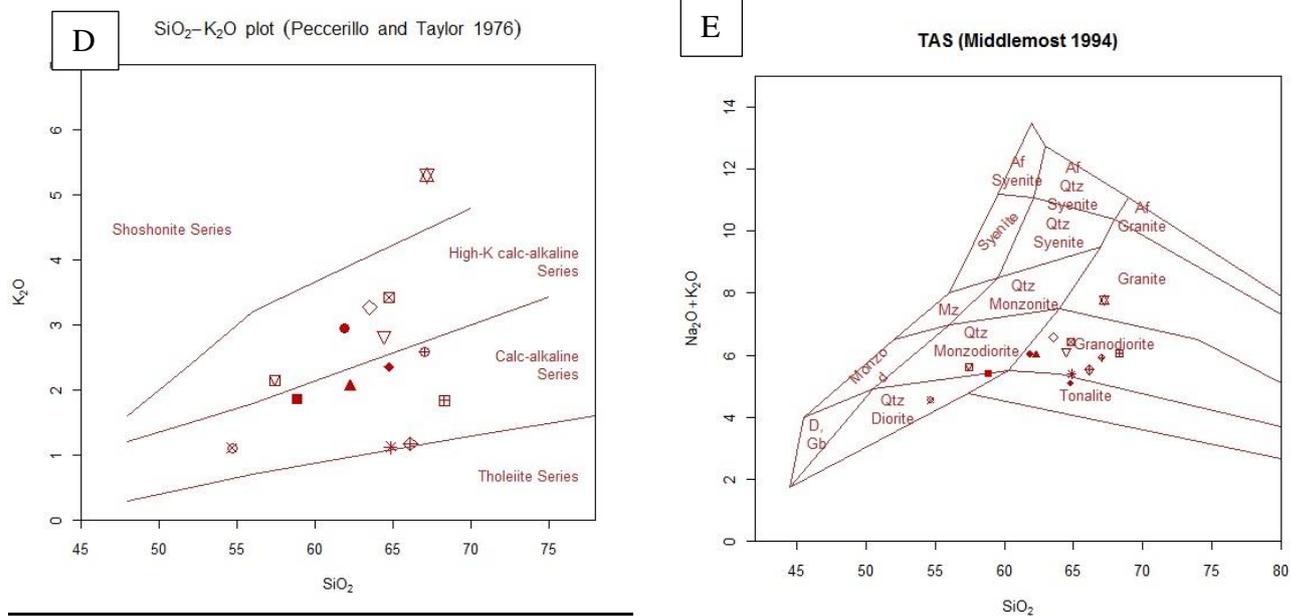
Figura 4.1- Diagramas de Classificação



Legenda: diagrama TAS (Cox et al 1979) (a) diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1973) (b), diagrama de Shand, 1943 (c), diagrama $K_2O \times SiO_2$ (Peccerilo & Taylor, 1976) (d) e diagramas classificatórios de rochas (Middlemost 1994) (e)

Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.1- Diagramas de Classificação



Legenda: diagrama TAS (Cox et al 1979) (a) diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1973) (b), diagrama de Shand, 1943 (c), diagrama K₂O x SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) (d) e diagramas classificatórios de rochas (Middlemost 1994) (e)

Fonte: A autora, 2015.

4.3.1.1 Diagramas Binários de Harker

Os diagramas binários de Harker, nos quais os elementos maiores são plotados contra sílica, são gráficos muito utilizados para a determinação e o estudo de suítes magmáticas e sua evolução. No presente trabalho, utilizou-se ainda o método dos mínimos quadrados nos diagramas de Harker em todos os ortogranulitos, a fim de indicar o tipo de curva que melhor se adequou à distribuição das amostras e à regressão na população de dados. Cabe ressaltar ainda que, apenas nesses tipos de diagramas, deu-se preferência em tratar todo o conjunto de rochas concomitantemente, ou seja, as amostras básicas também foram incluídas nos diagramas bivariantes feitos para elementos maiores, menores e traços versus SiO₂. Isso se deve a dois principais fatores: primeiramente, devido ao reduzido número de amostras de composição básica existente em todos os grupos. Secundariamente, porque se buscamos estudar a petrogênese da unidade, devemos procurar identificar como e, se possível, qual a relação, entre os diferentes litotipos (e isso inclui as distintas composições). Um curioso ponto que merece destaque refere-se ao fato de que, ao se adicionar os litotipos básicos aos gráficos, a maioria dos valores de correlação linear (e principalmente polinomial) passou a mostrar-se mais favorável, indicando que pelo menos uma parte dos litotipos básicos encontrados no

Ortogramulito Heterogêneo pertencem à mesma série magmática (tab. 4.2) que os litotipos mais félsicos.

No entanto, antes de apresentar os resultados obtidos, será realizada uma abordagem prévia, considerando alguns parâmetros relacionados a elementos incompatíveis e compatíveis, a fim de se verificar a fonte mantélica e o grau de contaminação (assimilação) de crosta continental ou a participação de manto litosférico metassomatizado na gênese dos magmas. Para tal, foram calculadas as razões $(La/Yb)_N$ normalizadas para condritos (Boynnton, 1984) e valores de razões La e Nb normalizados para condrito (Thompson *et al.* 1982), embora a aplicação destas razões seja mais eficiente nos estudos de rochas básicas.

O manto fértil e o manto enriquecido são muito semelhantes em termos de razões (La/Yb) , ambos apresentando $(La/Yb)_N > 1$. Portanto, faz-se necessária a utilização da razão (La/Nb) . Segundo Thompson (1984) razões $(La/Nb)_N > 1$ indicam que os processos magmáticos se deram a partir (ou com pelo menos, contribuição) do manto litosférico subcontinental, enquanto que razões $(La/Nb)_N < 1$ indicam participação do manto litosférico não contaminado ou do manto astenosférico. De modo geral, as amostras apresentam razões $(La/Nb)_N$ muito superiores a 1 (um), com exceção da amostra EF-07-26B (Tab. 4.2), sugerindo uma significativa contribuição de crosta continental na gênese e evolução magmática da maioria das amostras.

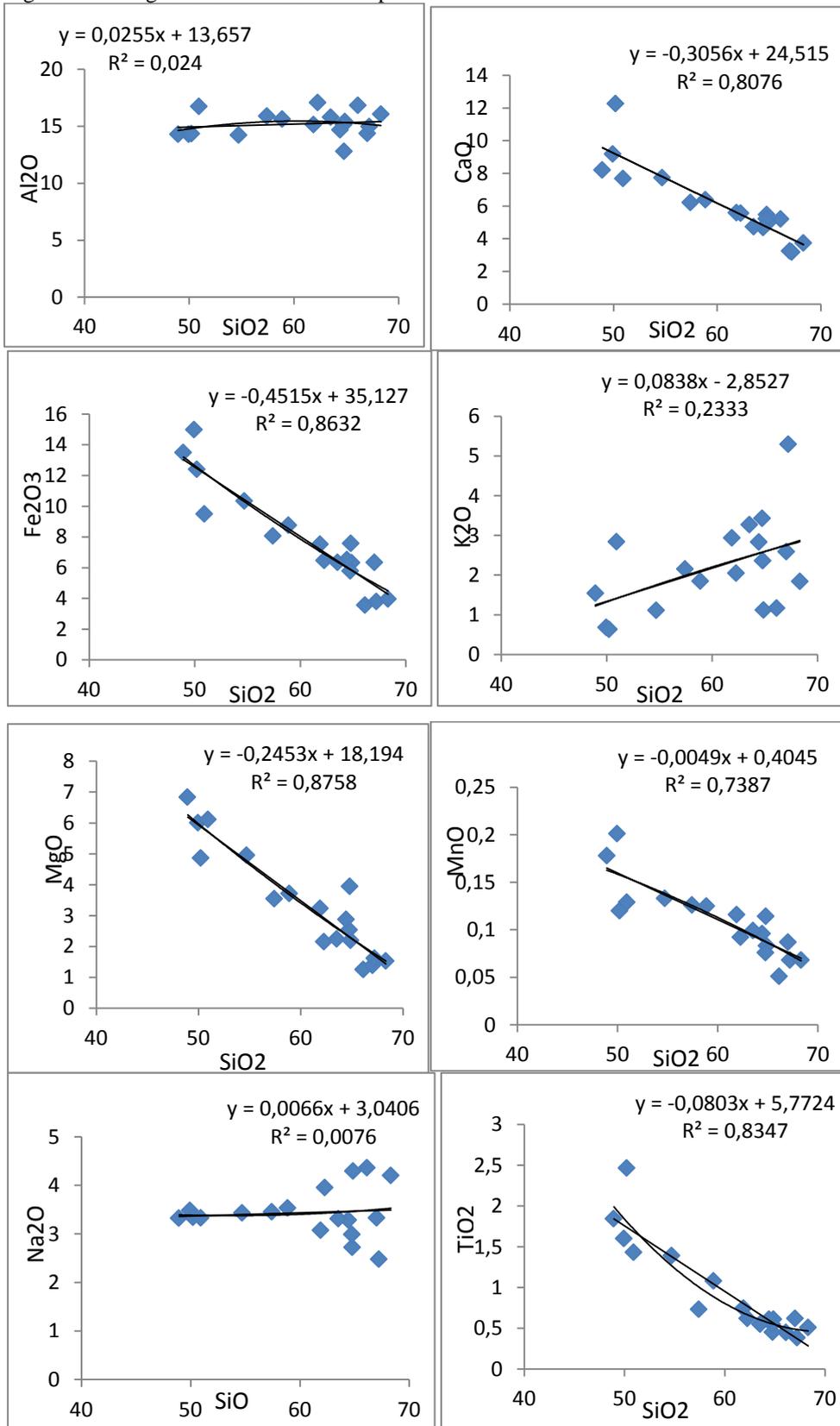
Tabela 4.2- Razões $(La/Yb)_N$ normalizadas para condrito Boynton, 1984 e razões $(La/Nb)_N$ normalizadas para condrito de Thompson, 1982. Note que não há qualquer relação entre os valores obtidos para as razões e os teores de SiO_2 e/ou MgO .

Amostra	$(La/Yb)_N$	$(La/Nb)_N$	SiO_2	MgO
VS-07-39A	25,29	5,28	68,32	1,53
VS-09-28	29,35	6,13	67,22	1,62
EF-07-26B	9,23	1,88	67,03	1,39
EF-RH-09	41,41	7,68	66,13	1,25
PRC-RH-07	30,65	6,83	64,88	2,2
EF-III-10	9,14	6,36	64,8	3,95
VS-09-01A	12,05	5,51	64,76	2,99
EF-RH-04Q	23,19	8,39	64,44	2,88
EF-08-13	14,46	6,71	63,53	2,24
EF-08-62	22,67	6,71	62,27	2,15
EF-08-20A	12,62	5,52	61,89	3,23
VS-09-22C	13,01	3,62	58,88	3,73
EF-III-08	11,97	6,00	57,43	3,55
EF-RH-04BQ	14,81	4,42	54,71	4,96

Fonte: A autora, 2015.

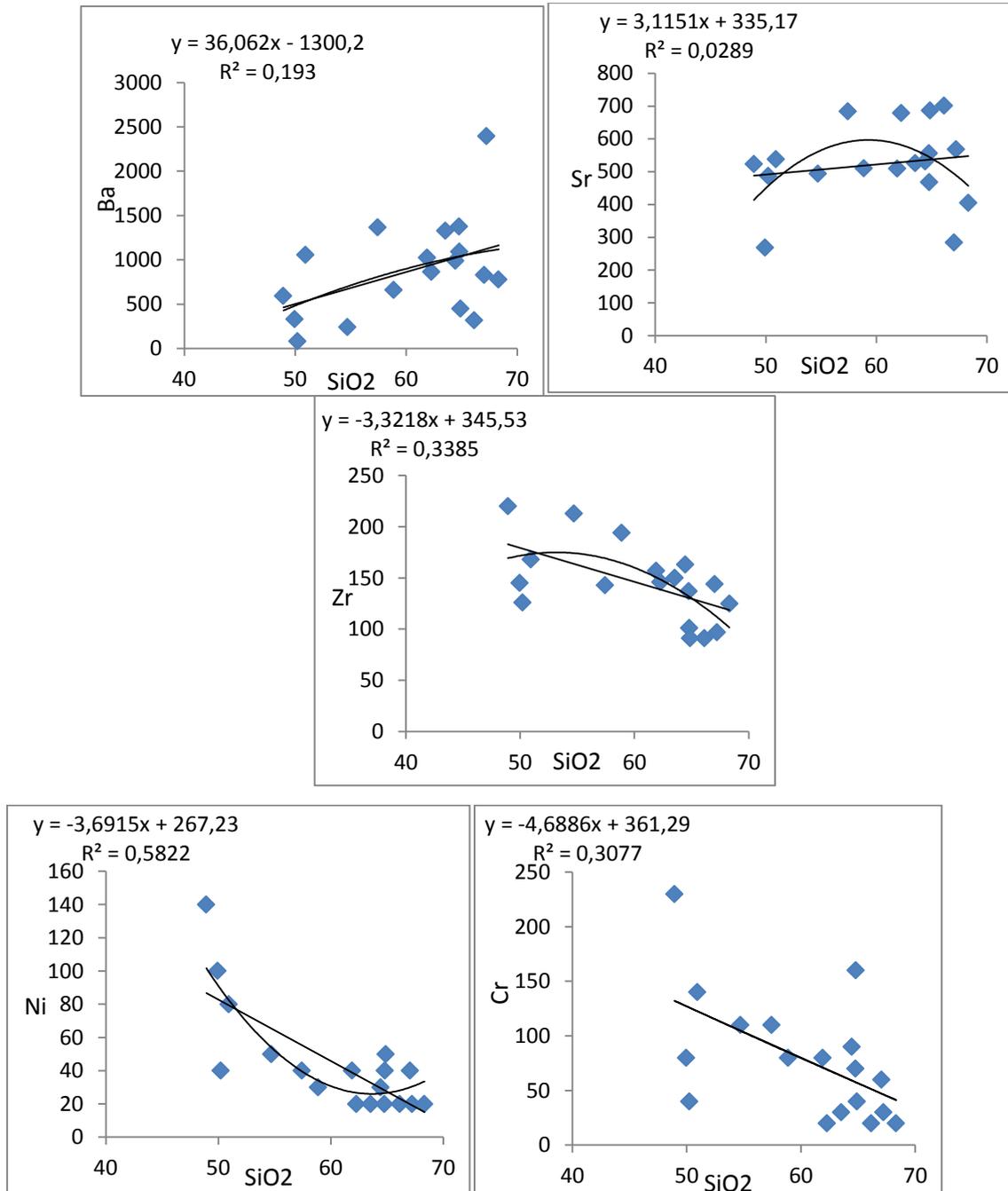
Os diagramas binários de Harker (Figura 4.2) apresentaram correlações negativas com SiO_2 para a maioria dos óxidos, como CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , sugerindo a cristalização de minerais como plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e opacos. Para Al_2O_3 e Na_2O , não foi possível estabelecer qualquer correlação, possivelmente devido à alta mobilidade destes elementos. Ainda em relação aos diagramas bivariantes, foram selecionados dois elementos traços incompatíveis (LILE), Ba e Sr, ambos com correlações positivas com o SiO_2 , como é esperado no caso de rochas cogenéticas; o Zr foi o representante do grupo de elementos incompatíveis (HFSE) e, assim como os elementos traços compatíveis, Ni e Cr, exibiram uma relação negativa de acordo com a evolução do magma (Figura 4.3), se mostrando compatíveis com essa série de amostras.

