



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

NATÁLIA GOMES ALVES DE SOUZA

**INFLUÊNCIA TÉRMICA DE INTRUSÕES BASÁLTICAS SOBRE AS ROCHAS
SILICICLÁSTICAS DAS FORMAÇÕES POTÍ, PIAUÍ E PEDRA DE FOGO,
PORÇÃO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

Recife
2017

NATÁLIA GOMES ALVES DE SOUZA

**INFLUÊNCIA TÉRMICA DE INTRUSÕES BASÁLTICAS SOBRE AS ROCHAS
SILICICLÁSTICAS DAS FORMAÇÕES POTÍ, PIAUÍ E PEDRA DE FOGO,
PORÇÃO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica,
Geofísica e Evolução Crustal

Orientador: Profº. Dr. João Adauto de Souza Neto

Coorientador: Profº. Dr. Breno Leitão Waichel

Recife
2017

Catálogo na fonte

Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

S729i Souza, Natália Gomes Alves de.

Influência térmica de intrusões basálticas sobre as rochas siliciclásticas das Formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo, porção leste da Bacia do Parnaíba, Brasil / Natália Gomes Alves da Souza. – Recife, 2017.

111f., il., figs., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.

Coorientador: Bruno Leitão Waichel.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências e Apêndices.

1. Geociências. 2. Influência térmica. 3. Arenitos e Folhelhos. 4. Rochas basálticas. 5. Bacia do Parnaíba. I. Souza Neto, João Adauto de (Orientador). II. Waichel, Bruno Leitão (Coorientador). III. Título.

551CDD (22.ed)

UFPE/BCTG-2018/ 177

NATÁLIA GOMES ALVES DE SOUZA

**INFLUÊNCIA TÉRMICA DE INTRUSÕES BASÁLTICAS SOBRE AS ROCHAS
SILISICLÁSTICAS DAS FORMAÇÕES POTÍ, PIAUÍ E PEDRA DE FOGO,
PORÇÃO LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Aprovada em: 27/10/2017.

BANCA EXAMINADORA

Profº. Dr. João Aduino de Souza Neto (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Profº. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profº. Dr. Gorki Mariano (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Profº. Dr. Clóvis Vaz Parente (Examinador Externo)
Universidade Federal do Ceará

Profº. Dr. Victor Hugo Santos (Examinador Externo)
Universidade Estadual do Norte Fluminense

Aos meus amigos Gabriel Albuquerque, Thales Lucio, José Victor e Douglas Farias, pelos momentos e conhecimentos compartilhados. A vocês minha eterna gratidão e admiração.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC-UFPE), pela oportunidade concedida.

Ao CNPq pela bolsa concedida.

Aos membros da banca pela disponibilidade e inestimáveis contribuições.

Ao meu orientador João Aduino pela amizade, paciência e incentivo diário.

Ao meu co-orientador Breno Waichel, por todo auxílio.

Aos professores do PPGEOC, em especial aos professores Lucia Valença, Mario Filho, Gorki Mariano e Virginio Neumann por todo auxílio.

A Victor Hugo Santos pela disponibilidade do Laboratório de Petrofísica do LENEP – UENF.

A todos meus amigos, que de alguma maneira contribuíram para este trabalho fosse finalizado, em especial a Thales Lucio, José Victor Antunes, Douglas Farias e Gabriel Albuquerque.

À minha família, pelo apoio incondicional e por compreender minha ausência em tantos momentos importantes durante esses quatro anos.

RESUMO

Diques e soleiras de basalto e diabásio da Formação Sardinha (127-134 Ma) são comuns na porção oriental da bacia do Parnaíba. O objetivo deste estudo foi avaliar a influência térmica destas intrusões sobre as rochas encaixantes (arenitos e folhelhos; formações Potí, Piauí e Pedra de Fogo). Foram utilizadas amostras representativas de testemunhos de sondagem (projeto Carvão na Bacia do Parnaíba, DNPM/CPRM) e de seções geológicas típicas aflorantes. Estas intrusões máficas variam de diabásio, de textura subofítica de granulação média nas porções centrais, a basaltos afaníticos nas bordas destes corpos. Estas intrusões são caráter toleítico, com assinatura de ambiente intraplaca, e foram divididas em três grupos: Grupo I (elevado TiO_2); Grupo II (baixo TiO_2) e Grupo III (intermediário TiO_2). Temperaturas de cristalização entre 1.200 °C e 1.270 °C foram estimadas para essas intrusões utilizando-se a termobarometria de piroxênos e plagioclásios de Putrika (2008). A redução da porosidade é comumente observada nos arenitos cortados pelas intrusões e a difração de raios X nos folhelhos identificou a presença de clorita, cloritoide e sanidina próximo do contato intrusivo. Os cálculos de fluxo térmico mostram que o surgimento desses minerais ocorre em temperaturas superiores a 500 °C e mais próximo aos contatos intrusivos podem atingir 900 °C. No entanto, este efeito térmico é limitado a menos de 6,5 m de distância dos contatos, independente da espessura das intrusões. A alteração propilítica foi identificada com a associação clorita-epidoto-calcita nas intrusões basálticas, preferencialmente nas porções próximas (até 5 cm) às bordas. Nas rochas sedimentares esta alteração hidrotermal está presente na forma de carbonatação, que varia de incipiente (carbonatos intersticiais) à pervasiva (substituição de quartzo e feldspatos (plagioclásio < feldspato alcalino)). A ocorrência de greenalita ($\text{Fe}_{2-3}\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) e amesita ($\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$) nas rochas sedimentares, associada à carbonatação observada nas mesmas, mostram que os fluidos hidrotermais foram enriquecidos em Fe, Mg e Ca. Isto foi confirmado pelo característico aumento desses elementos nas rochas sedimentares, quando estas ocorrem próximas às intrusões (diagramas de ISOCON).

Palavras-chave: Influência térmica. Arenitos e Folhelhos. Rochas basálticas. Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

Basalt dykes and diabasic intrusions of the 127-134 Ma Sardinha Formation are common in the eastern portion of the Parnaíba basin. This study aims to evaluate the thermal influence of these intrusions on the sandstone and shales of the Potí, Piauí and Pedra de Fogo formations. Representative samples were taken of these rocks from geological type-sections in outcrop and from DNPM/CPRM drill core. The intrusions generally vary in texture from medium grained (?) subophitic diabase in their centre to chilled margins of aphanitic basalt. These intrusions of tholeiitic character, were divided into three geochemical groups, Group I (high TiO₂), Group II (low TiO₂) and Grupo III (intermediary TiO₂). Crystallization temperatures of between 1,200 °C and 1,270 °C were estimated for these intrusions using the pyroxene and plagioclase thermobarometry of Putrika (2008). Reduction in porosity is commonly observed in the sandstones (and shales) cut by the mafic intrusions and X-ray diffraction identified chlorite, chloritoid and sanidine growth close to the intrusive contact. Thermal flux calculations show that this mineral growth occurs at temperatures greater than 500 °C and closer to the intrusive contact temperatures can achieve 900 °C. However, this thermal effect is restricted to less than 6,5 m contact, independent of the intrusion thickness. Propylitic alteration was identified with the association chlorite-epidote-calcite the (basaltic) chilled margins of the intrusions. In the sedimentary rocks this hydrothermal alteration is present in the form of carbonatization that varies from incipient (interstitial carbonates) to pervasive (substitution of quartz and feldspar (plagioclase <alkaline feldspar)). The occurrence of greenalite (Fe₂-3Si₂O₅(OH)₄), and amesite (Mg₂Al₂SiO₅(OH)₄) in the sedimentary rocks, associated to the carbonation observed in them, show that the hydrothermal fluids were enriched in Fe, Mg and Ca. This was confirmed by the characteristic increase in these elements when they occur close to intrusions (ISOCON diagrams).

Keywords: Thermal influence. Sandstones and Shales. Basaltic rocks. Parnaíba Basin.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	10
1.1 BACIA PARNAÍBA	12
1.2 INTRUSÕES ÍGNEAS EM ROCHAS SEDIMENTARES – CONSEQUÊNCIAS DA INTERFERÊNCIA TÉRMICA.....	16
1.2.1 Unidades Estratigráficas Envolvidas na Pesquisa	21
1.2.1.1 Formação Poti.....	21
1.2.1.2 Formação Piauí.....	22
1.2.1.3 Formação Pedra de Fogo.....	22
1.2.1.4 Formação Sardinha.....	23
2 MATERIAIS E MÉTODOS	24
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
3.1 CARACTERIZAÇÃO DOS CORPOS BASÁLTICOS INTRUSIVOS.....	29
3.1.1 Química Mineral e Cálculo de Temperatura das Rochas Basálticas	36
3.1.1.1 Piroxênios	37
3.1.1.2 Plagioclásio.....	42
3.1.2 Geoquímica de Rocha Total.....	48
3.1.2.1 Elementos Maiores	48
3.1.2.2 Elementos Terras Raras.....	51
3.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES	56
3.2.1 Arenitos e folhelhos não afetados da Formação Poti	57
3.2.2 Arenitos e Folhelhos não afetados da Formação Piauí	62
3.2.3 Arenitos e Folhelhos não afetados da Formação Pedra de Fogo	66
3.2.4 Caracterização Petrográfica dos Arenitos e Folhelhos Afetados Termalmente.....	68
3.3 COMPOSIÇÃO MINERAL DAS ROCHAS ENCAIXANTES A DIFERENTES DISTÂNCIAS DAS SOLEIRAS.....	72
3.4 CÁLCULOS DO FLUXO DE CALOR	77

3.5 MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS RELACIONADA AO METAMORFISMO DE CONTATO	80
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	85
REFERÊNCIAS.....	88
APÊNDICE A - MAPA DE PONTOS.....	95
APÊNDICE B - TABELA DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS.....	97
APÊNDICE C - DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO TESTEMUNHO 21-05-PI.....	99
APÊNDICE D - DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO TESTEMUNHO 06-PI.....	101
APÊNDICE E- SUMÁRIO DA INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS BASÁLTICAS DA FORMAÇÃO SARDINHA SOBRE OS ARENITOS E FOLHELHOS DA FORMAÇÃO POTÍ.....	103
APÊNDICE F - CARACTERIZAÇÃO MINERAL DOS COMPONENTES FINOS FORMAÇÃO POTÍ - DIFRATOGRAMAS.....	105

1 INTRODUÇÃO

A presença de rochas ígneas em bacias sedimentares pode ser de grande importância na exploração de hidrocarbonetos (ZHENYAN, HUO, *et al.*, 1999; EIRAS e WANDERLEY FILHO, 2003; MIZUSAKI, THOMAZ FILHO e ROISENBERG, 2008; THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

O efeito térmico produzido por intrusões em pacotes sedimentares favorece a maturação da matéria orgânica contida nas rochas geradoras. Nas rochas reservatório ocasiona compactação por recristalização termal e consequente redução da porosidade e da permeabilidade. Além disso, pode originar eventos favoráveis aos processos de migração (devido às significativas variações petrofísicas que produzem nas pressões hidrostáticas dos poros das rochas) e de acumulação de petróleo (diques e soleiras de diabásio) (EIRAS e WANDERLEY FILHO, 2003; THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

O alcance do efeito térmico causado por magmatismos em bacias sedimentares é condicionado por propriedades geométricas, volume de magma, temperatura, profundidade de colocação de intrusões e pelo comportamento reológico das rochas encaixantes (JAEGER, 1964; CONCEIÇÃO, ZALÁN e DAYAN, 1993).

Na Bacia do Parnaíba diques e soleiras de rochas de composição básica (Formação Sardinha (Cretáceo) e Formação Mosquito (Jurássico)) estão presentes nas sequências sedimentares Mesodevoniana-Eocarbonífera, Siluriana e Neocarbonífera-Eotriássica.

Trabalhos relacionados a dados de carbono orgânico total e modelagem térmica constatarem o favorecimento da maturação da matéria orgânica nas rochas sedimentares geradoras da Bacia do Parnaíba (folhelhos negros da Formação Pimenteiras, Meso a NeoDevoniano) (RODRIGUES, 1995; FERNANDES, 2001). O que destaca a necessidade da aplicação e de aperfeiçoamento de métodos relativos ao estudo da interação e efeito das intrusões ígneas na exploração petrolífera.

Tendo em vista a importância científica em reconhecer e entender as interações térmicas em áreas sedimentares, a presente tese pretende caracterizar e mensurar os efeitos térmicos relacionados aos corpos ígneos intrusivos na Bacia do Parnaíba.

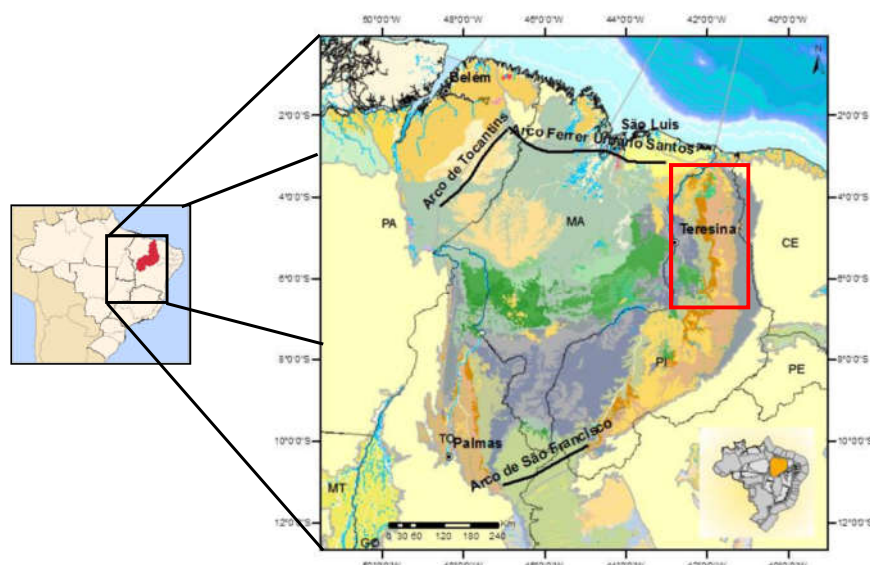
Com base nas motivações acima, foram listados os principais objetivos desta tese:

- (i) descrever as feições petrográficas (mudanças mineralógicas e texturas) através de microscopia de luz transmitida das rochas ígneas e sedimentares, afetadas e não afetadas pelos calor gerado pelas intrusões;
- (ii) caracterizar as rochas intrusivas, o ambiente genético e determinar a temperatura de cristalização das mesmas;
- (iii) caracterizar a mineralogia da fração fina por difração de raio-X das rochas encaixantes;
- (iv) calcular o fluxo de calor gerado pelas intrusões pelo método de JAEGER (1968);
- (v) determinar a mobilidade dos elementos químicos entre as amostras afetadas e não afetadas pela interferência térmica das intrusões ígneas.
- (vi) mensurar os efeitos térmicos relacionados aos corpos ígneos intrusivos relacionando os resultados obtidos

1.1 BACIA PARNAÍBA

Com uma área de aproximadamente 675.000 km², a Bacia do Parnaíba compreende praticamente toda a área dos estados do Piauí e do Maranhão, com seus limites atingindo o nordeste do Pará, centro-norte do Tocantins e o oeste do Ceará (BRITO, 1981). Está situada geograficamente entre os paralelos 2°00'' e 12°00''S e meridianos 41°00'' e 50°00''W (Figura 1).

Figura 1: Mapa de localização da área estudada na porção leste da Bacia do Parnaíba. Em destaque, área de localização dos os pontos amostrados e dos testemunhos disponibilizados pelo DNPM.



Fonte: Modificado de Fernandes (2011)

Está limitada geologicamente a norte pelo arco Ferrer–Urbano Santos, que a separa das bacias de São Luís e Barreirinhas na margem continental; a sul, pelo arco do Médio São Francisco, separando-a da bacia Sanfranciscana; a noroeste, pelo arco de Tocantins, que a separa da bacia de Marajó (SILVA, LOPES, *et al.*, 2003).

Seu desenvolvimento ocorreu sobre um embasamento continental durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana, com sua subsidência inicial

provavelmente ligada a deformações e eventos térmicos orogênicos do Ciclo Brasileiro ou Estágio de Transição da Plataforma (ALMEIDA e CARNEIRO, 2004).

A Bacia é limitada estruturalmente pelo Arco Ferrer-Urbano Santos ao Norte, pela Falha de Tauá a leste, a sudeste pelo lineamento Senador Pompeu, a oeste pelo lineamento Tocantins-Araguaia, e a noroeste pelo Arco Tocantins.

Sobre seu embasamento, de idades predominantemente Proterozóica ao início do Paleozóico, encontra-se uma sucessão de rochas sedimentares e magmáticas de até 3500 m de espessura, que podem ser dispostas em cinco Supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea limitadas por discordâncias regionais a inter regionais que podem abranger toda a bacia. Esses eventos de preenchimento estão aqui representados na carta estratigráfica da bacia (Figura 2).

Esta bacia é classificada como intracratônica típica (BRITO NEVES, 1985), ou bacia cratônica Tipo I ou de interior simples platiforme (ASMUS e PORTO, 1972) ou ainda intracratônica de interior remoto (MILANI e ZALAN, 2000). Também classificada como (FIGUEIREDO e RAJA GABAGLIA, 1986).

A Bacia do Parnaíba foi interpretada e redefinida como Província Sedimentar do Meio Norte. Sendo dividida em quatro bacias menores, com gêneses distintas: Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão Mestre (Cretáceo) (Figura 3) (GÓES, 1995; GÓES e COIMBRA, 1996).

Esta bacia foi classificada como poligenética, que teria iniciado como fratura interior continental, durante o Cambro-Ordoviciano, passando a sinéclise interior continental, a partir do Siluriano (FIGUEIREDO e RAJA GABAGLIA, 1986). Também foi aplicado o termo anficlise para a área total da Bacia do Parnaíba (FORTES, 1978), que se trata de bacias contendo extenso vulcanismo (MURATOV, 1972).

A história deposicional da Bacia do Parnaíba foi iniciada com o preenchimento de grábens por sedimentos proterozóicos a cambro-ordovicianos (p.ex., Grupo Jaibaras), tidos como o registro das atividades finais do Ciclo Brasileiro (VAZ, REZENDE e WANDERLEY FILHO, 2007).

As sequências deposicionais da Bacia do Parnaíba foram agrupadas em: Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande), Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Canindé), Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas), Jurássica (Formação Pastos Bons) e Cretácea (formações Itapecuru, Grajaú, Corda e Codó) (VAZ, REZENDE e WANDERLEY FILHO, 2007).

Figura 3: Província Sedimentar do Meio-Norte e a Bacia do Parnaíba



Fonte: BIZZI, SCHOBENHAUS e GONÇALVES (2003),
modificado de GOES (1995).

Extensos derrames e pequenas soleiras na porção oeste da Bacia do Parnaíba representam a Formação Mosquito. Este evento magmático está relacionado ao início da ruptura do Pangeia, que devido a eventos distensionais que atuaram durante o Neotriássico ao Eo-Jurássico (230-175 Ma) culminou na abertura do Atlântico Norte (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

Outro evento magmático reconhecido na bacia está relacionado à quebra do Supercontinente Gondwana (Neocomiano) representado pelos grandes diques e pequenas soleiras da Formação Sardinha (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

1.2 INTRUSÕES ÍGNEAS EM ROCHAS SEDIMENTARES – CONSEQUÊNCIAS DA INTERFERÊNCIA TÉRMICA

Eventos magmáticos presentes nas bacias sedimentares brasileiras têm sido mostrados como importantes episódios para a exploração de hidrocarbonetos, responsáveis pela geração (aquecimento), migração (alterações estruturais e petrográficas), acumulação (basaltos fraturados) e barreira (diques e soleiras) dos hidrocarbonetos, produzidos por essas rochas, tanto nas bacias sedimentares marginais como nas intracontinentais (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2007).

As bacias paleozoicas brasileiras registram dois eventos magmáticos, preferencialmente básicos, o primeiro de idade triássica (cerca de 215 Ma) que afetou as bacias do Paraná, Parnaíba, Amazonas e Solimões, quando ocorreu o início da quebra continental entre os continentes Sul-Americano e Africano. Esse magmatismo teve caráter intrusivo (diques e soleiras de diabásio) e extrusivo (derrames de basalto) (ALMEIDA, 1986; THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2007).

O segundo evento magmático, com as mesmas características estruturais, ocorreu até o Neocomiano (há cerca de 130 Ma), marcando o processo de rifteamento que deu origem às bacias marginais brasileiras e africanas e que se extravasou para as bacias paleozóicas do Paraná e do Parnaíba e no continente Africano (Província Ígnea de Etendeka, na Namíbia) (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

Magmas básicos, devido à sua composição mineralógica, são mais quentes e menor viscosos, com temperaturas entre 1.000 e 1.200 °C (SZABÓ, BABINSKI e

TEIREIXA, 2003). Estas características físicas do magma básico podem influenciar na disposição e espessura das soleiras intrudidas nas camadas sedimentares de uma bacia sedimentar.

Pacotes intrusivos de composição basáltica, ainda fluidos, tendem a se espessar em direção ao depocentro das bacias, buscando rotas mais acessíveis para o fluxo no sentido da calha estrutural, ao passo que, a espessura diminui nos altos estruturais anteriores às intrusões (WANDERLEY FILHO, TRAVASSO e ALVES, 2006).

O transporte do calor gerado por uma soleira de diabásio intrudida em uma sequência sedimentar proporciona uma direção preferencial do transporte de calor através de um corpo mais condutivo, das porções mais profundas para as mais rasas através do efeito chaminé (FERNANDES, 2011). Portanto maiores mudanças petrográficas e possível maturação de matéria orgânica, caso exista, são esperadas as porções sobrejacentes às intrusões.

O efeito térmico das intrusões em rochas sedimentares depende de diversas variáveis, tais como: temperatura inicial e tipo do magma, tempo de formação e espessura do corpo intrusivo, grau de maturação inicial da encaixante, além dos fatores que determinam a condutividade térmica das rochas encaixantes, como composição mineralógica, grau de compactação, teor de matéria orgânica, porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos e tipos de fluidos presentes (RODRIGUES, 1995; GALUSHKIN, 1997).

O tempo de resfriamento de intrusões ígneas é curto e o aumento da temperatura das rochas encaixantes causado pelas intrusões é de cerca de 50% da temperatura do magma. Além disso, a influência no fluxo de calor é limitada a 10 Ma (FAN, SHI e ZHOU, 1999). Por outro lado, outro autor sugere que o halo térmico pode se estender até 90%, raramente ultrapassa 100%, da espessura da intrusão (GALUSHKIN, 1997).

Intrusões mais rasas de basaltos e microgabros em rochas sedimentares, com textura fina a média, ainda contendo matriz vítrea ou criptocristalina, produzem efeitos a pequenas distâncias das encaixantes. Por sua vez, os corpos hipoabissais, com textura média a grossa (diabásica), com velocidade de resfriamento mais lenta, ocasionam efeitos mais expressivos (SOUSA, NOBRE e SOUZA, 2008).

O estudo do efeito térmico proporciona um histórico da influência do fluxo e de eventos térmicos nas diversas camadas que compõem uma bacia, até chegar ao estado estacionário. No caso da Bacia do Parnaíba, a estrutura térmica foi influenciada pelo fluxo térmico relacionado com sua evolução termomecânica e pelo efeito das intrusões ígneas (FERNANDES, 2011).

O efeito termal constatado através de análises de variação de carbono orgânico total (COT) que as intrusões ígneas básicas produzem nas rochas sedimentares encaixantes da Bacia do Parnaíba é equivalente à espessura do corpo intrusivo segundo Rodrigues (1995). No caso de intrusões múltiplas, supõem que o efeito poderia ser potencializado. Esse processo pode variar em suas dimensões em função da profundidade em que se implantou a intrusão, sendo maior o calor transmitido quanto maior for a profundidade (THOMAZ FILHO, MIZUSAKI e ANTONIOLI, 2008).

Modelos bidimensionais simulados confirmam que a influência do efeito térmico de intrusões ígneas na maturação térmica da Bacia do Parnaíba mostra-se determinante para a geração de hidrocarbonetos (FERNANDES, 2011). Validando estudos anteriores que consideraram os sistemas ditos não convencionais, onde as áreas senis, com alta maturação térmica devido às intrusões de diabásio, são as melhores para a prospecção de gás na bacia do Parnaíba (RODRIGUES, 1995).

A ocorrência de intrusões básicas com temperaturas variadas influenciando no tamanho da zona termicamente afetada e a presença de sanidina em rochas encaixantes, foram observadas em trabalhos anteriores nas bacias do Paraná e Potiguar, sugerindo que as rochas encaixantes destas regiões alcançaram a fácies sanidinito (SOUSA, NOBRE e SOUZA, 2008; VASCONCELOS, PETERSOHN, *et al.*, 2003; SANTOS, SOUZA, *et al.*, 2014).

As rochas da fácies sanidinito representam o resultado de um espectro contínuo de metamorfismo de contato, que ocorre sobre distâncias muito pequenas, variando de centímetros a dezenas de metros e se formam em auréolas de contato de intrusões basálticas rasas, em sedimentos que cobrem camadas de carvão e em sedimentos carbonáceos que sofreram combustão (GRAPES, 2006).

Os efeitos da alta temperatura e do desequilíbrio químico, provocados por reações incompletas decorrente do rápido aquecimento e resfriamento, são indicados por associações minerais pirometamórficas, composições químicas e hábitos dos cristais, texturas e preservação de vidro. Tais feições são normalmente muito distintivas e não se encaixam bem em outras fácies de metamorfismo de contato (GRAPES, 2006; (SANTOS, SOUZA, *et al.*, 2014).

A associação típica de rochas quartzo-feldspáticas afetadas por metamorfismo de contato na fácies sanidinito costumam conter fases minerais peculiares, tais como cordierita, tridimita, sanidina, mullita e clinoenstatita. Porém, a presença ou ausência de alguns destes minerais depende da composição da rocha original (GRAPES, 2006).

Como mencionado anteriormente, a definição proposta para a fácies sanidinito inclui como mineral essencial a sanidina que reflete a solução sólida contínua entre feldspatos potássico e sódico submetidos a temperaturas superiores a 650°C (SANTOS, SOUZA, *et al.*, 2014).

Ocorrências magmáticas podem provocar, além de mudanças texturais e surgimento de fases minerais metamórficas nas rochas encaixantes, provocados pelo aumento de temperatura, a entrada de elementos químicos oriundos de fluidos hidrotermais. Estes dois fatores podem criar mudanças nas condições de equilíbrio de diferentes fases mineralógicas das rochas sedimentares encaixantes, uma vez que alguns minerais (e.g. argilominerais, micas) se tornam metaestáveis nestas condições (KORT, ELUSZKIEWICZ, *et al.*, 2008).

A circulação de fluidos quentes e a formação de novas fases minerais não é um evento exclusivamente hidrotermal, mas também diagenético ou metamórfico. Entretanto, diagênese e hidrotermalismo são processos que, dentre outros fatores, se diferenciam com respeito a origem do fluido circulante (COSTA, 2006).

Alterações hidrotermais são alterações em que um fluido com temperatura maior que a esperada pelo gradiente geotérmico regional, interage localmente com a rocha hospedeira provocando alteração de suas fases minerais. Sendo assim diferenciada da diagênese e do metamorfismo de contato, uma vez que nestes a água, armazenada nos poros da rocha por longos períodos, em equilíbrio com a fase sólida envolvente, é

aquecida *in situ* em função da profundidade de soterramento e/ou aumento da temperatura (UTADA, 1980).

Nos sistemas hidrotermais a presença de uma fonte de calor funciona como um motor térmico que impulsiona fluidos de origens diferentes (meteóricos, contatos metamórficos, magmáticos) e estabelece um sistema de fluxo através de descontinuidades ou zonas de maior permeabilidade, fatores que controlam a distribuição e a morfologia das zonas hidrotermais (VELDE, 1995; INOUE, M. e WAKITA, 1992).

Fluidos hidrotermais podem ser definidos como fluidos mornos ou quentes (temperaturas entre 50 e 500°C) que têm a capacidade de dissolver, transportar íons e precipitar minerais em resposta a mudanças nas condições físico-químicas. A água que compõe os fluidos hidrotermais pode ser de origem meteórica, conata, marinha, metamórfica, juvenil ou magmática (PIRAJANO, 2009).

Interações químicas com a rocha encaixante ao longo de descontinuidades geológicas produzem minerais secundários entre os quais os filossilicatos que são a espécie predominante (VELDE, 1995).

Novas fases minerais, como clorita, cloritóide, illita e outros filossilicatos, podem precipitam a partir de fluidos quentes. Muitos autores apontam presença destes minerais em ambientes hidrotermais atribuindo essa ocorrência ao metamorfismo de contato. Mais próximo de intrusões as proporções illita aumentam ligeiramente com uma melhoria da sua cristalinidade em sedimentos ricos em argilominerais (KORT, ELUSZKIEWICZ, *et al.*, 2008).

Os principais tipos de alteração hidrotermal são resultado das interações dos fluidos com as rochas sob diferentes condições de temperatura e razão atividades de potássio e hidrogênio no sistema e são classificadas como metassomatismo alcalino, alteração propilítica, sericítica, argílica e argílica avançada, dentre outras (MISAS, 2010).

A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H₂O, CO₂ e, localmente no sistema. É gerada por soluções quase neutras em um intervalo variável de temperatura e ocorre nas partes distais da fonte de calor (intrusão do magma) e mais profundas. Sua mineralogia típica é dada por assembleias com epidoto, clorita e albita, além de carbonatos, feldspato potássico, pirita e sericita subordinados. Eventualmente apresenta também quartzo, óxidos de ferro, montmorillonita, zeólitas (PIRAJANO, 2009).

1.2.1 Unidades Estratigráficas Envolvidas na Pesquisa

Abaixo serão expostas as definições gerais disponíveis na literatura referentes às unidades sedimentares (Formação Poti, Formação Piauí e Formação Pedra de Fogo) e vulcânica (Formação Sardinha) encontradas em seções aflorantes e descritas nos testemunhos dos furos de sondagem do projeto Carvão na Bacia do Parnaíba (DNPM/CPRM) (LEITE, ABOARRAGE e DAEMON, 1975).

1.2.1.1 Formação Poti

A Formação Poti ocorre nas porções leste, sudeste, sul, sudoeste e oeste da Bacia do Parnaíba. A parte inferior forma áreas de relevo plano-ondulado, com extensos areais e a superior relevo dissecado, com morros abaulados. (Lima & Leite, 1978).

