

**CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS ASSOCIADOS À
PARAGÊNESE MINERAL DOS ALBITITOS
URANÍFEROS E ENCAIXANTES GNÁISSICAS DA
JAZIDA LAGOA DA RABICHA, PROVÍNCIA
URANÍFERA DE LAGOA REAL, BAHIA.**

Lucilia Aparecida Ramos de Oliveira

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais, como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre

2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Comissão Nacional de Energia Nuclear
CENTRO DE DESENVOLVIMENTO DA TECNOLOGIA NUCLEAR
**Programa de Pós-Graduação em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e
Materiais**

**CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS ASSOCIADOS À PARAGÊNESE MINERAL
DOS ALBITITOS URANÍFEROS E ENCAIXANTES GNÁISSICAS DA JAZIDA
LAGOA DA RABICHA, PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL, BAHIA.**

Lucilia Aparecida Ramos de Oliveira

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciência e
Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais, como requisito
parcial à obtenção do Grau de Mestre

Área de concentração: Ciência e Tecnologia dos Minerais e Meio
Ambiente

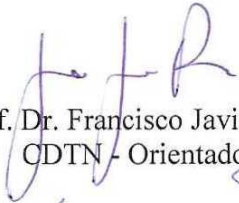
Orientador: Dr. Francisco Javier Rios

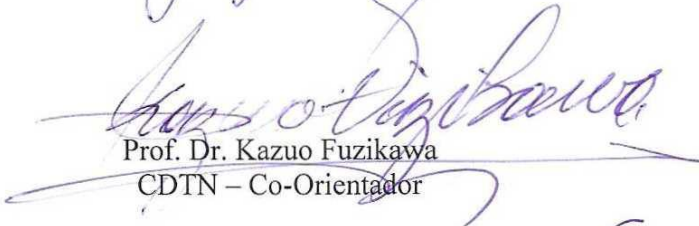
Coorientador: Dr. Kazuo Fuzikawa

Belo Horizonte
2010


A presente dissertação de mestrado, intitulada “**Caracterização dos fluidos associados a paragenese mineral dos albitos uraníferos e encaixantes gnáissicas da jazida Lagoa da Rabicha, Província Uranífera de Lagoa Real, Bahia**”, de autoria de **Lucilia Aparecida Ramos de Oliveira**, foi defendida e aprovada em 12 de março de 2010, pela Banca Examinadora abaixo assinada.


Belo Horizonte, 12 de março de 2010.


Prof. Dr. Francisco Javier Rios
CDTN - Orientador


Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa
CDTN - Co-Orientador


Prof. Dr. José Marques Correia Neves
CDTN


Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
USP


Prof. Dr. Alexandre de Oliveira Chaves
UFES

À minha família... Fonte de força e inspiração sempre...

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) pelo auxílio financeiro concedido durante o mestrado e ao Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CNEN/CDTN) pela infraestrutura e suporte técnico.

Ao meu orientador prof. Dr. Francisco Javier Rios, por acreditar em mim e na interdisciplinaridade, pelo apoio, dedicação, confiança e compreensão durante todos esses anos.

Ao meu coorientador prof. Dr. Kazuo Fuzikawa pela paciência, amizade e disponibilidade para nossas longas discussões.

Às Indústrias Nucleares Brasileiras (INB), por fornecer o material que possibilitou a execução deste trabalho. Em especial, ao Geólogo Evando Carele de Matos.

Aos profissionais que tornaram possível a obtenção dos resultados. Ao prof. Dr. Christoph A. Heinrich e Markus Wälle do ETH Zurich e também ao prof. Dr. Bruce W. D. Yardley e equipe da Universidade de Leeds, pela realização das análises de LA-ICP-MS. Ao Dr. Luiz A. R. Garcia pelas análises de microsonda eletrônica acrescidas de valiosas discussões. À equipe do Laboratório de Difractometria de Raios-X do CDTN. Ao Chico Rocha pela confecção das lâminas e ensinamento do seu árduo trabalho.

A todos os professores do Curso de Pós-Graduação pelos ensinamentos, e a toda equipe da secretaria: Roseli, Cerisa e Fulgêncio. Também aos funcionários da biblioteca Virgínia, Nívea e Lenira pelo apoio técnico e correções das referências bibliográficas.

A todos os amigos do Setor de Tecnologia Mineral. E à equipe do Laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese que se tornou minha segunda família ao longo desses quatro anos e meio de convivência, desde a graduação. Prof. Dr. José Marques Correia Neves que sempre compartilhou comigo de sua vasta experiência, sobretudo orientando-me na área de cristalografia. Prof. Dr. Alexandre O. Chaves por me ajudar a enxergar a importância da química nos trabalhos geológicos. Msc. James V. Alves pelas importantes dicas geológicas. Ana Rosa, Yuri e Aurélio pelas dicas, apoio e amizade. Aos “meus queridos bolsistas de Iniciação Científica” Lucas e Nadja pela ajuda incondicional em todos os momentos, sem vocês teria sido muito mais difícil. E um agradecimento especial às sempre amigas Tati, Soninha e Beth por todo o suporte técnico e pessoal, este trabalho também é de vocês.

Aos amigos das turmas de mestrado de 2007 e 2008. Em especial à nossa turma carinhosamente chamada de “Turma das Jibóias”: Fábio (Jiji), Camila Lacerda, Priscila,

Marina, Marcos, Juscelino, Lino e Rodrigo, vocês tornaram esses dois anos muito mais divertidos.

A todos os amigos do CDTN em especial Nelson, Paulinho, Olivia, Vlamir, Adriana, Carol, Fausto, Perpetua, Estefânia, Romário, Nino, Paulo Márcio e Antero.

Aos bons amigos da química: Jack, Cleiber, Carlinha, Xandão, Rodrigo, Rose, Michel, Douglas, Fábio, Diego, Alison, Ivan e Gisele, que são muito mais do que colegas de profissão. E aos novos amigos do curso de geologia, em especial a prof. Dr. Maria Lourdes (Lourdinha), coordenadora do curso de graduação em geologia, pelo apoio e incentivo.

A todos os meus amigos que compreenderam o longo período de ausência e isolamento devido ao trabalho, e mesmo assim continuaram ao meu lado, me incentivando sempre. Em especial aos grandes amigos: Juninho, Xandy, Teco, Nathália Camila, Cabrito, Vanessa, Ricardo, Tião, Bruno, Leo, Dani, Marina, Livia, Claudinha e Gil que já fazem parte da minha vida há muitos e bons anos. E também, aos novos amigos, em especial aos geólogos argentinos Tito, Lucho e Remix pelos conselhos geológicos e intercambio cultural. Vocês são ÓTIMOS.

A minha família, meu pai, avós, tios, tias e primos que sempre acreditaram e confiaram em mim. Agradecimento muito especial às pessoas mais importantes da minha vida, minha mãe Dayse que sempre foi minha fonte de inspiração e força; meu irmão Daniel e sua esposa Jusceli pelo carinho e amizade incondicionais; meus sobrinhos lindos Carolzinha, Jéssica e Danielzinho, pelo amor que, nos momentos em que mais precisei me deu força para continuar.

Enfim, a todos que de alguma maneira participaram do meu trabalho e da minha vida durante essa inesquecível jornada, o meu mais sincero: MUITO OBRIGADA!!!

E o meu maior agradecimento: a DEUS e ao maior sentimento do mundo o AMOR.

*"Agradeço todas as dificuldades que enfrentei;
Não fosse por elas, eu não teria saído do lugar.*

As facilidades nos impedem de caminhar.

Mesmo as críticas nos auxiliam muito."