Figura 4.2- Diagrama binário de Harker para elementos maiores



Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.3 - Diagramas binários de Harker para elementos traços. Note que as equações presentes nos gráficos correspondem às correlações lineares e polinomiais.



Fonte: A autora, 2015.

Em relação à análise quantitativa, os diagramas bivariantes para elementos maiores, elementos traços (LILE) e (HFSE) e elementos compatíveis, associados a linhas de tendência e suas respectivas equações, evidenciam que os valores dos coeficientes de correlação polinomial (R) são mais elevados do que os obtidos para as correlações lineares. Sabe-se que para que ser considerado um resultado de correlação significante, os valores dos quadrados

dos coeficientes de correlação de Pearson devem estar inseridos pelo menos no intervalo entre 95 e 99%.

Desta forma, os óxidos como CaO, FeO, MnO, MgO, TiO₂ e o Ni mostraram boa correlação linear e alto nível de significância, embora este último tenha apresentado um problema devido ao limite de detecção (Figura 4.3). Os valores de quadrados de coeficientes de correlação de Pearson acima de 95% sugerem que as rochas possivelmente podem ser associadas por processos de cristalização fracionada, sendo consideradas cogenéticas.

Os baixos coeficientes de correlação exibidos pelos óxidos/elementos Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Ba, Sr, Zr já que não puderam ser observados indicativos de alteração hidrotermal em campo e/ou lâminas delgadas, podem ser associados à assimilação da crosta durante o processo evolutivo, fato corroborado pela alta dispersão e baixo nível de significância do Cr. Este elemento é pouco abundante na crosta, devido ao alto grau de diferenciação sofrido por esta; no entanto, o cátion trivalente Cr³⁺ tem raio iônico parecido com o do Al³⁺ e, em particular, ao do Fe³⁺, podendo, então, substituir estes elementos (principalmente o Fe³⁺) e tornando esta forma mais significativa de apresentação do Cr na litosfera (Tabela 4.3).

Cabe ainda ressaltar que os elementos móveis como K, Na, Ba e Sr, que formam íons de grande raio iônico e/ou baixa carga iônica, preferem se concentrar na fase líquida, escapando com facilidade das estruturas minerais, inclusive em processos metassomáticos e intempéricos, podendo, desta forma, ter suas concentrações originais mascaradas.

Tabela 4.3- Valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson, onde (R²)L e (R²)P = coeficiente de correlação linear e polinomial e seus níveis de significância associados = NSL e NSP.

Elemento	(R ²)L	NSL	(R ²)P	NSP
Al ₂ O ₃	0,024	<80%	0,0541	<80%
CaO	0,807	99,9%	0,807	99,9%
Fe ₂ O ₃	0,864	99,9%	0,863	99,9%
K ₂ O	0,233	< 80%	0,233	< 80%
MnO	0,739	99,9%	0,740	99,9%
Na ₂ O	0,008	< 80%	0,009	<80%
MgO	0,876	99,9%	0,877	99,9%
TiO ₂	0,835	99,9%	0,866	99,9%
Ba	0,193	< 80%	0,195	< 80%
Sr	0,029	< 80%	0,21	< 80%
Zr	0,338	80-90%	0,404	90-95%
Ni	0,582	95-99%	0,69	99-99,9%
Cr	0,308	80%	0,308	80%

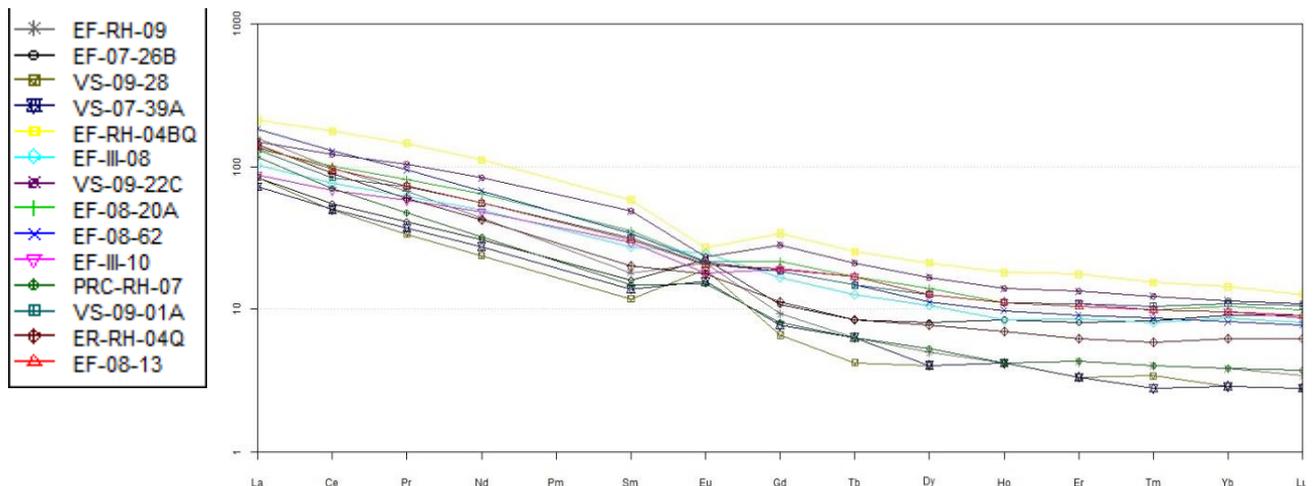
Fonte: A autora, 2015.

4.3.1.2 Análise de Elementos Terras Raras

Alguns autores, como por exemplo, Cullers *et al.* (1974) e Muecke *et al.* (1979), afirmam que geralmente há pouca modificação dos elementos terras raras durante eventos metamórficos e, por isso, pode-se usá-los para a análise geoquímica do protólito.

A análise do diagrama de elementos terras raras normalizado para condritos (Boynton 1984) mostrou-se um padrão fortemente fracionado, com enriquecimento nos leves (ETRL) e depleção dos pesados (ETRP). As razões La/Yb para as amostras desta unidade exibem valores bastante variados, entre 9,14 e 41,40 (Tab. 4.4) e não foi possível estabelecer qualquer relação entre estas razões e os teores de SiO₂ ou MgO. De modo geral, observa-se pouca diferença entre o fracionamento de ETRP em relação aos terras raras médio (ETRM).

Figura 4.4 - Diagrama exibindo padrão de elementos terras raras normalizado para condritos (Boynton, 1994).



Fonte: A autora, 2015.

Em relação à anomalia de Európio, dois grupos podem ser observados: um com anomalias positivas e outro com anomalias negativas. Na tentativa de correlacionar essas anomalias com o teor de SiO₂, constatou-se que o primeiro grupo exibe maiores teores de SiO₂ (66,13 e 68,32%) e o segundo os menores teores (54,74 e 64,44%). A anomalia negativa de Európio resulta da cristalização de minerais como o feldspato (plagioclásio) durante o processo de cristalização fracionada ou da retenção deste mesmo mineral na fonte durante o

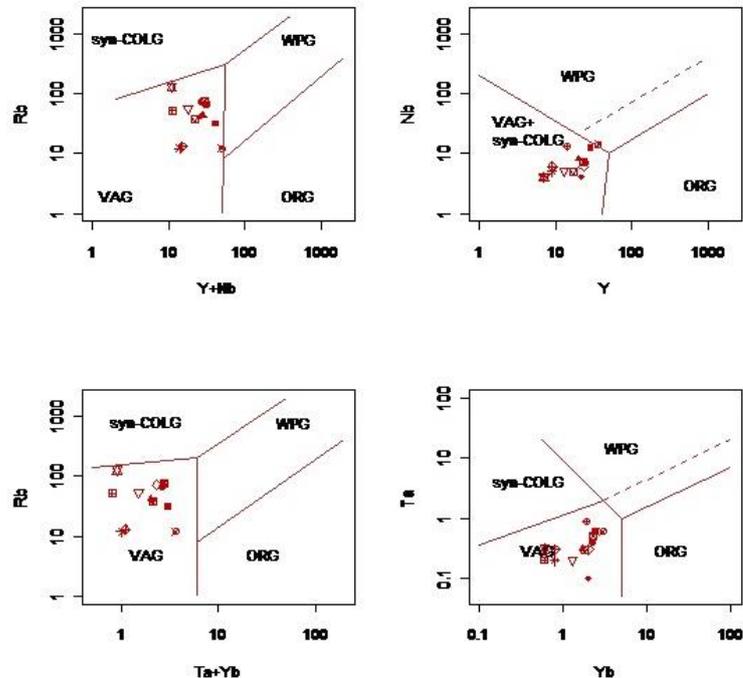
processo de fusão parcial, o que viria, em ambos os casos, a empobrecer o líquido magmático no elemento (Rollinson,1993).

4.3.1.2 Ambiente Tectônico

A fim de melhor caracterizar o ortogranulito heterogêneo, procurou-se estabelecer o ambiente tectônico em que foi gerado. Para isso, utilizou-se, diagramas binários e ternários, bem como diagramas multielementares com o propósito de se comparar com ambientes modernos descritos na literatura.

Segundo Pearce (1984), elementos traços como Rb, Y (ou Yb) e Nb (ou Ta) são os mais eficientes para a discriminação de ambiente tectônicos. Desta forma, utilizando-se dos parâmetros estabelecidos por este autor, as composições das amostras pertencentes ao Ortogranulito Heterogêneo são projetadas, predominantemente, no campo de Arco Vulcânico (Figura 4.5).

Figura 4.5 - Diagrama de ambientes tectônicos para rochas graníticas segundo Pearce et al, 1984.

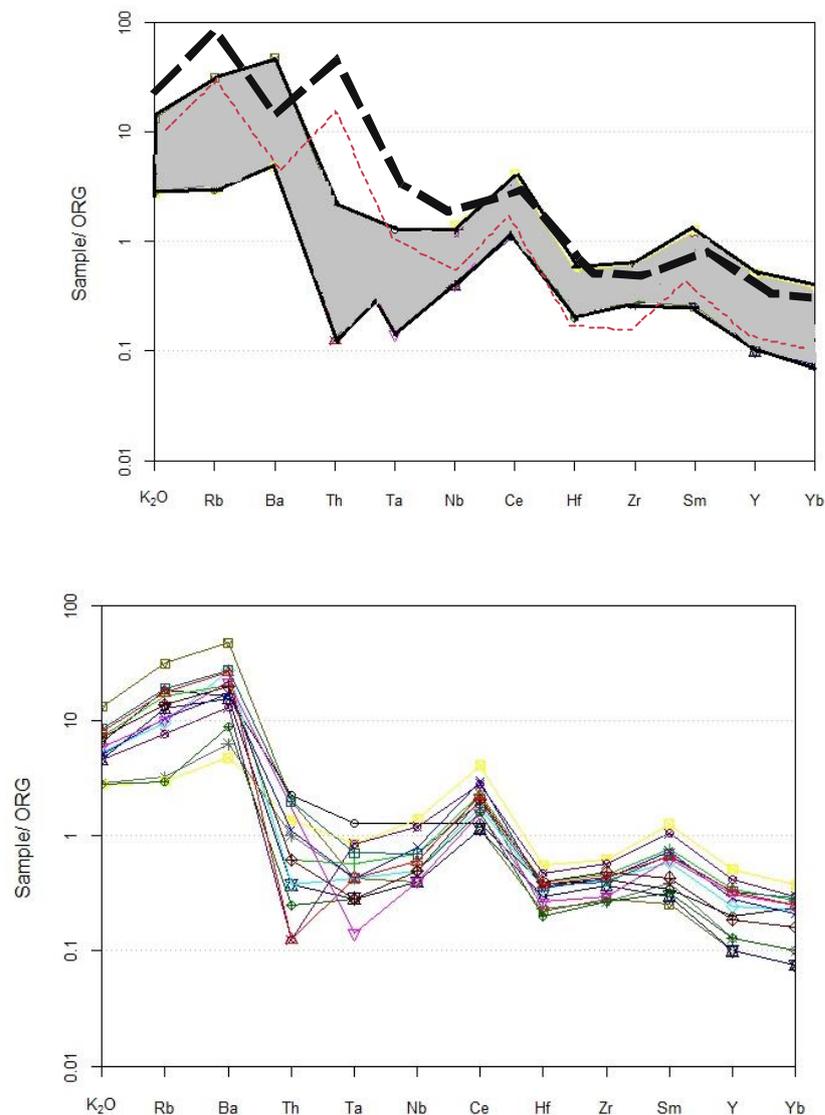


Fonte: A autora, 2015.