A unidade está posicionada estratigraficamente entre as formações Longá e Piauí. O contato inferior com a Formação Longá é variado, podendo ser concordante, gradacional ou brusco. O contato superior com a Formação Piauí é discordante erosivo (LIMA e LEITE, 1978).

A parte inferior da unidade é composta por arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados, com lâminas esparsas de siltito cinza claro e a superior por arenitos finos a médios, cinzas, lâminas de siltito e folhelhos carbonosos, ocasionalmente com laminações de carvão (LIMA e LEITE, 1978).

Nas fácies pelíticas, são descritas estruturas sedimentares como laminações e estratificações plano-paralelas, acamamentos *wavy* e bioturbações. As fácies psamíticas possuem como estruturas sedimentares estratificações cruzadas sigmoidal, *hummocky*, tabular, longitudinal, plano-paralelas e cruzadas de médio a pequeno porte (RODRIGUES, 1995).

Para a parte inferior da unidade é atribuída origem marinha, de água rasas e ambiente fluvial, e para a parte superior ambiente flúvio-deltáico, com influência marinha (LIMA e LEITE, 1978).

Estratigraficamente a unidade é posicionada no Viséano Médio a Superior (Eocarbonífero) (Melo; Loboziak, 2000). Após a deposição da formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global propiciaram a erosão na

bacia (CAPUTO, 1984), provavelmente em decorrência da orogênese coherciniana (VAZ, REZENDE e WANDERLEY FILHO, 2007).

1.2.1.2 Formação Piauí

Esta formação aflora com maior expressão na porção centro-sul do Estado do Maranhão, e no limite com o Estado do Piauí. O contato inferior com a Formação Poti se dá de forma discordante ou sem evidências de discordância. O contato superior com a Formação Pedra de Fogo é concordante, sendo que, em algumas áreas este contato é caracterizado por uma lenta gradação (RODRIGUES, 1995).

A Formação Piauí apresenta contato superior discordante com as formações Pastos Bons e Samambaia, e limite inferior, também discordante, sobre o embasamento cristalino (LIMA e LEITE, 1978).

Esta formação é composta na parte inferior por arenitos róseos, homogêneos ou com estratificação cruzada de grande porte, e intercalações de folhelhos vermelhos. Na parte superior é constituída por arenitos avermelhados com intercalações de folhelhos vermelhos, níveis de sílex e ocasionais calcários e lentes conglomeráticas na parte basal da formação (LIMA e LEITE, 1978; CAPUTO, 1984).

O ambiente deposicional desta formação é fluvial, com alguma contribuição eólica, e ocorreu em clima semi-árido a desértico, com breves incursões marinhas (LIMA e LEITE, 1978).

1.2.1.3 Formação Pedra de Fogo

A Formação Pedra de Fogo aflora principalmente na porção centro-sul e no extremo leste-sudeste do Estado do Maranhão. O contato inferior com a Formação Piauí apresenta-se em geral concordante, com lenta gradação, e por vezes com brusca mudança litológica ou lenta gradação, e o contato superior com a Formação Motuca é gradacional (RODRIGUES, 1995).

A Formação Pedra de Fogo é ainda recoberta discordantemente em vários pontos pelas formações Sambaíba e Pastos Bons, de idade permiana (Dino et al. 2002), é caracterizada por uma considerável variedade de rochas - sílex, calcário oolítico e

pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito (VAZ, REZENDE e WANDERLEY FILHO, 2007).

1.2.1.4 Formação Sardinha

Os eventos magmáticos da Bacia do Parnaíba estão relacionados a diferentes estágios de abertura do Oceano Atlântico a partir do limite Triássico-Jurássico (RODRIGUES, 1995).

O evento magmático Sardinha (127-134 Ma – Ar-Ar em rocha total) tem sido correlacionado ao magmatismo Serra Geral da Bacia do Paraná que é relacionado à quebra do supercontinente Gondwana, à abertura do Oceano Atlântico Sul e à separação dos continentes sul-americano e africano (ZÁLAN, 2004; FODOR, SIAL, *et al.*, 1990; VAZ, REZENDE e WANDERLEY FILHO, 2007).

A Formação Sardinha foi denominada por Aguiar (1970) como sendo composta por basaltos de ocorrência restrita no Estado do Maranhão, aflorantes próximos à Aldeia Sardinha, a sudoeste da cidade de Barra do Corda e sudeste de Grajaú. Maiores exposições ocorrem na porção oriental da Bacia do Parnaíba, no Piauí (FODOR, SIAL, *et al.*, 1990).

É composta por grandes diques e pequenas soleiras de basalto e diabásio e, mais raramente, gabros de coloração cinza ou esverdeada muito escura e com granulação média a fina. São rochas compostas por piroxênio, plagioclásio e apatita (LIMA e LEITE, 1978).

Estas rochas possuem natureza toleítica (FODOR, SIAL, *et al.*, 1990) e são distintas em dois grupos de basaltos não cogenéticos, quais sejam: baixo-Ti ($\text{TiO}_2 < 2\%$ peso) e alto-Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$ peso), à semelhança do que é observado em várias províncias basálticas continentais (SILVA, ALMEIDA, *et al.*, 2016). Porém estudo recente sugere o componente alcalino dos basaltos da Formação Sardinha pode representar um evento magmático distinto do até agora descrito, de composição, idade ou gêneses distintas (OLIVEIRA, 2017).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos adotados neste estudo compreenderam atividades de gabinete, laboratoriais e de campo, as quais tiveram seus resultados obtidos, até o estado atual dessa pesquisa, interpretados e arranjados neste relatório, obedecendo-se às etapas listadas abaixo.

i. Levantamento bibliográfico de trabalhos anteriores relacionados à área, bem como aos temas abordados na pesquisa, que incluem além de estudos petrológicos e geoquímicos de rochas vulcânicas e subvulcânicas, aspectos petrográficos e texturais de rochas sedimentares (em especial folhelhos e arenitos) termalmente afetadas por intrusões vulcânicas.

ii. Etapas de campo, no total de 25 dias, para reconhecimento e levantamento geológico da na porção centro-leste da Bacia do Parnaíba, nas quais foram coletadas 56 amostras representativas das rochas vulcânicas, sedimentares e metamórficas (afetadas pelo metamorfismo de contato causado por intrusões) desta área, que foram devidamente descritas macroscopicamente.

iii. Descrições de dois furos (21-05-PI e 06-PI) de sondagem pertencentes ao projeto Carvão Mineral na Bacia do Parnaíba (LEITE, ABOARRAGE e DAEMON, 1975), com o intuito de situar e mensurar as camadas de rochas vulcânicas e quantificar, por feições mineralógicas e texturais, a influência térmica (metamorfismo de contato) dessas rochas sobre aquelas sedimentares encaixantes. As amostras forma coletadas a cada 15 cm até a metade da distância equivalente a espessura da intrusão mais próxima, depois disso as amostras foram coletadas a cada 30 cm ou um metro dependendo da espessura da intrusão.

iv. Descrição e caracterização petrográfica detalhada em laboratório, com auxílio de microscópio petrográfico (Laboratório de Microscopia Ótica do Departamento de Geologia), de 35 lâminas delgadas das amostras representativas (de afloramento e de testemunho), tanto das rochas vulcânicas e subvulcânicas como sedimentares, e afetadas em diferentes graus de acordo com a distância em relação ao contato com as rochas intrusivas. Esta etapa foi de grande importância para a caracterização das rochas vulcânicas estudadas e para o entendimento das relações observadas entre essas rochas vulcânicas e os diversos litotipos das formações sedimentares encaixantes. Tais

resultados também serviram para selecionar as amostras representativas que foram utilizadas nas análises geoquímica.

v. Análises qualitativas por difratometria de raios-X (DRX) em 12 amostras representativas das rochas sedimentares e afetadas pelo metamorfismo de contato foram realizadas com o intuito de investigar a composição química de componentes (matriz e microcristais) não reconhecidos (e.g. material muito fino) sob o microscópio de luz transmitida e inferir as possíveis condições de temperatura e pressão metamórficas que estas rochas foram submetidas. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Petrofísica do LENEP - UENF.

vi. Análise da composição química mineral para determinação da composição química pontual das principais fases minerais de amostras representativas das rochas vulcânicas estudadas, por meio da técnica de microsonda eletrônica. As análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises II – DGEO – UFOP, integrante da rede de microscopia da FAPEMIG – RMIC (Rede de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais) em aparelho de microsonda eletrônica na marca JEOL modelo JXA-8230, equipada com cinco espectrômetros. Foi utilizada a voltagem de aceleração 15 KV; corrente do feixe eletrônico 20 nA; diâmetro de feixe incidente de 5 µm ou 2 µm para cristais muito pequenos. As lâminas foram recobertas com carbono para estudo através de microsonda eletrônica. Nas quais foram analisados plagioclásios e piroxênios visando compreender a natureza e as condições físico-químicas, temperatura e pressão as quais as rochas vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba estudadas foram cristalizadas.

vii. Análises Geoquímicas multi-elementares foram realizadas em 23 amostras representativas dos litotipos vulcânicos selecionados com base no estudo petrográfico de detalhe. Foram analisados os elementos maiores e traços (pacote com 48 elementos, incluindo os ETR). Os elementos maiores e traços (Ag, Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr, além dos ETR's: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram analisados por Espectrometria de Plasma (ICP-AES combinado com ICP-MS). Todas as análises foram executadas no laboratório canadense Bureau Veritas. Os resultados destas análises foram utilizados para caracterização das mesmas e elucidação do ambiente genético destas rochas, além da

ilustrar a mobilidade dos elementos químicos durante o metamorfismo de contato relacionado às intrusões vulcânicas.

viii. Análise Geoquímicas por Fluorescência de raios-X em 12 amostras representativas das rochas siliciclásticas estudadas para obtenção das concentrações dos elementos maiores e de 27 elementos traços (As, Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, V, W, Y, Zn, Zr, Se, Br, Cd, Sb, Pr, e Bi), realizadas no Laboratório de Petrofísica do LENEP - UENF. Com estes dados foram elaborados diagramas ISOCON (Grant, 1986), que avaliam a mobilidade (ganho/ perda) de elementos químicos durante a transformação do material original. Estes diagramas consistem em uma relação entre as concentrações dos elementos químicos no material original (rochas sedimentares não afetadas pelo metamorfismo de contato, por exemplo) e as concentrações dos elementos no produto de alteração deste material (rochas resultantes do metamorfismo de contato/hidrotermalismo, por exemplo), com o intuito de compreender a mobilidade dos elementos químicos durante as transformações metamórficas causadas pelas intrusões ígneas estudadas.

ix. Cálculo do fluxo térmico para ilustrar as condições de temperatura proximais ao entorno das intrusões. As equações utilizadas para tal foram obtidas em Jaeger (1964). Como resultados foram gerados gráficos temperatura *versus* tempo para as intrusões consideradas mais expressivas. Estes dados auxiliaram, juntamente com os dados obtidos na descrição petrográfica e análises de DRX, na determinação das temperaturas iniciais e finais das modificações causadas pelas intrusões.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante as duas etapas de campo foram examinadas 30 pontos com a coleta de 60 amostras das quais 15 são referentes a 4 afloramentos da Formação Pedra de Fogo intrudida por basaltos.

Além disso, foram coletadas no total 126 amostras de 2 furos de sondagem (21-05-PI e 06-PI), tanto das rochas de composição basáltica como das rochas sedimentares encaixantes a diferentes distâncias das intrusões.

O furo 21-05-PI mostra uma sequência de rochas sedimentares da Formação Poti cortada por *sills* que variam de diabásio a basaltos das porções centrais em direção às bordas dos corpos intrusivos, respectivamente. Foram reconhecidos 6 *sills* de espessuras entre 0,67 m a 23,04 m no intervalo de profundidade entre 178 m e 320,50 m (Apêndice III). A Formação Piauí está representada no furo 06-PI e entre as profundidades de 83 m e 180,26 m é intrudida por 3 intrusões concordantes de espessuras entre 2,10 m e 5,95 m (Apêndice IV). Por outro lado nas exposições de contatos entre as rochas vulcânicas e rochas encaixantes que pertencem a Formação Pedra de Fogo, nos quais os *sills* não ultrapassam 50 cm de espessura.

A Tabela 1 mostra as informações de localização, espessura, profundidade das intrusões ígneas identificadas nos dois furos de sondagem, do Projeto Carvão Mineral na Bacia do Parnaíba, descritos nesta pesquisa. O furo 21-05-PI apresenta o maior número e maior variação de espessuras de intrusões ígneas, 6 intrusões variando de 0,67m a 23m de espessura, por estas características este testemunho foi definido como o mais representativo, tendo sido nele realizada as análises de DRX, FRX e cálculo do fluxo térmico.

Foram descritas macroscopicamente 56 amostras de rochas ígneas de superfície e 24 amostras de subsuperfície, destas as 14 mais representativas foram caracterizadas microscopicamente, observando principalmente as variações texturais e mineralógicas entre as porções mais centrais e as bordas das intrusões. Uma vez que regiões de contato entre rochas com reologias diferentes são propícias a uma maior percolação de fluidos que podem causar modificações significativas nas feições tanto das rochas intrusivas como das rochas encaixantes.

Tabela 1 - Dados das intrusões basálticas encontradas nos testemunhos de furo de sondagem 21-05-PI e 06-PI.

Intrusões do Furo 21-05-PI				
Intrusão	Rocha	Profundidade (m)	Espessura (m)	Formação Intrudida
Intrusão I	Diabásio	178,75	1,81	Formação Potí
Intrusão II	Diabásio	238,5	3,8	Formação Potí
Intrusão III	Diabásio	253,03	2,54	Formação Potí
Intrusão IV	Diabásio	264,86	23,04	Formação Potí
Intrusão V	Diabásio	298,8	0,67	Formação Potí
Intrusão VI	Diabásio	315,95	4,55	Formação Potí
Intrusões do Furo 06-PI				
Intrusão	Rocha	Profundidade (m)	Espessura (m)	Formação Intrudida
Intrusão I	Diabásio	83	2,1	Formação Piauí
Intrusão II	Diabásio	138,74	2,95	Formação Piauí
Intrusão III	Diabásio	174,31	5,95	Formação Piauí

Fonte: Própria autora

Estas rochas basálticas também foram caracterizadas quimicamente e quanto ao seu ambiente genético através da confecção de diagramas a partir dos dados obtidos nas análises química de rocha total de 23 amostras coletadas tanto em afloramento quanto nos testemunhos de furos de sondagem.

Estas análises também serviram para a diferenciação entre as composições destas rochas vulcânicas mais próximas aos contatos com as rochas encaixantes e as mais distais com o intuito de definir a composição de possíveis fluidos hidrotermais que as afetaram.

As análises de química pontual em piroxênios e plagioclásios das rochas vulcânicas foram realizadas em 98 pontos em 4 amostras visando a definição da temperatura de cristalização destas fases minerais. Estes dados foram utilizados nos cálculos do fluxo térmico, que auxiliaram na interpretação da influência térmica das intrusões basálticas.

As interpretações referentes as rochas sedimentares, afetadas ou não pelo calor gerado pelas intrusões, abrangem o estudo petrográfico de 21 lâminas delgadas das amostras representativas de afloramento e de testemunhos de furos de sondagem dos

arenitos esbranquiçados e folhelhos cinza da Formação Potí (testemunho 21-05-PI), arenitos amarelados e folhelhos cinza e avermelhados da Formação Piauí (testemunho 06-PI) e siltitos e folhelhos cinza da Formação Pedra de Fogo (dois afloramentos). Não foram localizadas exposições do contato entre os folhelhos da Formação Pimenteiras (principal geradora) e as vulcânicas da Formação Sardinha.

Análise dos processos diagenéticos foram feitas e sempre que possível foram diferenciados dos processos hidrotermais que atingem estas unidades devido as intrusões da Formação Sardinha.

13 amostras de arenitos e folhelhos, da Formação Potí, foram analisadas por DRX e por FRX, o que permitiu a caracterização das fases minerais que não foram identificadas nas análises microscópicas, a partir das quais foram estabelecidas as possíveis condições de temperatura de metamorfismo e/ou o caráter dos fluidos hidrotermais interpretados conjuntamente com os dados de temperatura obtidos pelo método de (JAEGER, 1968).

As análises petrográficas e de química mineral dos basaltos e diabásios demonstraram a existência de uma possível zona de hidrotermal nas regiões de contato entre as rochas sedimentares encaixantes e as rochas vulcânicas em subsuperfície. As feições principais desse processo hidrotermal também serão discutidas nesse capítulo.

3.1 CARACTERIZAÇÃO DOS CORPOS BASÁLTICOS INTRUSIVOS

As seções aflorantes das rochas basálticas intrusivas da Bacia do Parnaíba tratam-se de corpos rochosos de 10 a 20 m de largura e raramente ultrapassando 10 m de altura (Figura 4), de difícil localização de contatos entre estas rochas vulcânicas e as rochas sedimentares encaixantes. Foram identificadas apenas quatro exposições de contato entre os basaltos desta unidade e arenitos intercalados com siltitos ambos da Formação Pedra de Fogo.

Macroscopicamente, os diques e soleiras de basaltos e diabásio são constituídas por rochas de cores cinza escura, verde escura e negra, de granulação fina a média, estas com estrutura do tipo cumulato ígneo, em níveis de 3 a 6 cm de espessura.

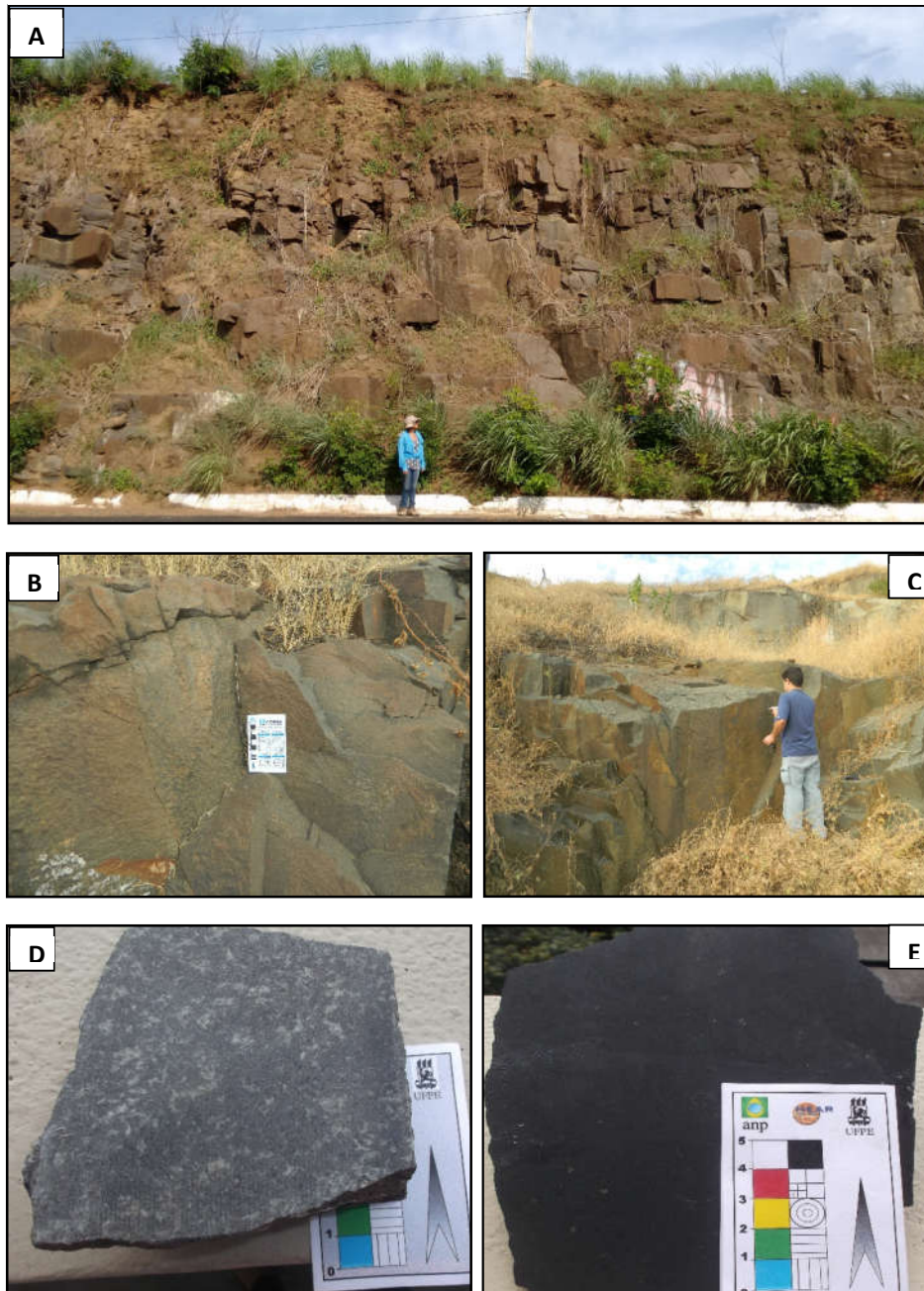
Foram individualizadas dois tipos de rochas vulcânicas, sendo elas; diabásios com textura microporfírica de plagioclásio ripiforme (cristais de até 1 cm) (Figura 4), mais frequentes em amostras superficiais e nas porções centrais dos testemunhos de sondagem e basaltos afaníticos, menos comuns em seções aflorantes (Figura 4) e dominantes nas bordas das intrusões nos testemunhos de sondagem, por vezes afetados por processos hidrotermais (Figura 5).

É comum a presença de fraturas preenchidas por calcita, tanto das amostras de superfície como nas de subsuperfície principalmente nas rochas de granulometria mais fina (Figura 5).

Microscopicamente os diabásios são rochas holocristalinas, de granulação fina a média e equigranulares. Os minerais variam de subédricos a tabulares e apresentam predominantemente contatos retos. Apresentam textura predominantemente ofítica a subofítica (Figura 6) e, subordinadamente, intercrescimento do tipo simplectita.

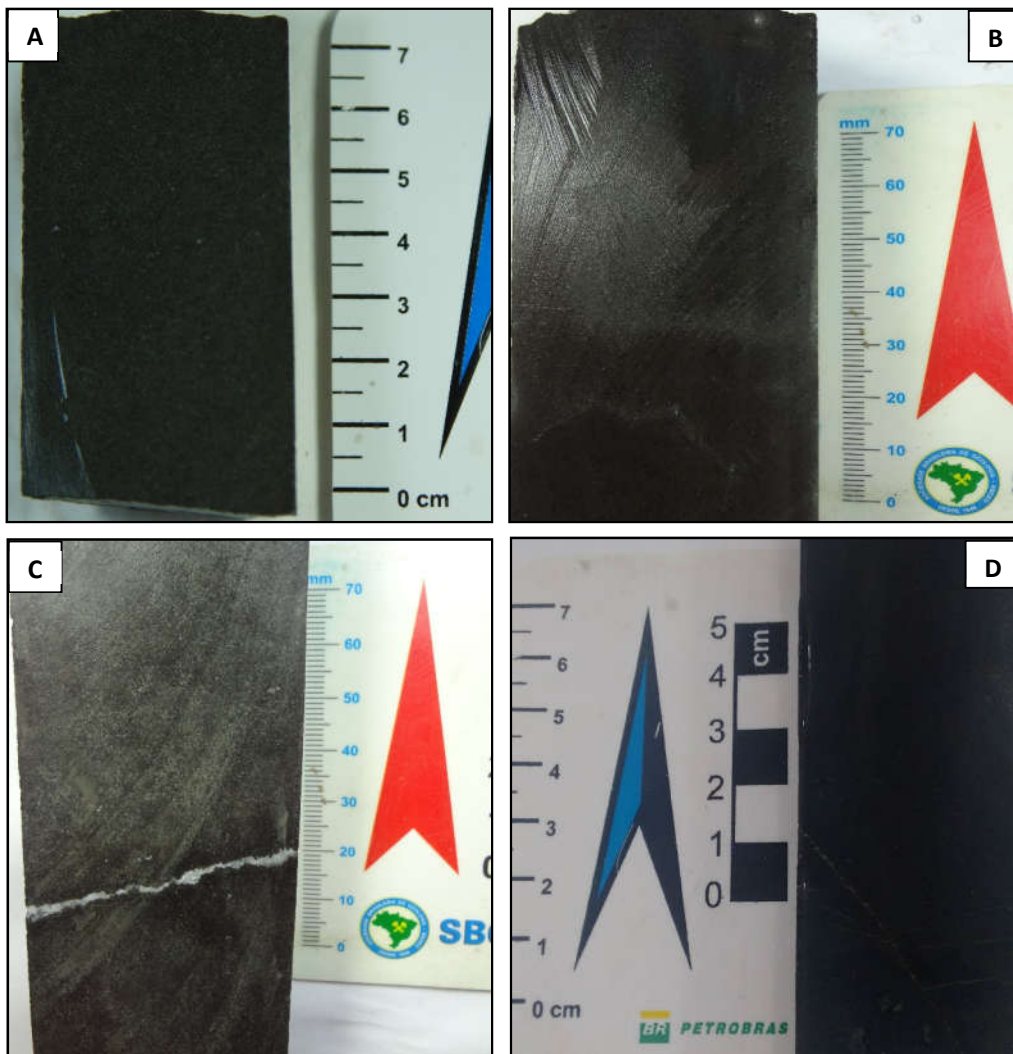
Estas rochas são basicamente compostas por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio (augita e pigeonita), que juntos correspondem a aproximadamente 80-90% do volume total da amostra. Em menores proporções encontram-se minerais acessórios como olivina (comumente alterada para iddingsita), minerais opacos (ilmenita) (Figura 6 e Figura 7), além de apatita na forma de cristais aciculares inclusa em plagioclásio, tais apatitas são provavelmente pertencentes ao resíduo final da cristalização.

Figura 4: (A), (B) e (C) Aspecto das principais ocorrências da Formação Sardinha. Macroscopicamente as rochas dessa formação são separadas em: (D) Diabásio com plagioclásio ripforme e (E) basalto afanítico



Fonte: Própria autora

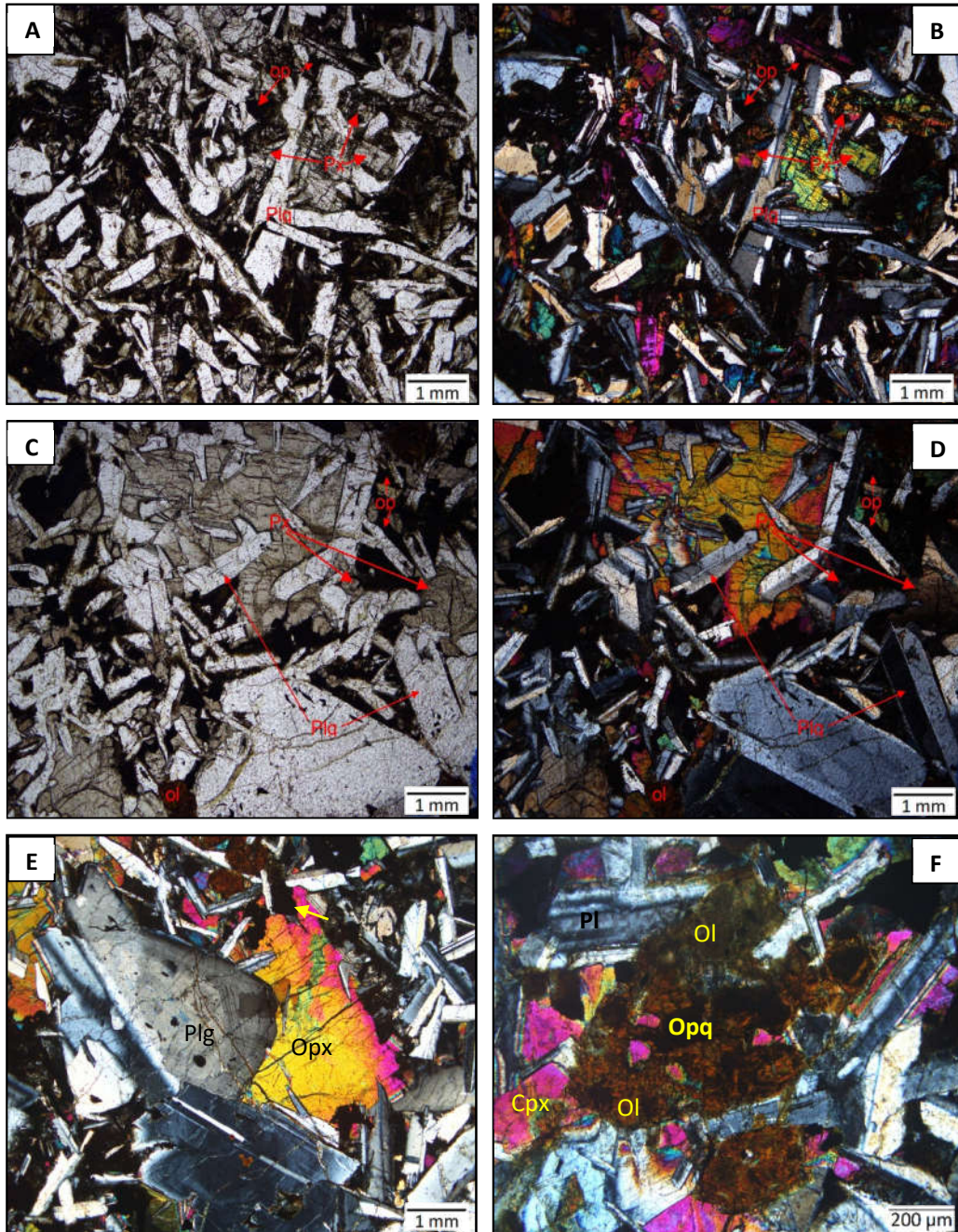
Figura 5: Aspectos dos basaltos afaníticos e diabásios finos das amostras de testemunho de furo de sondagem; em (C) mostrando fratura preenchida por carbonato. Testemunhos pertencentes ao Projeto Carvão na Bacia do Parnaíba DNPM/CPRM (LEITE, ABOARRAGE e DAEMON, 1975).