(Chico Xavier)

CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS ASSOCIADOS À PARAGÊNESE MINERAL DOS ALBITITOS URANÍFEROS E ENCAIXANTES GNÁISSICAS DA JAZIDA LAGOA DA RABICHA, PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL, BAHIA

Lucília Aparecida Ramos de Oliveira

RESUMO

O Brasil possui atualmente a sétima maior reserva de urânio do mundo. A Província Uranífera de Lagoa Real (PULR) está localizada na região centro-sul do estado da Bahia. Ao longo de uma estrutura helicoidal, com orientação norte-sul, de aproximadamente 33 km de extensão, estão concentradas mais de 30 anomalias de urânio. A anomalia 03 (AN03), denominada Lagoa da Rabicha, está localizada na região centro-sul dessa estrutura e foi descoberta e mapeada pela NUCLEBRÁS (Empresas Nucleares Brasileiras), na década de 80. A Mina da Cachoeira (AN13), localizada na região norte da PULR, é atualmente a única jazida de urânio em fase de produção no Brasil e na América do Sul.

Tendo em vista o crescimento da demanda energética no Brasil e no mundo, estudos e pesquisas petrogenéticas aplicadas ao estudo de jazidas de urânio são relevantes tanto para que se possa aumentar seu potencial de prospecção quanto para auxiliar na possível descoberta de futuras ocorrências.

Nos últimos anos, análises de inclusões fluidas (IF) vêm sendo amplamente utilizadas no estudo da gênese das jazidas de urânio da PULR e ainda assim existem dúvidas sobre a metalogênese das mineralizações uraníferas.

Nesse contexto este trabalho teve como principal objetivo estudar os minerais e fluidos associados a um setor representativo dos albitos uraníferos (rochas portadoras de mineralização uranífera) e rochas encaixantes gnáissicas da Jazida Lagoa da Rabicha. Dessa forma, procurou-se elaborar um quadro geral dos fluidos encontrados nesse setor, estabelecendo uma comparação com estudos realizados por diversos autores em outros setores de Lagoa Real, tentando-se mostrar a evolução das soluções, ao tempo que ocorria a precipitação de uraninita.

As metodologias de trabalho utilizadas foram petrografia, a microsonda eletrônica (ME), a ablação a laser (LA-ICP-MS) e os estudos de inclusões fluidas (IF).

Foram estudados os fluidos presentes no piroxênio, granada e plagioclásio, constituintes da sequência mineralógica dessa jazida.

O fluido mais antigo foi encontrado no piroxênio aegirina-augita, de composição aquo-salina (sem fases carbônicas) contendo Ca, Fe e Mg, salinidades de 9-13 wt% NaCl e temperatura de homogeneização entre 220 e 290 °C. Concomitantemente ocorreu uma remobilização e precipitação de uraninita. Essa remobilização e precipitação de urânio também foi registrada nas granadas, originadas a partir de fluidos aquo-salinos com Na, Mg, Sr, Ba e Pb, sob condições de temperatura e salinidade próximas as do piroxênio.

Nas amostras estudadas não foi encontrado o piroxênio diopsídico precoce (magmático), com fluidos aquo-salinos [$\text{H}_2\text{O} + \text{Na}$, Rb, Ba (16%wt NaCl)], estudado por Chaves et al (2007) na Jazida da Cachoeira (Anomalia 13, norte de Lagoa Real).

Isto provavelmente é consequência de que a intensidade do metamorfismo no setor da Rabicha foi maior do que na Cachoeira, preservando assim muito pouco da textura magmática pré-existente.

Salienta-se que é notória a ocorrência de uma diluição dos fluidos, presentes nos minerais piroxênio e granada, quando se observa as jazidas no sentido N→S (AN13→AN09→AN03). Também foi verificado que o volume de anfibólios aumenta no centro e norte de Lagoa Real.

A precipitação do plagioclásio (que forma a estrutura dos albitos) ocorreu posteriormente, a partir de um fluido bem menos salino, provavelmente com pouco ou nenhum CO_2 associado. Uma remobilização e precipitação de urânio também está associada a esta fase.

Nas amostras estudadas não foram encontrados carbonatos. Portanto, não foi possível cruzar dados com dados preliminares obtidos por Fuzikawa (1982) em fluidos primários de carbonatos, que evidenciaram a presença de soluções aquo-carbônicas ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4$), que sugerem condições redutoras para essa fase evolutiva.

O estudo de inclusões fluidas nas encaixantes gnáissicas dos albitos foi focado nos plagioclásios, com o intuito de comparar as soluções associadas ao metassomatismo sódico que teria afetado corpos mineralizados e rochas hospedeiras. Nos gnaisses foi registrada a presença de fluidos aquo-carbônicos precoces de salinidade intermediária, associados aos plagioclásios precoces.

Entretanto, as soluções que precipitaram os plagioclásios tardios eram de composição aquo-salina de baixa salinidade, equivalentes aquelas encontradas nos plagioclásios dos albitos. Fluidos tardios aquo-carbônicos foram encontrados em alguns cristais de quartzo da

matriz gnáissica. A presença de CO₂ foi verificada sistematicamente no quartzo de veios formados tardiamente, que cortam gnaisses e albitos, revelando condições oxidantes para os últimos estágios de precipitação mineral no setor da Rabicha.

Sobre a presença de fluidos em todas as fases minerais estudadas os dados apresentados demonstram que o Evento Brasileiro não obliterou os fluidos pré-existentes.

Entretanto, com exceção do plagioclásio precoce do gnaixe encaixante dos albitos, os fluidos aquo-carbônicos não são facilmente encontrados nos minerais precoces da paragênese. Isso pode ser explicado pelo fato de esse fluido ser anterior ao evento de deformação Brasileiro. Durante esse evento as inclusões contendo o CO₂ dos minerais precoces poderiam ter crepitado devido à diferença de pressão, restando poucas evidências deste fluido nas rochas.

Isto, aliado ao fato de não se ter encontrado um fluido característico associado ao Brasileiro, sugere que este evento deformacional deve ter sido predominantemente térmico, uma vez que fluidos anteriores ao evento foram preservados.

CHARACTERIZATION OF FLUIDS ASSOCIATED TO MINERAL PARAGENESIS OF URANIFEROUS ALBITITES AND THEIR GNEISSIC EMBEDDING ROCKS FROM LAGOA DA RABICHA URANIUM DEPOSIT, LAGOA REAL, BAHIA.

Lucilia Aparecida Ramos de Oliveira

ABSTRACT

Brazil has now the seventh largest uranium reserve in the world. The Lagoa Real Uranium Province (PULR) is located in central-south region of Bahia State. Along a helical structure, north-south oriented, with approximately 33 km long, there are 34 known uranium mineralized areas. In its central-south portion is located anomaly 03 (AN03), named Lagoa da Rabicha, discovered and mapped by NUCLEBRÁS (Brazilian Nuclear Enterprises), in the 80s. The Cachoeira Mine (AN13), located in northern PULR, is currently the only uranium mine in production in Brazil and even in South America.

Nowadays it is observed a growth in energy demand in Brazil and also worldwide and studies and research applied to the petrogenetic uranium deposits are relevant both to be able to increase their potential for exploration and to assist in the possible future occurrences discovery.

In recent years, fluid inclusions analysis (FI) have been widely used to study the genesis of uranium deposits in PULR and even though there are still doubts about the uranium mineralization metallogenesis at Lagoa Real.

Therefore, this work aimed to study the minerals and fluids associated with Lagoa da Rabicha albitites uraniumiferous and gneissic host rocks. In this way it was prepared an overview of the fluids found in this sector, establishing a comparison with several authors' studies in this and others Lagoa Real anomalies, trying to show the solutions evolution, at the same time that happened the uraninite precipitation.

Petrography, electronic microprobe, laser ablation (LA-ICP-MS) and fluid inclusion studies were the applied methodologies.

The fluids inclusions assemblages present in pyroxene, garnet and plagioclase, the main mineralogical constituents, were studied.