Ainda visando a ambientação tectônica, foi utilizado-seo diagramamultielementar normalizado para ORG e, em seguida, a comparação com ambientes modernos baseados em dados de Pearce *et al*(1984). Embora, os diagramas multielementares apresentados no

trabalho supracitado sejam de fato pouco eficientes quanto à classificação, pois, em termos de elementos pouco móveis, cai-se na problemática da semelhança entre a assinatura de alguns granitos de arco vulcânicos com granitos pós-colisionais. Por exemplo, na Figura 4.6, observa-se a assinatura dos litotipos de composição intermediária à ácida da unidade ortogranulito heterôgeneo e a assinatura dos granitos de Chile (arco vulcânico) e Oman (pós-colisional).

Figura 4.6 - Diagrama multielementos normalizados para ORG (Pearce, 1984).



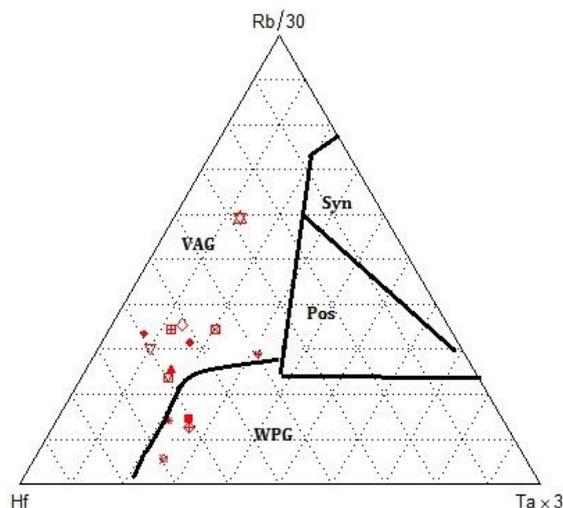
Legenda: O "envelope" corresponde ao padrão apresentado pelo Ortogranulito Heterôgeneo que pode ser observado na figura de baixo. A linha tracejada preta corresponde ao padrão exibido pelas rochas do Chile e a tracejada em magenta às rochas encontradas em Oman.

Fonte: A autora, 2015.

Portanto, é importante ressaltar que em Pearce *et al.* (*op cit.*), os autores explicitam que granitóides pós-colisionais e de “zona de supra-subducção dorsal oceânica” não podem ser distinguidos dos de arco vulcânico, utilizando-se apenas estes elementos. Por esta razão, adotou-se a utilização do diagrama ternário Rb- Hf- Ta (Harris *et al* 1986).

No diagrama ternário, assim como nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), três campos podem ser diferenciados a partir dos teores de Rb, Hf e Ta, cada um correspondente a um ambiente geotectônico: 1) arco vulcânico (VAG); 2) intraplaca (WPG); e 3) Dorsal Oceânica (ORG). No entanto, o diagrama de Harris *et al.* (1986) mostrou-se eficiente para separar granitos pré-colisionais, sin-colisionais, pós-colisionais calcioalcalinos e pós-colisionais alcalinos. Por esse motivo, foi feito o uso do mesmo neste trabalho. Assim, como no diagrama anterior, também no de Harris *et al* (1986), a composição das rochas estudadas projetaram-se preferencialmente no campo de Arco-vulcânico correspondente à granitos pré-colisionais (Figura 4.7). As quatro amostras que fogem à regra (VS-09-22, EF-RH-04B, EF-RH-09, EF-RH-07) apresentam valores mais baixos de Rb (elemento muito móvel), e portanto caem no campo de granitos intraplacas.

Figura 4.7 - Diagrama ternário de Harris para discriminação de sítios tectônicos.



Fonte: A autora, 2015.

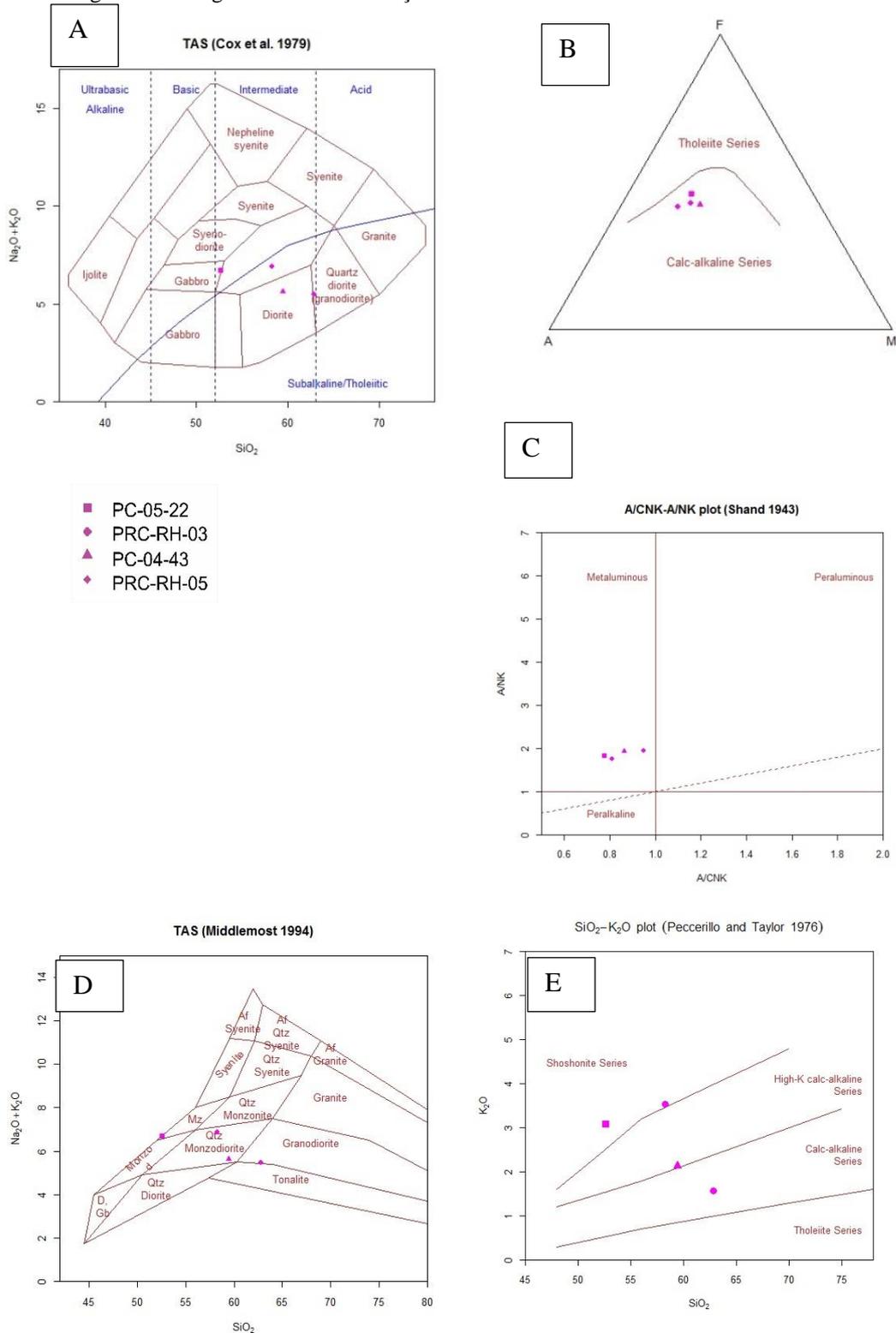
4.3.2 Ortogramulito Enderbítico

Em virtude da menor abundância de afloramentos bem como do maior grau de alteração destes, esta unidade possui apenas quatro exemplares encaminhados para análise química.

Os litotipos do Ortogramulito Enderbítico apresentam teores de SiO_2 variando entre 52,64 e 62,82%. Em termos de série, são de caráter transicional, pois uma amostra (PC-05-22) é projetada no campo de rochas de série alcalina, segundo a relação álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 (Figura 4.8 a). Apresentam assinatura cálcio-alcalina e caráter metaluminoso (Shand 1943). Segundo a relação de K_2O versus teor de SiO_2 , os granitóides são bastante heterogêneos, tendo representantes inseridos na série calcialcalina e, principalmente, na cálcio-alcalina de alto-K e shoshonítica (Figuras 4.8 (b)(c)).

Composicionalmente, os protólitos destas rochas podem ser classificados, de forma geral como monzodioritos e quartzo-monzodioritos (Middlemost, 1994) (Figura 4.8 e). Por outro lado, no diagrama total álcalis versus sílica de Cox *et al* (1979) (Figura 4.8 a), as rochas apresentam características de gabros alcalinos, quartzo dioritos e dioritos não corroborando com os dados da petrografia no qual as amostras apresentam composição predominantemente tonalíticas à granodioríticas.

Figura 4.8- Diagramas de Classificação



Legenda: diagrama álcalis versus Sílica, note que uma amostra se projeta no campo da série alcalina (Cox, 1979) (a), diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1973) (b), diagrama de Shand, 1943 (c), diagrama K₂O x SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976) (d) e diagramas classificatórios de rochas (Middlemost 1994) (e) e R1 versus R2 (De La Roche et al 1980) (f.)

Fonte: A autora, 2015.

4.3.2.1 Diagramas binários de Harker

Embora essa unidade apresente um número baixo de amostras para a realização dos diagramas binários de Harker, optou-se por manter os mesmos e apenas ter cautela na utilização destes na interpretação dos dados. Os diagramas foram executados da mesma forma que na unidade anterior, plotando elementos maiores, traços incompatíveis móveis e imóveis e compatíveis contra SiO_2 . E contando ainda com a adição de curvas de tendência lineares e polinomiais, bem como os respectivos valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson ((R²)L e (R²)P) e seus níveis de significância (NSL e NSP). Os resultados obtidos encontram-se na tabela 4.4.

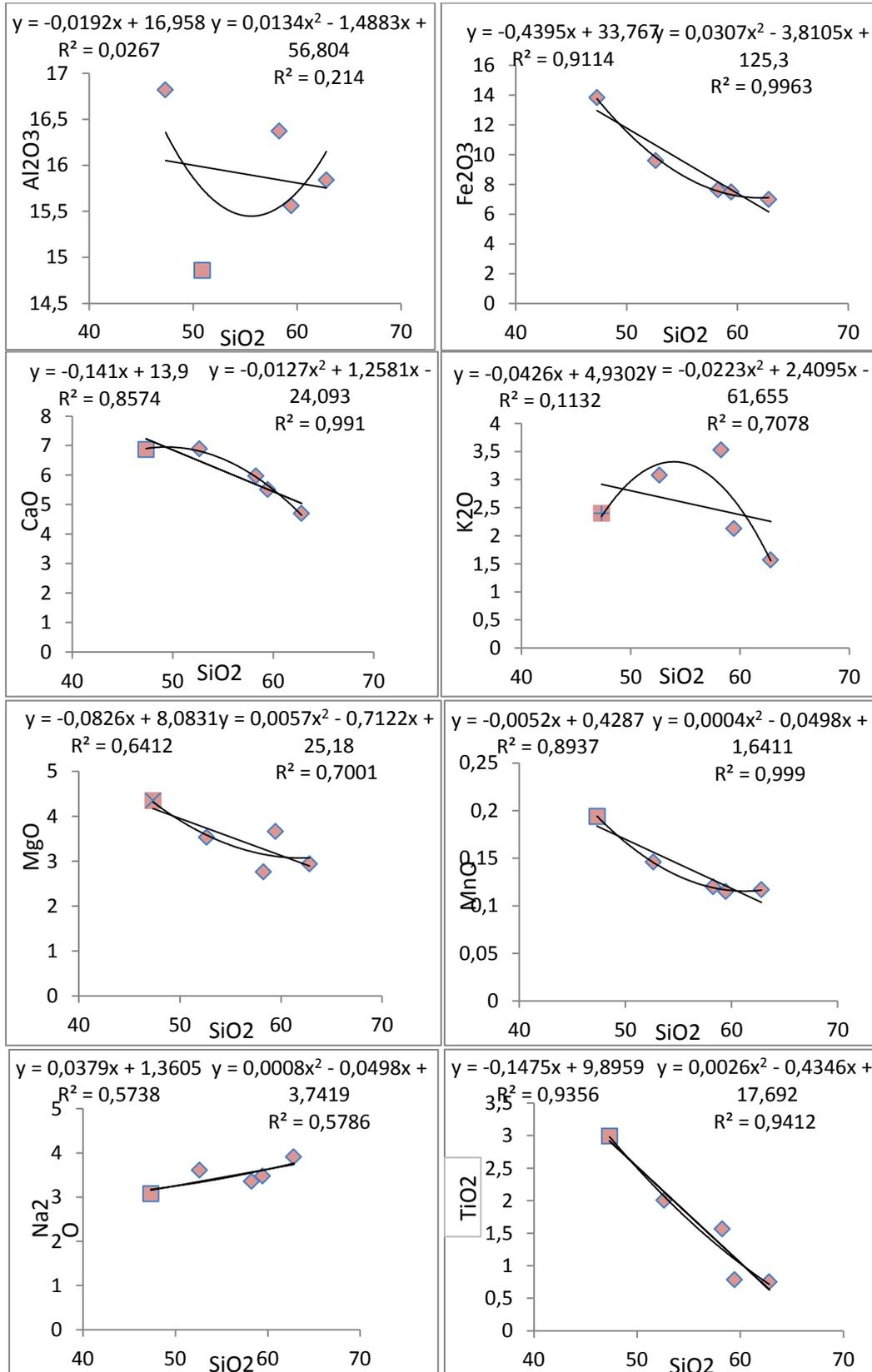
Os diagramas apresentam correlações negativas para a maior parte dos elementos, com exceção do Na_2O e dos elementos traços Ni e Cr que, curiosamente, apresentam correlação positiva com SiO_2 (Figuras 4.9 e 4.10). O Ba acompanha o K, ambos indicando que houve mudança na assembléia fracionante, na qual a partir do ponto de inflexão, provavelmente, começou a cristalizar K-feldspato. TiO_2 e Fe_2O_3 apresentam boas correlações negativas, provavelmente controladas pelo fracionamento de ilmenita e/ou magnetita.