Fonte: Própria autora

De modo geral, o plagioclásio é observado na forma de cristais euédricos e bem preservados e em esparsos fenocristais tabulares por vezes zonados (Figura 7), isolados ou agrupados, com tamanhos de até 4,8 mm. Os clinopiroxênios presentes foram determinados como sendo augita, em microscópio. Ocorre como grãos finos e médios, bem preservados de caráter intergranular, formando intercrescimento típico com plagioclásio gerando texturas ofítica e subofítica (Figura 6). Os grãos mostram-se eventualmente zonados composicionalmente.

Figura 6: (A) e (B) Plagioclásio parcialmente englobados por cristais de piroxênio (textura subofítica). (C) e (D) Mineralogia principal dos diabásios da Formação Sardinha; piroxênio, plagioclásio, olivina e minerais Opacos. (E) Cristal de plagioclásio com zonação composicional. (A) e (C) Nicóis Paralelos e (B), (D), (E) E (F) Nicóis cruzados.



Fonte: Própria autora

A Olivina ocorre em cristais agrupados ao plagioclásio ou em grãos isolados. Tem granulação fina a média e variam de euédricos a subédricos; encontram-se, em geral, parcialmente ou totalmente substituídos por iddingsita e bowlingita (Figura 6).

Os minerais acessórios são basicamente minerais opacos de hábito anédrico a subédricos de magnetita e ilmenita, com granulação fina (Figura 6) e apatita que ocorre como finos cristais aciculares inclusos em plagioclásios.

Os basaltos afaníticos são inequigranulares, criptocristalinos e diferenciam-se dos diabásios por conter plagioclásios ripiformes e de núcleo oco (hollow box) e piroxênios esqueletais dispostos numa matriz fina composta por saussurita, vidro vulcânico e feixes de minerais opacos aciculares e esqueletais. Estas feições texturais dos basaltos sugerem uma fase de super-resfriamento (*quenching*) em determinados estágios desse magmatismo (Figura 7).

Os minerais secundários são bastante representativos nas amostras de basalto situadas nas margens das intrusões, já que se mostram intensamente alteradas por percolação de fluidos hidrotermais.

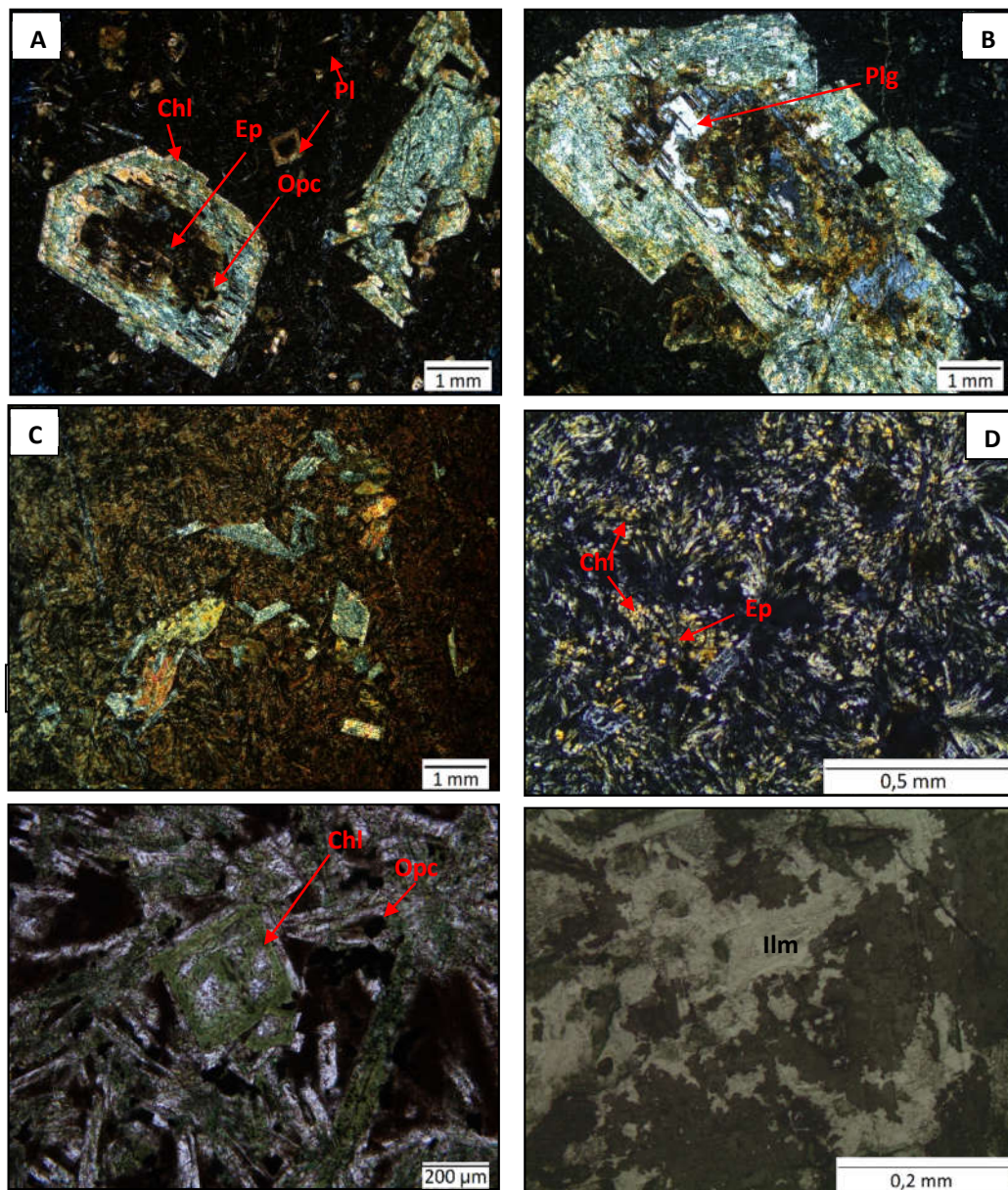
O hidrotermalismo é caracterizado por alterações propilíticas relativamente intensas predominantemente pervasiva e seletiva, com associação mineral principal formada por clorita + albita + epidoto + calcita.

Estas porções dos corpos intrusivos apresentam comumente cloritização (hidrotermal), representada por agregados dispersos crescidos sobre a assembleia mineral primária apresentando uma distribuição radial dos cristais aciculares de clorita.

Piroxênios ocorrem pseudomorfizados pela intensa alteração para clorita e epidoto. Muitas vezes, apresentam zonação primária preservada, substituídas de forma pervasiva seletiva seguindo o padrão da zonação (Figura 7).

Os cristais subeudrais a anedrais de plagioclásio estão alterados de forma moderada a alta no estilo fissural e pervasivo seletivo, gerando albita, pequenos cristais de epidoto, sericita e calcita, gerando aspecto poiquilitico (saussuritização), por vezes restam pequenos fragmentos do plagioclásio original.

Figura 7: (A) Aspectos dos basaltos afanítico propilitizados com feições texturais preservadas (plagioclásio com núcleo oco e ripiformes) e pseudomorfo de piroxênio com zonação primária preservada substituído de forma pervasiva seletiva por clorita e epidoto e minerais opacos inclusos e exsolvidos; (B) Plagioclásio parcialmente substituído com núcleo saussuritizado e borda sericitizada; (C) Clorita dispersa crescida sobre a assembleia mineral primária (D) aspecto radial da clorita e sericita e epidoto dispersos na matriz; (E) Clorita e serpentina e minerais opacos secundários resultantes da propilitização do basalto; (F) Ilmenita observada em microscópio de luz refletita.



Fonte: Própria autora

Saussuritização é bastante comum, sendo mais intensa no núcleo dos cristais, estando as bordas comumente sericitizadas, particularmente quando num estilo pervasivo seletivo.

Os minerais opacos, observados no microscópio de luz refletida foram ilmenita secundária (Figura 7), por vezes com lamelas de magnetita ou inclusos, associados ou exsolvidos nas clivagens dos piroxênios. Também foram identificados cristais de goetita.

3.1.1 Química Mineral e Cálculo de Temperatura das Rochas Basálticas

Foram realizadas análises químicas pontuais em 4 lâminas, de basaltos e diabásios da Formação Sardinha, das quais duas apresentam mineralogia característica de interferência hidrotermal (plagioclásios substituídos por calcita e piroxênios por clorita), portanto não foram usadas para a determinação da temperatura de cristalização destas rochas.

Os padrões utilizados pertencem a coleção Smithsonian e encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2 - Padrões da coleção Smithsonian utilizados nas análises de quantitativas de química mineral

Padrões	Canal (Espectrômetro)	Cristal
Si –Quartzo	CH2	TAP
Fe – Siderita	CH3 e CH5	LIFH/LIFL
Mg – Piropo/Hornblenda	CH2	TAP
Ca – F. Apatita	CH4	PETJ
Mn – Ilmenita	CH5	LIFL
Al – Gahnita/Augita	CH2	TAP
Na – Anortoclásio	CH1	TAPH
Ti – Rutilo	CH4	PETJ
K – Microclina	CH5	PETL
Cr – Cromita	CH3	LIFH

Fonte: Própria autora

Foram obtidas de 3 a 10 análises pontuais em cada cristal utilizando rotinas específicas para cada mineral e sempre que possível, localizados nos núcleos (N) e nas bordas (B) dos grãos (fenocristais e/ou microfenocristais).

As análises foram realizadas seguindo a sequência descrita: (i) identificação dos elementos presentes em cada mineral analisado; (ii) aquisição de imagens de elétrons retroespehados, com resolução de alguns nanômetros, visando à obtenção de possíveis zoneamentos químicos ; (iii) obtenção de microanálises em silicatos e minerais opacos (iv) realização de mapeamento químico de detalhe em piroxênio com a finalidade de verificar o padrão da distribuição e substituição dos elementos químicos Fe, Mg e Ca.

A partir dos dados de química mineral, foram realizados estudos geotermométricos nas fases piroxênio e plagioclásio. As fórmulas para os cálculos das temperaturas obtidas são encontradas em PUTIRKA (2008).

3.1.1.1 Piroxênios

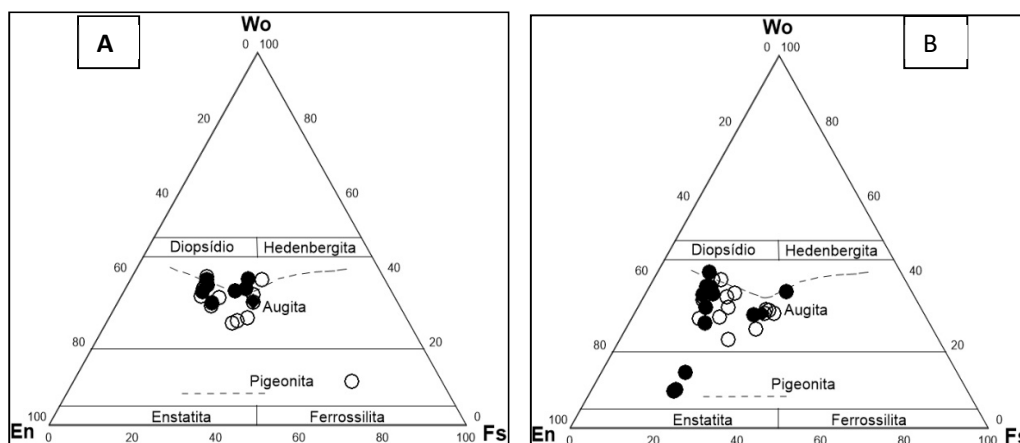
Os piroxênios analisados nas amostras NP04-04 e 21-05-96, que não apresentam alterações hidrotermais foram classificados neste trabalho de acordo com a nomenclatura de MORIMOTO (1988), que segue as recomendações da IMA (International Mineralogical Association).

Os dados das composições químicas dos piroxênios ricos (augita) e pobres (pigeonita) em cálcio encontram-se nas Tabelas 3 e 4. Nestas tabelas, estão apresentadas também as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios e 4 cátions, bem como, as porcentagens de wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).

Os piroxênios analisados constituem-se essencialmente de Ca, Mg e Fe. Nos diagramas da Figura 8, onde estão representados os componentes moleculares wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs), pode-se observar a predominância de piroxênios ricos em cálcio. Estes piroxênios são classificados como augita e pigeonita.

Os conteúdos de wollastonita (Wo) decrescem dos núcleos para as bordas dos grãos acompanhados de um aumento dos teores de ferrossilita (Fs) o que também pode ser observado nos mapas composicionais de um grão de piroxênio da amostra NP04-04 (Figura 9).

Figura 8: Diagramas da variação composicional em função dos componentes moleculares Wo ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), En ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e Fs ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para o núcleo (N - símbolo cheio) e borda (B – símbolo vazio) dos piroxênios. Linhas tracejadas representam o trend de evolução de Skaergaard. (A) amostra 21-05-96 (B) amostra NP-04-04.



Fonte: Própria autora

Observa-se também, na Figura 8, que os piroxênios ricos em cálcio posicionam-se abaixo do *trend* de evolução de Skaergaard (BROWN, 1957; BROWN e VINCENT). A evolução acompanhada de um decréscimo nos conteúdos de cálcio e aumento nos conteúdos de ferro é típica de suítes toleíticas.

Com o objetivo de conhecer as temperaturas dos piroxênios, que auxiliaram nos cálculos de temperaturas atingidas pelas rochas encaixantes e assim mensurar a distância máxima atingida pela interferência térmica, foram utilizados os geotermômetros propostos por PUTIRKA (2008) para o par clinopiroxênio e rocha total, considerando o resfriamento rápido das rochas basálticas.

Nas Tabela 3 e Tabela estão dispostos os valores das temperaturas, em graus centígrados, obtidos para os piroxênios usados como geotermômetro. Os valores médios de temperatura obtidos para os diques de diabásio e basaltos nos núcleos (N) e bordas (B) dos grãos foram respectivamente 1.262 °C (N) e 1.204 °C (B).

Tabela 3 - Composição química, em % de peso, dos piroxênios da amostra NP-04-04. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. N - núcleo. B - borda.

Ponto Campo	1 2	2 2	3 2	4 2	5 2	1 3	2 3	3 3	4 3	5 3	22 4	23 4	24 4	1 5	2 5	3 5	4 5	27 6	28 6	29 6	30 6
Fase/Grão	B.1/1	N.1/1	N.2/1	B.2/1	B.3/1	N/2	B/3	B/2		B/4	B/5	B/6	N/6	N/7	B/8	B/9	B/10	B/11	N/12	B/13	N/13
SiO ₂	52,24	51,54	51,702	52,01	50,42	49,65	49,174	50,383	49,921	50,48	50,20	50,31	50,49	49,957	49,514	49,56	47,54	50,416	49,13	49,74	49,48
TiO ₂	0,65	0,79	0,69	0,68	0,79	1,40	1,33	1,12	1,05	1,01	1,06	1,01	0,95	1,11	1,22	1,17	0,80	1,148	1,19	1,19	1,27
Al ₂ O ₃	1,46	1,76	1,79	1,72	1,37	2,42	1,91	1,93	1,41	1,57	3,19	3,16	2,80	1,76	1,82	1,69	0,86	3,211	3,60	2,69	2,03
FeO	13,91	13,66	11,37	11,62	17,99	15,52	19,38	18,47	19,05	18,93	11,18	11,7	11,10	16,94	18,13	18,33	36,68	10,761	11,36	14,29	16,50
MgO	15,35	15,08	15,32	15,75	14,18	12,30	12,42	13,62	11,41	11,31	14,46	15,02	14,39	11,30	10,90	9,63	6,67	14,251	14,27	14,16	10,80
MnO	0,35	0,34	0,29	0,34	0,47	0,43	0,53	0,46	0,51	0,52	0,28	0,29	0,27	0,42	0,44	0,49	0,98	0,234	0,29	0,38	0,40
CaO	15,00	15,29	16,76	16,30	12,61	16,32	12,97	12,92	15,15	14,94	17,72	17,00	18,27	16,64	15,75	17,64	4,97	18,547	17,24	15,95	17,84
Na ₂ O	0,25	0,25	0,22	0,28	0,18	0,22	0,21	0,19	0,18	0,22	0,27	0,28	0,29	0,26	0,18	0,27	0,03	0,306	0,32	0,29	0,25
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,012	0,01	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,11	0,11	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,15	0,16	0,11	0,01	0,03	0,00	0,01	0,084	0,22	0,01	0,02
Total	99,26	98,69	98,27	98,82	98,04	98,30	97,97	99,11	98,80	99,04	98,48	98,50	98,71	98,41	98,00	98,78	98,56	98,97	97,63	98,72	98,50
Si	1,97	1,95	1,96	1,96	1,95	1,92	1,93	1,94	1,95	1,96	1,91	1,91	1,91	1,94	1,94	1,94	1,97	1,90	1,89	1,90	1,93
Al(IV)	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,09	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,03	0,10	0,11	0,10	0,07
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al(VI)	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,05	0,05	0,02	0,02
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Fe	0,44	0,43	0,36	0,37	0,58	0,50	0,64	0,59	0,62	0,61	0,35	0,36	0,35	0,55	0,60	0,60	1,27	0,34	0,37	0,46	0,54
Mg	0,86	0,85	0,87	0,88	0,82	0,71	0,73	0,78	0,66	0,65	0,82	0,85	0,81	0,66	0,64	0,56	0,41	0,80	0,82	0,81	0,63
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,61	0,62	0,68	0,66	0,52	0,68	0,55	0,53	0,63	0,62	0,72	0,69	0,74	0,69	0,66	0,74	0,22	0,75	0,71	0,65	0,74
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	1,99	1,99	1,99	2,00	2,00	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	2,01	2,01	2,01	1,99	1,99	2,00	1,98	2,01	2,02	2,01	2,00
Wo	31,78	32,57	35,69	34,48	27,19	35,84	28,58	27,91	33,01	32,86	38,08	36,41	38,91	36,50	34,94	38,89	11,60	39,65	37,51	34,08	39,00
En	45,22	44,69	45,39	46,32	42,52	37,54	38,06	40,92	34,57	34,61	43,22	44,74	42,63	34,47	33,65	29,54	21,64	42,38	43,18	42,07	32,83
Fs	23,00	22,74	18,92	19,20	30,29	26,62	33,36	31,17	32,42	32,53	18,70	18,85	18,47	29,03	31,42	31,57	66,77	17,97	19,31	23,84	28,17
Nome	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	Augita	augita	augita	augita	pigeon	augita	augita	augita	augita
Temperatura (C°)	1218,7	1216,2	1202,0	1215,6	1219,2	1205,5	1225,1	1222,8	1199,7	1211,1	1210,1	1215,3	1207,4	1207,9	1197,1	1201,5	1228,7	1210,3	1220,9	1220,9	1200,2

Fonte: Própria autora

Tabela 4 - Composição química, em % de peso, dos piroxênios da amostra 21-05-96. Fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. N - núcleo. B - borda.

Ponto Campo	1 1	2 1	3 1	4 1	5 1	6 1	7 1	1 2	2 2	3 2	4 2	5 2	6 2	7 2	8 2	9 2	10 2	11 2
Fase/Grão	B.1/1	N/1	B.2/1	B.1/2	N/2	B.2/2	N/3	B.1/4	B.2/4	N.1/4		B.3/4	N.2/4	B.4/4	B.5/4	B.1/5	N.1/5	N.2/5
SiO ₂	51,41	52,71	52,04	51,24	50,07	50,15	49,49	50,90	52,89	52,36	52,03	52,30	52,48	53,33	52,06	52,68	54,70	54,42
TiO ₂	0,56	0,53	0,53	0,54	0,85	0,65	0,95	0,76	0,51	0,53	0,46	0,45	0,46	0,38	0,48	0,47	0,24	0,22
Al ₂ O ₃	2,42	3,31	3,37	1,59	2,80	2,00	2,42	1,97	3,16	3,26	3,33	3,35	3,30	2,42	2,39	2,47	1,70	1,60
FeO	11,86	9,93	8,88	18,67	17,02	18,43	19,53	19,67	8,98	8,35	8,49	8,65	8,55	10,12	13,23	12,76	12,76	12,52
MgO	15,09	17,60	17,35	14,27	13,62	12,37	9,85	11,89	17,51	16,49	16,53	16,70	17,37	19,00	15,71	16,99	24,79	24,86
MnO	0,29	0,22	0,23	0,51	0,38	0,44	0,48	0,46	0,24	0,23	0,20	0,18	0,26	0,27	0,33	0,33	0,31	0,33
CaO	16,31	15,28	16,60	12,41	13,99	14,60	16,59	14,13	16,33	17,99	17,35	17,31	17,04	14,16	15,27	14,17	5,08	4,83
Na ₂ O	0,22	0,18	0,17	0,17	0,23	0,18	0,20	0,17	0,16	0,18	0,18	0,19	0,19	0,16	0,18	0,18	0,06	0,06
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,07	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,08	0,11	0,15	0,13	0,11	0,04	0,01	0,00	0,09	0,02
Total	98,19	99,81	99,24	99,41	98,97	98,89	99,51	99,97	99,85	99,50	98,72	99,26	99,75	99,88	99,66	100,06	99,72	98,85
Si	1,95	1,94	1,92	1,96	1,92	1,94	1,93	1,95	1,94	1,93	1,94	1,93	1,93	1,95	1,95	1,95	1,98	1,98
Al(IV)	0,05	0,06	0,08	0,04	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al(VI)	0,06	0,08	0,07	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,38	0,31	0,27	0,60	0,55	0,60	0,64	0,63	0,28	0,26	0,26	0,27	0,26	0,31	0,41	0,40	0,39	0,38
Mg	0,85	0,96	0,96	0,81	0,78	0,71	0,57	0,68	0,96	0,91	0,92	0,92	0,95	1,04	0,88	0,94	1,33	1,35
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,66	0,60	0,66	0,51	0,57	0,61	0,69	0,58	0,64	0,71	0,69	0,69	0,67	0,56	0,61	0,56	0,20	0,19
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	2,00	1,99	1,99	1,99	1,99	1,98
Wo	35,03	32,16	34,83	26,49	30,26	31,61	36,43	30,69	34,23	37,91	36,94	36,61	35,59	29,20	32,19	29,66	10,25	9,81
En	45,07	51,51	50,62	42,39	40,99	37,24	30,09	35,93	51,06	48,35	48,94	49,11	50,46	54,50	46,04	49,47	69,62	70,31
Fs	19,90	16,32	14,55	31,12	28,76	31,16	33,48	33,38	14,70	13,74	14,12	14,28	13,95	16,30	21,78	20,87	20,12	19,88
Nome	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	pigeon	pigeon
Temperatura (C°)	1214,9	1218,2	1206,2	1229,0	1234,9	1216,1	1206,8	1216,2	1206,1	1201,2	1204,6	1208,0	1208,2	1218,6	1214,0	1222,0	1293,3	1297,9

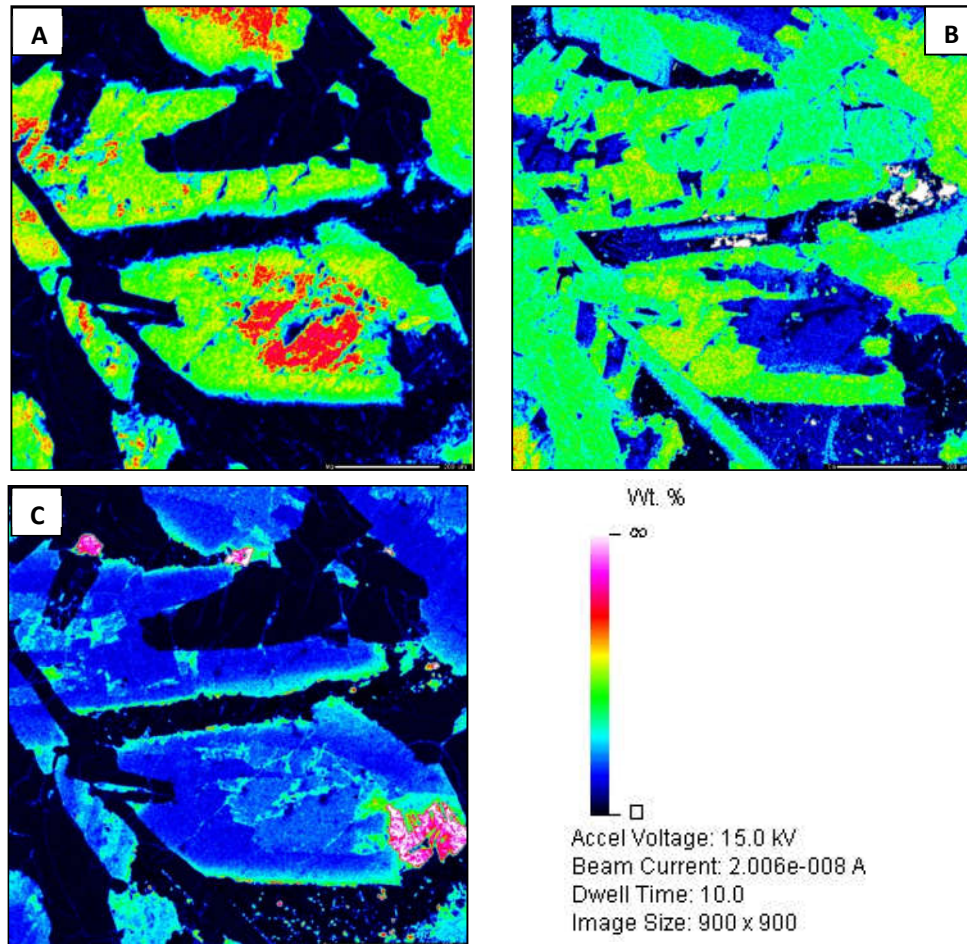
Fonte: Própria autora

Tabela 4 - Continuação

Ponto_Campo	12 2	13 2	14 3	15 3	16 3	17 3	18 3	19 3	20 7	21 7	22 7	23 7	24 7
Fase/Grão	B.2/5		B.1/6	N.1/6	B.2/6	N.2/6	N.3/6	B.3/6	B.1/7	N.1/7	N.2/7	N.3/7	B.2/7
SiO ₂	50,24	49,97	51,50	51,97	50,84	51,44	52,07	51,06	52,16	51,61	53,76	52,14	51,30
TiO ₂	0,77	0,74	0,49	0,42	0,72	0,54	0,56	0,72	0,49	0,53	0,27	0,52	0,62
Al ₂ O ₃	2,15	2,06	2,09	2,55	2,19	3,68	3,06	2,94	3,24	3,52	1,90	3,22	3,13
FeO	18,47	18,15	15,84	10,99	18,46	8,87	9,89	12,78	8,76	7,52	12,74	8,65	9,92
MgO	12,66	12,81	17,14	18,28	12,00	15,89	16,27	14,33	16,77	15,61	22,98	15,71	14,98
MnO	0,46	0,45	0,36	0,29	0,44	0,22	0,20	0,30	0,21	0,18	0,31	0,19	0,25
CaO	14,17	14,15	11,16	13,30	14,26	17,56	16,97	16,93	17,52	19,77	7,32	18,89	18,79
Na ₂ O	0,16	0,17	0,14	0,19	0,16	0,19	0,18	0,23	0,18	0,21	0,07	0,21	0,23
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,06	0,02	0,00	0,04	0,10	0,02	0,06	0,04
Total	99,10	98,52	98,70	97,99	99,09	98,47	99,22	99,29	99,36	99,05	99,37	99,59	99,27
Si	1,94	1,94	1,95	1,95	1,96	1,92	1,94	1,93	1,93	1,92	1,96	1,93	1,92
Al(IV)	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,04	0,07	0,08
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al(VI)	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,09	0,07	0,06	0,07	0,07	0,04	0,07	0,06
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	0,60	0,59	0,50	0,34	0,60	0,28	0,31	0,40	0,27	0,23	0,39	0,27	0,31
Mg	0,73	0,74	0,97	1,02	0,69	0,89	0,90	0,81	0,92	0,87	1,25	0,87	0,84
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,59	0,59	0,45	0,53	0,59	0,70	0,68	0,68	0,69	0,79	0,29	0,75	0,75
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	2,00	2,00	2,00	1,99	1,98	1,99	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	1,99	2,00
Wo	30,67	30,66	23,56	28,13	31,43	37,69	35,86	36,14	36,74	41,74	14,87	39,77	39,66
En	38,11	38,61	50,32	53,73	36,79	47,44	47,82	42,55	48,92	45,85	64,92	46,00	43,99
Fs	31,22	30,72	26,12	18,14	31,78	14,87	16,33	21,32	14,35	12,40	20,21	14,22	16,35
Nome	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	augita	pigeon	augita	augita
Temperatura (C°)	1212,8	1215,9	1235,4	1231,6	1215,2	1207,2	1204,8	1215,8	1203,0	1196,6	1253,3	1200,9	1204,5

Fonte: Própria autora

Figura 9: Mapas composicionais de (A) Magnésio, (B) Cálcio e (C) Ferro em cristal de piroxênio na amostra 21-05-96. Variando de azul escuro, quando em menor quantidade em peso, a vermelho, quando em maior quantidade.



Fonte: Própria autora

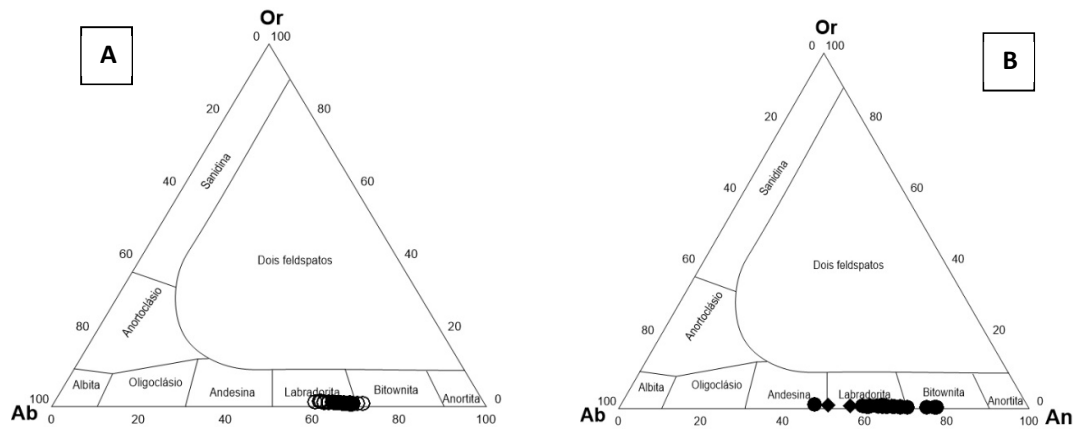
3.1.1.2 Plagioclásio

Os plagioclásios foram classificados no sistema ternário Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or), conforme as recomendações de Deer et al. (1992). Os resultados das microanálises químicas dos plagioclásios correspondentes aos núcleos e bordas dos grãos estão nas Tabela 5 e 6.