The older fluid was found in aegirine-augite pyroxene and had aquo-saline composition (without carbonic phases) with Ca, Fe and Mg, 9-13 wt% NaCl salinities and homogenization temperatures between 220 and 290 °C. Concomitantly, occurred a uraninite remobilization

and precipitation. This uranium remobilization and precipitation was also registered in garnets, formed from aquo-salines fluids with Na, Mg, Sr, Ba and Pb, under temperatures and salinities conditions close to those of pyroxene.

In the studied samples it was not found the precocious diopsidic pyroxene (magmatic), with aquo-salines fluids [$\text{H}_2\text{O} + \text{Na}, \text{Rb}, \text{Ba}$ (16% wt NaCl)], studies by Chaves et al (2007) in Cachoeira Mine (Anomaly 13, north of Lagoa Real). This is probably a consequence of a more intense metamorphism in the Rabicha sector when compared to Cachoeira Mine region, preserving very little the pre-existing magmatic texture.

It is worthy to note that occurs a dilution of the fluids present in pyroxene and garnet, when the uranium occurrences are observed in the N→S direction (AN13→AN09→AN03). It was also observed that the amphibole volume increases in the center and north portion of Lagoa Real.

The plagioclase precipitation (which forms the albitite structure) occurred lately from a less saline fluid, probably with little or no associated CO_2 . One uranium remobilization and precipitation is also associated to this phase.

In the studied samples carbonate was not found. It was not possible to compare data with some preliminary data from Fuzikawa (1982) in primary fluids from carbonate, where the presence of aquo-carbonic solutions ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4$) suggest reducing conditions for this evolutionary phase.

The fluid inclusion studies in albitites host rocks were focused in plagioclase, in order to compare the solutions associated to the sodium metassomatism that would have affected the mineralized bodies and host rocks. In the gneisses it was registered the presence of precocious aquo-carbonic fluids with intermediate salinities, associated do precocious plagioclases. However, the solutions that precipitate the late plagioclase had aquo-saline composition with low salinity, similar to those found in plagioclase from albitites. Late aquo-carbonic fluids were found in some quartz grains in the gneissic matrix. The CO_2 occurrence was systematically verified in lately formed quartz veins that cut gneisses and albitites, showing oxidizing conditions for the last mineral precipitation stages in the Rabicha sector.

About the presence of fluids in all the studied mineral phases, the shown data demonstrate that the Brasiliano Event (Pan African Event) had not obliterated the pre-existing fluids.

However, with exception to early plagioclase from gneiss albitite host rock, the aquo-carbonic fluids are not easily found in precocious minerals. This might be explained by the fact that this fluid is previous to the Brasiliano deformation event. During this event the inclusions containing the CO₂ from the precocious minerals may have crepitated due to the pressure difference, remaining little evidence of this fluid in the rocks.

This observation, associated to the fact that no characteristic fluid was found related to Brasiliano, suggest that this deformation event must have been predominantly thermal, since previous fluids were preserved.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AN03	Jazida Lagoa da Rabicha – Anomalia 03
AN09	Jazida do Engenho – Anomalia 09
AN13	Mina da Cachoeira – Anomalia 13
CDTN	Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
CNEN	Comissão Nacional de Energia Nuclear
EIA	Energy Information Administration
EDS	<i>Energy Dispersive Spectroscopy</i>
ETR	Elementos Terras Raras
F113	Furo de sondagem vertical 113 da AN03
IF	Inclusões Fluidas
INB	Indústrias Nucleares Brasileiras
LA	Ablação a laser
LA-ICP-MS	Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado por Ablação à Laser (<i>Laser Ablation - Inductive Coupled Plasma - Mass Spectrometer</i>)
LIFM	Laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese
LLP	Laboratório de Laminação e Polimento
LR	Lagoa Real
ME	Microsonda Eletrônica
MS	Espectrômetro de Massa
NUCLEBRÁS	Empresas Nucleares Brasileiras
PULR	Província Uranífera Lagoa Real
SETEM	Serviço de Tecnologia Mineral
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais
T_e	Temperatura eutética
T_f	Temperatura de fusão
T_h	Temperatura de homogeneização
URA	Unidade de Concentração de Urânio
WDS	<i>Wavelength Dispersive Spectroscopy</i>

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Produção mundial de U_3O_8 em mil toneladas (IBRAM, 2008).....	25
FIGURA 2 – Reservas mundiais de urânio (IBRAM, 2008).	26
FIGURA 3 – Principais ocorrências de urânio no Brasil (CPRM, 2008), mostrando a localização da PULR.....	27
FIGURA 4 – Exemplos de IF encontradas em piroxênio do albitito uranífero da Mina da Cachoeira. A) trifásica; B) bifásica.....	28
FIGURA 5 – Mapa de Localização da PULR (modificado de OSAKA, AMARAL, 1998). .	30
FIGURA 6 – Mapa geológico do Cráton do São Francisco e sua localização no mapa do Brasil (modificado de ALKIMIN et. al. 1993).....	31
FIGURA 7 – Mapa geológico da PULR. A AN03 corresponde à Jazida Lagoa da Rabicha (Modificado de mapa elaborado por Cláudio Raposo e James V. Alves – NUCLEBRÁS)....	33
FIGURA 8 – Estrutura caracterizando a torção helicoidal. ST – São Timóteo, LR – Lagoa Real, LG – Lagoa Grande, MB – Monsenhor Bastos. (retirado de CRUZ et al, 2007).....	36
FIGURA 9 – Mapa radiométrico e seção vertical da AN03 (adaptado de RAPOSO, MATOS, 1982).	38
FIGURA 10 – Perfil esquemático do Furo de sondagem 113 (Desenhado por L.E.D. AMORIM baseado em informações constantes em NUCLEBRÁS, 1981 e RAPOSO, MATOS, 1982).	39
FIGURA 11 – Mapa de locação de furos e limites das reservas, Jazida Lagoa da Rabicha, AN03 (Modificado de RAPOSO, MATOS, 1982).....	49
FIGURA 12 – Microscópios (A) Leica DMRXP e (B) ORTHOLUX II POL-BK, ambos pertencentes ao LIFM/CDTN.....	52
FIGURA 13 – (A) Platina CHAIXMECA acoplada ao microscópio petrográfico ORTHOLUX II POL-BK e (B) Platina FTIR600 – LINKAM acoplada ao microscópio Leica DMRXP.....	56
FIGURA 14 – Imagens da platina de esmagamento CHAIXMECA acoplada ao microscópio OLYMPUS BX51. (A) platina e microscópio; (B) detalhe da platina.	57
FIGURA 15 – Aspecto mesoscópico dos albititos. A) Amostra 200907-12 B) Amostra 200907-24.....	59
FIGURA 16 – Plagioclásio tardio (albita recristalizada) no albitito mostrando contatos retos e pontos triplos, nicóis cruzados. Amostra 200907-19.....	60
FIGURA 17 – Agregados de piroxênio. Amostra 200907-19 (Px-piroxênio, Plg-plagioclásio precoce, Ab-plagioclásio tardio).....	61
FIGURA 18 – Agregados de piroxênio associado ao anfibólio e a granada. Amostra 200907-22 (Anf-anfibólio, Px-piroxênio, Mg-magnetita, Gr-granada, Ab-plagioclásio tardio).	61
FIGURA 19 – Anfibólio com alteração para biotita; titanita, fluorita e uraninita. Amostra 200907-24 (Anf-anfibólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Fl-fluorita, Plg-Plagioclásio precoce, Ab-plagioclásio tardio).....	62
FIGURA 20 – Agregados de granada com uraninita. Amostra 200907-22.	62