Tabela 4.4- Quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson. (R²)L=coeficiente de correlação linear e (R²)P =coeficiente de correlação polinomial e níveis de significância associados (NSL e NSP).

Elemento	(R ²)L	NSL	(R ²)P	NSP
Al ₂ O ₃	0,684	80%	0,7186	80-90%
CaO	0,8574	90-95%	0,991	95-99%
Fe ₂ O ₃	0,911	95-99%	0,996	99,9%
K ₂ O	0,113	< 80%	0,708	80-90%
MnO	0,894	80%	0,999	99,9%
Na ₂ O	0,574	< 80%	0,579	<80%
MgO	0,641	< 80%	0,700	80-90%
TiO ₂	0,936	95-99%	0,941	95-99%
Ba	0,494	<80%	0,746	80-90%
Sr	0,17	< 80%	0,187	< 80%
Zr	0,029	<80%	0,244	<80%
Ni	0,597	< 80%	0,689	80%
Cr	0,715	80-90%	0,799	80-90%

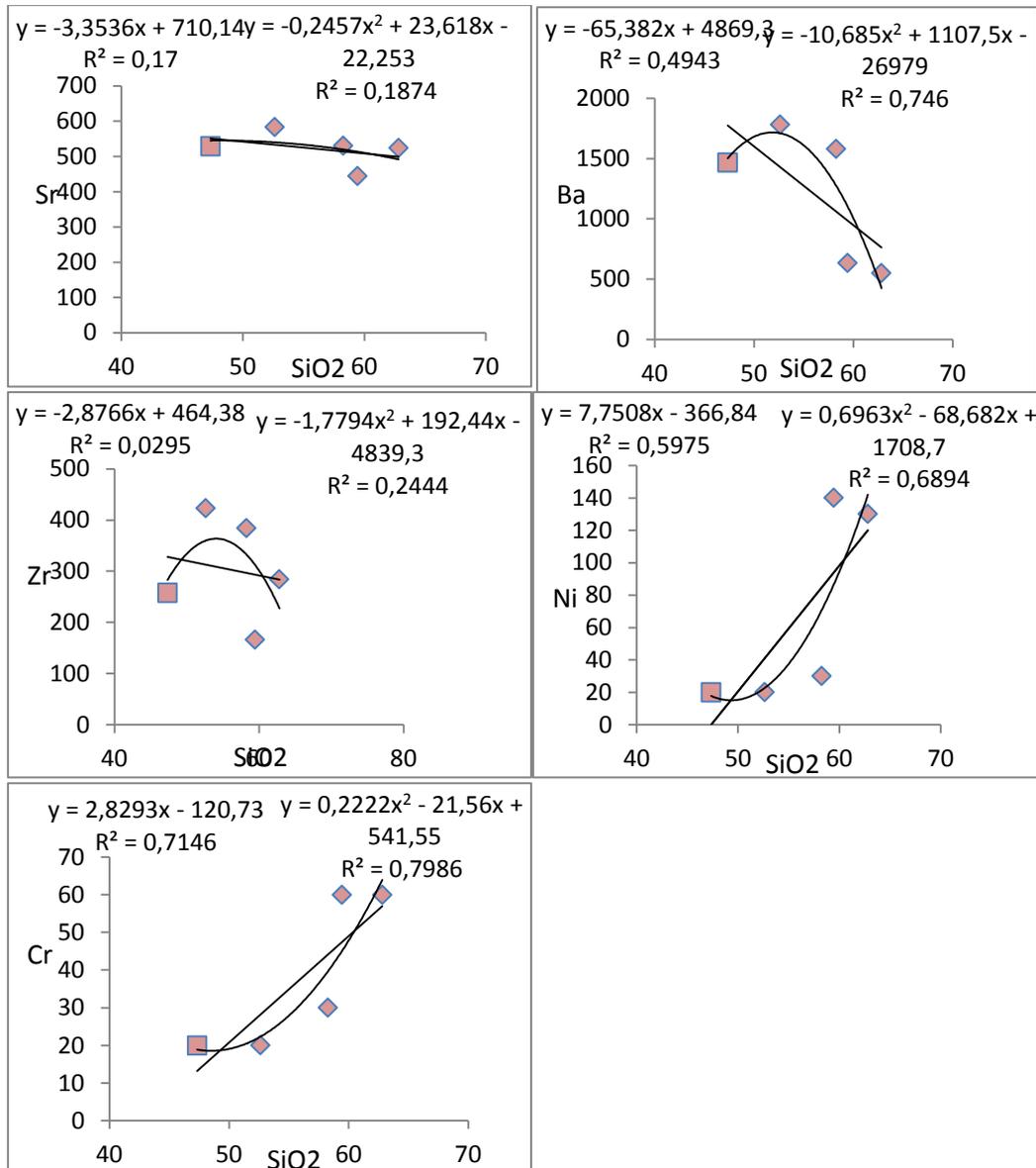
Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.9 - Diagrama binário de Harker para elementos maiores e respectivas equações lineares e polinomiais.



Fonte: A autora, 2015.

Figura 410- Diagramas binários de Harker para elementos traços. Note que as equações presentes nos gráficos correspondem às correlações lineares e polinomiais.



Fonte: A autora, 2015.

Assim como para a Unidade descrita anteriormente, nos diagramas binários de Harker, buscou-se, como primeira hipótese, considerar as rochas básicas e intermediárias a ácidas como um único conjunto de rochas cogenéticas. No entanto, em primeira análise, observou-se valores de correlação linear (e polinomial) muito baixos, onde poucos óxidos (TiO₂, MnO, CaO e Fe₂O₃) apresentam valores acima de 95% para suas correlações polinomiais, resultado este de algum significado geológico.

Por esta razão bem como pelo baixo número de amostras, afirmar a cogeneticidade ou qualquer relação evolutiva deste grupo seria imprudente, principalmente tendo em vista

os baixos valores obtidos para MgO e para Ni, que são elementos pouco móveis e deveriam indicar boas correlações. Similarmente, as correlações positivas de Ni e Cr com SiO₂ são dificilmente explicadas por processos de cristalização fracionada, uma vez que estes dois elementos são compatíveis e entram na estrutura dos primeiros minerais a se cristalizarem.

Assim como realizado para o Ortogranulito Heterogêneo, para melhor classificação petrogenética dos litotipos, realizou-se as razões (La/Yb)_N e (La/Nb)_N. As razões obtidas para a primeira relação apresentam valores entre 7,14 e 17,62 e, ao contrário do que foi observado na unidade anterior, foi possível estabelecer uma correlação negativa entre estes valores e o teor de SiO₂. As razões (La/Nb)_N variam entre 2,52 e 4,70 e, comparativamente à unidade homônima heterogênea, apresentam de certa forma valores mais próximos a 1, sugerindo que, provavelmente, estas rochas tiveram menor contaminação crustal, bem como menor participação do manto litosférico subcontinental durante sua gênese (Tabela 4.5).

Tabela 4.5- Razões (La/Yb)_N normalizadas para condritos Boynton, 1984 e razões (La/Nb)_N normalizadas para condritos de Thompson, 1982. Note que não há qualquer relação entre os valores obtidos para as razões e os teores de SiO₂ e/ou MgO.

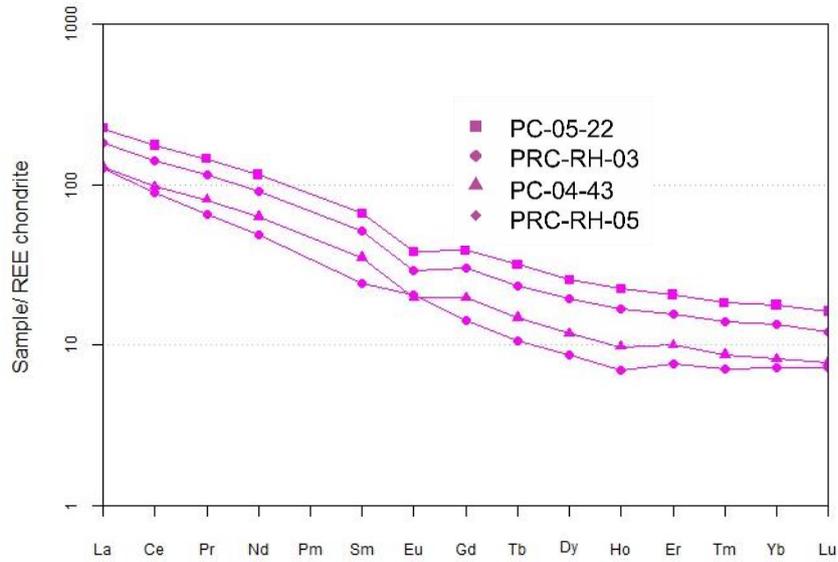
Amostras	(La/Yb) _N	(La/Nb) _N	SiO ₂	MgO
PRC-RH-05	7,14	4,11	62,82	2,94
PC-04-43	8,09	4,70	59,45	3,66
PRC-RH-03Q	13,3	2,52	58,27	2,76
PC-05-22	17,62	2,62	52,64	3,53

Fonte: A autora, 2015.

4.3.2.2 Análise de Elementos Terras Raras

Na análise de abundância de elementos terras raras normalizados para condritos, o ortogranulito enderbítico exibiu maior enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, com o grau de fracionamento de padrão ETR variando de 7,14 a 17,62. Em rochas graníticas, os ETRs são principalmente concentrados em minerais acessórios tais como allanita, titanita, apatita e monazita. Estes minerais tendem a concentrar ETRs leves e, conseqüentemente, amostras de rocha destas rochas são freqüentemente enriquecidas em ETR leves. É observada a presença da anomalia negativa de Európio em todas as amostras, com exceção da amostra PRC-RH-05, obedecendo ao mesmo padrão observado na unidade ortogranulito enderbítico, relacionado ao maior teor de SiO₂ (Figura 4.11).

Figura 4.11- Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito (Boynton, 1984).

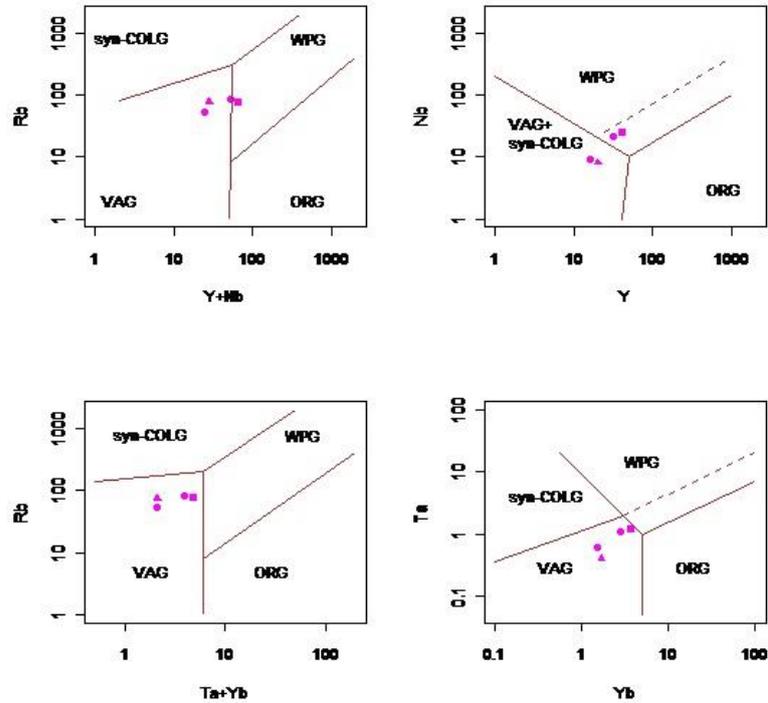


Fonte: A autora, 2015.

4.3.2.3 Ambiente Tectônico

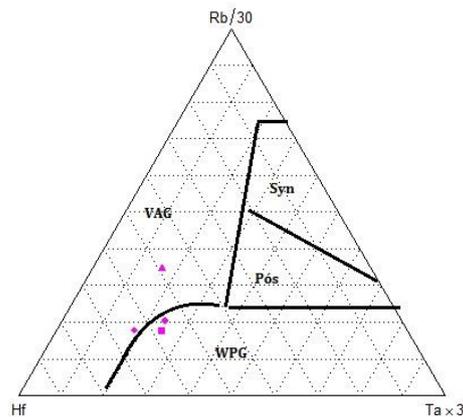
Em relação ao diagrama de Pearce *et al*(1994), no qual são utilizados os teores e somas de elementos traços como Rb, Y, Yb, Ta e Nb, os protólitos do ortogranulitoenderbitico apresentam características transicionais entre granitos de arco-vulcânico e intraplaca (Figura 4.12). Utilizando-se do diagrama ternário de Harris *et al*(1986), também encontramos representantes de ambos os grupos (Figura 4.13).