No diagrama da Figura 10 estão representadas as análises dos núcleos dos grãos de plagioclásio. Nesta figura, observa-se que nos diabásios analisados há um predomínio

de labradorita (An 67,6 – 55,0), porém ocorre uma ligeira variação dos conteúdos de anortita que são correspondentes à composição bytownítica (An 79,1 – 75,0). Na amostra NP 04-04 há uma análise que demonstra a diminuição no conteúdo de anortita correspondendo a uma andesina (An 39,3 – 37,5).

Figura 10: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albíta (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diabásio e basaltos da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Própria autora

Para a determinação das temperaturas dos estágios de cristalização dos plagioclásios utilizaram-se os geotermômetros de PUTIRKA (2008), com o par Plagioclásio e rocha total. Os valores das temperaturas obtidos para cada amostra, em graus centígrados, estão nas **Tabela 5** e **Tabela 6**.

As temperaturas médias dos estágios de cristalização dos plagioclásios são respectivamente 1.203 °C (N) e 1.169 °C (B), sendo um pouco menores que as temperaturas obtidas para os piroxênio.

Tabela 5 - Composição química, em % de peso, dos plagioclásios da mostra 21-05-96. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. N - núcleo. B - borda. labrad.- labradorita. bytow. -bytownita and - andesina.

Ponto Campo	6 1	7 1	8 1	9 1	10 1	11 1	12 1	13 2	14 2	15 2	16 2	17 2	18 2	19 2	20 2
Fase/Grão	B.1/1	N.1/1	N.2/1	B.2/1	B.3/1	N.3/1	B.4/1	B.1/2	N.1/2	N.2/2	B.2/2	B.3/2	B.4/2	B.5/2	N.3/2
SiO ₂	52,72	51,62	51,86	51,96	52,37	51,70	52,14	52,53	51,40	52,33	52,97	50,94	51,05	53,97	51,84
Al ₂ O ₃	29,07	30,33	29,88	29,50	29,41	29,73	29,38	29,71	30,24	29,65	29,30	30,66	30,83	28,45	30,02
FeO	1,13	0,73	0,71	0,81	0,89	0,73	0,88	0,84	0,73	0,83	0,93	0,70	0,79	1,02	0,81
CaO	12,67	13,52	13,51	12,92	12,75	13,41	12,42	13,07	13,66	12,71	12,42	14,23	13,98	11,97	13,19
Na ₂ O	3,80	3,35	3,34	3,73	3,75	3,37	3,88	3,64	3,43	3,76	4,06	3,10	3,23	4,27	3,57
K ₂ O	0,20	0,15	0,15	0,17	0,19	0,16	0,20	0,18	0,12	0,17	0,21	0,13	0,14	0,23	0,16
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
MgO	0,26	0,20	0,19	0,17	0,14	0,19	0,17	0,15	0,20	0,14	0,15	0,18	0,19	0,11	0,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
TiO ₂	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,03	0,07	0,06	0,06	0,03	0,07	0,04	0,03	0,11	0,07
Total	99,92	99,97	99,69	99,35	99,57	99,31	99,16	100,20	99,83	99,67	100,11	100,00	100,27	100,16	99,84
Si	9,60	9,40	9,46	9,52	9,56	9,47	9,56	9,54	9,38	9,54	9,62	9,29	9,29	9,78	9,45
Al	6,24	6,51	6,43	6,37	6,33	6,42	6,35	6,36	6,51	6,38	6,27	6,59	6,61	6,08	6,45
Fe	0,17	0,11	0,11	0,12	0,14	0,11	0,14	0,13	0,11	0,13	0,14	0,11	0,12	0,16	0,12
Ca	2,47	2,64	2,64	2,54	2,50	2,63	2,44	2,54	2,67	2,48	2,42	2,78	2,73	2,33	2,58
Na	1,34	1,18	1,18	1,33	1,33	1,20	1,38	1,28	1,21	1,33	1,43	1,10	1,14	1,50	1,26
K	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,05	0,03
Total	19,98	19,96	19,94	19,99	19,96	19,94	19,99	19,96	20,00	19,95	20,00	19,98	19,99	19,97	19,98
Ano	64,05	68,42	68,52	65,00	64,54	68,08	63,13	65,77	68,27	64,46	62,07	71,16	69,93	59,94	66,45
Ab	34,73	30,68	30,60	33,98	34,31	30,93	35,66	33,18	30,99	34,53	36,67	28,05	29,24	38,68	32,59
Or	1,22	0,90	0,88	1,01	1,15	0,99	1,21	1,05	0,74	1,00	1,26	0,79	0,83	1,38	0,97
Nome	labrad	Labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	Labrad	labrad	bitown	labrad	labrad	labrad
Temperatura (C°)	1209,3	1212,7	1212,7	1193,7	1193,5	1185,7	1181,7	1183,9	1159,6	1156,8	1155,0	1161,8	1196,4	1188,2	1180,6

Fonte: Própria autora

Tabela 5 - Continuação

Ponto_Campo	21_2	22_3	23_3	24_3	25_3	26_3	27_3	28_3	1_7	2_7	3_7	4_7	5_7
Fase/Grão	B.1/3	N.1/3	N.2/3	B.2/3	B.1/4	N/4	B.2/4	B.1/5	N.1/5	N.2/5	B.2/5	N/6	
SiO ₂	51,58	53,33	52,32	52,12	52,67	52,95	51,76	53,10	52,50	51,66	51,31	52,68	52,33
Al ₂ O ₃	30,09	28,61	29,64	30,13	29,15	29,46	29,98	29,16	29,41	30,43	30,36	28,61	30,10
FeO	0,84	1,03	0,76	0,73	0,91	0,86	0,70	0,88	0,83	0,68	0,73	0,93	1,00
CaO	13,33	12,05	13,28	13,18	12,42	12,92	13,36	12,33	13,16	13,69	13,84	11,97	13,02
Na ₂ O	3,52	4,11	3,51	3,52	3,88	3,83	3,62	4,02	3,74	3,32	3,39	4,03	3,60
K ₂ O	0,16	0,23	0,15	0,17	0,19	0,18	0,14	0,19	0,18	0,13	0,13	0,23	0,17
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
MgO	0,17	0,12	0,22	0,20	0,12	0,17	0,20	0,17	0,15	0,15	0,21	0,11	0,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,02	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,07	0,06
Total	99,74	99,54	99,94	100,07	99,42	100,43	99,80	99,92	100,01	100,11	100,01	98,64	100,45
Si	9,42	9,73	9,52	9,47	9,62	9,59	9,44	9,65	9,55	9,39	9,36	9,69	9,48
Al	6,48	6,15	6,36	6,45	6,28	6,29	6,45	6,25	6,31	6,52	6,53	6,21	6,43
Fe	0,13	0,16	0,12	0,11	0,14	0,13	0,11	0,13	0,13	0,10	0,11	0,14	0,15
Ca	2,61	2,35	2,59	2,57	2,43	2,51	2,61	2,40	2,57	2,67	2,70	2,36	2,53
Na	1,25	1,45	1,24	1,24	1,38	1,34	1,28	1,42	1,32	1,17	1,20	1,44	1,27
K	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03
Total	19,99	19,96	19,95	19,94	19,96	19,97	20,00	19,96	19,98	19,96	20,00	19,96	19,97
Ano	67,02	60,97	67,02	66,72	63,12	64,43	66,58	62,14	65,35	68,94	68,75	61,30	65,98
Ab	32,04	37,62	32,08	32,27	35,72	34,53	32,60	36,70	33,60	30,26	30,49	37,29	33,03
Or	0,93	1,40	0,90	1,01	1,16	1,04	0,82	1,16	1,05	0,80	0,75	1,41	1,00
Nome	labrad	labrad	labrad	labrad	Labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	Labrad
Temperatura (C°)	1181,1	1176,2	1181,0	1180,9	1170,2	1171,2	1172,7	1169,2	1172,0	1171,7	1169,2	1160,9	1166,6

Fonte: Própria autora

Tabela 6 - Composição química, em % de peso, dos plagioclásios da amostra NP04-04. Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. N – núcleo. B – borda. Labrad – labradorita. Bytow. – bytownita. And. – andesina.

Ponto_Campo	6_2	7_2	8_2	9_2	10_2	11_2	12_2	13_2	9_3	10_3	11_3	12_3	13_4	14_4	15_4	16_4	17_4
Fase/Grão	N.1/1	N.2/1	N.3/1	N.4/1	B.1/1	B/2	N/2	B.2/1	B.1/3	B.2/3	N2/4	B2/4	N/4	B/4	B/5	N/5	N/6
SiO ₂	49,87	51,18	49,47	51,49	51,47	53,07	52,37	51,96	49,08	52,61	51,94	53,03	52,58	51,71	51,61	53,31	52,51
Al ₂ O ₃	32,03	30,89	32,58	30,06	30,41	28,84	28,70	29,70	32,01	29,94	30,18	29,39	29,70	29,75	30,03	29,33	29,46
FeO	0,69	0,77	0,73	0,72	0,86	1,14	1,04	0,99	0,78	0,97	0,77	0,97	0,88	0,90	0,83	0,91	0,99
CaO	14,89	14,01	15,33	13,25	13,72	12,21	11,91	12,68	15,19	12,78	13,32	12,66	12,85	12,93	13,24	12,44	12,67
Na ₂ O	2,74	3,25	2,45	3,56	3,47	4,31	4,28	3,67	2,49	3,95	3,68	3,97	3,77	3,91	3,63	4,05	3,88
K ₂ O	0,05	0,07	0,05	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11	0,07	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,09	0,12	0,12
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
MgO	0,13	0,15	0,11	0,16	0,20	0,11	0,12	0,16	0,15	0,16	0,15	0,12	0,15	0,17	0,12	0,16	0,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,05	0,09	0,05	0,07	0,06	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,07	0,10	0,07	0,09	0,05	0,08	0,10
Total	100,45	100,42	100,80	99,39	100,28	99,89	98,67	99,36	99,87	100,62	100,25	100,40	100,12	99,61	99,59	100,41	99,86
Si	9,07	9,29	8,98	9,43	9,36	9,66	9,65	9,51	9,00	9,51	9,43	9,60	9,55	9,46	9,44	9,64	9,56
Al	6,87	6,61	6,97	6,49	6,52	6,19	6,23	6,41	6,92	6,38	6,46	6,27	6,36	6,42	6,47	6,25	6,33
Fe	0,11	0,12	0,11	0,11	0,13	0,17	0,16	0,15	0,12	0,15	0,12	0,15	0,13	0,14	0,13	0,14	0,15
Ca	2,90	2,73	2,98	2,60	2,67	2,38	2,35	2,49	2,98	2,48	2,59	2,46	2,50	2,53	2,59	2,41	2,47
Na	0,96	1,15	0,86	1,26	1,22	1,52	1,53	1,30	0,89	1,38	1,30	1,39	1,33	1,39	1,29	1,42	1,37
K	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05
Total	19,99	20,00	19,97	19,98	20,01	20,03	20,03	19,96	20,01	20,02	20,01	19,98	19,97	20,06	19,99	19,97	19,99
Ano	74,82	70,10	77,33	66,94	68,27	60,62	60,18	65,21	76,77	63,55	66,12	63,34	64,86	64,15	66,48	62,49	63,89
Ab	24,86	29,46	22,37	32,52	31,22	38,71	39,18	34,13	22,80	35,55	33,09	35,93	34,43	35,15	32,99	36,78	35,37
Or	0,31	0,44	0,31	0,54	0,52	0,67	0,64	0,66	0,43	0,90	0,79	0,73	0,71	0,71	0,53	0,73	0,74
Nome	Bitow	bitow	bitow	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	bitow	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	Labrad	labrad
Temperatura (C°)	1223,9	1220,9	1225,2	1202,0	1203,1	1185,3	1184,8	1190,0	1171,6	1162,9	1165,0	1162,3	1199,3	1198,6	1187,2	1183,8	1185,2

Fonte: Própria autora

Tabela 6 - Continuação

Ponto_Campo	18_4	19_4	20_4	21_5	31_5	32_5	33_5	34_5	35_5	6_5	7_5	8_5	9_5	10_5	11_5
Fase/Grão	B/7	N/7	N1/8	B1/8	N2/8	B2/8	N3/8	B3/8	N/9	B/9	B/10	N.1/11	N.2/11	B/12	N/12
SiO ₂	52,73	52,09	52,36	52,36	55,54	54,83	52,34	52,79	52,69	51,63	52,59	53,66	53,46	53,62	57,37
Al ₂ O ₃	29,69	30,29	29,56	29,42	27,22	28,14	30,11	29,66	29,74	30,42	29,77	28,49	28,91	28,72	26,77
FeO	1,00	0,82	0,85	0,90	0,82	0,92	0,98	0,83	0,88	0,78	0,99	0,92	0,93	1,08	0,79
CaO	12,89	13,34	12,75	12,63	10,03	11,32	13,27	12,86	12,91	13,60	12,96	11,71	12,14	12,15	9,48
Na ₂ O	3,96	3,58	3,89	4,03	5,32	4,83	3,59	3,90	3,92	3,43	3,83	4,41	4,20	4,25	5,75
K ₂ O	0,10	0,08	0,10	0,11	0,18	0,14	0,08	0,11	0,09	0,07	0,09	0,13	0,13	0,12	0,20
MnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01
MgO	0,14	0,14	0,11	0,14	0,09	0,08	0,13	0,14	0,16	0,14	0,12	0,11	0,14	0,13	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,08	0,09	0,07	0,08	0,12	0,12	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10
Total	100,59	100,45	99,69	99,71	99,35	100,39	100,60	100,36	100,48	100,19	100,46	99,54	100,03	100,21	100,51
Si	9,54	9,44	9,55	9,55	10,08	9,89	9,47	9,56	9,54	9,39	9,53	9,77	9,70	9,72	10,27
Al	6,33	6,47	6,36	6,33	5,83	5,98	6,42	6,33	6,35	6,52	6,36	6,12	6,19	6,14	5,65
Fe	0,15	0,12	0,13	0,14	0,13	0,14	0,15	0,13	0,13	0,12	0,15	0,14	0,14	0,16	0,12
Ca	2,50	2,59	2,49	2,47	1,95	2,19	2,57	2,50	2,51	2,65	2,52	2,29	2,36	2,36	1,82
Na	1,39	1,26	1,38	1,43	1,87	1,69	1,26	1,37	1,37	1,21	1,35	1,56	1,48	1,49	1,99
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
Total	20,02	19,98	19,99	20,02	19,99	20,00	19,97	19,98	20,01	19,98	19,99	19,98	19,98	19,99	19,95
Ano	63,89	66,96	64,04	62,98	50,51	55,96	66,84	64,18	64,22	68,37	64,79	58,98	60,99	60,77	47,12
Ab	35,50	32,55	35,36	36,39	48,43	43,19	32,67	35,20	35,23	31,22	34,66	40,22	38,23	38,49	51,71
Or	0,61	0,49	0,60	0,64	1,07	0,85	0,49	0,62	0,55	0,41	0,55	0,80	0,77	0,74	1,17
Nome	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	labrad	and
Temperatura (C°)	1184,9	1187,6	1177,2	1176,2	1162,2	1168,8	1179,6	1174,5	1172,1	1172,7	1171,9	1210,5	1212,8	1212,5	1179,3

Fonte: Própria autora

3.1.2 Geoquímica de Rocha Total

A base de dados geoquímicos corresponde a 12 amostras de afloramentos e 11 amostras de subsuperfície com base no estudo petrográfico de detalhe que foram reduzidas a granulometria de 200 mesh (moinho de disco) no Laboratório de Preparação de amostras – LAPA do DEGEO/UFPE. Os resultados destas análises (Anexo VI) foram utilizados para caracterização das mesmas e elucidação do ambiente genético destas rochas.

3.1.2.1 Elementos Maiores

Elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) são elementos formadores de rocha e se combinam em proporções diversas para formar as rochas máficas e félsicas. Estes elementos são usados na geoquímica de três formas, na classificação e nomenclatura das rochas, construção de diagramas de variação (gráficos bivariantes e trivariantes) e como um meio de comparação com a composição da rocha determinada experimentalmente, cujas condições de formação são conhecidos (ROLLINSON, 1993).

Considerando os óxidos maiores, as rochas vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba são divididas em três grupos, sendo eles: Grupo I: elevado Ti: TiO_2 entre 2,8 e 4,10%, com MgO entre 4,1 e 5,9%, e maiores concentrações de Na_2O (2,4% a 3,02%), K_2O (1,32% a 2,14%) e P_2O_5 (0,43% a 0,69%); Grupo II: baixo Ti: TiO_2 entre 1,0 e 1,77%, com MgO entre 5,24% e 8,05% e, Grupo III: Ti intermediário: TiO_2 entre 2,21% e 2,47%), MgO com concentrações intermediárias de 4,37% a 6,81%, e concentrações relativamente menores de SiO_2 (< 47,8%), K_2O (< 0,25 %) e Rb (< 5 ppm), o que possível ser visualizado nos diagramas de variação descritos mais a baixo.

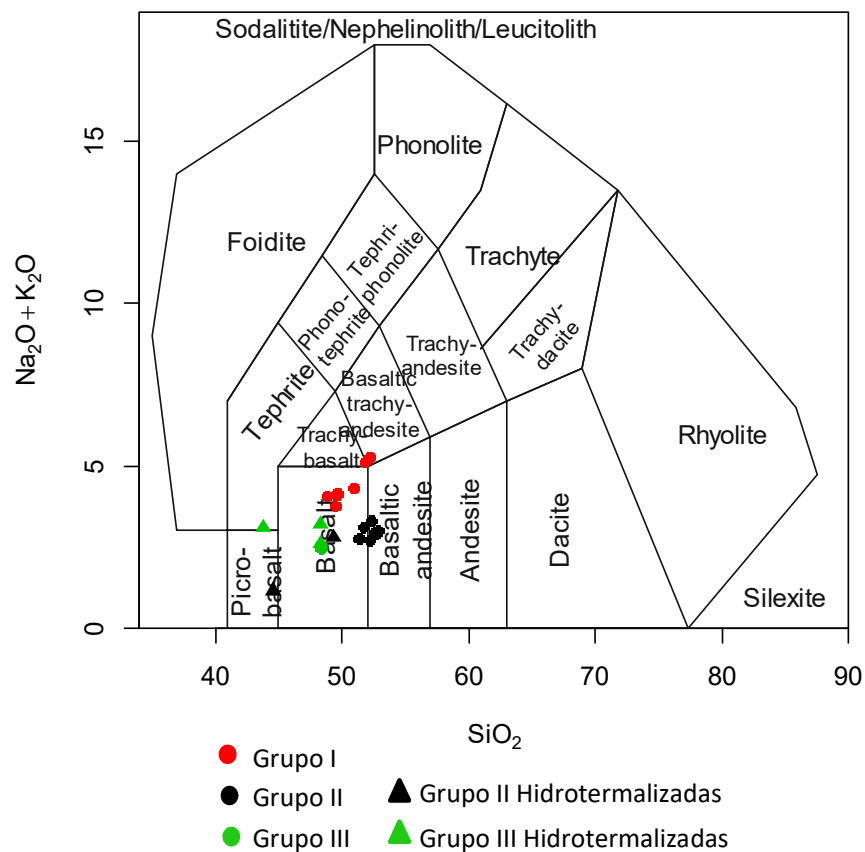
As rochas hidrotermalizadas (duas do Grupo II e quatro do Grupo III) apresentam valores anômalos de LOI (> 2%), ou seja maior presença de voláteis, o que se reflete em concentrações inferiores de SiO_2 , Na_2O e MgO . Isso se deve, provavelmente, a presença de minerais hidratados, como a clorita, além do comum preenchimento intersticial e de

fraturas por material carbonático (calcita, em sua maioria) oriundo no final da cristalização das rochas vulcânicas.

As rochas estudadas, utilizando-se a base química anídrica, são classificadas segundo o diagrama TAS como em sua maioria basaltos, afora duas amostras do Grupo I que estão plotadas nos campos dos traquibasaltos e traquibasaltos andesíticos e quatro amostras do Grupo II que são classificadas como andesitos basálticos. As amostras agrupadas como Picrobasaltos são referentes à rochas hidrotermalizadas com os maiores teores de voláteis (LOI entre 9 e 16 %) e menores concentrações de SiO_2 ($< 44\%$) (MIDDLEMOST, 1994) (Figura 11).

A baixa relação álcalis/sílica observada indica que essas rochas têm caráter toleítico, o que é confirmado pela presença de hiperistênio normativo nas mesmas.

Figura 11: Diagrama classificatório TAS (Total álcalis *versus* sílica) segundo Middlemost, 1994.

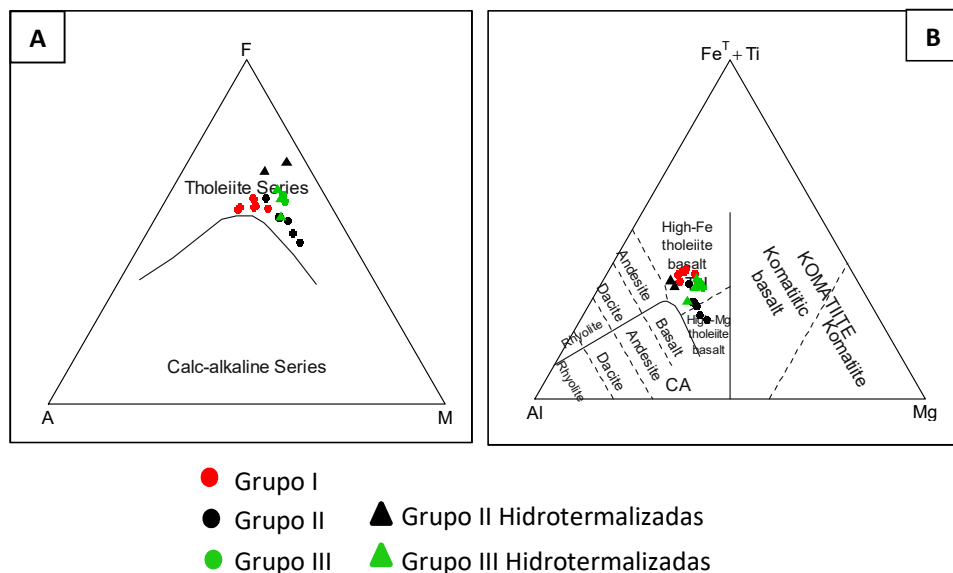


Fonte: Própria autora

No contexto de séries magmáticas, as rochas da porção leste da Bacia do Parnaíba são plotadas no diagrama AFM (Figura 12) mostrando um forte enriquecimento de Fe_2O_{3t} em relação aos álcalis e ao magnésio e, portanto, sendo plotadas nos campos das rochas subalcalinas e toleíticas de IRVINE e BARAGAR (1971).

De acordo com o diagrama de Jensen ($\text{Al} - (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) - \text{Mg}$) (JENSEN, 1976) (Figura 12) as rochas são toleíticas e os Grupo I e III concentra-se totalmente na porção de alto FeO , assim como a maior parte das amostras do Grupo II, estando apenas 3 amostras na porção do alto MgO .

Figura 12: (A) Diagrama AFM com campos de Irvine e Baragar (1971). (B) diagrama de Jensen 1976 ($\text{Al} - (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) - \text{Mg}$).



Fonte: Própria autora

Nos diagramas de variação de elementos maiores empregando-se o MgO como índice de evolução magmática (Figura 13) observa-se que o Grupo I mostra *trends* relativamente bem definidos e uma correlação negativa entre o MgO e as concentrações de Na_2O , K_2O e P_2O_5 e TiO_2 . Em contrapartida, o Grupo II apresenta as mesmas correlações, porém mais discretas, além de acentuada correlação negativa com Fe_2O_{3t} , tornando-se positiva para o Al_2O_3 e CaO para ambos os grupos. O Grupo III está representado por um número pequeno de amostras que são, em sua maioria, rochas hidrotermalizadas, o que impede uma interpretação das correlações entre os elementos

analisados, sendo possível apenas atentar para as concentrações intermediárias de TiO_2 e baixas concentrações de K_2O e Rb.

Em relação aos principais elementos traços (Figura 14) é possível verificar que a diminuição na concentração de MgO leva a um aumento nas concentrações de La, Ba, Ce, Rb, Zr e Y.

O fracionamento de Olivina pode explicar o decréscimo de Ni e Cr como a diminuição do MgO , pois estes elementos são muito compatíveis na olivina. As baixas concentrações de Ni nos dois Grupos químicos identificados (< 250 ppm) atesta esse fracionamento. O aumento de Na_2O e K_2O e a diminuição de Al_2O_3 e CaO para dos três grupos, sugere o fracionamento de clinopiroxênio e plagioclásio nas fases mais tardias. O aumento sincronizado de Fe_2O_{3t} e TiO_2 destaca a cristalização de ilmenita.

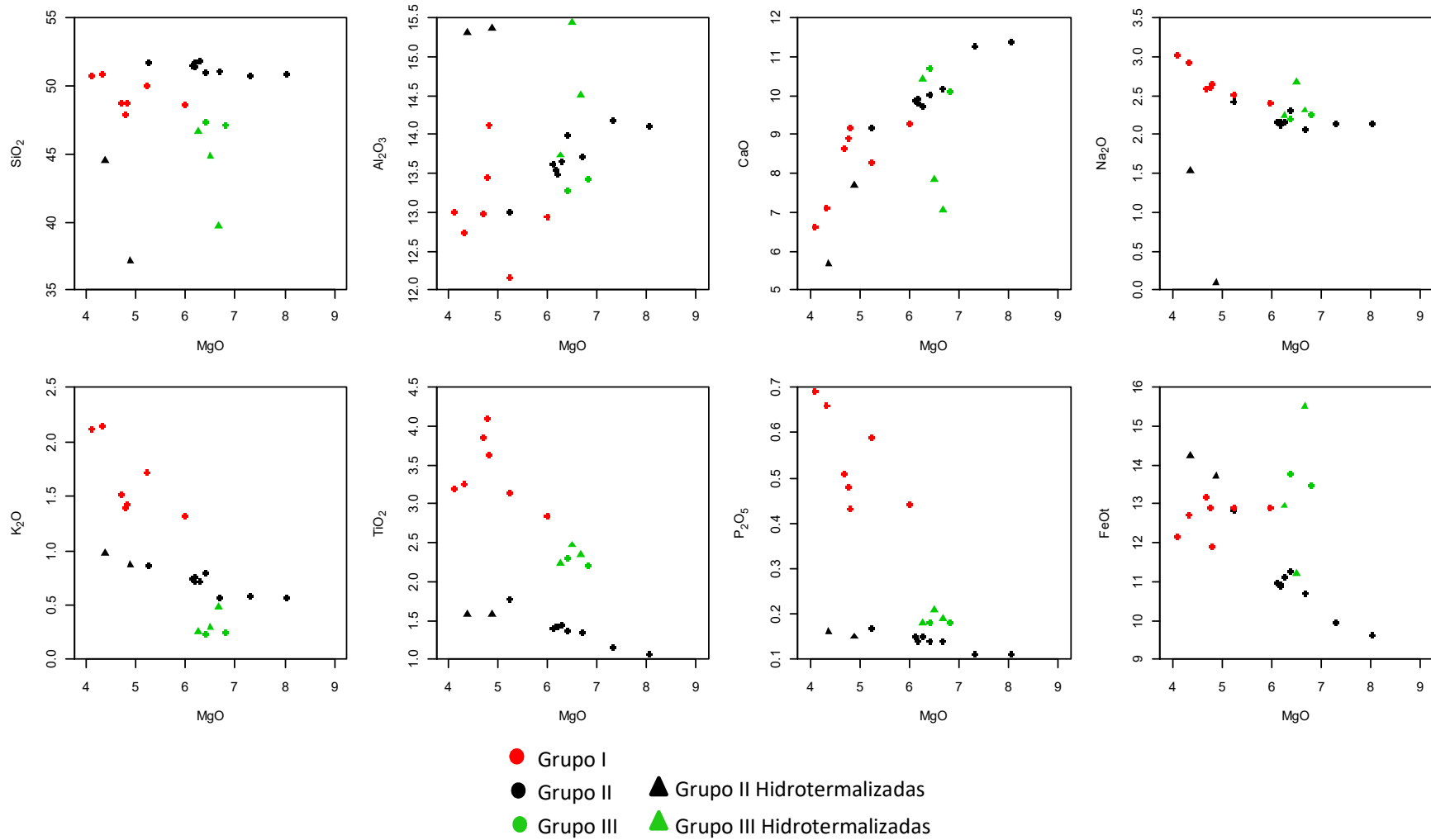
3.1.2.2 Elementos Terras Raras

O elementos terras raras (ETRs) compreendem uma série de elementos químicos (metais) com número atômico entre 57 e 71, do La ao Lu, geralmente o Y, com um raio iônico similar aos dos ETRs, é incluído. Os elementos desta série que possuem menor raio atômico, são chamados de terras raras leves (LREE), do La ao Nd, aqueles de maior raio são chamados de terras raras pesados (HREE), do Eu ao Lu (Rollinson, 1993).

Todos os ETRs possuem características químicas e físicas semelhantes, isto acontece, pois, todos os elementos formam íons estáveis $3+$ de tamanho similar. Um pequeno número de íons existe em outros estados de oxidação, entretanto, os únicos de importância geológica são os íons Ce^{4+} e Eu^{2+} (ROLLINSON, 1993).