FIGURA 21 – Microclina entre grãos de plagioclásio tardio (albita recristalizada), nicóis cruzados. Amostra 200907-19. (Mcr-microclina, Ab-plagioclásio tardio).....	63
FIGURA 22 – Biotita tabular. Amostra 200907-20 (Anf-anfibólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Ab-plagioclásio tardio).....	64
FIGURA 23 – Titanita associada a granada e uraninita. A) Nicóis paralelos B) Nicóis cruzados. Amostra 200907-22 (Gr-granada, Tit-titanita, Ura-uraninita).....	65
FIGURA 24 – A) Minerais máficos no albitito mineralizado (plagioclásio tardio, anfibólio, piroxênio, biotita, uraninita, zircão e magnetita). B) Fotomicrografia com luz refletida para destacar a magnetita martitizada. Amostra 200907-23.....	66
FIGURA 25 – Epidoto (Allanita) e apatita - Amostra 200907-22 (Ep-epidoto, Apt-apatita).	67
FIGURA 26 – Clorita e zircão associados aos minerais máficos do albitito mineralizado - Amostra 200907-24. (Anf-anfibólio, Tit-titanita, Zr-zircão).	67
FIGURA 27 – Aspecto mesoscópico do anfibolito em contato com o microclina gnaïsse. Amostra 200907-13.	68
FIGURA 28 – Anfibolito. A) Fotomicrografia da região central do albitito com predominância de anfibólio e biotita, os cristais menores são apatita, titanita, quartzo e plagioclásio. B) Região mais próxima ao contato com o microclina gnaïsse onde predominam titanita e apatita. Amostra 200907-13. (Anf-anfibólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Apt-apatita, Mg-magnetita)	69
FIGURA 29 – Aspecto mesoscópico do microclina gnaïsse. A) Amostra 200907-17 B) Amostra 200907-18.	70
FIGURA 30 – A) Fotomicrografia da microclina com algumas inclusões de quartzo. Amostra 200907-16. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia mostrando o aspecto do plagioclásio precoce. Amostra 200907-18. Nicóis cruzados. (Mcr-microclina, Qtz-quartzo).....	71
FIGURA 31 – Fotomicrografias dos dois tipos de plagioclásio, plagioclásio precoce (Plg) e plagioclásio tardio (Ab), mostrando indicação do processo de albitização. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados; (C) detalhe mostrando o processo de albitização no microclina gnaïsse, cristal de plagioclásio tardio ao centro de um cristal de plagioclásio precoce.....	72
FIGURA 32 – Fotomicrografia dos minerais acessórios do microclina gnaïsse. A) Magnetita, titanita e anfibólio. Amostra 200907-18. B) Magnetita, titanita, apatita e piroxênio. Amostra 200907-17. (Mg-magnetita, Tit-titanita, Biot-biotita, Anf-anfibólio, Apt-apatita, Px-piroxênio)	73
FIGURA 33 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o piroxênio do albitito, amostra 200907-21.....	74
FIGURA 34 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do albitito, amostra 200907-23.....	74
FIGURA 35 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a granada do albitito, amostra 200907-21.....	75
FIGURA 36 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a albita do albitito, amostra 200907-23.....	75
FIGURA 37 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a microclina do albitito, amostra 200907-21.....	75

FIGURA 38 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a titanita do albitito, amostra 200907-23. (A) titanita com maior teor de ferro, alumínio e nióbio. (B) titanita com menor teor de ferro e nióbio e maior teor de titânio.	76
FIGURA 39 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do albitito, amostra 200907-21.....	76
FIGURA 40 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a apatita do albitito, amostra 200907-21.....	77
FIGURA 41 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o zircão do albitito, amostra 200907-23.....	77
FIGURA 42 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a alanita do albitito, amostra 200907-21.....	77
FIGURA 43 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a magnetita do albitito, amostra 200907-21.....	78
FIGURA 44 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a ilmenita do albitito, amostra 200907-23.....	78
FIGURA 45 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a uraninita do albitito, amostra 200907-23. Os elementos que aparecem que não fazem parte da composição do mineral devem ser interferência do hospedeiro.	78
FIGURA 46 – Imagem de elétrons retroespalhados de um cristal de granada (Gr) com inclusões de titanita (Tit), apatita (Apt), zircão (Zr) e uraninita (Ura). Amostra 200907-21...	79
FIGURA 47 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do anfibolito, amostra 200907-13.....	80
FIGURA 48 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do anfibolito, amostra 200907-13.....	80
FIGURA 49 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o piroxênio do microclina gnaisse, amostra 200907-13.....	81
FIGURA 50 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do microclina gnaisse, amostra 200907-18.....	81
FIGURA 51 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a albita do microclina gnaisse, amostra 200907-18.	81
FIGURA 52 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do microclina gnaisse, amostra 200907-18.....	82
FIGURA 53 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o zircão do microclina gnaisse, amostra 200907-18.....	82
FIGURA 54 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a ilmenita do microclina gnaisse, amostra 200907-18.....	82
FIGURA 55 – Imagem de elétrons retroespalhados dos minerais do microclina gnaisse. A) amostra 200907-18 e B) amostra 200907-13 (qtz-quartzo, Zr-zircão, albt-albita, anf-anfibólio, Tit-titanita, Px-piroxênio, OxFe-óxido de ferro).	83
FIGURA 56 – Classificação de piroxênios estudados nas amostras 200907-13 e 200907-21. Ae-aegerina; Jd-Jadeita; Wo-Wollastonita; En-Enstatita; Fs-Ferrosilita. Classificação utilizando o software PX-NOM (STURM, 2002).	85

FIGURA 57 – Classificação de piroxênio estudado na amostra 200907-13. Wo-Wollastonita; En-Enstatita; Fs-Ferrosilita. Classificação utilizando o software PX-NOM (STURM, 2002).	86
FIGURA 58 – Diagramas para classificação dos anfibólios da amostra 200907-13 {Hornblenda comum: $(Ca,Na,K)_{2-3}(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5[Si_6(Si,Al)_2O_{22}](OH,F)_2$ / Edenita: $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH,F)_2$ }. Gerados a partir do software MINPET 2.0.	87
FIGURA 59 – Imagem de elétrons retroespalhados dos feldspatos presentes no microclina gnaiss. Amostra 200907-18. Composição: 1 e 5 – Andesina; 2 – Oligoclásio; 3 e 4 – Feldspato Alcalino (microclina).	90
FIGURA 60 – Diagrama ternário para classificação dos feldspatos. Obtido pelo software MINPET 2.0.	91
FIGURA 61 – Imagens de elétrons retroespalhados das titanitas mostrando as diferenças composicionais. (A) Albitito – ordem crescente dos teores de Fe, Nb e Al: 2-3-1. (B) Microclina gnaiss – ordem crescente do teor de Fe: 4-3-5-6.	92
FIGURA 62 – Diagramas relacionando a composição das titanitas nas rochas estudadas. (A) Al_2O_3 x TiO_2 , (B) FeO x TiO_2 , (C) FeO x Al_2O_3 . Obtidos com o software Minpet 2.0.	93
FIGURA 63 – Gráfico de elementos traço para as titanitas do anfibolito na amostra 200907-13. (A) todos os elementos. (B) detalhe mostrando os elementos presentes em quantidade menor que 600ppm.	94
FIGURA 64 – Gráfico de elementos traço para as titanitas do microclina gnaiss na amostra 200907-13. (A) todos os elementos. (B) detalhe mostrando os elementos presentes em quantidade inferior a 700ppm.	95
FIGURA 65 – Gráfico de elementos traço para a albíta (plagioclásio tardio) do albitito. (A) albitito mineralizado (100907-23). (B) albitito não mineralizado (200907-20).	95
FIGURA 66 – Gráfico de elementos traço para o anfibólio do albitito. (A) albitito mineralizado (100907-23). (B) albitito não mineralizado (200907-20).	96
FIGURA 67 – Gráfico da composição em elementos traço no piroxênio do albitito mineralizado, amostra 200907-23.	96
FIGURA 68 – Fotomicrografia de inclusões fluidas primárias bifásicas presentes no piroxênio, amostra 200907-24.	98
FIGURA 69 – Fotomicrografia de inclusões fluidas primárias bifásicas presentes na granada, amostra 200907-22.	98
FIGURA 70 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas presentes no plagioclásio tardio do albitito uranífero, amostra 200907-22.	99
FIGURA 71 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas presentes no plagioclásio tardio do albitito, amostra 200907-20.	99
FIGURA 72 – Fotomicrografia de inclusão fluida bifásica na biotita. Amostra 200907-23.	100
FIGURA 73 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásica no plagioclásio tardio do gnaiss. Amostra 200907-18.	101
FIGURA 74 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásica no quartzo do gnaiss. Amostra 200907-18. (A) aquo-salina, (B) aquo-carbônica.	101
FIGURA 75 – (A) IF primárias na titanita. (B) Prováveis <i>melt inclusions</i> na titanita.	102