Figura 4.12- Discriminante tectônico Pearce et al 1984 para as rochas da unidade Ortogranulito Enderbitico Homogêneo



Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.13 - Diagrama ternário de Harris et al, 1986 para as rochas da unidade Ortogranulito Enderbitico Homogêneo

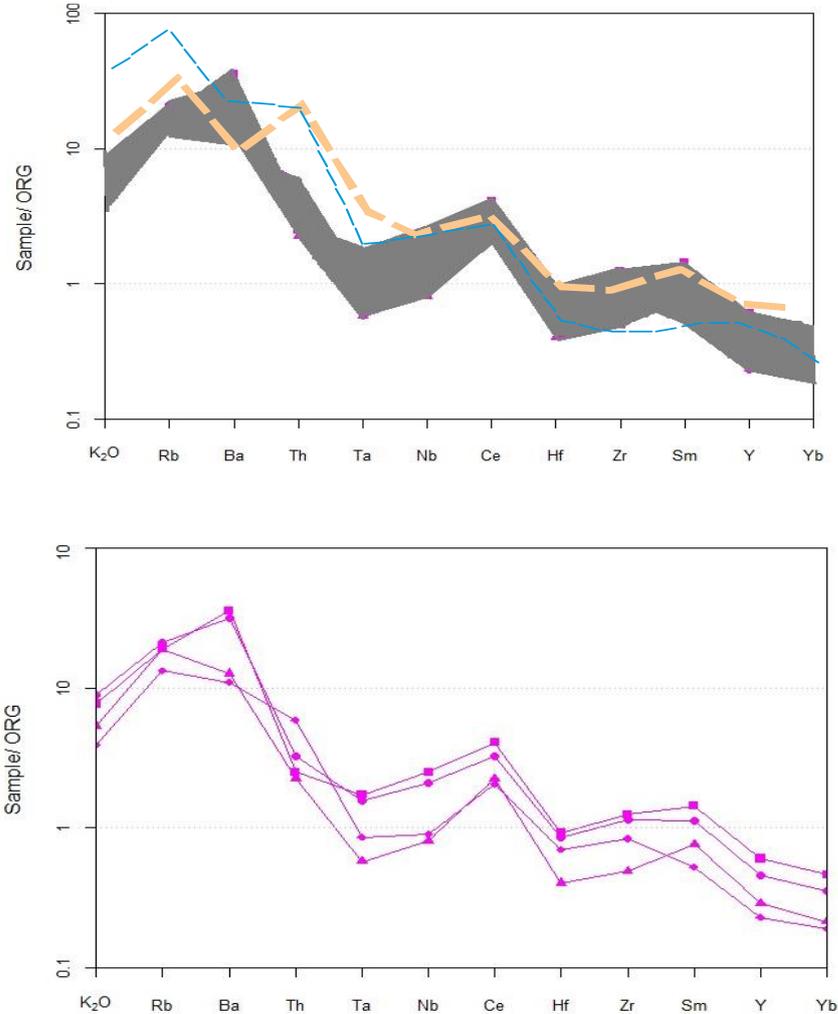


Fonte: A autora, 2015.

Por fim, a comparação com ambientes modernos, utilizando o diagrama multielementar normalizado para ORG (Pearce *et al.*, 1984) nos aponta para um padrão

semelhante, em parte, ao do Chile e ao deSkaergaard, novamente indicando que há pelo menos dois conjuntos de rochas de gênese relacionada a diferentes sítios tectônicos.

Figura 4.14- Diagrama de multielementos normalizado para ORG (Pearce, 1984), envelopado (figura superior) e com padrões individuais (figura inferior). A linha tracejada em azul corresponde ao ambiente Skaergaard ea salmao corresponde ao padrao das rochas encontradas no Chile.



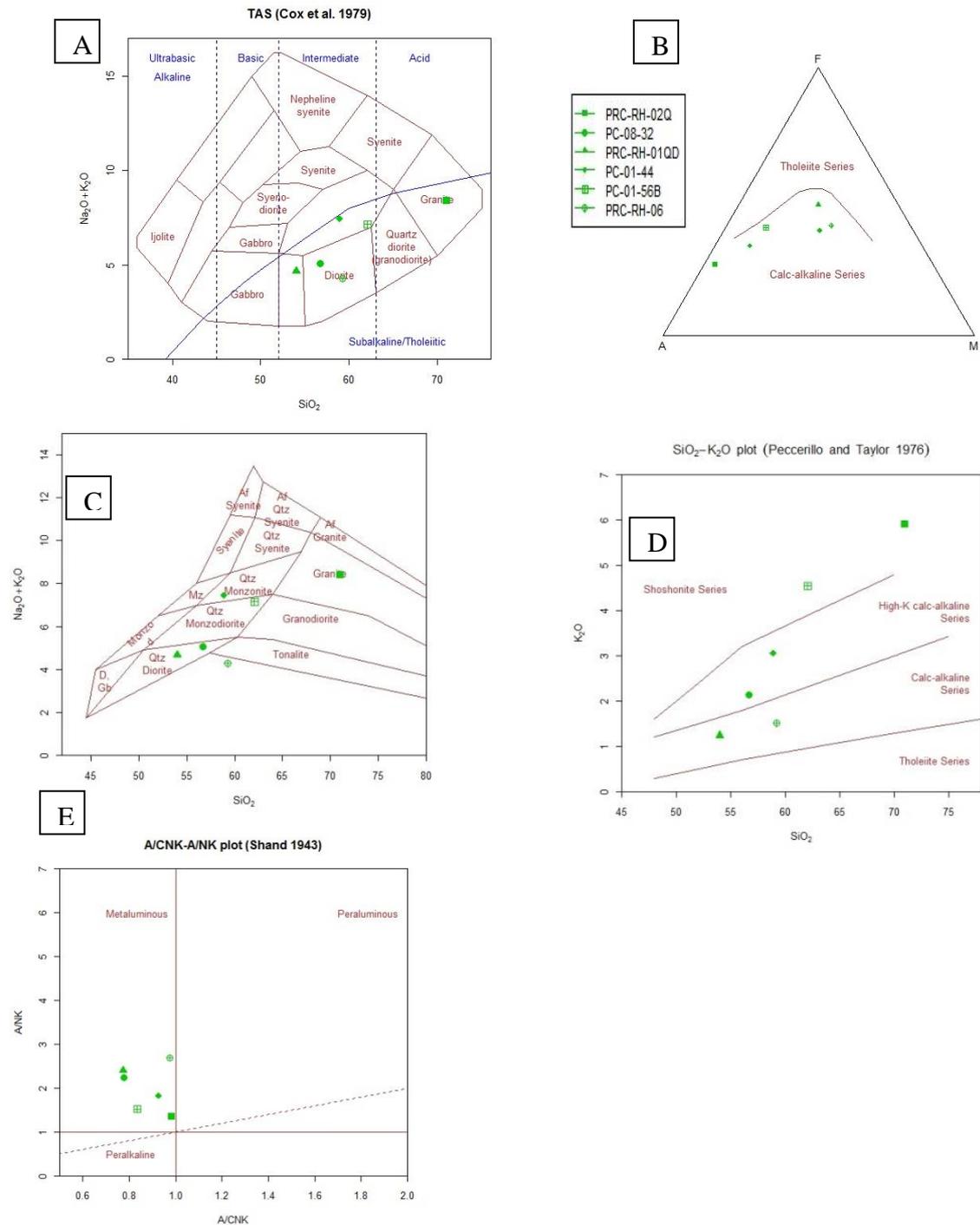
Fonte: A autora, 2015.

4.3.3 Biotita Charnoenderbítico

No biotita charnoenderbito os litotipos intermediários à ácidos possuem teor de SiO₂ muito variados, indo de 54,01 à 71,01%. Segundo sua relação álcalis x sílica, possuem características de série subalcalinacálcio-alcalina expandida, possuindo representantes nas séries de médio, alto-K e shoshonítica, segundo diagrama de Perccerillo& Taylor (1976). No diagrama de Shand(1943), são classificados como granitos metaluminosos.

No diagrama classificativo para rochas plutônicas de Middlemost(1994), seus protólitos apresentam composição muito variada, sendo projetados nos campos do quartzo diorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e granito.

Figura 4.15 - Diagramas de Classificação;



Legenda: TAS (cox et al, 1979) (a) diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1973) (b), diagrama de Shand, 1943 (c), diagrama K_2O x SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) (d) e diagramas classificatórios de rochas (Middlemost 1994) (e)

Fonte: A autora, 2015.

4.3.3.1 Diagramas Binários de Harker

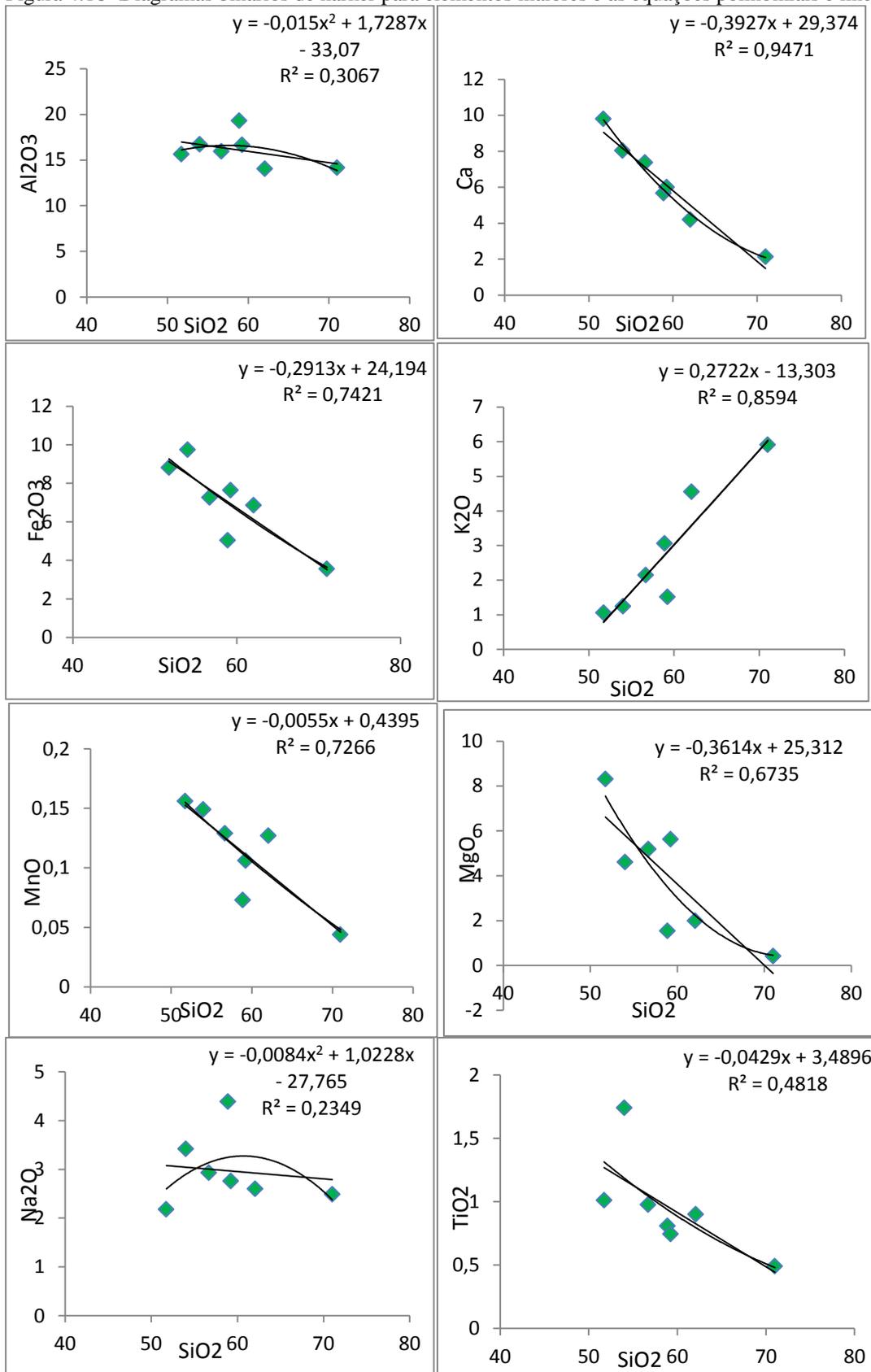
Assim como nas demais unidades, o comportamento dos elementos maiores e traços nestes ortognaisses foi estudado com a utilização de diagramas de Harker.

Assim como nas unidades anteriormente apresentadas, aplicou-se o método dos mínimos quadrados e buscou-se, como primeira hipótese, tratar todas as amostras com um único conjunto de rochas cogenéticas, ou seja, o único representante de composição básica foi integrado ao grupo de rochas de composição intermediária e ácida.

Nesse conjunto, os diagramas de Harker mostram boas correlações lineares para Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O e Ba , sendo a maioria negativa em relação ao SiO_2 . Apenas K_2O e Ba mostram correlações positivas com a sílica, o que é comum em processos de diferenciação magmática, tendo em vista a preferência destes elementos pela fase líquida. Os bons valores obtidos nos coeficientes de regressão linear sugerem a cristalização fracionada como processo formador para esta suíte. Em contrapartida, óxidos/elementos como o Al_2O_3 , Sr e principalmente o Zr , exibem, claramente, melhor correlação polinomial. Os demais elementos mostram dispersão, tornando difícil a definição de qualquer correlação. Isso pode sugerir uma maior participação de contaminação crustal e/ou eventos hidrotermais que mascararam a composição original da rocha (Figuras 4.16 e 4.17).