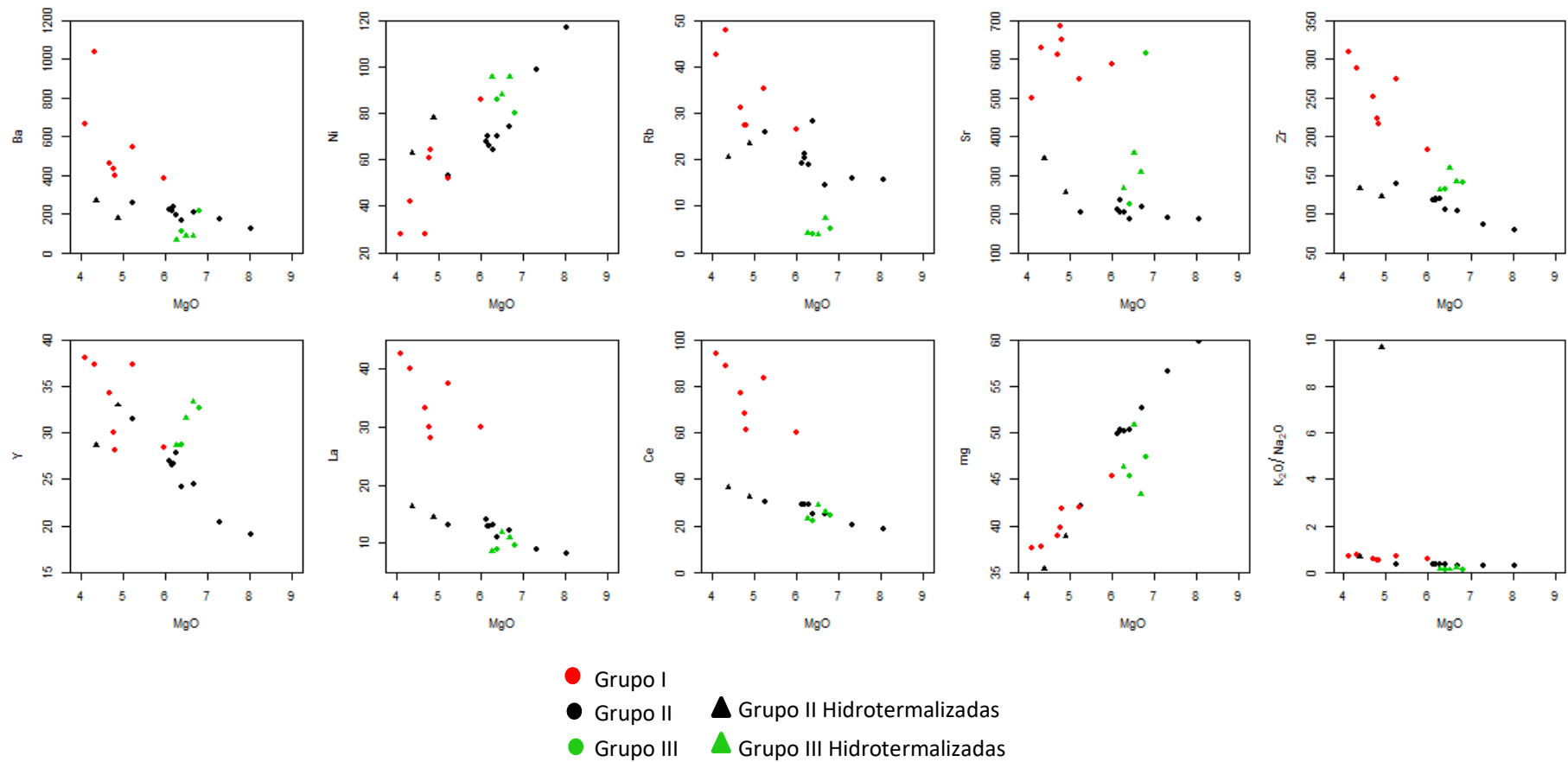
Alguns ETRs podem apresentar mudanças da valência devido as condições de temperatura e composição do magma, a razão $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$, por exemplo, é diretamente proporcional ao aumento da temperatura do magma. Em condições redutoras o Eu ocorre como Eu^{2+} , podendo substituir o Sr e o Ca na rede cristalina dos plagioclásios, o que resulta na presença de anomalias marcantes de Eu em padrões de ETRS em rochas resultantes de magmas evoluídos através do fracionamento de plagioclásio (TAYLOR, 1965).

Figura 13: Diagramas de variação, para óxidos maiores, utilizando MgO como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Própria autora

Figura 14: Diagramas de variação, para elementos traço, utilizando MgO como índice de diferenciação para as rochas vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba

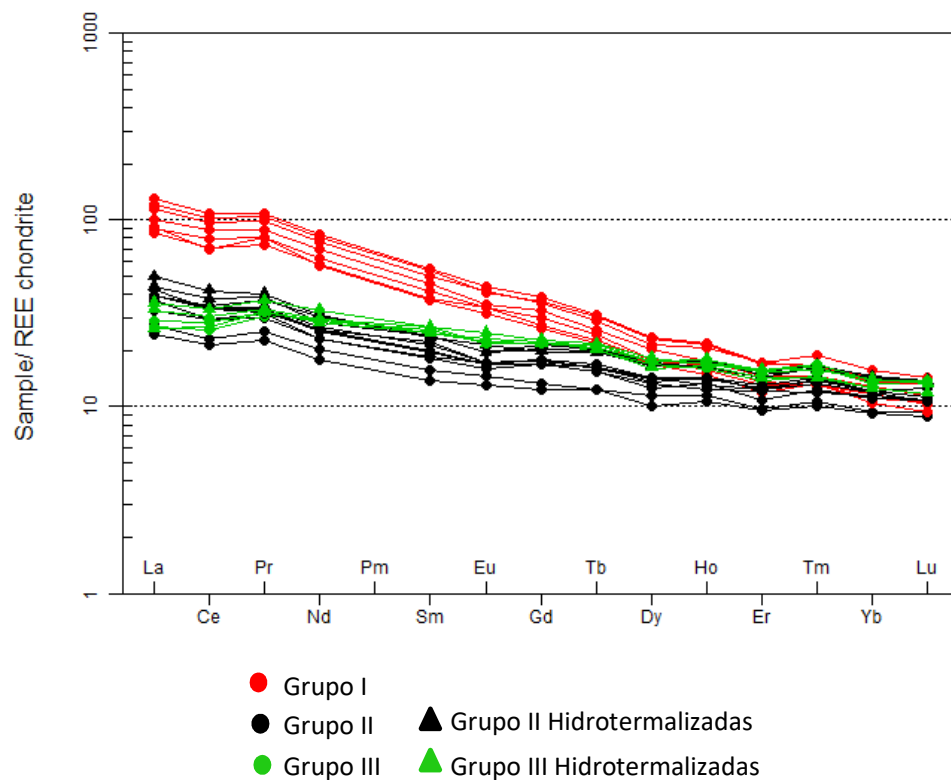


Fonte: Própria autora

Os padrões dos ETRs (Figura 15) normalizados em relação aos valores do condrito de NAKAMURA (1974) mostram razões $(Ce/Yb)_N$ entre 2,03 e 7,16 e não possuem significativas anomalias de Eu ($Eu/Eu^* > 0,86$). É possível distinguir os dois grupos já observados nos diagramas anteriores.

O Grupo I com fracionamento relativamente elevado dos Elementos Terras Raras Leves (ETRL) com relação aos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) e enriquecido em ETR_T (razões $(Ce/Yb)_N$ entre 6,44 e 7,16 e valores de ETR_T entre 165,88 e 246,18). Os Grupos II e III são mais empobrecidos e menos fracionados com razões $(Ce/Yb)_N$ entre 2,03 e 2,96 e ETR_T variando de 57,34 a 103,94. Esse enriquecimento em ETRs do Grupo I pode sugerir uma mesma fonte que a dos Grupos II e III porém tendo sofrido contaminação durante a ascensão do magma.

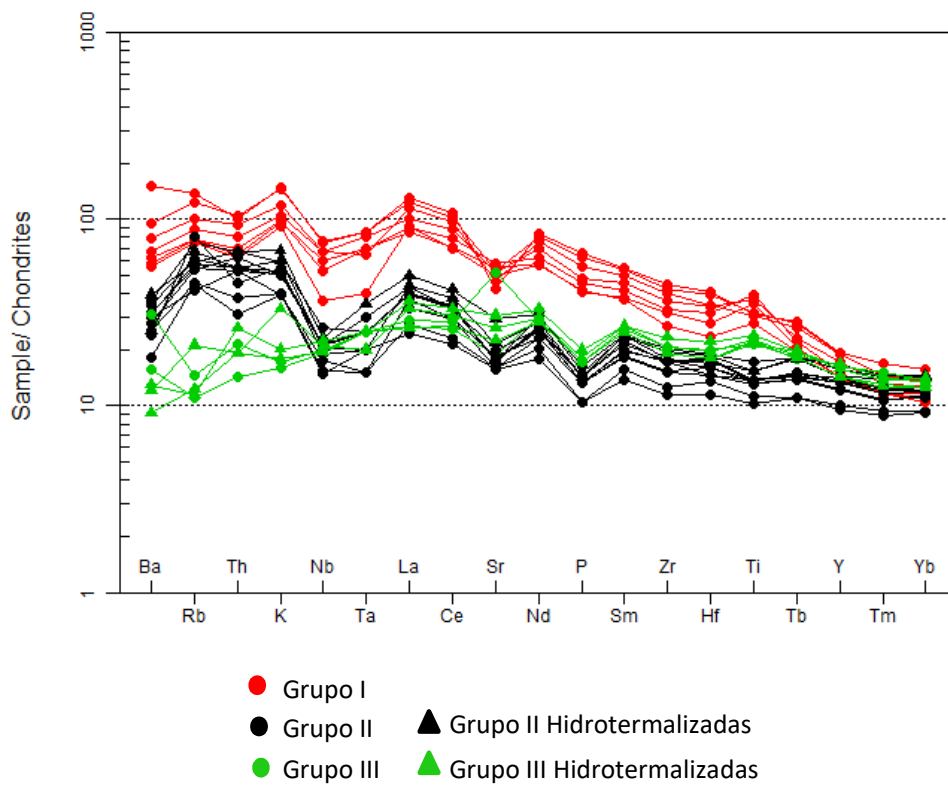
Figura 15: Padrões Terras Raras normalizados de acordo com o condrito de Nakamura (1974) para amostras vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Própria autora

Os padrões *spidergrams* (Figura 16) normalizados em relação aos valores do condrito sugeridos por THOMPSON (1982), assim como os ETRs definem três grupos. O grupo I com depressões em Th, Nb, Ta e Sr e pico em Ti. O grupo II é caracterizado por depressões em P, Sr e Nb. E o Grupo III com depressões em P, Sr e Rb.

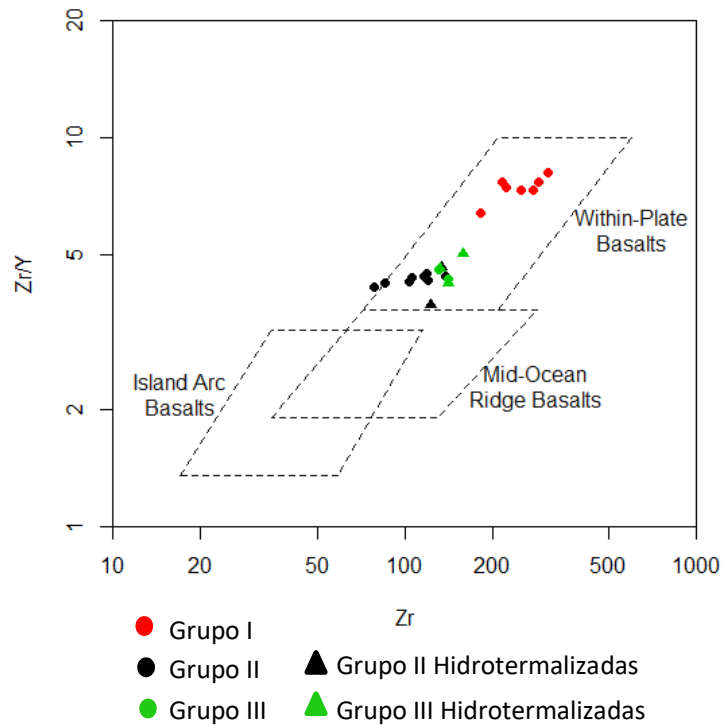
Figura 16: Spidergrams normalizados em relação aos valores do condrito sugeridos por Thompson (1982). Amostras vulcânicas da porção leste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Própria autora

Quanto ao ambiente tectônico o diagrama discriminante Zr x Zr/Y (Pearce & Norry 1979 - Figura 17), mostra os basaltos e diabásios da Formação Sardinha dentro do campo dos basaltos intraplaca.

Figura 17: (A) Diagrama discriminante de Pearce & Norry (1979) para rochas de composição basáltica da porção leste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Própria autora

3.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

Foram coletadas 84 amostras representativas das formações Potí, Piauí e Pedra de Fogo intrudidas pela Formação Sardinha, com o intuito de caracterizar as condições de metamorfismo e possíveis feições oriundas de processos hidrotermais.

Para melhor detecção de transformações dentro da auréola metamórfica foram utilizados parâmetros para os arenitos e siltitos tais como: granulometria, grau de seleção, tipo de contatos, empacotamento, maturidade textural e mineralógica.

3.2.1 Arenitos e folhelhos não afetados da Formação Potí

As rochas descritas da Formação Potí correspondem ao furo de sondagem 21-05-PI, do qual foram coletadas 70 amostras de arenitos, siltitos e folhelhos, entre as profundidades 173 m e 321 m, que representam a porção do perfil que concentra os corpos intrusivos, totalizando 6 intrusões de espessura entre 1,80 m e 23 m (Apêndice III).

Os arenitos não afetados pela auréola de metamorfismo e por fluidos hidrotermais, foram descritos como arenitos finos a médios esbranquiçados, também arroxeados por vezes micromicácios, pouco duros. Ocorrem porções intercaladas com lâminas (variando de 1 cm a 4 cm de espessura) de siltito cinza e folhelhos de coloração cinza escuro, além de arenito vermelho denso, médio a grosso (Figura 18).

Foram descritas estruturas sedimentares como laminações e estratificações plano-paralelas e cruzadas, acamamentos *wavy* e *flaser*, além de estrutura de sobrecarga (Figura 18).

Em escala microscópica estas rochas são compostos por quartzo (entre 47 % e 97%) e feldspato (entre 3% a 20 %) como principais grãos do arcabouço. Como acessório encontram-se opacos, muscovita, zircão, apatita, biotita, epidoto e turmalina, além de fragmentos de rochas, como sílexito e gnaiss. A cimentação é carbonática, silicosa (crescimento secundário de sílica) e ferruginosa (óxido/hidróxido de ferro). Sua matriz é predominantemente composta por argilas infiltradas (Figura 19).

Os cristais de quartzo apresentam-se nas formas monocristalina e policristalina, do tipo plutônico, metamórfico e vulcânico. Raros grãos de quartzo apresentam inclusões de zircão. Os cristais de feldspatos exibem geminação polissintética (plagioclásio) e a variação ortoclásio (Figura 19).

Esses feldspatos, por vezes, aparecem alterados para sericita. As micas encontram-se com extinção picotada, deformadas e estiradas (Figura 19).

As intercalações de folhelhos/argilitos são compostas por quartzo, feldspato, muscovita e minerais opacos. Esses cristais são mal selecionados, angulosos a sub-

angulosos e com baixa esfericidade. Sua matriz é predominantemente composta por argilas infiltradas e possuem cimento ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro) e preenchimento intersticial carbonático (com exceção de duas amostras) (Figura 19).

A granulometria dos arenitos varia de areia grossa a fina (1 a 0,125 mm) variando de bem a moderadamente selecionado. Os contatos são predominantemente flutuantes, comumente suturados e retos e raramente côncavo-convexos ou pontuais, seguindo parâmetros de SCHOLLE (1979).

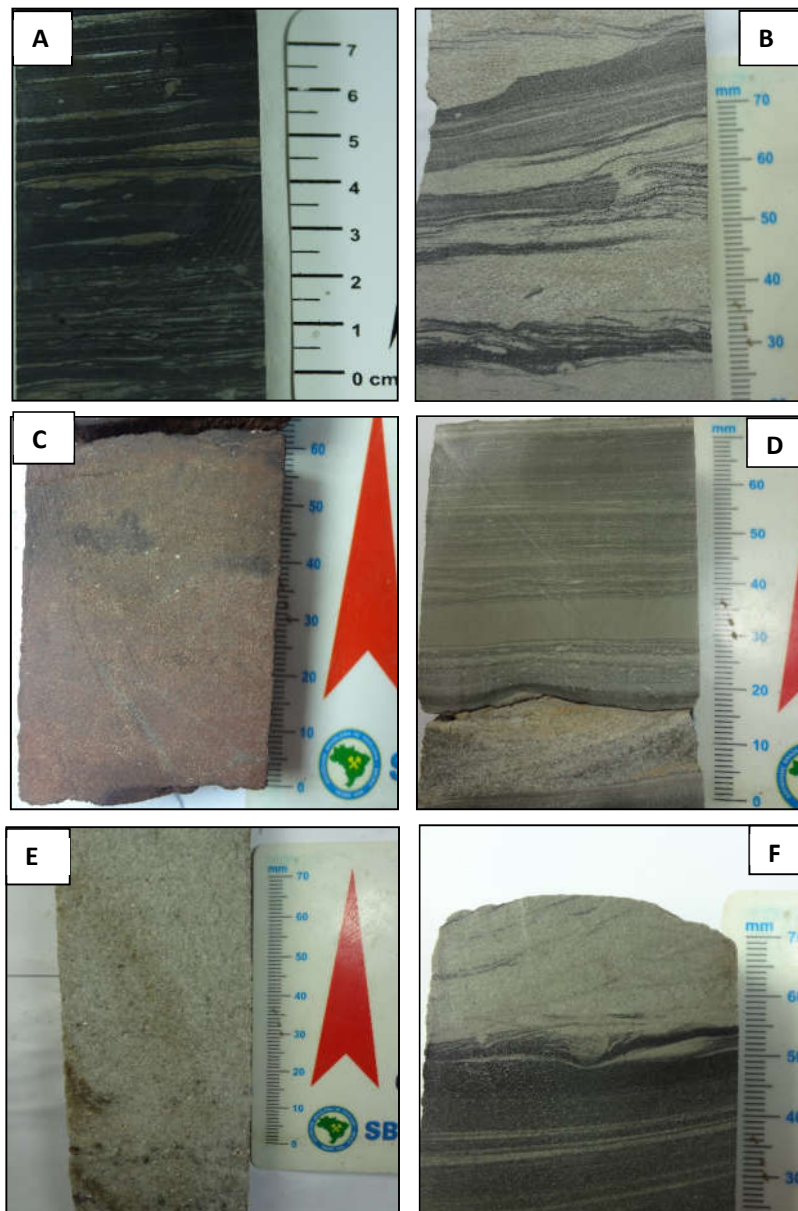
Conforme a classificação de FOLK (1968), estas rochas variam, em sua maioria entre quartzaretinos e subarcóseos (Figura 20). As intercalações de granulometria fina foram classificadas como folhelho/argilito segundo a classificação de FOLK (1980) (Figura 20).

O empacotamento varia de aberto a normal, raramente apertado. De acordo com a relação proposta por PETTIJOHN (1975) e DICKINSON (1985), a maioria dessas rochas podem ser consideradas maduras, com índice de maturidade mineralógica (M) proposto por FOLK (1974) está entre 13 e 48, uma vez que a proporção de quartzo é sempre maior do que a de feldspato.

A porosidade foi classificada como predominantemente primária do tipo intergranular, porém também foi observada porosidade secundária do tipo fraturada e intergranular. (Figura 21). A porosidade secundária do tipo fraturada é preenchida por calcita tardia em algumas amostras. Com relação à permeabilidade, essas rochas possuem grau moderado de interligação entre os grãos (Figura 21).

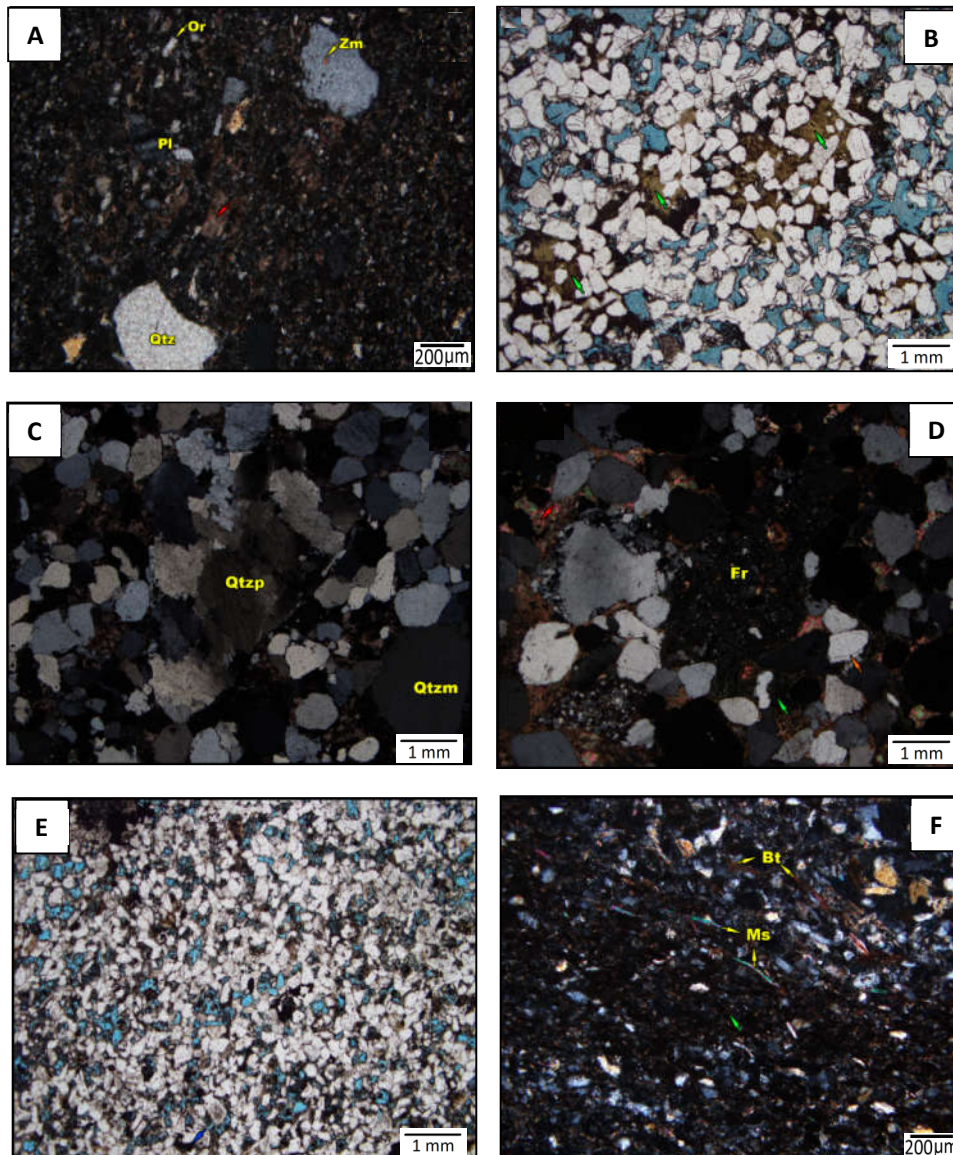
As rochas da Formação Poti possuem grãos do arcabouço fraturados, além de muscovitas deformadas e estiradas. Esses aspectos são indicativos de compactação mecânica nessa unidade sedimentar (Figura 21).

Figura 18: Aspectos das rochas sedimentares da Formação Potí. (A) Folhelho cinza escuro com acamamento tipo flaser; (B) Siltito cinza intercalado com folhelhos escuros com acamamento convoluto; (C) Arenito avermelhado denso; (D) Argilito com intercalações de siltitos acinzentados e arenitos amarelados; (E) Arenito esbranquiçado; (F) siltitos cinza claro e cinza escuros intercalados



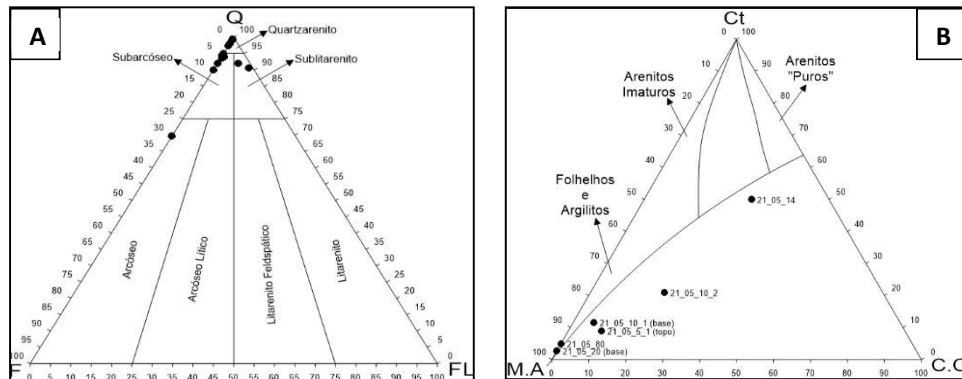
Fonte: Própria autora

Figura 19: (A) Fotomicrografias da amostra classificada como arcóseo. Detalhe dos minerais que perfazem a rocha (Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Zm: zircão, Or, ortoclásio, seta vermelha: cimento carbonático; (B) Amostra classificada como subarcóseo. (Seta Verde: matriz argilosa; (C) e (D) Rochas classificadas como sublitolarenito. (Fr: fragmento de rocha, Qtzp: quartzo policristalino, Qtzm: quartzo monocristalino), Seta Vermelha: cimento carbonático; (E) e (F) Fotomicrografias das amostras classificadas como quartzarenito. (Bt: biotita, Ms: muscovita, Seta Verde: argila infiltrada).



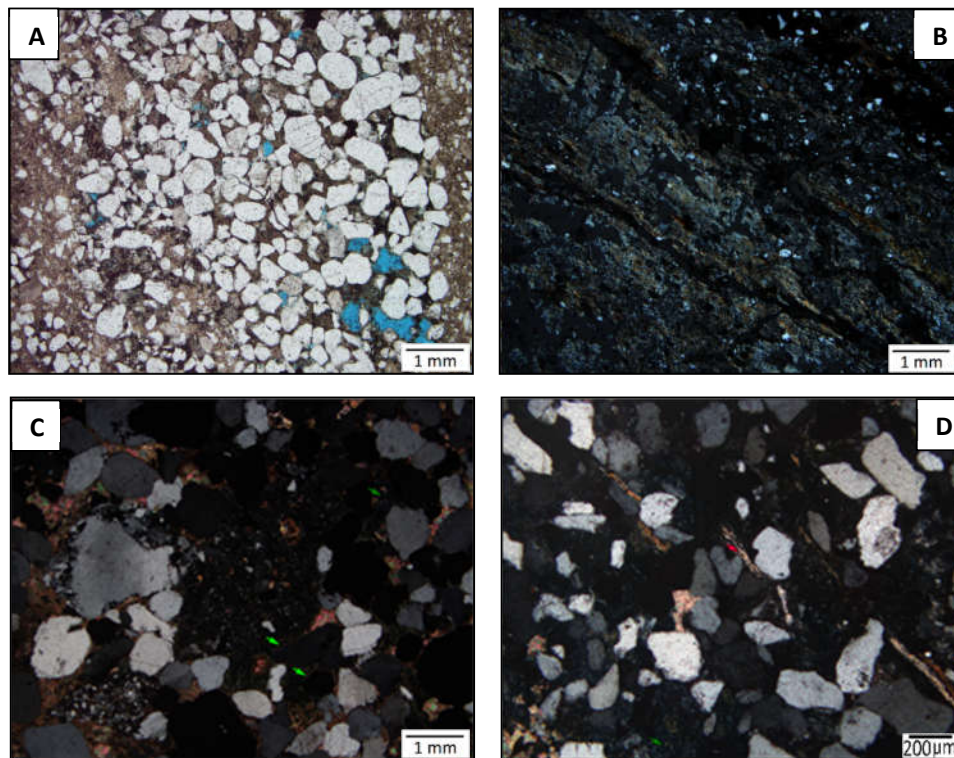
Fonte: Própria autora

Figura 20: Diagramas ternários para nomenclatura de rochas siliciclásticas. A: Folk (1968); B: Folk (1980).



Fonte: Própria autora

Figura 21: (A) Porosidade primária intergranular; (B) Porosidade secundária do tipo fratura preenchida por sílica. Formação Potí (C) e (D) Rochas da Formação Poti com argilas mecanicamente infiltradas. (Seta Verde Clara: argilas como cutículas envolvendo os grãos; Seta Verde Escura: argila como agregado; Seta Vermelha: argila mecanicamente infiltrada)



Fonte: Própria autora

3.2.2 Arenitos e Folhelhos não afetados da Formação Piauí

24 amostras de arenitos e folhelhos foram coletadas no testemunho de furo de sondagem 06-PI, entre as profundidades 78m e 185m onde se concentram os contatos entre as encaixantes sedimentares e as vulcânicas da Formação Sardinha (3 intrusões de espessuras entre 2,1 m e 5,9 m) (Apêndice IV).

As rochas não afetadas termalmente ou hidrotermalmente são caracterizadas macroscopicamente como arenitos finos cinza claros, róseos e avermelhados, homogêneos, por vezes piritosos (Figura 22). Além de folhelhos vermelhos com lâminas de argilito cinza claro (Figura 22) e folhelhos esverdeados com lâminas de siltitos cinza. (Figura 22).