FIGURA 76 – Histograma mostrando as temperaturas eutéticas obtidas para as IF do piroxênio no albitito.....	103
FIGURA 77 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do piroxênio no albitito.....	104
FIGURA 78 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do piroxênio no albitito.....	104
FIGURA 79 – Diagrama de salinidade em NaCl versus temperatura de homogeneização de IF em piroxênio e granada do albitito.....	105
FIGURA 80 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.....	106
FIGURA 81 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.....	107
FIGURA 82 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.....	107
FIGURA 83 – Diagrama de salinidade em NaCl versus temperatura de homogeneização de IF em plagioclásio tardio do albitito e do microclina gnaïsse.....	108
FIGURA 84 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF da granada no albitito.....	109
FIGURA 85 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF da granada no albitito.....	109
FIGURA 86 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF da granada no albitito.....	110
FIGURA 87 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaïsse.....	111
FIGURA 88 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaïsse.....	111
FIGURA 89 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaïsse.....	112
FIGURA 90 – Carta comparativa de liberação de gases para classificação durante o esmagamento (modificado de FUZIKAWA, 1985).....	113
FIGURA 91 – Fotomicrografia da sequência de esmagamento de cristais de plagioclásio em amostras de albitito e microclina gnaïsse, meio de imersão utilizado glicerina. (A) e (B) microclina gnaïsse - amostra 200907-18; (C) e (D) albitito não mineralizado - amostra 200907-20; (E) e (F) amostra albitito mineralizado - 200907-22; (G) e (H) albitito mineralizado - amostra 200907-21; (I) e (J) albitito mineralizado - amostra 200907-24; (K) e (L) albitito mineralizado - amostra 200907-23.....	115
FIGURA 92 – Fotomicrografia da fase final do esmagamento da amostra 200907-20 em cloreto de bário mostrando que não houve a precipitação de carbonato de bário.....	116
FIGURA 93 – Gráfico das isócoras associadas ao geotermômetro para estimar a pressão mínima de formação de piroxênio e plagioclásio tardio do albitito, e de carbonatos associados a veios que cortam os albititos.....	122

FIGURA 94 – Diagrama comparativo das IF da AN09 com AN03 no piroxênio e na granada do albitito.....	124
FIGURA 95 – Diagrama comparativo das IF nos diferentes tipos de plagioclásio no microclina gnaisse e no albitito.	128
FIGURA 96 – Quadro geral dos fluidos em Lagoa Real considerando os albititos e suas encaixantes gnáissicas nas diferentes fases de formação.....	133
FIGURA 97 – Gráfico esquemático quadro geral dos fluidos sugerido para LR.....	134

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Equivalência Energética (IBRAM, 2008).....	24
TABELA 2 – Datações na Província Uranífera Lagoa Real.	40
TABELA 3 – Identificação e descrição das amostras coletadas no furo de sondagem 113 (F113). As amostras marcadas de colorido foram as efetivamente estudadas.	50
TABELA 4 – Composição química das granadas das séries pirlaspita e ugrandita. (KLEIN, 2008)	88
TABELA 5 – Análise química, por ME, representativa de granadas encontradas em granada-albitito (200907-21). Planilha para cálculo de fórmula mineral (BRADY et al, 2009).....	89
TABELA 6 – Dados obtidos após o esmagamento em amostras de microclina gnaisse e albitito.	112
TABELA 7 – Comparação das propriedades observadas nas titanitas de albititos, gnaisses e anfibólitos de LR.	120
TABELA 8 – Comparativo dos dados obtidos neste trabalho com os dados obtidos por Souza (2009) e Oliveira et al (2007) para os piroxênios e granadas do albitito.	123
TABELA 9 – Composição química das rochas representativas de LR utilizadas em Lobato e Fyfe (1990) para realizar o balanço de massa.	126

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO.....	24
1.1. OBJETIVOS.....	28
1.2. JUSTIFICATIVAS	29
CAPÍTULO 2. GEOLOGIA	30
2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA.....	30
2.2. GEOLOGIA REGIONAL.....	31
2.3. GEOLOGIA LOCAL.....	34
2.4. DATAÇÕES.....	40
CAPÍTULO 3. MODELOS METALOGENÉTICOS.....	43
CAPÍTULO 4. METODOLOGIAS.....	49
4.1. AMOSTRAGEM.....	49
4.2. PETROGRAFIA.....	52
4.3. MICROSSONDA ELETRÔNICA	53
4.4. ESPECTROMETRIA DE MASSA COM PLASMA INDUTIVAMENTE ACOPLADO POR ABLAÇÃO A LASER	54
4.5. MICROSCOPIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS	55
4.6. MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS	56
4.7. PLATINA DE ESMAGAMENTO	57
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	58
5.1. PETROGRAFIA.....	58
5.2. MICROSSONDA ELETRÔNICA	74
5.2.1. ANÁLISES QUALITATIVAS	74
5.2.2. ANÁLISES QUANTITATIVAS.....	83
5.3. LA-ICP-MS	94
5.4. INCLUSÕES FLUIDAS	97
5.4.1. MICROSCOPIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS	97
5.4.1.1. Albitos.....	97
5.4.1.2. Microclina gnaïsse	100
5.4.2. MICROTERMOMETRIA.....	102
5.4.2.1. Albitito	103
5.4.2.2. Microclina Gnaïsse	110
5.4.3. PLATINA DE ESMAGAMENTO	112

CAPÍTULO 6. DISCUSSÃO	117
CAPÍTULO 7. CONCLUSÕES.....	135
7.1. ALBITITOS E GNAISSES.....	135
7.2. CONCLUSÕES GENÉTICAS.....	136
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
ANEXOS	143

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

O urânio foi descoberto em 1789 por Klaproth a partir do mineral pechblenda. Somente em 1896, Becquerel descobriu a radioatividade quando acidentalmente expôs uma rocha que continha urânio a uma chapa fotográfica (CUNEY, KYSER, 2009; INB, 2008).

Esse elemento possui número atômico 92 e pode ser encontrado na natureza na forma de três isótopos, ^{234}U , ^{235}U e ^{238}U , sendo o isótopo de massa 238 o mais estável (que existe em maior abundância). É o elemento químico natural mais pesado.

O isótopo de massa 235 é fissionável e ocorre na natureza em uma proporção de 0,7%. Para a sua utilização em reatores nucleares é necessário o seu “enriquecimento” que aumenta essa concentração para aproximadamente 3,2%.

Antes da década de 40, o urânio era usado para dar cor a vidros e cerâmicas vitrificadas. Os minerais de urânio eram também utilizados como fonte de seu isótopo filho, o ^{226}Ra , para o tratamento do câncer. Em 1942, a fissão nuclear controlada do ^{235}U foi realizada, o que levou ao desenvolvimento de seu uso na geração de energia nuclear (PLANT et al, 1999).