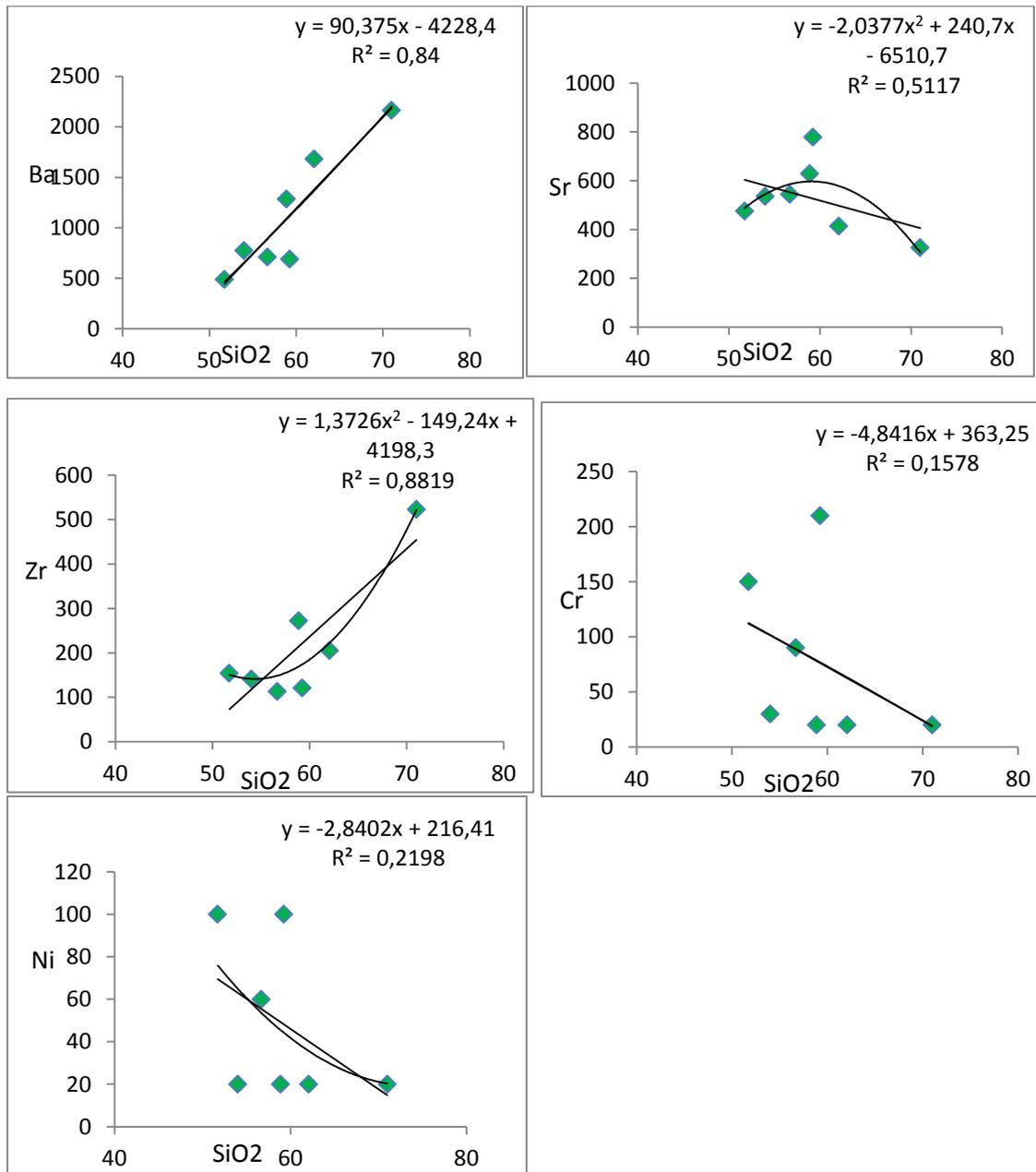
Ressaltando-se que para ter relevância e significado petrológico os valores de correlação devem ser, no mínimo, maiores que 95%, o Biotita Charnóide apresenta bons níveis de significância para CaO , K_2O , MnO , Ba e Zr (Tabela 4.6).

Figura 4.16- Diagramas binários de harker para elementos maiores e as equações polinomiais e lineares



Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.17- Diagramas binários de Harker para elementos traços



Fonte: A autora, 2015.

Tabela 4.6 – Valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson ((R2)L e (R2)P), lembrando que (R2)L = coeficiente de correlação linear e (R2)P = coeficiente de correlação polinomial e seus níveis de significância associados (NSL e NSP).

<i>Elemento</i>	<i>(R2)L</i>	<i>NSL</i>	<i>(R2)P</i>	<i>NSP</i>
Al ₂ O ₃	0,188	<80%	0,307	<80%
CaO	0,985	99,9%	0,947	99-99,9%
Fe ₂ O ₃	0,744	90-95%	0,742	90-95%
K ₂ O	0,859	95-99%	0,859	95-99%
MnO	0,726	90-95%	0,728	95-99%
Na ₂ O	0,016	< 80%	0,235	<80%
MgO	0,673	90-95%	0,733	90-95%
TiO ₂	0,482	< 80%	0,488	< 80%
Ba	0,84	95-99%	0,84	95-99%
Sr	0,191	< 80%	0,512	80%
Zr	0,733	90-95%	0,882	99-99,9%
Ni	0,220	< 80%	0,235	< 80%
Cr	0,158	< 80%	0,158	< 80%

Fonte: A autora, 2015.

Dando continuidade ao estudo petrogenético das rochas de composição intermediária a ácidas da unidade BC, verificou-se que as razões (La/Yb)_N variam de 6,42 a 23,15. Não foi possível estabelecer uma relação entre essas razões e o índice de diferenciação (SiO₂). As razões (La/Nb)_N entre 1,90 e 5,48 confirmam a participação, pelo menos parcial, do manto litosférico subcontinental durante o processo de fusão destas rochas (Tabela 4.7).

Tabela 4.7: Razões (La/Yb)_N normalizadas para condritos Boynton, 1984 e razões (La/Nb)_N normalizadas para condritos de Thompson, 1982. Note que não há qualquer relação entre os valores obtidos para as razões e os teores de SiO₂ e/ou MgO.

Amostras	(La/Yb) _N	(La/Nb) _N	SiO ₂	MgO
PRC-RH-02	19,25	4,59	71,01	0,42
PC-01-56B	6,42	2,27	62,07	1,99
PRC-RH-06	12,45	5,20	59,25	5,63
PC-01-44	23,15	5,48	58,89	1,54
PC-08-32	9,51	3,13	56,69	5,18
PRC-RH-01Q	9,68	1,90	54,01	4,61

Fonte: A autora, 2015.

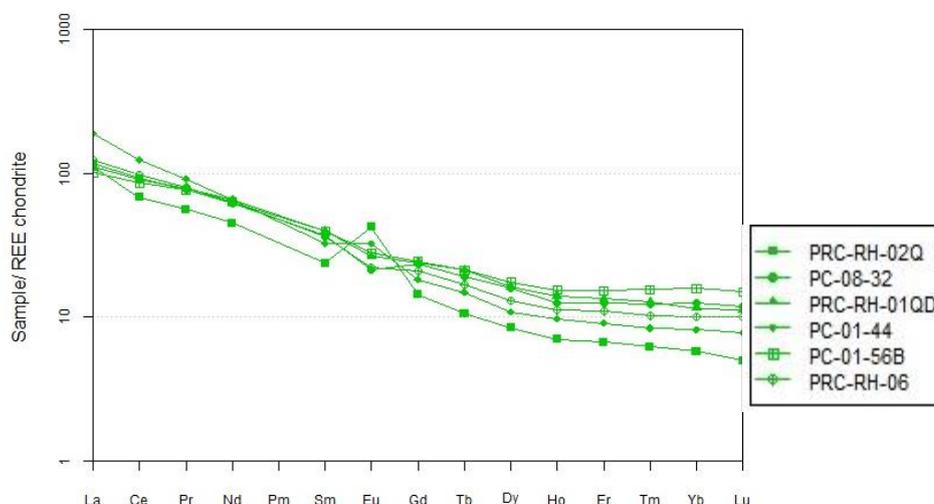
4.3.3.2 Análise de Elementos Terras Raras

O diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito (Boynton, 1994) exibe um padrão levemente convexo e moderadamente fracionado, apresentando maior enriquecimento em terras raras leves e médios em relação aos pesados. As razões (La/Yb)_N mostram-se variadas, de 6,42 a 23,15.

A maioria das amostras exibe anomalia negativa de Európio, embora duas delas (amostras PRC-01-44 e PRC-RH-02) apresentem anomalias positivas, sugerindo que minerais como feldspato não fizeram parte da assembléia fracionante. No entanto, ao contrário das unidades anteriormente descritas, esta não demonstra qualquer relação entre a anomalia Eu e o teor de SiO₂ (Figura 4.18).

A amostra PRC-RH-02Q exibe uma assinatura ligeiramente diferente das demais, anomalia positiva de Eu mais pronunciada, bem como maior depleção de Etr pesados. Esse extremo empobrecimento de Etr pesados em relação aos leves indica a presença de granada, hornblenda e/ou piroxênio na fonte e/ou presença de minerais acessórios como zircão na rocha. Essas diferenças apontam para que provavelmente esta amostra não seja cogenética com as demais.

Figura 4.18- Diagrama de elementos terras raras normalizado para condritos Boynton, 1984



Fonte: A autora, 2015.

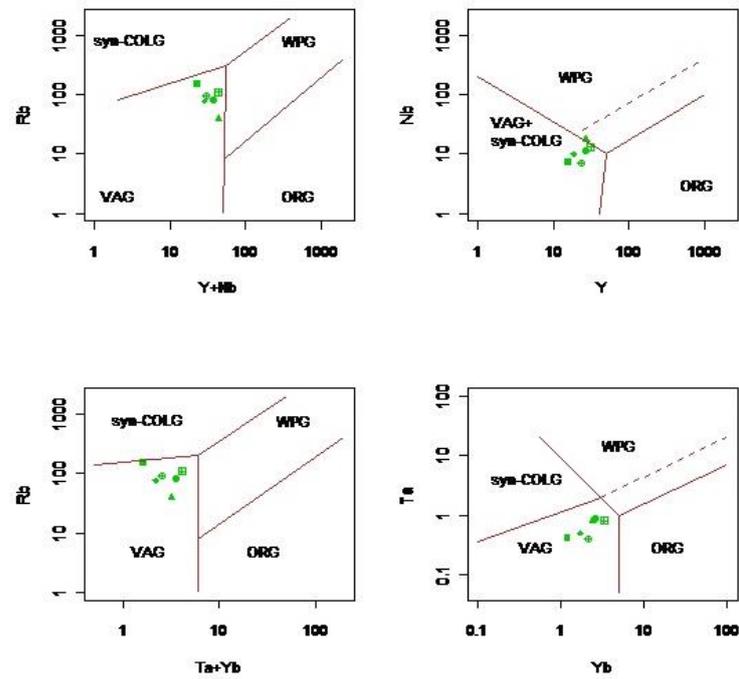
4.3.3.3 Ambiente Geotectônico

A fim de ilustrar o ambiente geotectônico em que se inserem os litotipos do biotitacharnoenderbita, projetou-se os teores de elementos traços das rochas estudadas no diagrama de Pearce et al. (1984), verificando-se que as rochas caem no campo designado para granitos de Arco Vulcânico (VAG) (Figura 4.19).

Utilizando-se dos elementos traços Hf, Ta e Rb, verifica-se que a composição das rochas da unidade charnoenderbítica é projetada preferencialmente no campo de rochas pré-colisionais, sendo que duas amostras são projetadas no campo dos granitos pós-colisionais (amostras PC-08-32 e PRC-RH-01Q) (Figura 4.20).

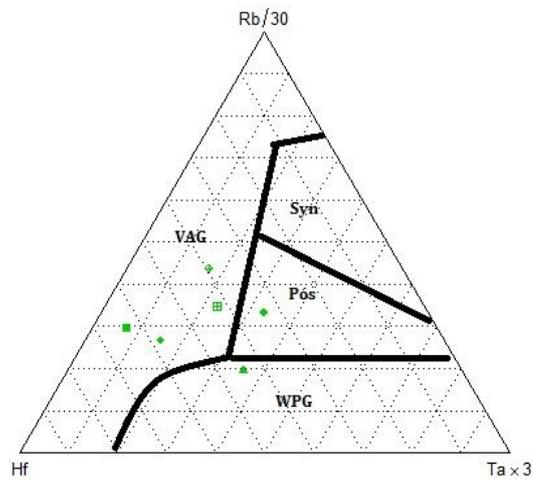
Nos diagramas multielementares normalizado para ORG (Pearce *et al* 1984), os padrões exibidos assemelham-se aos observados para o Chile (VAG) e Oman (pós-colisional), excetuando-se a amostra PRC-RH-02 que apresenta assinatura diferente daquela de ambiente proposto no trabalho, mas apresenta anomalias negativas de Nb e Ta, típicos de ambientes envolvendo subducção. A amostra PRC-RH-01Q, no entanto, não apresenta essas anomalias, sugerindo que possa, de fato, ser classificada como um granitoide pós-colisional (Figura 4.21).

Figura 4.19 - Discriminante tectônico de Pearce (1984)



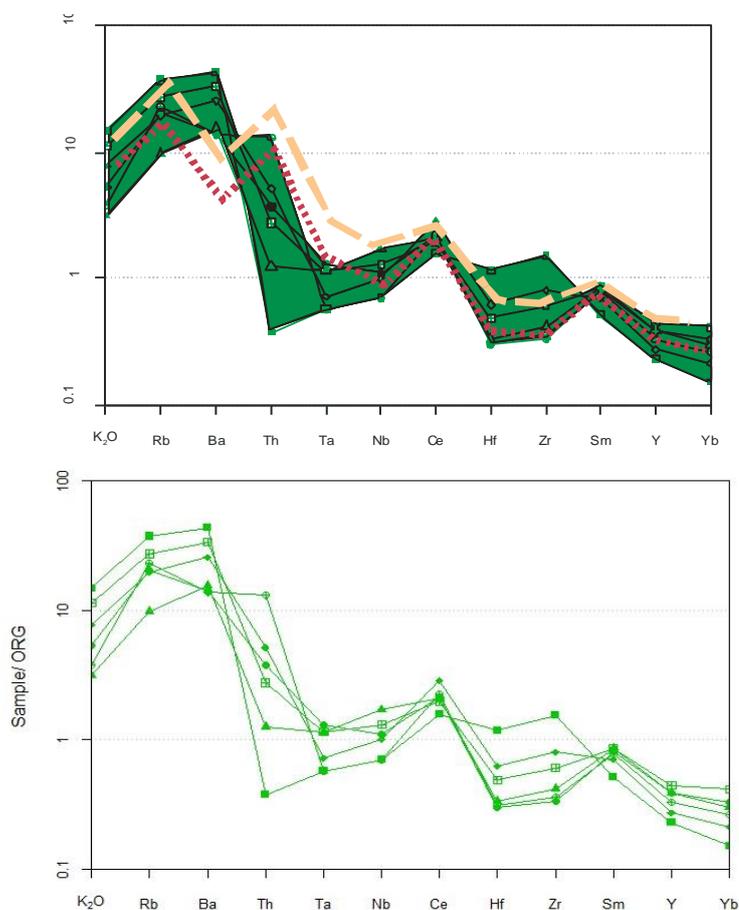
Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.20 - Diagrama ternário Harris (1986)



Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.21- Diagrama de multielementos normalizado para ORG (Pearce, 1984).



Legenda: A figura superior mostra o padrão envelopado das rochas do Biotita charnoenderbita, enquanto na figura inferior observa-se os padrões sem envelope. A linha mais clara corresponde ao padrão observado nas rochas do Chile (Arco Vulcânico) e a pontilhada magenta ao padrão exibido pelas rochas de Oman (Pós-colisional).

Fonte: A autora, 2015.