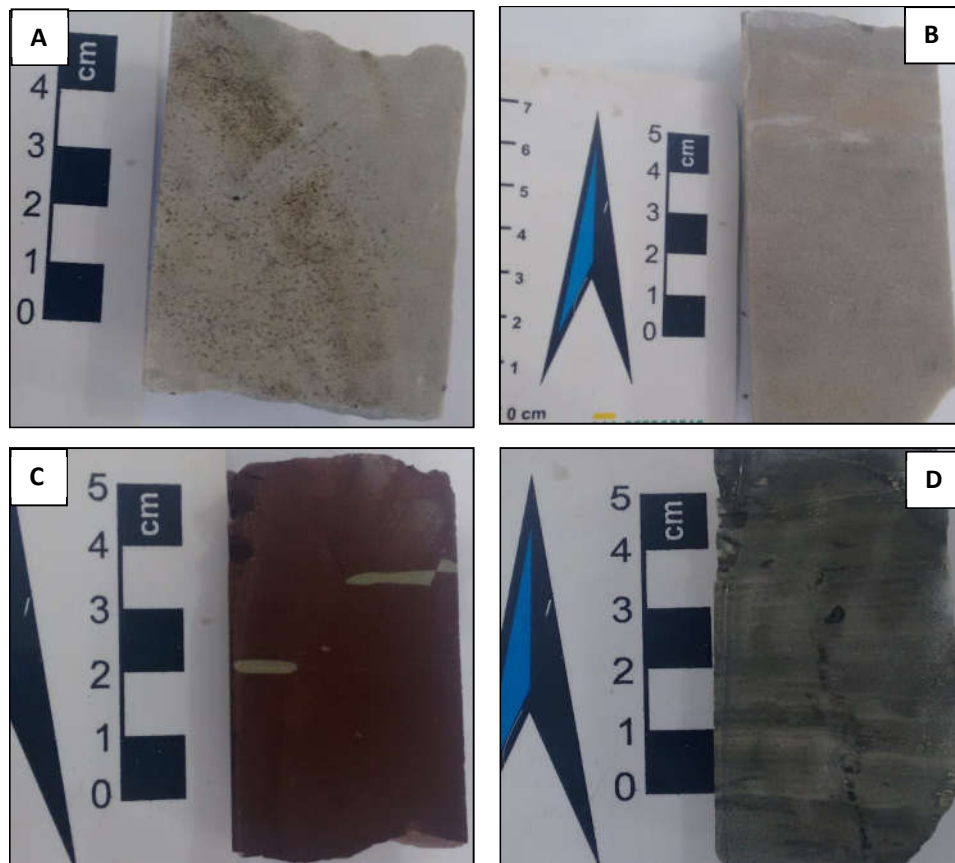
Segundo a classificação de FOLK (1968 e 1980) as amostras descritas petrograficamente desta unidade são quartzarenito e folhelhos (Figura 23).

As amostras classificadas como quartzarenitos possuem quartzo ($\approx 95\%$) e feldspato ($\approx 3\%$) como principais minerais e opacos, zircão e muscovita ($\approx 2\%$) como acessórios, além de raros cherts. Os grãos do arcabouço são mal a bem selecionados, com arredondamento entre sub-arredondados a sub-angulosos, com baixa esfericidade. O cimento varia entre ferruginoso e silicoso (crescimento secundário de sílica) também estão presentes. A matriz é constituída por argilominerais (Figura 24).

Os cristais de quartzo apresentam-se na forma monocristalina e policristalina, do tipo plutônico e metamórfico. Poucos grãos de quartzo apresentam inclusões de zircão. Os grãos de feldspatos ocorrem com geminação polissintética (plagioclásio) e com geminação xadrez (microclina). A muscovita apresenta-se com extinção picotada.

Os contatos entre os grãos variam entre retos, suturado e flutuante, raramente côncavo-convexo. Dessa forma, sugere-se que essa rocha possui empacotamento aberto a normal. Em relação à maturação dos sedimentos, tal arenito é considerado maturo pela maior proporção de quartzo em relação a feldspato (PETTIJOHN, 1975; DICKINSON, 1985) e possui índice de maturidade mineralógica $M \approx 46$ de FOLK (1974).

Figura 22: Aspectos das rochas sedimentares da Formação Piauí. (A) e (B) Arenitos esbranquiçados e homogêneos; (C) Folhelho avermelhado com infiltração de argilito cinza, com presença de microfalha; (D) Folhelho esverdeado com laminais de siltito cinza.

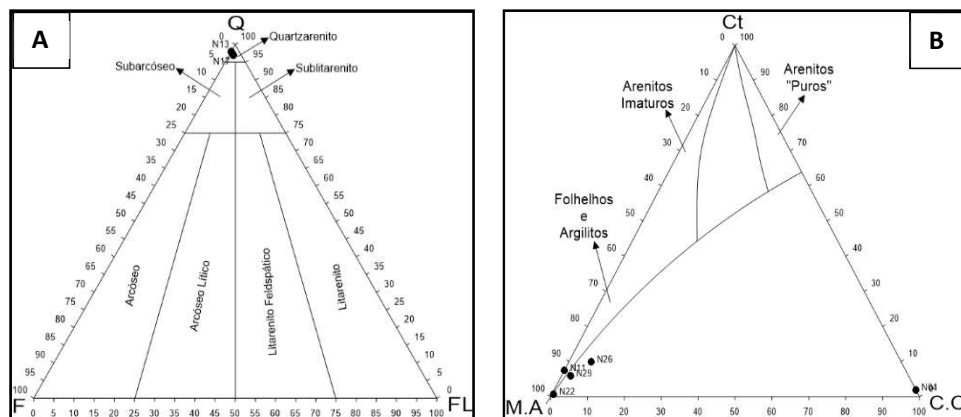


Fonte: Própria autora

Os folhelhos são texturalmente diferentes um do outro. De forma geral, são constituídos predominantemente de matriz, além de cimento carbonático e ferruginoso. Os grãos do arcabouço são compostos por quartzo, muscovita, feldspato e opacos. Esses cristais são mal selecionados e predominantemente angulosos (Figura 25).

Todas as amostras, arenitos e folhelhos, da Formação Piauí apresentam porosidade primária e secundária. A primeira é representada pelo tipo intergranular, enquanto que a segunda é do tipo fratura. Ambas são preenchidas pelos cimentos e matriz que perfazem as rochas (Figura 26). As rochas dessa unidade praticamente não possuem permeabilidade devido ao preenchimento das interligações entre os grãos pelos cimentos e matriz.

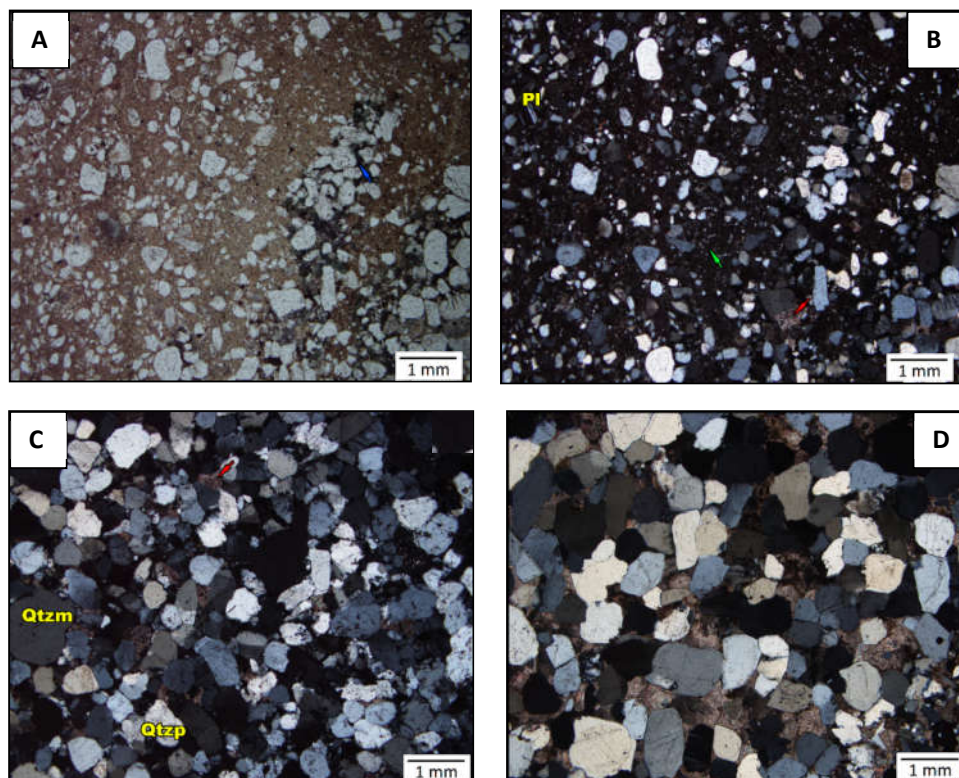
Figura 23: Diagramas ternários para nomenclatura de rochas siliciclásticas. (A) Folk (1968); (B) Folk (1980).



Fonte: Própria autora

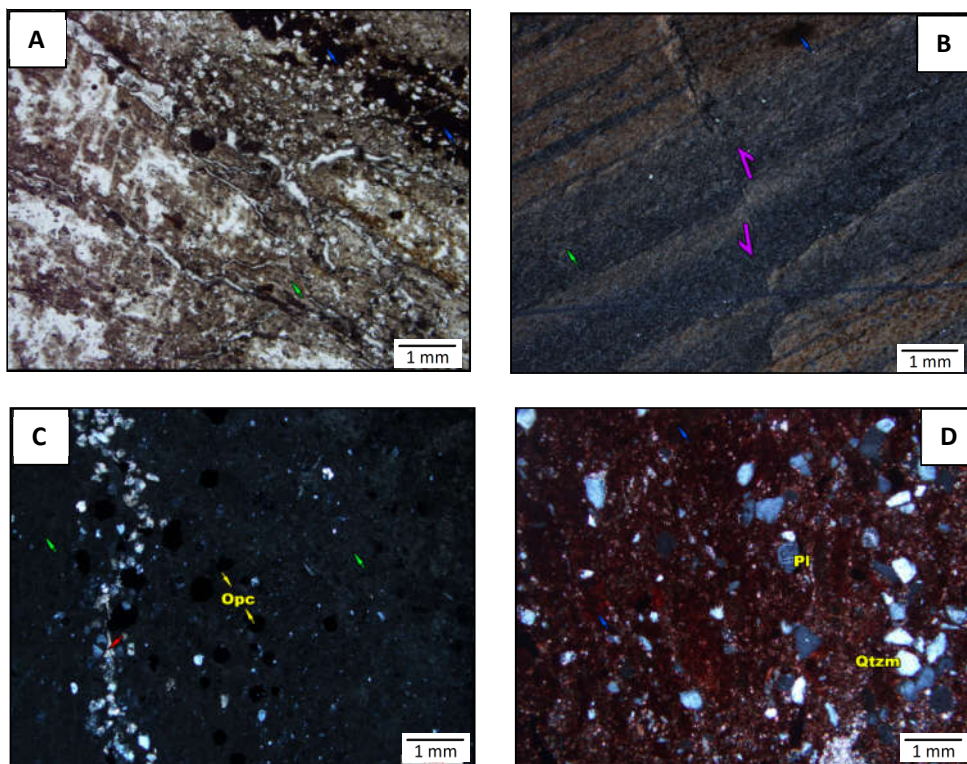
Figura 24: Fotomicrografias das rochas classificadas como quartzarenitos.

Seta Azul: cimentação ferruginosa, Seta Verde: matriz argilosa, Seta Vermelha: cimento carbonático, Seta amarela crescimento secundário de sílica, Pl: plagioclásio, Qtzm: quartzo monocristalino, Qtzp: quartzo policristalino).



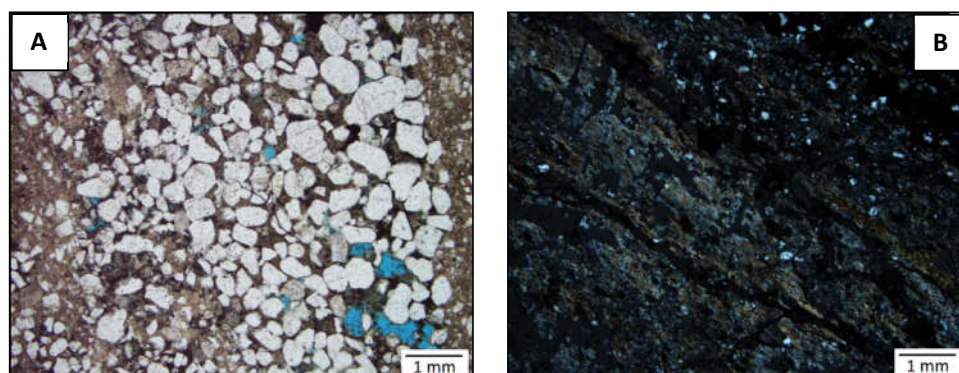
Fonte: Própria autora

Figura 25: Fotomicrografias das amostras classificadas como folhelho.
 (Seta Azul: cimentação ferruginosa, Seta Verde: matriz argilosa, Seta Lilás: fratura normal, Opc: minerais opacos, Seta Vermelha: cimentação carbonática, Pl: plagioclásio, Qtzm: quartzo monocristalino).



Fonte: Própria autora

Figura 26: Fotomicrografias das porosidades encontradas nas amostras da Formação Piauí. (A) porosidade primária intergranular; (B) porosidade secundária do tipo fratura preenchida por sílica.



Fonte: Própria autora

3.2.3 Arenitos e Folhelhos não afetados da Formação Pedra de Fogo

Poucos contatos entre as rochas sedimentares e as soleiras vulcânicas foram identificados nas etapas de campo realizadas neste trabalho, apenas 4 afloramentos apresentaram sills encaixados nas rochas da Formação Pedra de Fogo.

As rochas dessa formação descritas são compostas por siltitos esbranquiçados e roxos intercalados com arenito fino, por vezes argilosos, duros e parcialmente silicificados, intercalados com folhelhos cinza escuro, também duros e pouco físseis, por vezes com estratificação incipiente (Figura 27).

De acordo com a classificação de FOLK (1980), essas rochas analisadas petrograficamente desta unidade são classificadas como quartzarenitos e folhelhos (Figura 28).

O quartzarenito é constituído predominantemente por cristais de quartzo ($\approx 95\%$), feldspato ($\approx 2\%$) e alguns minerais acessórios como zircão e apatita (inclusos em quartzos), epidoto, muscovita e minerais opacos. A matriz é argilosa (esmectita, caulinita?) e o cimento é predominantemente silicoso (crescimento secundário) e ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro). Os grãos são bem a moderadamente selecionados, com arredondamento variando entre sub-anguloso a sub-arredondado, com baixa esfericidade.

Os cristais de quartzo apresentam-se na forma monocristalina com extinção ondulante a imediata, representados pelo tipo metamórfico. Alguns grãos de quartzo apresentam inclusões de zircão (relevo alto, por vezes zonado) e apatita. Todavia, também ocorrem grãos de feldspatos com geminação polissintética e alterados para sericita (plagioclásio) e com geminação Carlsbad (ortoclásio), muscovita com extinção picotada e deformada, e epidoto com relevo alto e alta birrefringência (Figura 29).

Os contatos entre os grãos variam entre retos, côncavo-convexo e por vezes suturados. Dessa forma, sugere-se que essa rocha possui empacotamento normal. Em relação à maturação dos sedimentos, tal arenito é considerado maturo pela maior proporção de quartzo em relação a feldspato (PETTIJOHN, 1975; DICKINSON, 1985) e pelo índice de maturidade mineralógica (obtendo-se o índice $M \approx 99$) de FOLK (1974).

Na amostra de quartzarenito, o tipo de porosidade predominante é a secundária. Esta é identificada por fraturas preenchidas por cimento silicoso e ferruginoso (Figura 29). Além disso possuem baixa a nula permeabilidade devido ao seu empacotamento normal a frouxo e por sua porosidade ser completamente preenchida pela matriz e pelo cimento.

Figura 27: (A) e (B) Aspectos dos afloramentos com contato entre as rochas basálticas intrusivas e folhelhos e arenitos da Formação Pedra de Fogo. (C) e (D) Folhelhos roxos e cinzas intercalados com arenito fino a médio da Formação Pedra de Fogo.



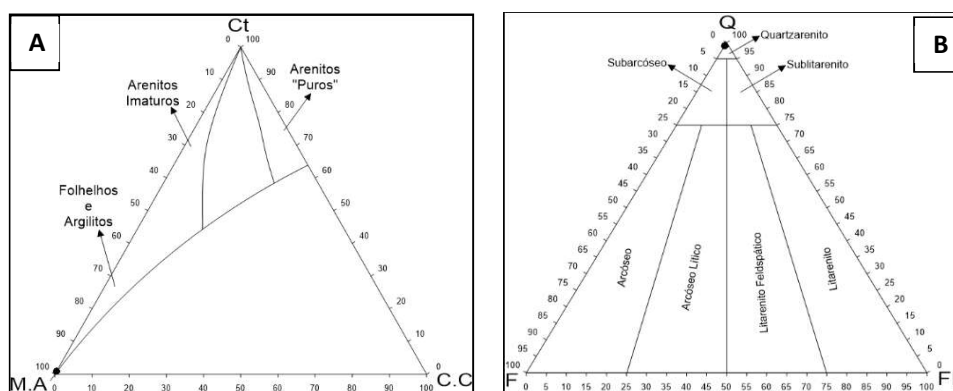
Fonte: Própria autora

Em escala microscópica, o folhelho é predominantemente constituído por uma matriz de argilominerais e parcialmente por cimento ferruginoso (óxido/hidróxido de ferro) e silicoso que preenchem fraturas. Mineralogicamente são constituídos por poucos cristais de quartzo ($\approx 2\%$). Os grãos de quartzo são

monocristalinos com extinção ondulante e imediata, e são predominantemente angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade (Figura 29).

O folhelho não apresenta porosidade devido à presença de matriz, além de cimento ferruginoso que podem ter preenchido a porosidade primária do tipo intergranular (Figura 29).

Figura 28: Diagramas ternários para nomenclatura de rochas siliciclásticas. A: Folk (1968); B:



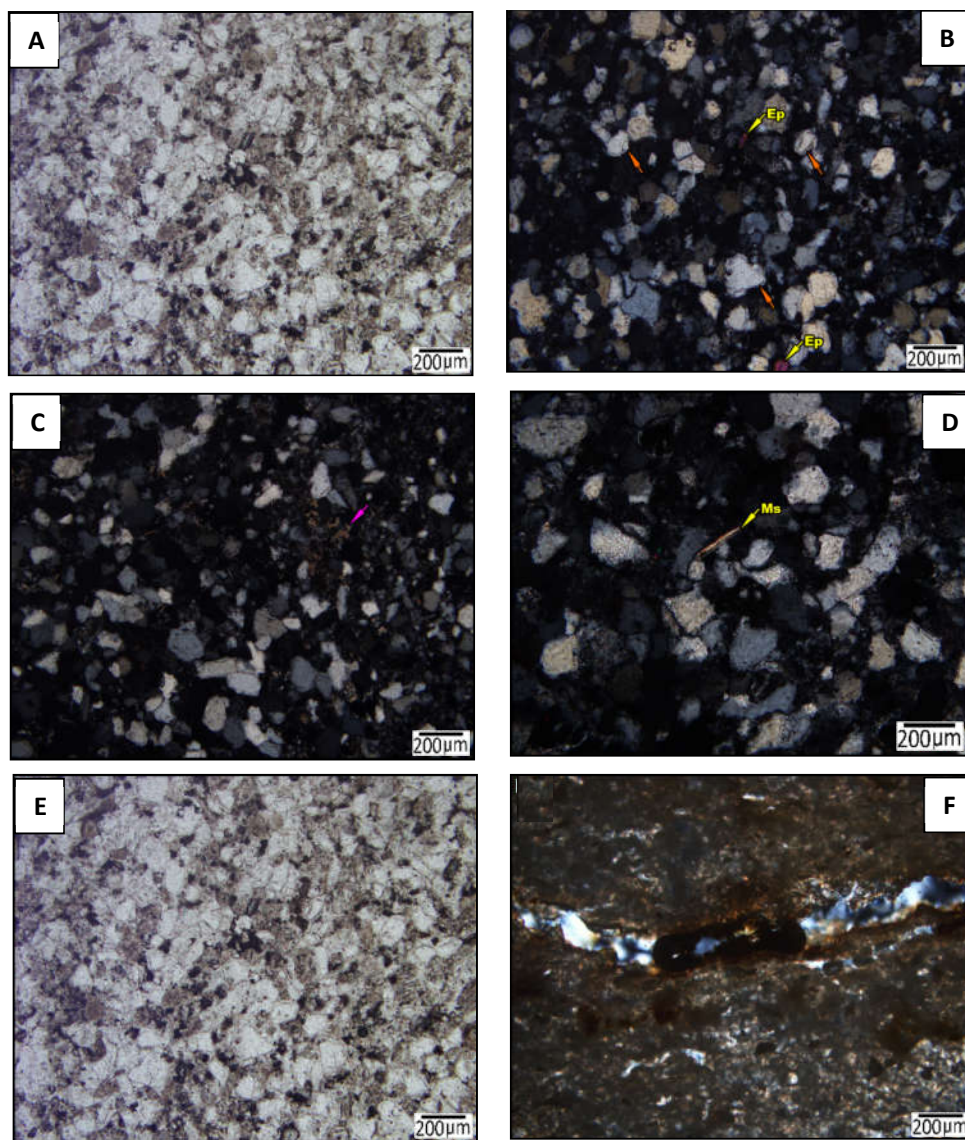
Fonte: Própria autora

3.2.4 Caracterização Petrográfica dos Arenitos e Folhelhos Afetados Termalmente

De maneira geral, as análises petrográficas mostram que as rochas que ocorrem no halo térmico preservam as feições sedimentares, como laminações, estruturas de sobrecarga, etc. Foram observadas feições de hidrotermalismo discretas, relacionadas aos efeitos termais provocados pela intrusão da soleira nas porções muito próximas aos contatos intrusivos (distâncias < 2 cm).

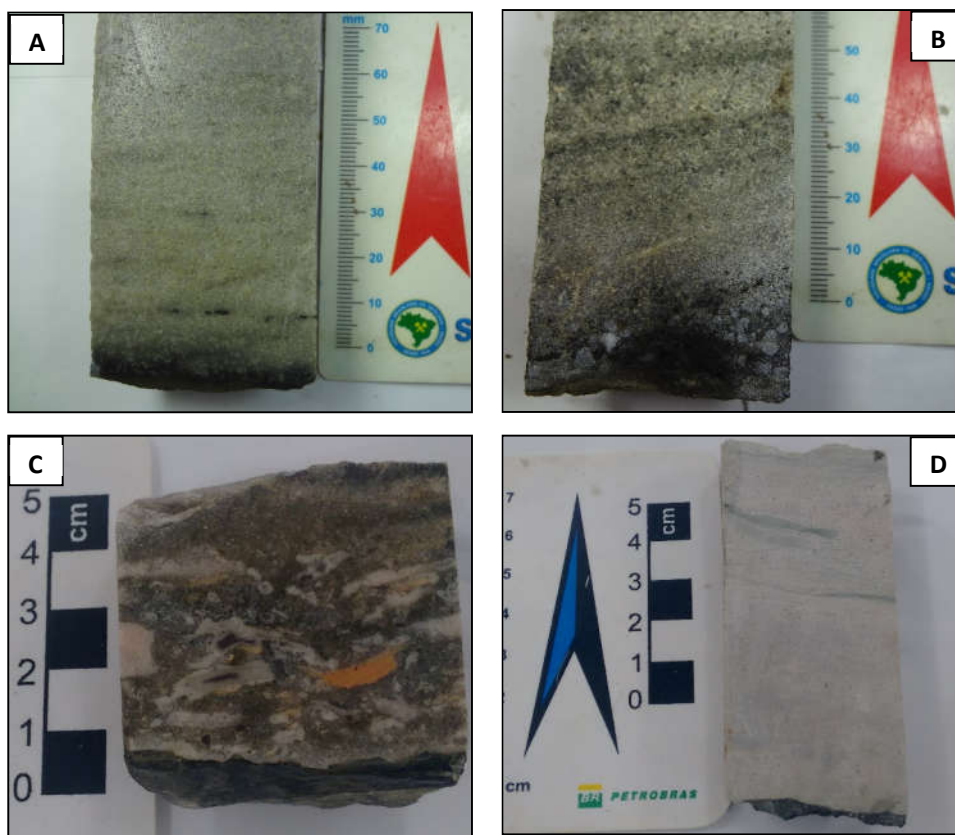
A proximidade das rochas encaixantes com as rochas intrusivas basálticas provoca sutis mudanças texturais tanto macroscópicas quanto microscópicas. Os arenitos e folhelhos passam a apresentar coloração esverdeada, sendo maciços, duros, pouco físseis e calcíferos. É comum a presença de fraturas e microfraturas verticais (até 0,5 cm de espessura) preenchidas por material de composição carbonática (Figura 30).

Figura 29: (A), (B), (C) e (D) Fotomicrografias da amostra classificada como quartzarenito. (Ep: epidoto, Ms: muscovita, Seta Laranja: cristalização secundária de sílica, Seta Rosa: argila mecanicamente infiltrada). (E) porosidade primária do tipo intergranular preenchida por cimento e matriz e (F) Folhelho com porosidade secundária do tipo fratura preenchida por sílica e por mineral opaco.



Fonte: Própria autora

Figura 30: (A) e (B) Arenitos da Formação Potí termalmente afetados, esverdeados, duros (maiores modificações texturais nas bordas mais próximas ao contato; (C) bolsões de material carbonático em arenito na Formação Piauí; (D) Arenito esbranquiçado com leitos de material carbonático.



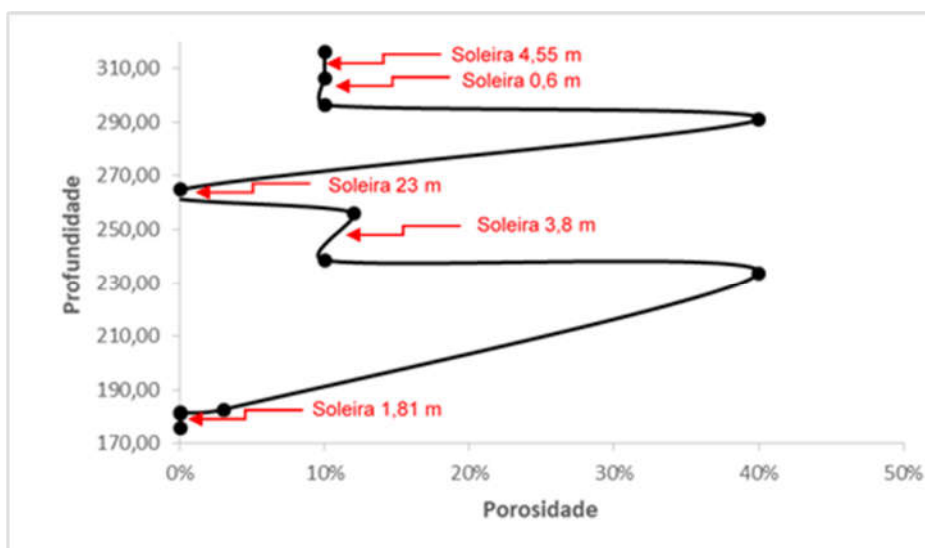
Fonte: Própria autora

Em escala de microscópio estes efeitos nos arenitos e arenitos intercalados com folhelhos relacionam-se com o decréscimo da porosidade (Figura 31), aumento do empacotamento e a distribuição gradacional dos carbonatos intersticiais em relação às intrusões. (Apêndice V).

Calcita e dolomita são os principais minerais secundários e ocorrem de modo pervasivo preenchendo poros, substituindo e fraturando minerais siliciclásticos, na sua maioria quartzo e preenchendo microfraturas irregulares, de pequenas extensões e direções variáveis (Figura 32).

Apesar da ocorrência de calcita e dolomita intersticial por si só não descartar outras origens, além de hidrotermal (e.g. diagênese por soterramento), o considerável aumento da porcentagem desses minerais à medida que se aproxima das rochas intrusivas, sugere que o calor gerado por estas intrusões pode ter remobilizado fluidos ricos em Ca ou intensificado os processos diagenéticos nas rochas encaixantes.

Figura 31: Porcentagem da porosidade dos arenitos a diferentes profundidades e distâncias das intrusões



Fonte: Própria autora

Nas porções muito próximas às intrusões (< 2 cm) a calcita preenche fraturas crescendo perpendicularmente às paredes destas, exibindo textura em pente com crescimento sintaxial (Figura 32). Também ocorre uma massa de crescimento secundário bordejando os grãos de quartzo, de coloração amarronzada, sendo composta por clorita, por vezes cristalina e calcopirita, estando associada a pirita (Figura 32).

Estas feições ocorrem tanto nos arenitos afetados termalmente da Formação Poti quanto da Formação Piauí. As amostras da Formação Pedra de Fogo (amostras de afloramento) aqui estudadas não apresentam preenchimento tardio carbonático, porém são duras e maciças nas porções afetadas.

3.3 COMPOSIÇÃO MINERAL DAS ROCHAS ENCAIXANTES A DIFERENTES DISTÂNCIAS DAS SOLEIRAS

12 amostras das rochas encaixantes da Formação Potí localizadas à diferentes distâncias das intrusões, foram submetidas a análises por difração de raios-X. Tais amostras pertencem ao furo 21-05-PI, que possui o maior número de intrusões de diferentes espessuras e maior variedade de rochas encaixantes (Apêndice III).

A partir dos difratogramas gerados (Apêndice VI) as fases minerais finas, incluindo as geradas a partir do metamorfismo de contato/hidrotermalismo causado pelas intrusões nas rochas encaixantes, não identificadas nas análises petrográficas foram caracterizadas.