A principal aplicação comercial do urânio é na geração de energia elétrica, como combustível em reatores nucleares de potência (INB, 2008).

A energia nuclear tem se tornado uma fonte de energia muito importante nos últimos tempos principalmente pelo fato de tratar-se de energia limpa, ou seja, não emite gases que contribuem para o efeito estufa além de apresentar um alto rendimento energético (TAB. 1).

TABELA 1 – Equivalência Energética (IBRAM, 2008)

Urânio	Petróleo	Carvão
1 Kg	10 ton	20 ton

Aproximadamente 17% da eletricidade do mundo é gerada a partir dos 440 reatores nucleares espalhados por 30 países e 8% de toda a energia consumida no mundo é de origem nuclear (EIA, 2007).

O Brasil é o décimo segundo maior produtor mundial de urânio (INB, 2008) e sua produção é de cerca de 230 ton/ano de U_3O_8 concentrado, podendo atingir a capacidade nominal de 400 ton/ano (FIG. 1). O Canadá é o maior produtor mundial com 9,8 mil ton,

seguido pela Austrália com 8 mil ton e Cazaquistão com 5 mil toneladas/ano. Esses três países são responsáveis por mais da metade da produção mundial de urânio (IBRAM, 2008).

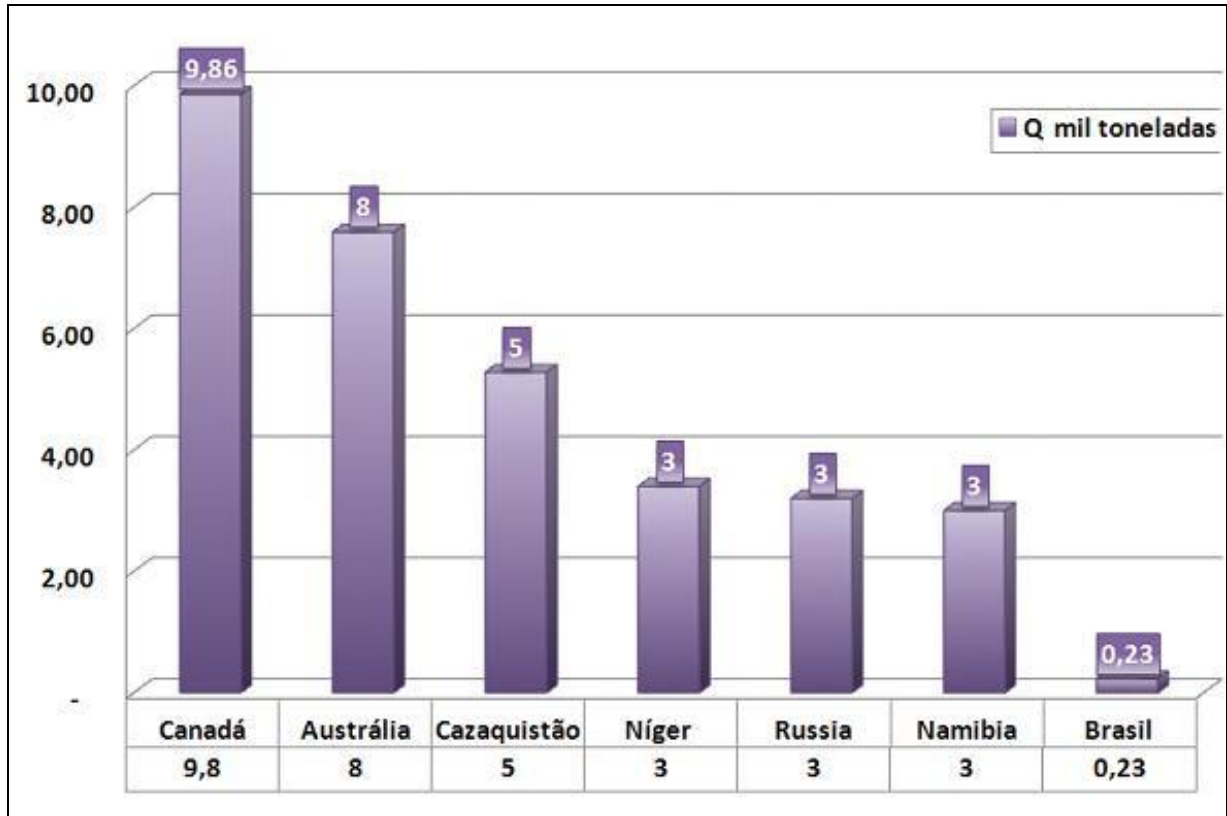


FIGURA 1 – Produção mundial de U_3O_8 em mil toneladas (IBRAM, 2008)

As Indústrias Nucleares do Brasil (INB) controlam todas as atividades de suprimento do combustível nuclear no Brasil, desde a exploração do urânio até o fornecimento do combustível às usinas para a geração de energia (IBRAM, 2008).

O Brasil possui atualmente a sétima maior reserva de urânio do mundo (FIG. 2), que alcança 310 mil toneladas, ou seja, 7% das reservas mundiais (IBRAM, 2008). A Mina da Cachoeira (AN13) localizada na Província Uranífera de Lagoa Real (PULR), em Lagoa Real, BA, é atualmente a única jazida de urânio em fase de produção no Brasil e na América do Sul (FIG. 3).

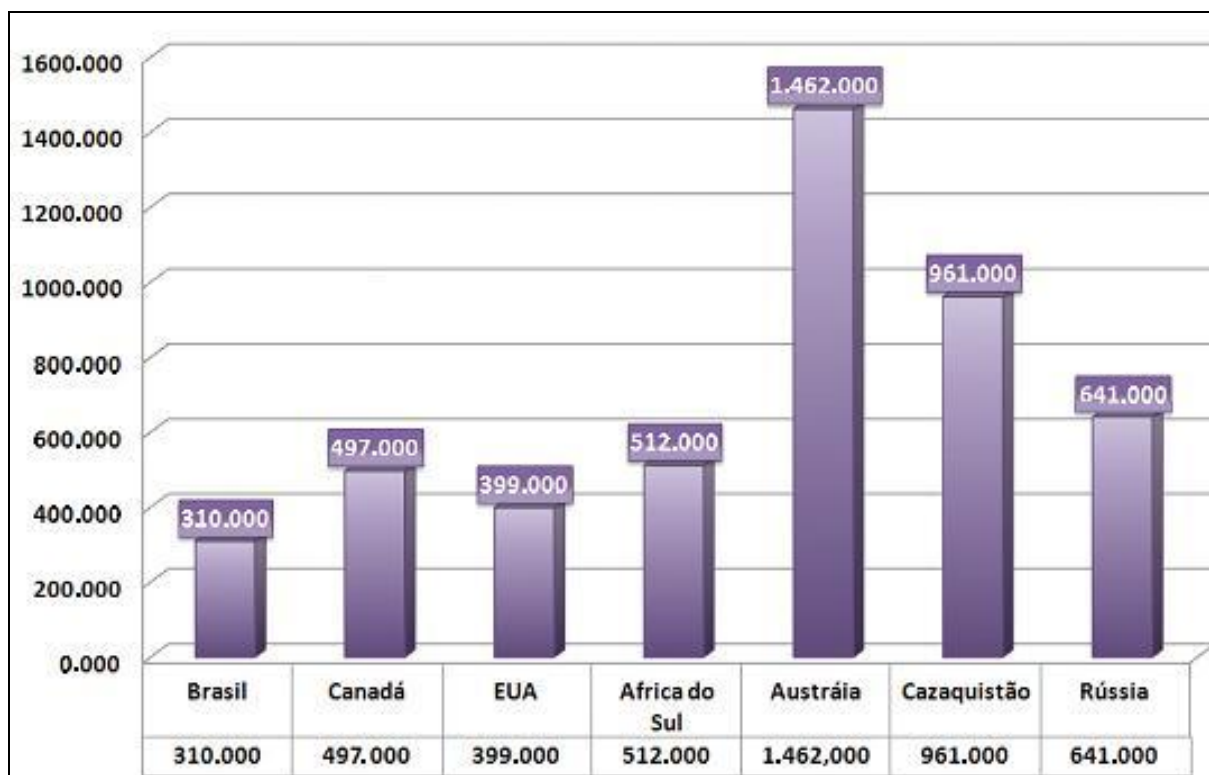


FIGURA 2 – Reservas mundiais de urânio (IBRAM, 2008).