4.3.4 Rochas básicas

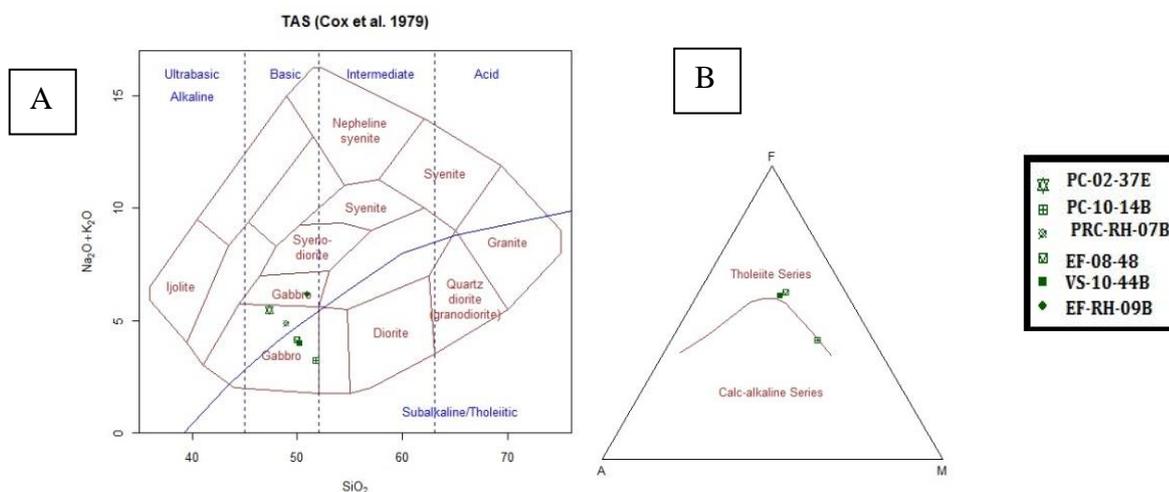
Neste item serão apresentados os resultados do estudo litogeoquímico realizado para o conjunto de rochas de composição básica ($< 52\%$ de SiO_2) pertencentes às três unidades foco do presente estudo: ortogranulito heterogêneo, ortogranulito enderbítico e biotita charnoenderbita. No total, foram analisadas seis amostras de ortogranulitos básicos, sendo a maioria (4) pertencente à unidade heterogênea, pois esta é a que apresenta maior abundância deste litotipo. As demais unidades apresentam, cada uma, apenas uma amostra representativa. O baixo número de amostras de ortogranulitos básicos, assim como dos litotipos mais félsicos da unidade Ortogranulito Enderbítico Homogêneo,

reflete a parcimoniosa ocorrência de afloramentos inalterados destes litotipos. Devido ao baixo número de amostras, elas serão tratadas em conjunto apenas com fins classificatórios, não objetivando encontrar cogeneticidade entre as mesmas.

4.3.4.1 Classificação

Os ortogranulitos básicos analisados possuem teores de SiO_2 entre 47,33 e 51,74%. Segundo diagrama de álcalis versus sílica (Cox et al, 1979), os protólitos do ortogranulito possuem composição gabróica, sendo que três amostras com assinatura de rochas subalcalinas e as outras três transicionam para o campo das rochas alcalinas (EF-RH-09BQ, EF-RH-07-BQ e PC-02-37E). As rochas subalcalinas quando plotadas no diagrama AFM, apresentam caráter transicional, predominantemente de afinidade tholeítica (Figura 4.22 B).

Figura 4.22 - Diagramas classificatórios para rochas básicas



Legenda: A- $\text{SiO}_2 \times \text{Álcalis}$ (Cox, 1979); B- AFM (Irvine Baragar, 1973), Diagrama discriminates de séries em relação ao teor de K_2O (Perceirillo & Taylor, 1976).

Fonte: A autora, 2015

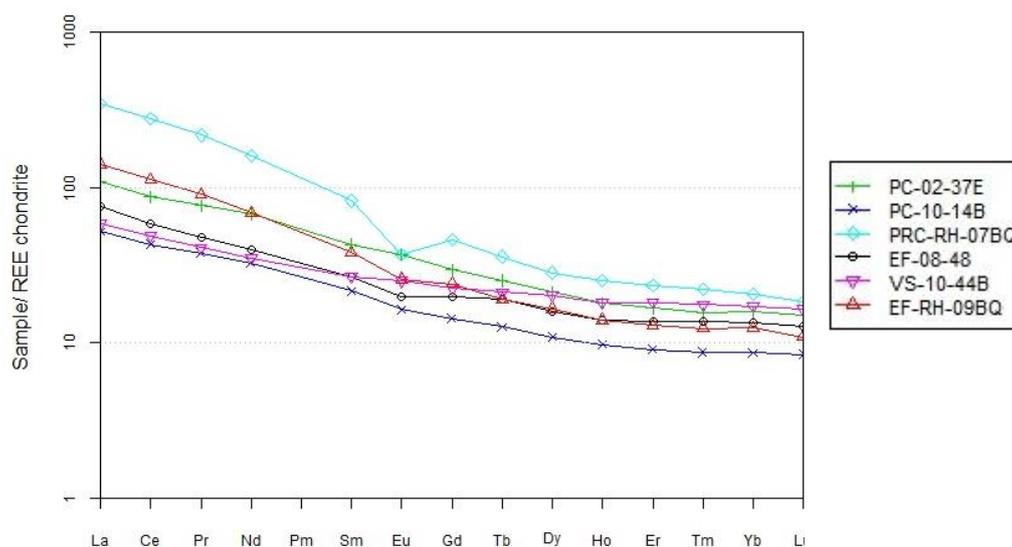
4.3.4.2 Análise de elementos terras raras

Seguindo o que foi feito para as rochas intermediárias à ácidas, utilizou-se dos diagramas de elementos terras raras para a melhor caracterização geoquímica dos litotipos básicos. Durante os processos de fusão parcial e de cristalização, há um enriquecimento

relativo das terras raras leves (TRL) na fase líquida de sistemas silicáticos cristal-líquido, ocorrendo, assim, um enriquecimento de TRL em rochas crustais. Os minerais que participam nesses processos produzem efeitos característicos nos padrões de TR das fusões, permitindo a identificação de sua atuação (Figueiredo, 1985). Nas rochas básicas-ultrabásicas, as TR estão predominantemente distribuídas nos minerais essenciais, enquanto que nas rochas ácidas e especialmente nas alcalinas, esses elementos estão concentrados nos minerais acessórios (Ronov *et al.*, 1967). Ressalta-se que os minerais essenciais ferromagnesianos tendem a concentrar as TRM e TRP, enquanto os félsicos preferem as TRL.

Os teores de elementos terras raras normalizado para condrito (Boynton, 1984) mostra maior fracionamento de TRL em relação aos pesados (Figura 4.23), principalmente nos litotipos alcalinos (PRC-RH-07B e PRC-RH-09B), com razões $(La/Yb)_N$ iguais a 11,38 e 16,85 (tabela 4.8). Os demais valores obtidos para esta razão são bastante variados, desde 3,45 a 16,85, sugerindo distintas origens para os granulitos básicos. No entanto, os valores $(La/Yb)_N > 1$, juntamente aos valores obtidos para as razões $(La/Nb)_N$ sugerem que durante os processos de geração do magma formador do protólito destas rochas, houve, pelo menos, uma contribuição do manto litosférico subcontinental.

Figura 4.23- Diagrama de elementos terras raras, normalizado para Condrito de Boynton, 1994



Fonte: A autora, 2015.

Apenas três amostras, pertencentes à unidade ortogranulito heterogêneo, apresentam anomalias negativas de Eu, com valores Eu/Eu^* entre 0,59 e 0,85, provavelmente controladas pela presença de feldspato, no caso o plagioclásio.

Tabela 4.8- Tabela com as amostras de ortogranulitos básicos e seus respectivos valores calculados para razões La/Yb , La/Nb e Eu/Eu^* .

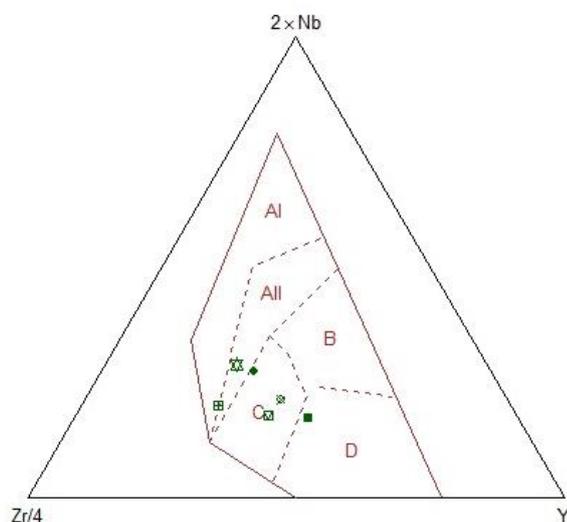
Amostras	$(La/Yb)_N$	$(La/Nb)_N$	SiO_2	MgO	Eu/Eu^*
PC-02-37E	6,96	1,60	47,33	4,35	1,03
PC-10-14B	6,05	2,17	51,74	8,31	0,92
PRC-RH-07B	16,85	7,21	48,93	6,84	0,59
EF-08-48	5,68	3,16	49,95	6,01	0,85
VS-10-44B	3,45	2,44	50,22	4,87	1,02
EF-RH-09BQ	11,38	3,17	50,93	6,12	0,84

Fonte: A autora, 2015.

4.3.4.3 Ambiente Geotectônico

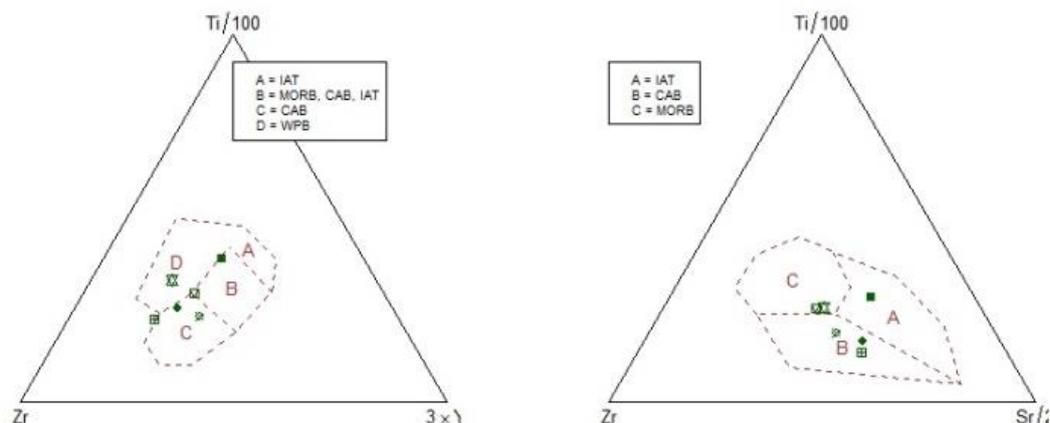
No diagrama ternário Nb- Zr-Y, Meschede (1986) propõe campos discriminatórios de basaltos MORB e toleitos continentais. Três das amostras estudadas tem suas composições projetadas no campo C, correspondente a de toleitos continentais; duas amostras tem composições que se projetam no limite dos campos AI e AII, referentes a álcali-basaltos intraplacas; e uma amostra tem composição projetada no campo D, correspondente ao de basaltos de arco vulcânico. (Figura 4.24). Por outro lado, no diagrama ternário de Pearce e Norry (1973), a composição das rochas são projetadas predominantemente no campo de basaltos alcalinos continentais (Figura 4.25).

Figura 4.24 - Discriminante tectônico de Meschede 1986. Campos AI e AII- basaltos intraplacas alcalinos; B- MORB; C-basaltos intraplacas toleíticos; D- Basaltos de arco vulcânico.



Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.25 - Diagrama ternário para discriminação de ambientes geotectônicos (Pearce e Norry, 1973).



Fonte: A autora, 2015.

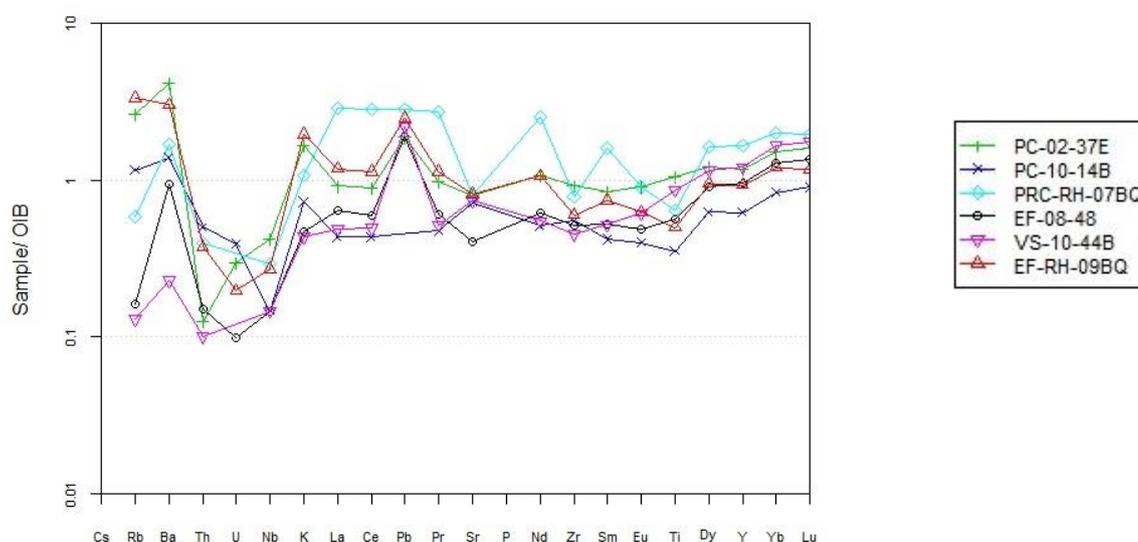
De modo geral, os diagramas discriminates tectônicos apontaram que os basaltos apresentam características predominantemente de arco (Figura 4.25), embora tenham contradições (Figura 4.24) e não tenha sido possível, nesse caso, distinguir o tipo de arco. Essa problemática com diagramas tectônicos é uma questão que tem sido comum em vários estudos recentes, como exemplificado por Myers e Breitkopf (1989). Isso se deve não apenas à heterogeneidade da fonte, como no caso dos basaltos de fundo oceânico (MORB), que podem ser subdivididos (e.g., SUN et al., 1979) em normais (N-MORB), enriquecidos ou "plume" (P-MORB) e transicionais (T-MORB), mas também ao fato de que os ambientes

evoluem e, portanto, assim como os processos tectônicos, as composições basálticas transicionam entre si.