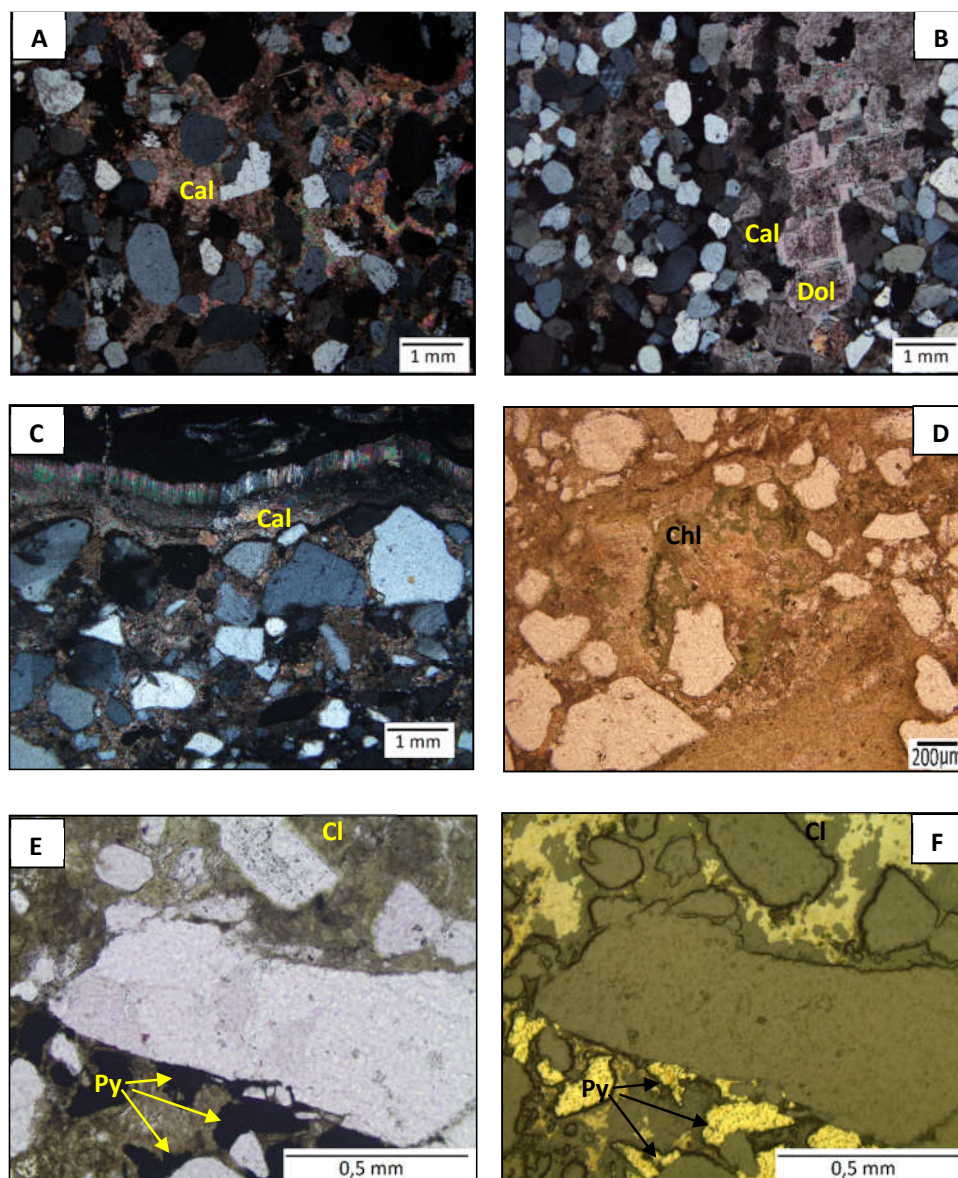
A Figura 33 mostra as percentagens referentes aos minerais encontrados plotadas em gráficos em função da distância das intrusões e no Apêndice V consta a mineralogia principal encontrada nos arenitos, arenitos intercalados com folhelhos, folhelhos intercalados com arenitos, não afetados e afetados pelas intrusões basálticas da Formação Sardinha, obtidos nas análises de DRX.

Em termos comparativos, os arenitos não afetados possuem mineralogia principal composta por quartzo, ortoclásio e microclina, calcita, dolomita e siderita, com frequente presença de minerais de argila (caolinita e illita).

Caolinita e illita são as fases principais encontradas nos folhelhos. Minerais como sanidina, clorita, cloritoide, greenalita ($\text{Fe}_2\text{-}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), amesita ($\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$), demonstram a atuação térmica das rochas ígneas intrusivas e não obstante dos fluidos hidrotermais gerados durante o mesmo processo (Tabela 7).

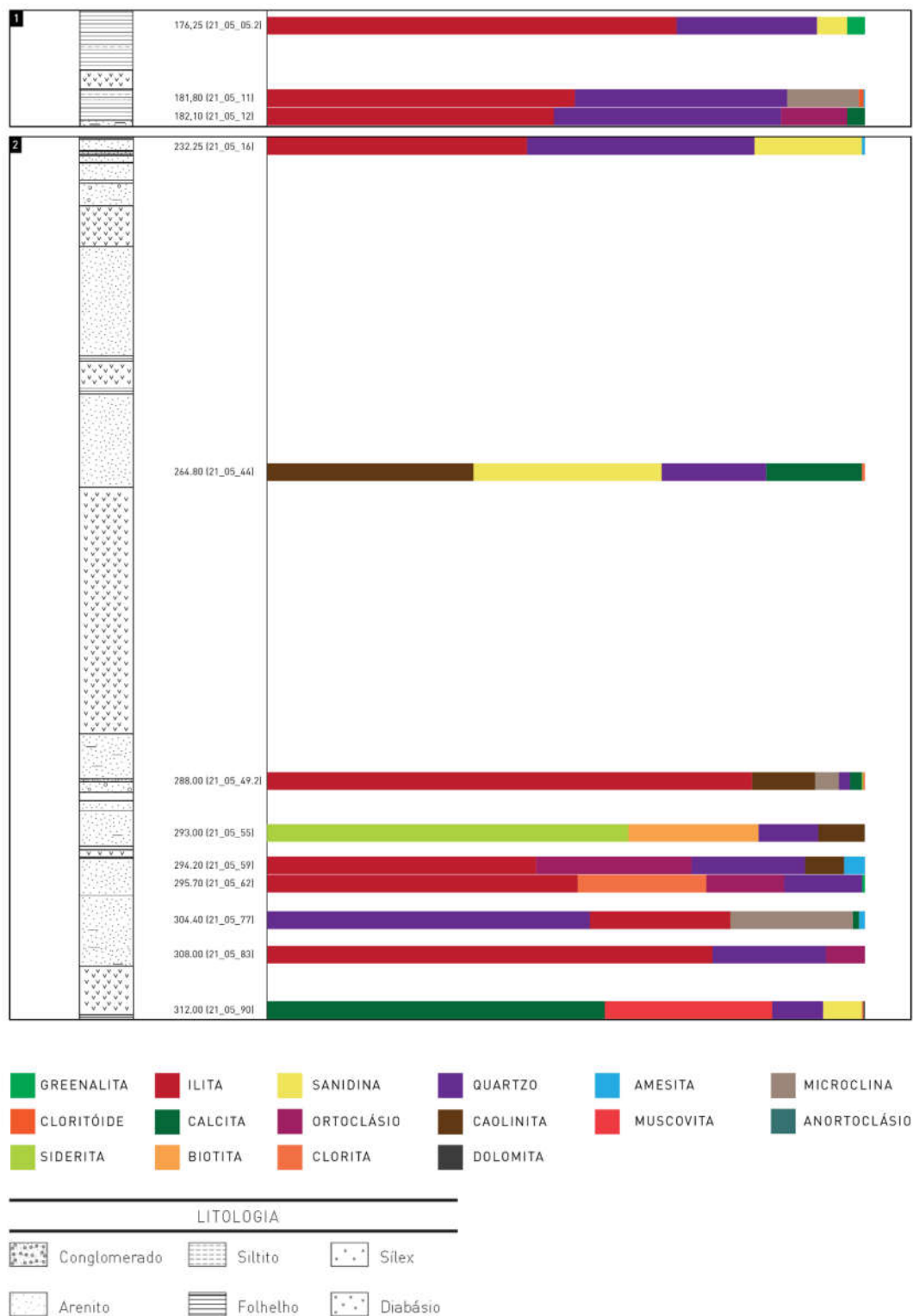
Por se tratar de uma sequência de rochas com características diferentes, uma vez que se tratam de arenitos, arenitos intercalados com folhelhos, folhelhos e folhelhos intercalados com arenitos, torna-se difícil a interpretação do padrão de variação das composições minerais em relação à distância entre estas rochas e as rochas intrusivas, porém os minerais foram agrupados de acordo com as associações de minerais, considerados de ambientes metamórficos e/ou hidrotermais, e o a granulometria ao qual está relacionada, com o intuito de definir a temperatura atingida em determinadas profundidades e assim mensurar o efeito térmico das intrusões.

Figura 32: Fotomicrografias das rochas das formações Poti e Piauí próximas aos contatos com as intrusões. (A) Grãos flutuantes em massa carbonática; (B) preenchimento intersticial por dolomita euédrica; (C) Textura em pente da calcita preenchendo fratura perpendicularmente as paredes; (D) Massa de clorita secundária com grão de quartzo flutuando; (E) Massa secundária de clorita e calcopirita associada a pirita. Luz transmitida; (F) Massa secundária de clorita e calcopirita associada a pirita. Luz refletida.



Fonte: Própria autora

Figura 33: Distribuição dos minerais determinados nas análises de DRX de acordo com a profundidade, tipo de rocha e distanciadas intrusões.



Fonte: Própria autora

A sanidina é encontrada nas porções mais próximas aos contatos (profundidades 264 e 312 m), chegando a ser observada em amostras a 6,5 m de distância da intrusão de maior porte (23 m de espessura), porém ocorrem de forma mais abundante as mais próximas das intrusões (entre 60 cm e 2 m de distância das intrusões de menor porte). Apresenta-se associada a clorita, amesita e greenalita.

A clorita está associada a sanidina (profundidades de 264 m e 312 m) e greenalita (profundidade de 176 m), normalmente nos arenitos e arenitos intercalados com folhelhos. O Cloritoide, nas amostras analisadas, está associado à amesita (grupo das serpentinas) a 1,2 m da intrusão.

Tabela 7 - Mineralogia principal dos arenitos não afetados e arenitos termalmente afetados da Formação Potí. Testemunho 21-05-PI.

	NÃO AFETADAS			AFETADAS TERMALMENTE								
AMOSTRA	21.05.12.	21.05.55.	21.05.83.	21.05.5.2	21.05.11.	21.05.16.	21.05.44.	21.05.49.2	21.05.59.	21.05.62.	21.05.77.	21.05.90.
DISTÂNCIA DA INTRUSÃO (EM METROS)	1,5	5,1	7,9	0,6	1,24	6,25	0,06	0,1	4,6	3,1	4,93	3,95
Quartzo	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Ortoclasio	x		x						x	x		
Illita	x		x	x	x	x		x	x	x	x	
Amesita					x	x			x		x	
Greenalita				x						x		
Sanidina				x		x	x					x
Siderita		x						x				
Microclina					x			x			x	
Caulinita		x					x		x			
Biotita		x										
Calcita	x						x	x			x	x
Clorita							x	x		x		x
Muscovita												x
Dolomita												x
Cloritoide					x							

Amesita e greenalita são minerais do grupo da serpentina ricos em Mg e Fe, respectivamente, quimicamente se assemelham à clorita e tornam-se instáveis a temperaturas entre 500 °C e 600 °C (DEER, HOWIE e ZUSSMAN, 2008).

O Cloritoide é um constituinte relativamente comum em sedimentos pelíticos submetidos a metamorfismo de baixo grau, particularmente naqueles que tenham altos teores de alumínio e ferro e se torna instável a temperaturas superiores a 580°C (DEER, HOWIE e ZUSSMAN, 2008).

A clorita pode ser um produto inicial da diagênese, ocorrendo cloritas ricas em alumínio, particularmente em misturas de minerais de argila, de grão finos, em intercrescimento. Cloritas metamórficas de baixo grau se formam a temperaturas até cerca de 400 °C e pressões de alguns quilobares e sua estabilidade térmica superior não supera temperaturas entre 600 e 750 °C (DEER, HOWIE e ZUSSMAN, 2008).

Alguns dos processos de formação de minerais secundários ricos em ferro e magnésio nos arenitos e as principais fontes dos íons de Fe, Mg, Al e Si, necessários para a formação desses minerais, incluem as reações de transformação de argilominerais, a dissolução ou substituição de grãos de composição ferro-magnesianos, tais como fragmentos vulcânicos máficos ou piroxênios e intraclastos lamosos, os quais foram pouco observados na petrografia. Tal constatação não permite justificar as concentrações volumetricamente significantes de clorita, como observado na profundidade 295,7 m.

Portanto, o surgimento desses minerais ferro magnesianos hidratados (amesita, greenalita, clorita e cloritoíde) pode ser justificado pela liberação de fluidos metassomáticos / hidrotermais, gerados durante o resfriamento pós intrusão, que no estágio inicial teria remobilizou íons como Fe e Mg das rochas basálticas intrudidas.

Por outro lado, a presença da sanidina nas rochas sedimentares encaixantes representa o produto inicial do metamorfismo de contato, sugerindo que foram atingidas temperaturas acima de 900 °C, sendo interpretada como da facies sanidinito.

Argilominerais, como ilita, tem relações importantes com o aumento de temperatura, como por exemplo o aumento de concentrações de ilitas-clorita estratificadas, sejam por mudanças diagenéticas ou metamórficas. Porém, nesta tese as análises de DRX foram realizadas apenas nas amostras não orientadas e para tal discussão seriam necessários preparação das amostras envolvendo aumento de temperatura e ataques ácidos. O que também permitiria uma análise da gênese dos argilominerais, se diagenéticos ou hidrotermais.

A calcita, a dolomita, nos arenitos amarelados e esverdeados e a siderita, nos arenitos avermelhados e densos são carbonatos que tanto podem ter origem diagenética como também hidrotermal. Como constatado na petrografia, é possível

afirmar que o aumento da percentagem de carbonatos intersticiais está diretamente relacionado com o incremento da temperatura (Apêndice V).

3.4 CÁLCULOS DO FLUXO DE CALOR

É possível gerar perfis tempo *versus* temperatura e distância *versus* temperatura utilizando um modelo matemático de fluxo de calor, que prevê a extensão aproximada do efeito térmico e o tempo de aporte de calor. Além disso, quando associado a dados de petrografia, é possível observar como o calor produz mudanças nas rochas encaixantes a diferentes distâncias da intrusão (JAEGER, 1964).

Foram utilizadas equações para calcular os perfis de temperatura adjacente a intrusões ígneas durante o processo de resfriamento, considerando os corpos intrusivos geometricamente simples (JAEGER, 1964; JAEGER, 1968).

Para esse tipo de modelo, os erros que podem estar associados aos cálculos matemáticos de fluxo de calor consistem nas seguintes simplificações (JAEGER, 1968 *apud* ESPOSITO e WHITNEY, 1995).

- a condutividade e a difusividade para a encaixante e a intrusão são consideradas homogêneas dentro de cada tipo litológico;
- as intrusões ocorreram instantaneamente em termos geológicos, assumindo a ausência de pré-aquecimento da encaixante;
- a energia de cristalização de alguns minerais é negligenciada neste modelo, porém, neste caso, os erros inerentes a essa simplificação podem ser corrigidos com o aumento do valor de temperatura da fonte térmica (para fins de cálculo);
- as propriedades térmicas de ambas as unidades, sedimentares e ígneas, são consideradas independentes umas das outras; e
- efeitos convectivos associados não são considerados.

Fora das intrusões, as equações gerais são bastante toleráveis, estando os erros matemáticos restritos as porções internas das intrusões, que ignoradas nesta tese. Todos os parâmetros espessura de intrusão, tempo pós-colocação, distância do

contato e propriedades térmicas (difusividade e condutividade) podem ser expressos em dois parâmetros ε e τ (LOVERING, 1935).

A Tabela 8 resume as relações matemáticas utilizadas nos cálculos propostos pelo autor e define os parâmetros usados no modelamento do efeito térmico causado pelas intrusões.

Tabela 8 - Relações matemáticas para o cálculo do fluxo térmico.

T = Temperatura, dependente do tempo, em um dado ponto
T ₀ = Temperatura da intrusão. Média da temperatura encontrada neste trabalho para os plagioclásios = 1200 °C
k = Difusividade termal da rocha encaixante. Valores para rochas sedimentares variam de 0,004 a 0,012 cm ² /seg e para rochas ígneas de 0,004 a 0,012 cm ² /seg; este estudo assume 0,01 cm ² /seg para ambos
d = Metade da espessura da intrusão
t = Tempo decorrido desde a intrusão
x = Distância da intrusão
τ = Equivalente adimensional para qualquer tempo
$\tau =$
ε = Equivalente adimensional para qualquer distância da intrusão
$\varepsilon =$
l = Distância entre duas intrusões

Fonte: Própria autora

Para simplificar os cálculos de resfriamento, JAEGER (1964) expressou a integral tripla de aquecimento por difusão na forma unidimensional:

$$\frac{T}{T_0} = \varphi(\varepsilon, \tau) = \frac{1}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{\varepsilon+1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erf} \frac{\varepsilon-1}{2\sqrt{\tau}} \right)$$

Para o cálculo da temperatura em um ponto x entre dois corpos intrusivos é necessário combinar os efeitos das duas fontes caloríferas, logo:

$$\frac{T}{T_0} = \varphi(\varepsilon_1, \tau_1) + \varphi(\varepsilon_2, \tau_2)$$

Onde (ε_1, τ_1) são os parâmetros adimensionais do primeiro corpo, (ε_2, τ_2) são os parâmetros adimensionais do segundo corpo e d_2 é espessura do segundo corpo. Que são determinados por:

$$\varepsilon_2 = \frac{(l - x)}{d_2}$$

$$\varepsilon_2 = \frac{kt}{d_2^2}$$

A unidade de tempo usada foi o ano, representada por intervalos logarítmicos (0,01, 0,1, 1 e 100) no perfil temperatura versus distância. A **Erro! Fonte de referência não encontrada.** mostra as curvas de temperatura calculadas segundo as premissas mencionadas anteriormente.

Através da análise dos dados DXR foi possível supor que próximo ao contato as rochas encaixantes alcançam $850\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ pela presença de sanidina nestas porções.

De acordo com os cálculos de fluxo térmico realizado, que simulou o alcance do metamorfismo de contato e sua dissipação de calor próximo as intrusões, nota-se que o campo de atuação do metamorfismo restringe-se em sua maioria a 6,5m do contato o que corresponde aos dados obtidos nas análises de DXR.

Porém também pode-se observar que pela presença de uma intrusão de 23 m de espessura as temperaturas das intrusões em sequência a esta pode não corresponder ao valor referente a formação dos minerais encontrados nas análises de DXR, uma vez que os cálculos são referentes a atuação de uma ou no máximo duas intrusões.

A presença dessa intrusão certamente fornece uma maior quantidade de calor para as rochas encaixantes, que é desconsiderado nos cálculos de fluxo de calor. Toda

via, fora destas porções os dados se mantêm coerentes. A presença de intrusões de espessuras variáveis permite dizer que apesar da presença de uma intrusão de 23 m de espessura o alcance da influência térmica não ultrapassa 7 m da distância da intrusão e não gera maiores mudanças texturais.

Os dados das análises de DRX somados aos cálculos de fluxo térmico permite notar que as mudanças mineralógicas ocorrerem nos arenitos a partir de 400 °C. Porém como observado nos gráficos de fluxo de calor temperaturas maiores que 800 °C, são restritas a um tempo muito curto e pouca extensão, o que justifica a ausência de mudanças texturais e a presença de vidro, tridimita e cordierita comuns em associações minerais pirometamórficas na facies sanidinito.

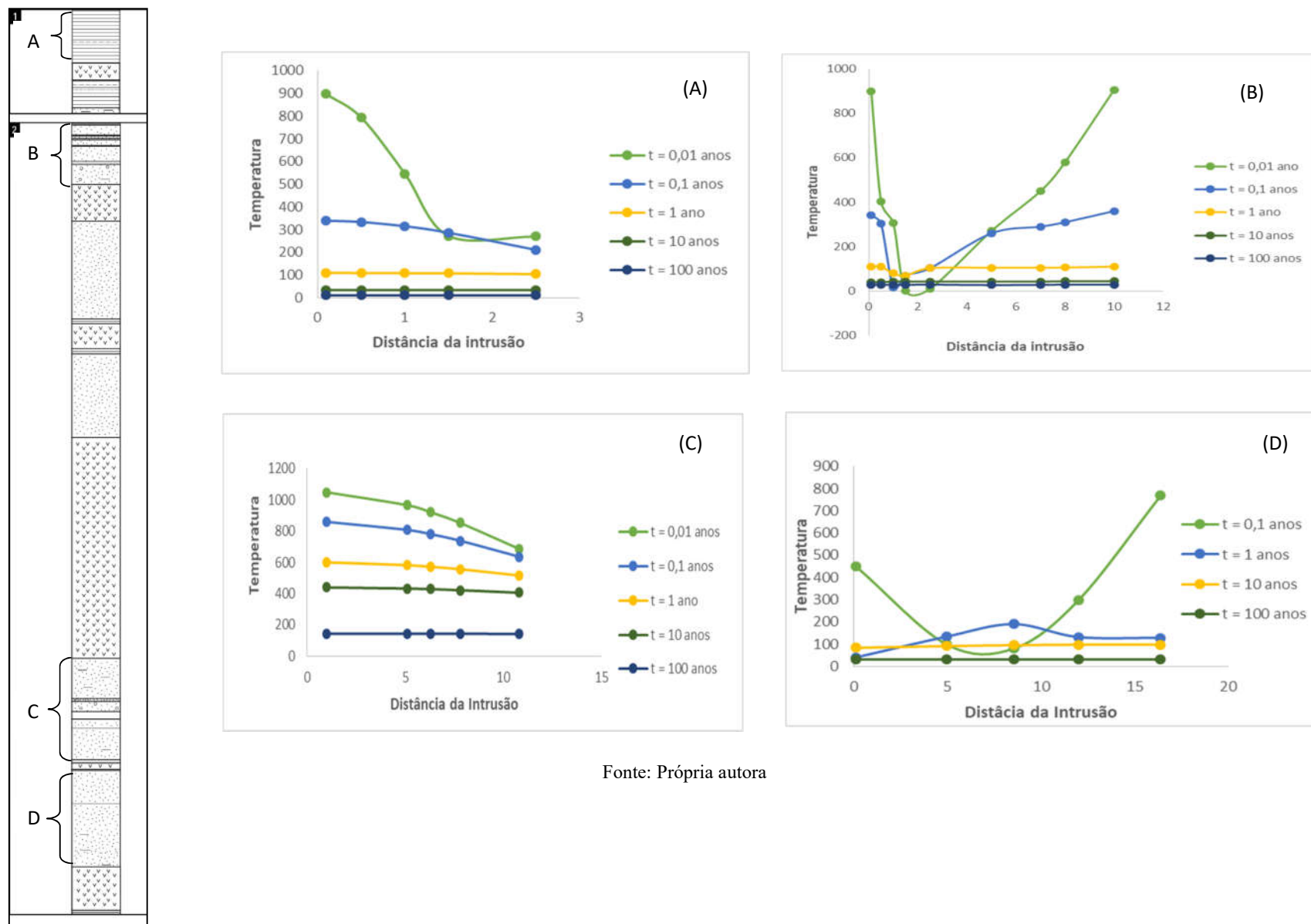
3.5 MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS RELACIONADA AO METAMORFISMO DE CONTATO

Neste item será apresentada uma análise inicial da mobilidade relativa do elementos analisados por fluorescência de raio-X de 13 amostras, arenitos e folhelhos afetados e não afetados pelo metamorfismo de contato e hidrotermalismo.

Esta análise é feita através dos diagramas ISOCON que consistem em uma relação entre as concentrações dos elementos químicos no material original e as concentrações dos elementos no produto de alteração deste material com o intuito de entender a mobilidade dos elementos químicos durante as alterações metamórficas causadas pelas intrusões ígneas. Nestes diagramas, o Al e o Ti foram utilizados como elemento químico imóvel (GRANT, 1986).

Vale salientar, no entanto, que os diagramas ISOCON, tratam os resultados nas análises geoquímicas por fluorescência de raio-X, que embora não atinja limites de detecção comparáveis aos alcançados pelas técnicas de emissão e absorção atômica, tem se mostrado muito vantajosos e eficazes em estudos de correlação entre os elementos químicos (PAIVA, 2008).

Figura 34: Perfis de fluxo térmico entorno de quatro das intrusões ígneas na Formação Potí. Testemunho 21-05.



Fonte: Própria autora

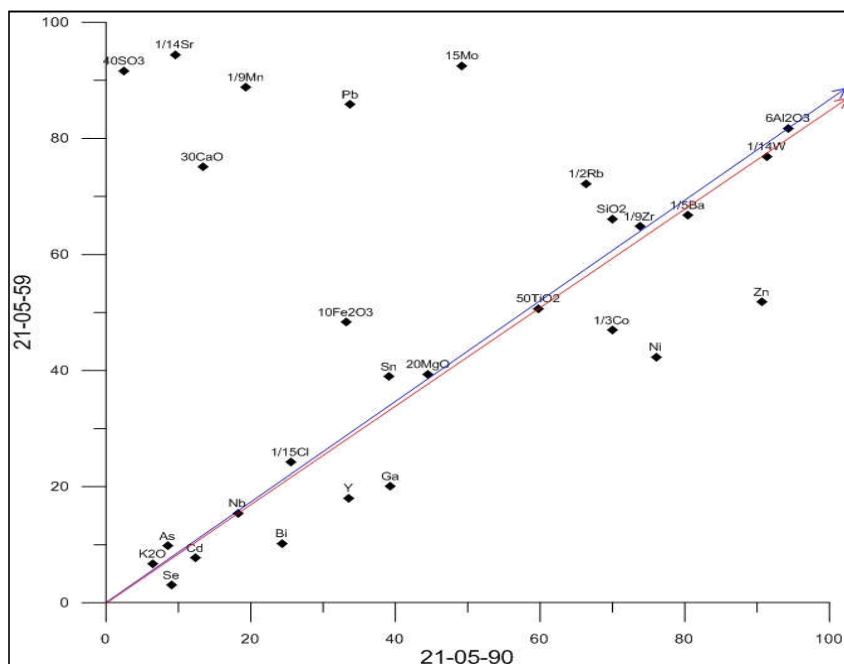
As análises para definição da influência dos fluidos hidrotermais e avaliação da mobilidade dos elementos químicos analisados serão feitas considerando trechos dos testemunhos de furo de sondagem pertencentes ao mesmo tipo litológico das mesmas unidades estratigráficas.

As observações realizadas a partir dos diagramas ISOCON (Figuras 35, 36 e 37) foram feitas em diagramas sequenciados na ordem do sentido vertical, de baixo para cima, sendo considerada ascensão do magma e dos fluidos hidrotermais.

1. **ISOCON 21-05-90 (prof. 312m) X 21-05-59 (prof. 294m):** Estando a amostra 21-05-59 (em contato direto com a rocha vulcânica, esta análise torna-se importante para a interpretação da mobilidade as duas amostras. É observado um ganho relativo em CaO, Fe₂O₃, Rb, Mo, Pb, Mn, Sr, SO₃, e K₂O, acompanhado de perda em Zn, Ni, Co, Ga, Bi, Cd, Se.
2. **ISOCON 21-05-62 (prof. 295m) X 21-05-59 (prof. 294m):** Semelhante as condições do ISOCON anterior, porém com uma menor distância entre as amostras. É notório o incremento relativo em CaO, SiO₂, K₂O, Fe₂O₃, Mo, Cl, Sn, Zr, Co, Ba, Sb, Mn, Pb, As, Sr, e perda em Ga, Se, Zn, Cd, Y, Bi, V.
3. **ISOCON 21-05-11 (prof. 181m) X 21-05-12 (prof. 182m):** Assim como nos diagramas anteriores, este ISOCON apresenta uma comparação numa situação entre amostras afetadas pelo metamorfismo em diferentes estágios. É observado um ganho de CaO, MgO, SO₃ Zn, La, V, Mn e perda de Sb, Sn, Ga, Mo, Ba, Nb, Rb, Zr.

O relativo ganho CaO, observado nas comparações, em diferentes níveis de aproximação entre as amostras de rochas não afetadas pelo metamorfismo de contato/hidrotermalismo e rocha que sofreu alterações metamórficas, estaria relacionado à entrada do fluido hidrotermal gerados durante o resfriamento pós intrusão.

Figura 35: ISOCON de arenitos da Formação Piauí. Amostras 21-05-90 x 21-05-59.

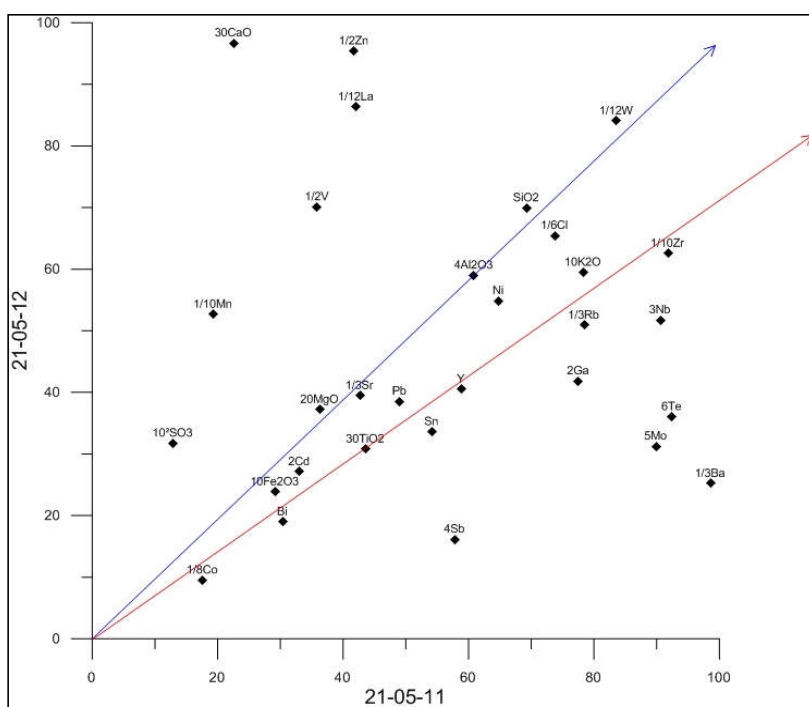
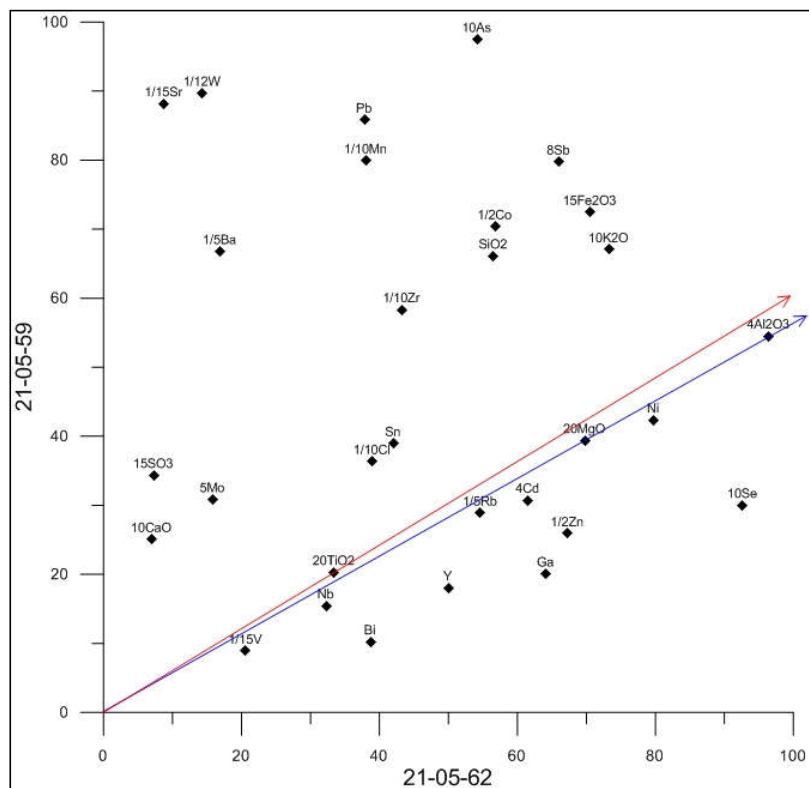


Fonte: Própria autora

O Fe_2O_3 seria relacionado à presença de clorita, cloritóide e greenalita nas amostras analisadas pelo DRX, que também podem ter sido originados pelo hidrotermalismo propilítico. O comportamento dos elementos Rb e Sr está diretamente ligado ao do K_2O e ao do CaO , uma vez que no ciclo geoquímico estes elementos têm afinidades. O aumento de MgO é menos expressivo e observado apenas entre as amostras afetada e não afetada (ISOCON 3), uma vez que as demais relações envolvem amostras com minerais ricos neste elemento (clorita e amesita).