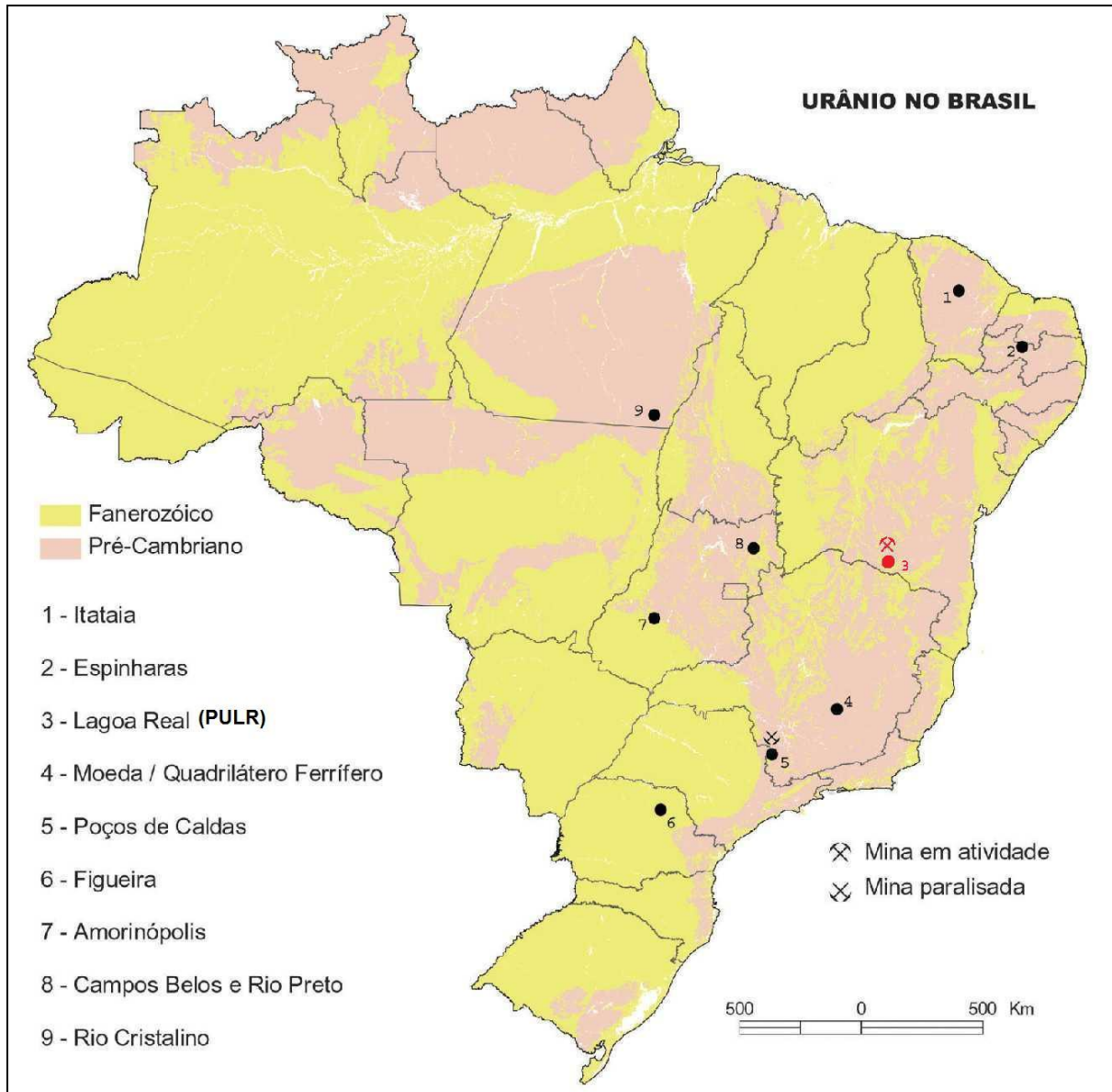


FIGURA 3 – Principais ocorrências de urânio no Brasil (CPRM, 2008), mostrando a localização da PULR.

Tendo em vista o crescimento da demanda energética no Brasil e no mundo, estudos e pesquisas petrogenéticas aplicadas às jazidas de urânio são relevantes tanto para que se possa aumentar seu potencial de prospecção quanto para auxiliar na possível descoberta de futuras ocorrências.

Nos últimos anos, o estudo de inclusões fluidas (IF) em minerais (FIG. 4), vêm sendo amplamente utilizado para entender a gênese e metalogênese de jazidas de urânio (ex: FUZIKAWA, ALVES, 1988; OLIVEIRA et al, 2007; SOUZA, 2009). O estudo dessas IF tem sido de grande relevância econômica e científica em trabalhos relacionados com as geociências, visto que os resultados obtidos podem auxiliar na determinação das condições

físico-químicas de formação de cristalização e formação depósitos minerais, bem como das condições do processo evolutivo dos mesmos (FUZIKAWA, 1985; ROEDDER, 1984).

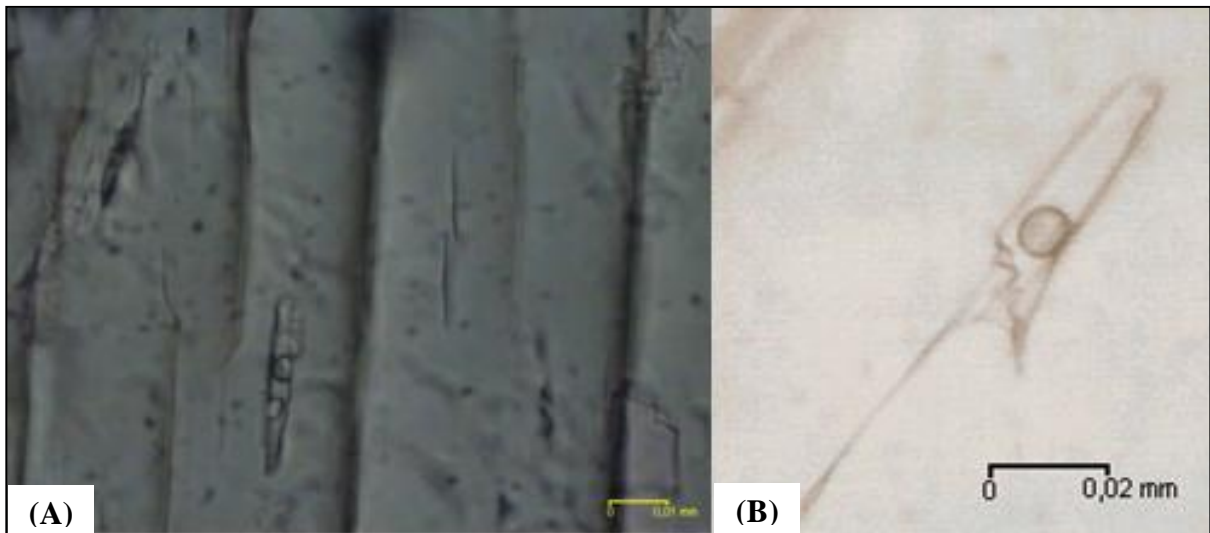


FIGURA 4 – Exemplos de IF encontradas em piroxênio do albitito uranífero da Mina da Cachoeira. A) trifásica; B) bifásica.