Por esse motivo, utilizou-se diagramas multielementares, por meio dos quais, muitas vezes, é possível reconhecer alguns padrões primários pela consistência das assinaturas químicas entre várias amostras e pela comparação com padrões de rochas similares de regiões consideradas clássicas (Figueiredo, 1985). No presente trabalho, realizou-se a comparação das assinaturas geoquímicas, utilizando-se elementos incompatíveis normalizados para OIB e MORB.

Com base nos padrões apresentados nos diagramas multielementares normalizados para OIB (Sun & McDonough, 1989), as rochas básicas associadas ao Ortognaisse Heterogêneo podem ser subdivididas em dois grupos: O primeiro grupo é composto pelos basaltos alcalinos (amostras PRCH-RH-07B e PRC-RH-09B) que mostram maiores conteúdos de Rb, Ba e K em relação a U e Th (Figura 4.26), assim como os padrões observados para as representantes das demais unidades. Esta característica sugere a remobilização dos elementos de baixo potencial iônico em fluidos aquosos, relacionados à alteração da parte superior da crosta oceânica e à desidratação desta durante uma subducção, sendo, portanto, o padrão geoquímico interpretado como um registro de subducção que a dinâmica mantélica não foi ainda capaz de homogeneizar (Saunders & Tarney, 1979). O segundo grupo é composto pelas amostras (EF-08-48 e VS-10-44B), e, em contrapartida, apresenta como característica mais marcante maior enriquecimento em elementos imóveis, com exceção do Ba que se mostra com um pico na amostra Ef-08-48, sugerindo uma origem a partir do manto depletado, ou pelo menos com contribuição deste.

Figura 4.26- Diagrama de elementos incompatíveis normalizados para OIB (Sun & Mc Donough, 1989)

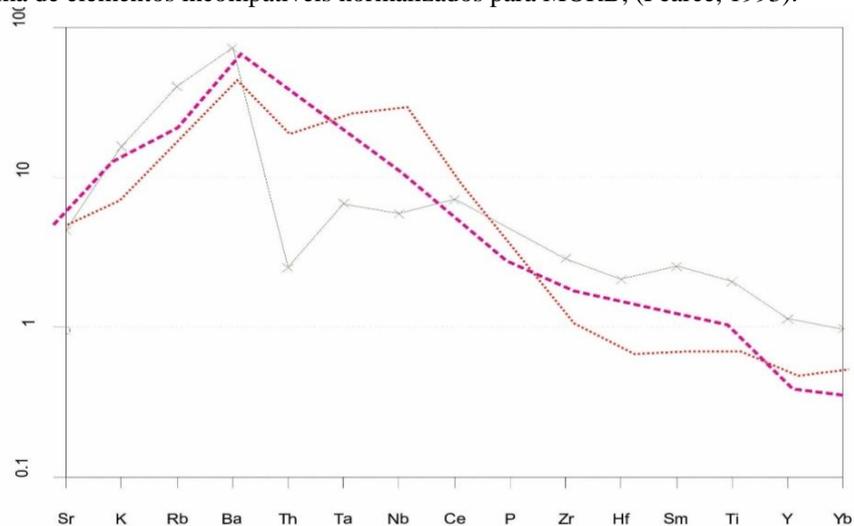


Fonte: A autora, 2015.

Quando normalizadas para MORB (Pearce 1993), a amostra pertencente ao ortogranulitoenderbítico apresenta enriquecimento em Ba, Rb, K e Sr (nessa ordem) em relação aos elementos mais incompatíveis, bem como não foram observadas anomalias de Nb e/ou Ta. Na comparação com ambientes modernos, sua assinatura assemelha-se, em parte, ao padrão observado em basaltos alcalinos continentais, pois estes não apresentam a anomalia de Th observada nos ortogranulitos da área (Figura 4.27). As rochas pertencentes à unidade heterogênea apresentam, em geral enriquecimento de elementos LILE, embora na amostra Vs-10-44 B isso seja muito sutil, e empobrecimento progressivo dos outros elementos com incompatibilidade decrescente. Excetuando a amostra supracitada, as demais apresentam anomalias negativas de Nb e Ta, típicas de ambiente envolvendo subducção. Por esses motivos, ao compararmos suas assinaturas com as de ambientes modernos (Figura 4.28), podemos relacioná-las a ambiente de arcos insulares.

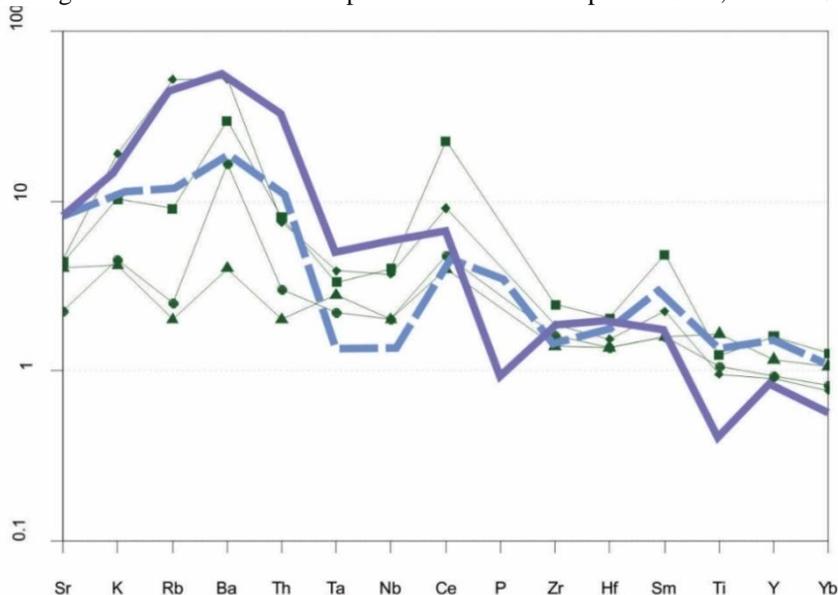
A única amostra básica da unidade biotitacharnoenderbitito (Figura 4.29) apresenta, assim como a maioria dos metabasitos aqui descritos, maior enriquecimento de elementos móveis como Rb, Ba, K, além de Th, diferenciando-se das demais por apresentar alto valor deste último elemento. Além disso, é a que apresenta maior empobrecimento em elementos imóveis. Na tentativa de compará-las com os padrões descritos em ambientes atuais, é a que apresenta maiores dificuldades na associação, mostrando apenas uma leve semelhança com o padrão exibido pelas rochas de médio-K dos Andes

Figura 4.27- Diagrama de elementos incompatíveis normalizados para MORB, (Pearce, 1993).



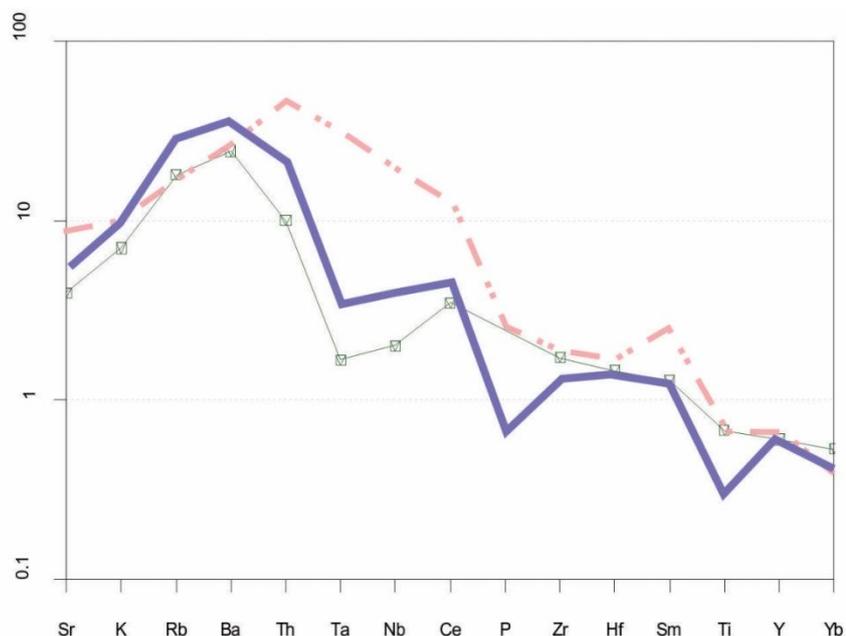
Legenda: A linha tracejada magenta corresponde ao padrão observado em basaltos alcalinos do rift da Ethiopia e a linha pontilhada vermelha corresponde ao padrão de rochas basálticas intra-continental.
Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.28- Diagrama de elementos incompatíveis normalizados para MORB, Pearce 1993.



Legenda: A linha roxa corresponde ao padrão observado em basaltos-andesitos de arco-vulcânico nos Andes e a linha tracejada azul corresponde ao padrão observado em basaltos de arco de Ilhas. Esta última apresenta maior semelhança com os ortogranulitos básicos da unidade heterogênea.
Fonte: A autora, 2015.

Figura 4.29: Diagrama de elementos incompatíveis normalizados para MORB, Pearce 1993



Legenda: A linha roxa corresponde ao padrão observado em basaltos-andesitos dos Andes e a linha pontilhada-tracejada rosa corresponde ao padrão de rochas álcali-basálticas dos Andes. Obs: A anomalia negativa de P deve ser ignorada, pois este elemento não esteve presente durante as análises químicas (anexo 2).

Fonte: A autora, 2015.

4.4 Discussão dos resultados obtidos

Diante dos resultados apresentados neste capítulo pode-se concluir que à primeira vista, as rochas de composição ácida à intermediária estudadas não apresentam diferenças muito marcantes quanto ao seu comportamento geoquímico, apenas pequenas distinções entre as unidades puderam ser constatadas. No entanto, no que diz respeito às rochas básicas são encontradas diferenças significantes, porém cabe ressaltar que devido ao baixo número de amostras os resultados obtidos devem ser cuidadosamente avaliados antes de serem apontados como fato. 1) O ortogranulitoenderbítico apresenta características da série subalcalina, cálcio-alcalina com caráter metaluminoso para os termos félsicos, enquanto a única representante máfica faz parte da série alcalina, não podendo ser consideradas cogenéticas. 2) Os ortogranulitos heterogêneos, por sua vez, apresentam afinidade calcialcalinametaluminosa e no caso dos termos básicos, predominantemente toleíticas. A relação K_2O versus SiO_2 aponta para uma marcante diferença entre as duas unidades; a unidade homogênea apresenta

predominantemente rochas que são plotadas nos campos das séries de alto K e shoshonítica, enquanto a unidade heterogênea apresenta algumas rochas inclusas na série de baixo K e maior quantidade de representantes das séries de médio e alto K, com apenas uma amostra projetando-se no campo das rochas shoshoníticas. Outra diferença que merece ser destacada são os dois trends apresentados pelas rochas em relação ao comportamento do K_2O durante a evolução magmática; as rochas do Domínio Leste apresentaram correlação positiva entre ambos, no entanto, os ortogranulitos do Domínio Oeste apontam para uma diminuição da quantidade de K_2O conforme se avança a diferenciação magmática.

De acordo com os diagramas binários de Harker, as rochas da unidade ortogranulito heterogêneo podem ser consideradas como rochas de uma mesma série expandida que evoluíram através do processo de cristalização fracionada com modificação na assembleia fracionante. Devido aos baixos valores obtidos com o método dos mínimos quadrados, possivelmente relacionado ao baixo número de amostras (ou não), as rochas da unidade de Enderbitos homogêneos não puderam ser consideradas cogenéticas, sendo relacionadas por algum processo evolutivo.

Nos discriminantes geotectônicos os ortogranulitos heterogêneos são projetados principalmente no campo dos granitos de arco vulcânico, quanto ao padrão observado em diagramas multielementos normalizados para ORG (Pearce, 1984), elas exibem assinatura bastante semelhante ao padrão observado nas rochas encontradas no Chile, sugerindo um ambiente de arco-vulcânico. No entanto, a presença de rochas básicas com assinatura toleítica somadas à presença de rochas intermediárias das suítes de baixo K, sugerem que o ambiente formador dos protólitos dos ortogranulitos heterogêneos foi um arco de ilhas que possivelmente evoluiu para um arco vulcânico.

As rochas do ortogranulito homogêneo parecem exibir dois padrões diferentes; o primeiro é semelhante ao observado no Chile assim como a unidade anterior, o segundo se assemelha ao padrão de Skaegard, sugerindo a presença de termos mais tardios, típicos de ambiente intraplaca. No que diz respeito à unidade homogênea, sugere-se um ambiente de arco magmático continental, no entanto é importante lembrar o baixo número de amostras para esta unidade o que poderia “comprometer” a análise.

A análise litogeoquímica nos mostrou que as rochas do biotita- charnoenderbito possuem assinatura cálcio-alcálica de caráter metaluminoso com representantes das séries de médio, alto -K e uma amostra projetada no campo da série shoshonítica. Os diagramas binários de harker e os bons valores obtidos para as correlações lineares, no método de regressão sugerem que provavelmente as rochas evoluíram por cristalização fracionada. Cabe

ressaltar que devido ao baixo número de amostras essa última afirmação deve ser considerada com cautela. Sua assinatura geoquímica aponta semelhanças, em parte, com os padrões observados em ambientes de arco-magmáticos e também com granitos pós colisionais, indicando desta forma, que apenas a geoquímica não é suficiente para diferenciar grupos de rocha.