Cd e Zn é uma associação natural, em todos os tipos de ocorrência, comumente associados a minerais como biotita, a perda desses elementos pode indicar uma dissolução dessas fases minerais durante o metamorfismo. O mesmo pode ser considerado para o Co que associado ao Bi, Se, Ni, V, As, Mo, Pb provavelmente pertencentes à uma fase sulfetada (pirita).

Figura 36: ISOCON de arenitos da Formação Piauí. (A) Amostras 21-05-59 x 21-05-62; (B) Amostras 21-05-11 x 21-05-12



Fonte: Própria autora

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do estudo efetuado nesta pesquisa, pode se chegar as seguintes conclusões:

- As rochas vulcânicas estudadas na porção leste da Bacia do Parnaíba (amostras de superfície e de subsuperfície) são distribuídas sob a forma de corpos magmáticos que intrudem as Formações Piauí, Potí e Pedra de Fogo. Petrograficamente, apresentam dois tipos de texturas (basaltos afaníticos e diabásios com plagioclásio ripiforme).
- A caracterização geoquímica demonstra que tratam-se de rochas de tendência toleítica com assinatura geoquímica de ambiente intraplaca e foram separadas em três grupos: Grupo I com concentrações de $\text{TiO}_2 > 2,8\%$, Grupo II com baixas concentrações de $\text{TiO}_2 (< 1,77)$ e Grupo III com concentrações de TiO_2 intermediárias (entre 2,21 e 2,47).
- Os basaltos quando em contato com as rochas sedimentares encaixantes (em amostras de testemunhos de furo de sondagem) mostram uma coloração diferente, mais esverdeada e a presença veios e bolsões preenchidos por material carbonático, feições que não ultrapassam 5 cm de distância em relação ao contato. A associação mineral albita + clorita + calcita + epidoto encontrada nessas rochas sugere uma zona de alteração hidrotermal propilítica. Estas rochas apresenta concentrações anômalas de SiO_2 , MgO e LOI.
- Os valores de temperatura de cristalização segundo geotermômetros de (PUTIRKA, 2008), indicam os mesmos intervalos de temperatura, quer utilizando-se os piroxênios, cuja variação média vai de 1.200 °C a 1.270 °C, quer usando-se plagioclásio, cuja variação média situa-se em 1.200 °C. Estes valores foram utilizados nos cálculos de fluxo de calor que afetam as rochas sedimentares encaixantes.

- As rochas das formações, não geradoras, Potí (arenitos, siltitos, e folhelhos), Piauí (arenitos e folhelhos) são moderadamente afetadas pelo metamorfismo de contato/hidrotermalismo, apresentando mudanças na coloração, além de serem maciços, duros e pouco físseis. A Formação Pedra de Fogo (siltitos e folhelhos) não apresentou transformações significativas, apenas apresentando diminuição da porosidade.
- Em escala de microscópio, poucas mudanças texturais foram observadas além da diminuição considerável da porosidade e maior compactação. Mudanças mais expressivas são restritas às porções menores de 2 cm de distância dos contatos com as intrusões, com a presença de uma massa secundária composta por clorita, associada a calcita preenchendo fraturas com textura em pente.
- O preenchimento intersticial por material carbonático (calcita e dolomita) que também preenche fraturas e substitui grãos do arcabouço nos arenitos das formações Potí e Piauí, apresenta aumento gradual com a proximidade das rochas intrusivas. Isso demonstra a relação dessas fases minerais com a entrada das intrusões que pode ter gerado uma remobilização de Ca nos fluidos hidrotermais, o que também é confirmado pelo ganho de CaO nos diagramas ISOCON.
- A presença de clorita, cloritoide, greenalita ($\text{Fe}_2\text{-}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), amesita ($\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$) demonstra a atuação dos fluidos hidrotermais ricos em Fe e Mg gerados durante o resfriamento das rochas ígneas intrusivas. O que também é notado nos diagramas ISOCON.
- Através dos cálculos de fluxo térmico e análises de DRX, é possível estimar as condições de P-T mínimas para a formação das fases minerais observadas, como a presença de sanidina nos arenitos da Formação Potí que demonstra que estas rochas encaixantes alcançaram a facies sanidinito e portanto atingiram temperatura entre 850 ~ 1.000 °C e 0,5 kbar.

- Com isso pode-se concluir que o alcance da influência térmica gerada pelas intrusões ígneas não é proporcional a espessura das mesmas, uma vez que apesar da existência de intrusões extensas, que chegam a 23 m de espessura, a presença de fases minerais características de alta temperatura, metamorfismo ou de atuação de fluidos hidrotermais não ultrapassa 6,5 m nas rochas encaixantes e não geram mudanças texturais significativas nestas rochas.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. **Apreciação sobre as áreas destinadas a reserva nacional para a pesquisa do carvão na Bacia do Maranhão**. Petrobrás. Salvador, p. 5. 1970.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil.. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas feanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO NETO, V., et al. **Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1. ed. São Paulo: Beca, v. 1, 2004. p. 43-58.
- ALVES, D. B.; RODRIGUES, R. Influência das intrusões ígneas nos folhelhos devonianos da Bacia Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 110-115, Fevereiro 1985.
- ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das bacias segundo a tectônica de placas. **XXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém, 1972. 67-90.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, R. M. V. E. J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, v. 1, 2003.
- BRITO NEVES, B. B. As grandes falhas do Nordeste e as bacias sedimentares. **Textos Didáticos do Departamento de Geologia da UFPE**, Recife, v. 5, p. 14-18, 1985.
- BRITO, I. M. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba. II - As sequências sedimentares superiores. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 53, n. 3, p. 529-547, 1981.
- BROWN, G. M. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard magmas. **Mineralogical Magazine**, v. 31, p. 511-543, 1957.
- BROWN, G. M.; VINCENT, E. A. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, east Greenland. **Journal of Petrology**, v. 4, p. 175-197.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. PhD Thesis**. University of California. Santa Barbara, p. 583p. 1984.
- CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; DAYAN, H. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: Classificação e mecanismos de intrusão. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 7, p. 57-91, 1993.
- COSTA, M. N. S. **Diagênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da Formação Corumbataí, Permiano Superior, Mana Granusso, Cordierópolis/SP**. Tese de Doutorado. UNESP. Rio Claro, p. 140. 2006.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas**. 3. ed. [S.l.]: Fundação Calouste Gulbenkian, 2008.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G. G. **Provenance of Arenites**. Dordrecht: Reidel, 1985. p. 333-361.

DINO, R. A. L. B. S. M. N. Palynological data from the Trisidela member of upper Pedra de Fogo formation (“upper Permian”) of the Parnaíba basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 3, p. 24-35, 2002.

DUNHAM, R. J. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: HAM, W. E. **Classification of carbonate rocks - A symposium**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108-121.

EIRAS, J. F.; WANDERLEY FILHO, J. R. Sistemas petrolíferos ígneo-sedimentares. **II Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 6, 2003.

ESPOSITO, K. J.; WHITNEY, G. **Thermal effects of thin igneous intrusions on diagenetic reactions in a Tertiary basin of southwestern Washington**. U.S. Geological Survey Bulletin, 2085-C. Washington, p. 48. 1995.

FAN, T. Y.; SHI, Y. L.; ZHOU, Y. R. Effect of magma intrusion on the thermal evolution in a sedimentary basin. **Journal of Graduate School**, v. 16, n. 1, p. 63-69, 1999.

FERNANDES, R. F. **Estudo da Evolução Termomecânica da Bacia do Parnaíba**. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia (COPE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, p. 116. 2011.

FIGUEIREDO, A. M.; RAJA GABAGLIA, G. P. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 350-369, 1986.

FODOR, R. V. et al. Petrology isotope characteristics and K–Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, mesozoic basalt province. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 104, p. 555-567, 1990.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Company, v. 1, 1968.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. 2. ed. Austin: Hemphill Publishing, v. 1, 1974.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's Pub., 1980.

FORTES, F. P. Geologia estrutural e tectônica da Bacia Sedimentar do Meio Norte do Brasil (Uma síntese com implicações metalogenéticas). **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife, 1978. 321-336.

GALUSHKIN, Y. I. Thermal Effects of Igneous Intrusions on Maturity of Organic Matter: a Possible Mechanism of Intrusion. **Organic Geochemistry**, v. 26, n. 11-12, p. 645-658, Julho 1997.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo, p. 180. 1995.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. A Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro , v. 8, n. 1, p. 57-67, 1994.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás** , Rio de Janeiro , v. 4, n. 1, p. 55-64, jan/mar 1990.

GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. **V Simpósio de Geologia da Amazônia**, Belém, p. 186-187, 1996.

GRABAU, A. W. On the classification of sedimentary rocks. **American Geologist**, v. 33, n. 1, p. 228-247, 1904.

GRANT, J. A. The Isocon Diagram – A simple solution to Gresens' equation for metassomatic Iteration. **Economic Geology**, v. 81, n. 1, p. 1976-1982, 1986.

GRAPES, R. H. **Pyrometamorphism**. 2. ed. Berlin: Springer, 2006.

HOLNESS, M. B. et al. Melting and melt segregation in the Glenmore Plug, Ardnamurchan. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 23, p. 29-43, 2011.

INOUE, A.; M., U.; WAKITA, K. Smectite-to-illite conversion in natural hydrothermal systems. **Applied Clay Science**, v. 7, p. 131-145, 1992.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. P. A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.

JAEGER, J. C. Thermal effects of intrusions. **Reviews of Geophysics**, v. 2, p. 443-466, 1964.

JAEGER, J. C. Cooling and solidification of igneous rocks. In: HESS, H. H.; POLDWAART, A. **Basalts**. New York: [s.n.], 1968. p. 503-536.

JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. **Ontario Geological Survey Miscellaneous** , v. 66, p. 22, 1976.

KLEIN, E. L.; SOUSA, C. S. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Maranhão: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Maranhão**. Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Belém, p. 152. 2012.

KORT, E. A. et al. Emissions of CH₄ and N₂O over the United States and Canada based on a receptor-oriented modeling framework and COBRA-NA atmospheric observations. **Geophysical Research Letters**, v. 35, 2008.

LEITE, J. F.; ABOARRAGE, A. M.; DAEMON, R. F. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba**. DNPM/CPRM. Recife, p. 55. 1975.

LIMA, E. A. A.; LEITE, J. F. **Projeto-estudo global dos recursos minerais da Bacia do Parnaíba: integração geológico-metalogenética**. DNPM/CPRM. Recife, p. 437. 1978.

LOVERING, T. S. Theory of heat conduction applied to geological problems. **Geological Society of America Bulletin**, v. 46, p. 69-94, 1935.

MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The petroleum system. **AAPG Memoir**, v. 60, p. 3-24, 1994.

MARZOLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, p. 616-618, 1999.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Visian miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (parnaíba Basin, norther Brazil). **Review of Paleobotany and Palynology**, v. 112, p. 147-165, 2000.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 112, p. 147-165, 1986.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 56, p. 207-218, 1986.

MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in magma/igneous rock system. **Earth-Science Reviews**, v. 37, p. 215-224, 1994.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G., et al. **Tectonic evolution of South America**. International Geological Congress. Rio de Janeiro : [s.n.], v. 31, 2000. p. 389-449.

MILANI, E. J.; ZALAN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-206, 2000.

MISAS, C. M. E. **Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 235. 2010.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A.; ROISENBERG, A. Rochas Ígneo-Básicas das Bacias Sedimentares Brasileiras Como Potenciais Reservatórios de Hidrocarbonetos. **IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados**, Foz do Iguaçu, p. 4, Abril 2008.

MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, v. 73, p. 1123-1133, 1988.

MULLEN, E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 62, p. 53-62, 1983.

MURATOV, M. V. Principal types of basins of ancient platforms and the problem of their origin. **International Geology Review**, v. 16, n. 2, p. 125-132, 1972.

MYERS, E. E.; BREITKOPF, I. H.. Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes. **Lithos**, v. 38, p. 53-62, 1989.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.

NEUMANN, E. R.; PLANKE, S.; SORENSEN, A. M. Emplacement mechanisms and magma flows in sheet intrusions in sedimentary basin. **Sill emplacement NFR Application**, Oslo, p. 1-10, 2003.

OLIVEIRA, A. L. **Geologia petrologia dos basaltos das Formações Mosquito e Sardinha, Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília. [S.l.], p. 79. 2017.

PAIVA, C. T. **Mobilidade e dispersão de ²³⁸U, ²³²Th, ⁴⁰K, ²²⁶Ra, ²²²Rn e metais pesados na área de mineralização do depósito de U-ETR de São José de Espinharas (PB), Ano de obtenção: 2008**. Doutorado em Geociências. UFPE. Recife. 2008.

PEARCE, J. A. Trace element characteristic of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. **Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester: Wiley, 1982. p. 525-548.

PETTIJOHN. **Sedimentary Rocks**. 3. ed. [S.l.]: Harper & Row Limited, v. 1, 1975.

PIRAJANO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. 1. ed. Berlin: Springer, 2009.

PUTIRKA, K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 69, n. 1, p. 61-120, 2008.

RODRIGUES, R. **A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 225. 1995.

RODRIGUES, R. M. M.; VALENÇA, L. M. M.; NEUMANN, V. H. Estratigrafia física da Formação Potí na região de Floriano, Bacia do Parnaíba, oeste do Estado do Piauí. **2º Workshop dos Programas de Formação de Recursos Humanos para o setor de Petróleo e Gás da UFPE**, Recife, 2002. 51-53.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. 1. ed. Londres : Prentice Hall, 1993.

SANTOS, L. et al. Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Geologia USP Serie Científica**, v. 14, n. 2, p. 121-138, 2014.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. CPRM. Rio de Janeiro, p. 215. 2009.

SCHOLLE, P. A. **Geological studies of the Cost Ge-1 well, United States South Atlantic Outer Continental Shelf area**. U.S. Geological Survey. Circular 800. [S.l.], p. 114. 1979.

SILVA, A. G. et al. Petrogênese de diabásios toleíticos da porção oriental da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil e implicações geotectônicas. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre, v. 1, n. 1, 2016.

SILVA, A. J. P. et al. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A., et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília : CPRM, 2003. Cap. 2.

SOUSA, V. F. C.; NOBRE, H. A.; SOUZA, Z. S. Efeitos Termiais Provocados por Intrusões Básicas Cenozóicas em Rochas Sedimentares da Bacia Potiguar, RN. **XLIV Congresso Brasileiro de Geologia**, Curitiba, p. 26-31, 2008.

SZABÓ, G. A. J.; BABINSKI, M.; TEIREIXA, W. Rochas Ígneas. In: TEIXEIRA, W., et al. **Decifrando a Terra**. São Paulo : Oficina de Textos, 2003. Cap. 16.

TAYLOR, J. The application of trace element data to problems in petrology. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 6, p. 133-213, 1965.

THE isocon diagram - A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. **Economic geology**.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas Bacias Sedimentares e sua Influência na Geologia do Petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 15, p. 128-137, 2008.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M.; ANTONIOLI, L. Magmatism and Petroleum Eploration in the Brazilian Paleozoic Basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 25, p. 143-151, 2008.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the Bristish Terciary volcanic Province. **Scottish Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.

UTADA, M. Hydrothermal alteration related to igneous activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan. **Mining Geology Japanese Special Issue**, v. 8, p. 67-83, 1980.

VASCONCELOS, E. M. G. et al. Estudo Petrográfico e Geoquímico de Soleiras Encaixados nas Rochas Sedimentares da Formação Irati no Estado do PR. **IX Congresso Brasileiro de Geoquímica**, Belém, p. 642-644, 2003.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R. A Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 253-263, maio/nov 2007.

VELDE, B. **Composition and mineralogy of clay minerals, in Velde**. New York: Springer Verlag, 1995. 8-42 p.

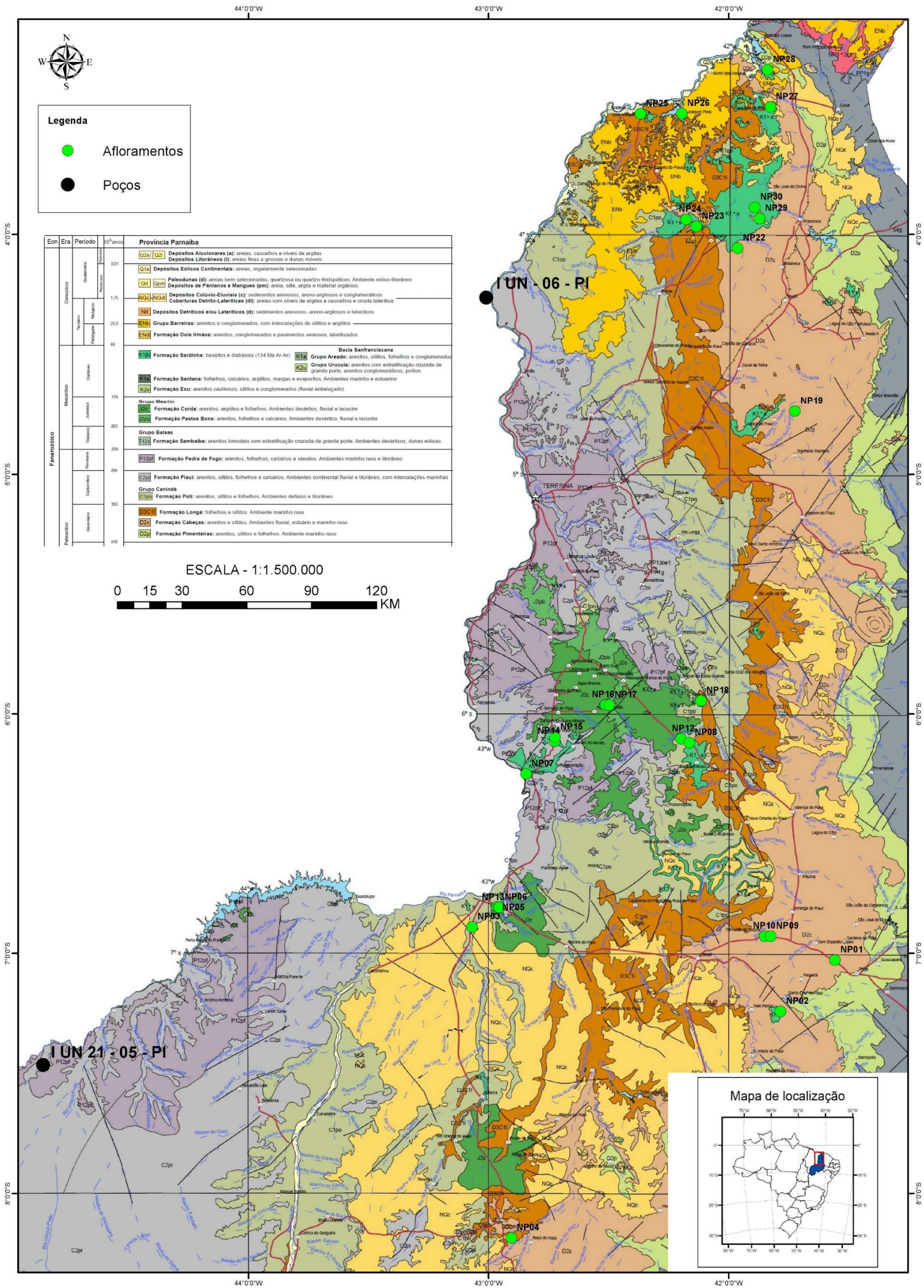
WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSO, W. A. S.; ALVES, D. B. O Diabásio nas Bacias Paleozoicas Amazônicas - Herói ou Vilão? **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, n. 1, p. 177-184, Nov.2005/Maio 2006.

ZÁLAN, P. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V., et al. **Geologia do continente Sul-Americano**. 1. ed. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 33.

ZHENYAN, C. et al. Relationship between tertiary volcanic rocks and hydrocarbons in the Liaohe Basin. **The American Association of Petroleum**, v. 83, n. 6, p. 1004-1014, 1999.

APÊNDICE A - MAPA DE PONTOS

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO CENTRO-NORTE DO ESTADO DO PIAUÍ

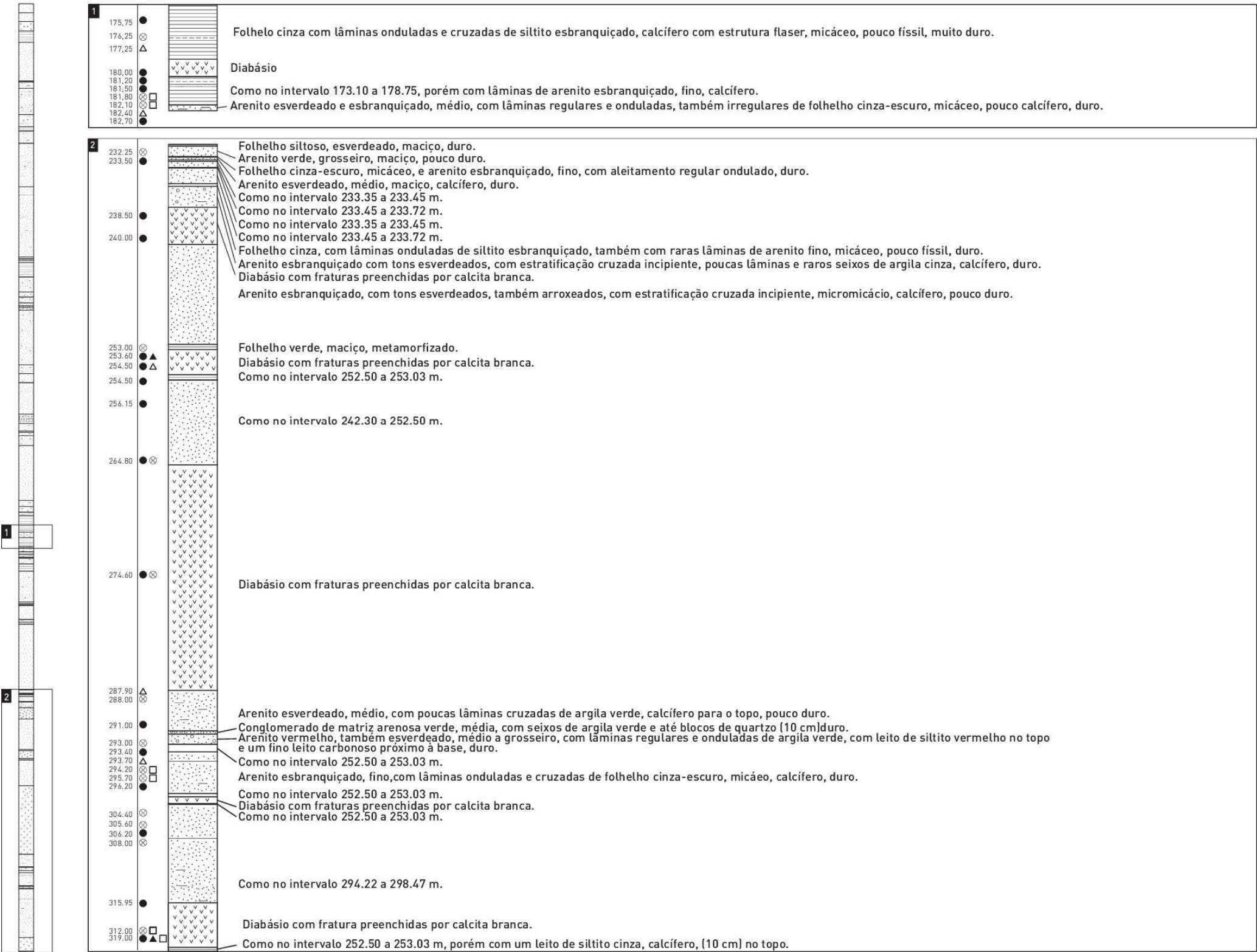


APÊNDICE B - TABELA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS

TABELA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS EM CAMPO		
AFLORAMENTO	UTME	UTMN
NP01	217489	9222304
NP02	192557	9198618
NP03	713349	9238030
NP04	730799	9094557
NP05	724837	9247201
NP06	725954	9246869
NP07	738624	9308624
NP08	813964	9322744
NP09	187798	9233236
NP10	185065	9233190
NP12	810078	9324443
NP13	725605	9246818
NP14	751751	9323586
NP15	751966	9325566
NP16	775374	9340392
NP17	777062	9340198
NP18	819421	9341990
NP19	197820	9475722
NP22	170971	9550816
NP23	818209	9560950
NP24	813493	9564170
NP25	792541	9613146
NP26	811661	9613304
NP27	185977	9616230
NP28	184550	9633464
NP29	181231	9564526
NP30	178866	9569690

**APÊNDICE C - DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS
PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE
QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS
ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO
TESTEMUNHO 21-05-PI**

DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE
QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO TESTEMUNHO 21-05-PI



LEGENDA

Litologia

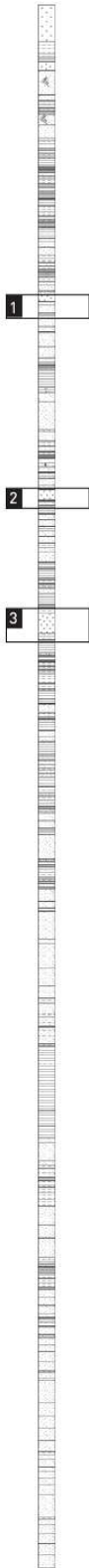
- Conglomerado
- Arenito
- Siltito
- Folhelo
- Sílex
- Diabásio

Simbologia

- Lâmina
- Química Mineral
- Química Rocha Total
- Isocon
- DRX e FRX

**APÊNDICE D - DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS
PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE
QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS
ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO
TESTEMUNHO 06-PI**

DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PORÇÕES ESTUDADAS EM DETALHE
QUANTO A INTERFERÊNCIA TÉRMICA DAS ROCHAS BASÁLTICAS INTRUSIVAS DO TESTEMUNHO 06-PI



1	84,65	▲		Diabásio de coloração preta, com tons levemente esverdeados, textura fanerítica fina, limitado por lâminas horizontais cinza-esbranquiçada cinza-esbranquiçada, e com várias laminações sub-horizontais e onduladas de calcita.
				Arenito acinzentado, fino, com muitos cristais de calcita rósea e esbranquiçada, maciço, silificado, no topo apresenta estrutura muito irregular, dobrada.
				Arenito cinza-claro, com tons esverdeados, fino, com partes grosseiras, maciço e com estratificação plano-paralela muito incipiente, friável.
	88,90	●		Arenito cinza-esbranquiçado a cinza-esverdeado, muito fino, com estratificação ondulada incipiente, com pequenos e abundantes agregados piritoso, friável.
				Folhelho esverdeado e acinzentado, físsil, quebradiço, e arenito cinza-esbranquiçado muito fino, com raros e pequenos agregados piritosos, com aleitamento regular ondulado, muito duro.
2	138,50	●		Arenito esbranquiçado, fino, maciço, muito duro.
	139,90	▲		Diabásio de coloração preta e com tons esverdeados, textura fanerítica fina, com lâminas esbranquiçadas irregulares de calcita.
				Arenito cinza-claro, fino-médio, maciço, muito duro.
	141,95	●		Arenito cinza-claro e esverdeado, fino-médio e lâminas de calcário esbranquiçado, muito duro.
	142,26	●		Arenito esverdeado, esbranquiçado e róseo, fino a fino-médio, com estrutura irregular e também maciço, localmente calcífero, duro.
	143,40	⊗		Folhelho verde, maciço, localmente com pequenas porções irregulares de arenito esbranquiçado, micromicáceo, pouco piritoso, físsil, duro.
3				Siltito cinza, localmente com lâminas de folhelho esverdeado-escuro e de calcita esbranquiçada, apresenta estratificação plano-paralela e microfalhas com agregados piritosos, duro.
	175,60	▲		Diabásio de coloração preta com tons levemente esverdeados, textura fanerítica fina, cortado por lamínulas irregulares de calcita esbranquiçada, com grãos de pirita.
	178,00	●		Siltito esbranquiçado a esverdeado e folhelho esverdeado, em aleitamento regular ondulado, também irregular, com vênulos de calcita rósea, pirita disseminada e preenchendo as fraturas, duro.
	180,00	▲		Folhelho cinza-esverdeado, com partes siltosas, maciço, parte calcíferas, puco piritoso, pouco físsil, duro.
	180,37	●		
	182,40	⊗		

LITOLÓGIA			LEGENDA		
Conglomerado	Siltito	Sílex	Lâmina	Química Rocha Total	DRX e FRX
Arenito	Folhelho	Diabásio	Química Mineral	Isocon	

**APÊNDICE E - SUMÁRIO DA INTERFERÊNCIA
TÉRMICA DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS
BASÁLTICAS DA FORMAÇÃO SARDINHA
SOBRE OS ARENITOS E FOLHELHOS DA
FORMAÇÃO POTÍ**

**APÊNDICE F – CARACTERIZAÇÃO MINERAL
DOS COMPONENTES FINOS FORMAÇÃO POTÍ
- DIFRATOGRAMAS**

Difratogramas de 12 amostras da Formação Potí