Neste contexto, o estudo de IF juntamente com análises químicas e petrográficas de minerais associados ao urânio de Lagoa Real é de extrema importância para uma melhor compreensão da gênese dos depósitos da província.

1.1. OBJETIVOS

Este estudo tem como principal objetivo a caracterização dos fluidos e minerais presentes nos albititos, rochas portadoras da mineralização uranífera da Jazida Lagoa da Rabicha (AN03), e em suas encaixantes gnáissicas, utilizando-se como principais ferramentas petrografia microscópica, microsonda eletrônica (ME), ablação a laser (LA-ICP-MS) e estudos de IF. Todas as amostras estudadas são provenientes da anomalia Lagoa da Rabicha (AN03) da PULR.

Os estudos visam contribuir para o conhecimento mais preciso dos processos metalogenéticos que auxiliarão na compreensão dos processos geológicos relacionados à concentração de U e à formação de seus depósitos.

1.2. JUSTIFICATIVAS

Na PULR estão localizadas mais de 30 anomalias de urânio. Uma delas, a anomalia 13 (AN13), atualmente denominada Jazida Cachoeira, é a única mina de urânio em produção no Brasil e na América do Sul. Embora nos últimos cinco anos tenha ocorrido uma retomada da produção de urânio em nosso País, as reservas da Cachoeira são limitadas e, certamente, não poderão atender à demanda futura do Brasil.

Uma das maiores jazidas uraníferas já identificadas na PULR está localizada na AN03, denominada Lagoa da Rabicha, descoberta e mapeada pela NUCLEBRÁS (Empresas Nucleares Brasileiras), na década de 80.

Ainda existem dúvidas sobre a metalogênese das mineralizações uraníferas de Lagoa Real. Este trabalho possibilitou uma ampliação na base de dados geoquímicos dos fluidos da AN03 permitindo uma análise mais detalhada dos modelos genéticos já existentes (CHAVES et al, 2007; CRUZ, 2004; FYFE, 1979; GEISEL SOBRINHO, 1981; LOBATO, 1985; LOBATO; FYFE, 1990; MARUEJOL, 1989, dentre outros). Com isso novas propostas sobre a evolução metalogenética da jazida poderão ser feitas uma vez que os modelos existentes são conflitantes entre si e com novos dados talvez seja possível aprimorar, discutir e avaliar esses modelos.

Nos últimos anos, o Laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese (LIFM) do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), retomou a pesquisa metalogenética dos corpos uraníferos dessa província numa ampla abordagem geoquímica e mineralógica, utilizando novas metodologias analíticas, visando rever hipóteses anteriormente estabelecidas, obter novos dados e apresentar conclusões que possam contribuir para ampliar o conhecimento da principal Província Uranífera do Brasil.

Conclui-se então que o desenvolvimento de pesquisas metalogenéticas, baseadas em estudos mineralógicos, geoquímicos e de IF nas rochas da AN03 e de sua encaixante contribuirão para o melhor conhecimento das anomalias de urânio já conhecidas e, possivelmente, para a elaboração de guias de prospecção que permitam a localização de novos alvos mineralizados em um contexto geológico semelhante ao da PULR.

CAPÍTULO 2. GEOLOGIA

2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A PULR está localizada na região centro-sul do estado da Bahia, nos municípios de Caetité e Lagoa Real. Abrange uma área definida pelas coordenadas geográficas $42^{\circ}09'$ - $42^{\circ}23'W$ e $13^{\circ}45'$ - $14^{\circ}07'S$ (OSAKA, AMARAL, 1998) (FIG. 5), na porção centro-sul do Cráton do São Francisco (ALKIMIN et al, 1993; ALMEIDA, 1977) (FIG. 6).

O acesso, partindo-se de Salvador, segue as rodovias asfaltadas BR116 e BR030 que interligam essa cidade à Vitória da Conquista-Brumado-Caetité. O percurso total é de aproximadamente 740 km. Depois de Caetité, percorre-se 28 km até a cidade de Maniaçu, pela BR122 asfaltada seguindo-se, posteriormente, em uma estrada com boa qualidade, embora não pavimentada, por 12 km até a Jazida da Lagoa Rabicha e à Unidade de Concentração de Urânio (URA) (FIG. 5).

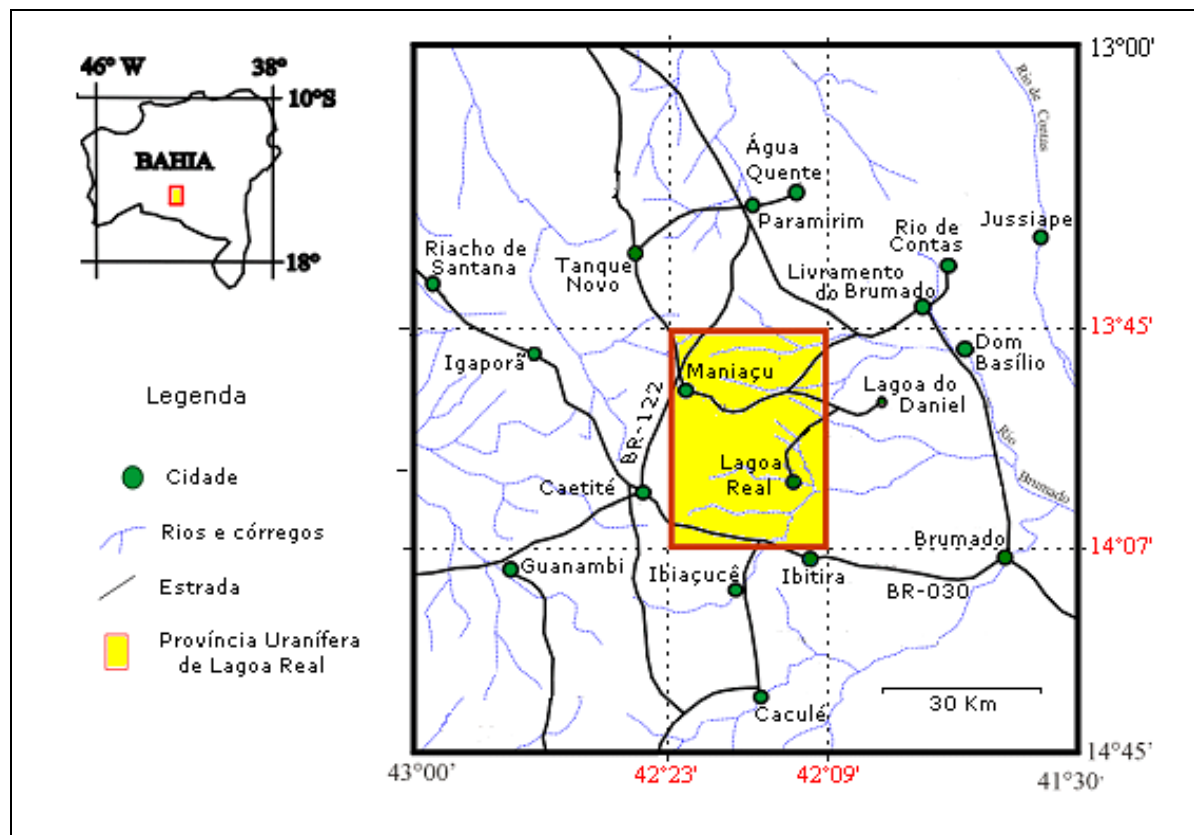


FIGURA 5 – Mapa de Localização da PULR (modificado de OSAKA, AMARAL, 1998).

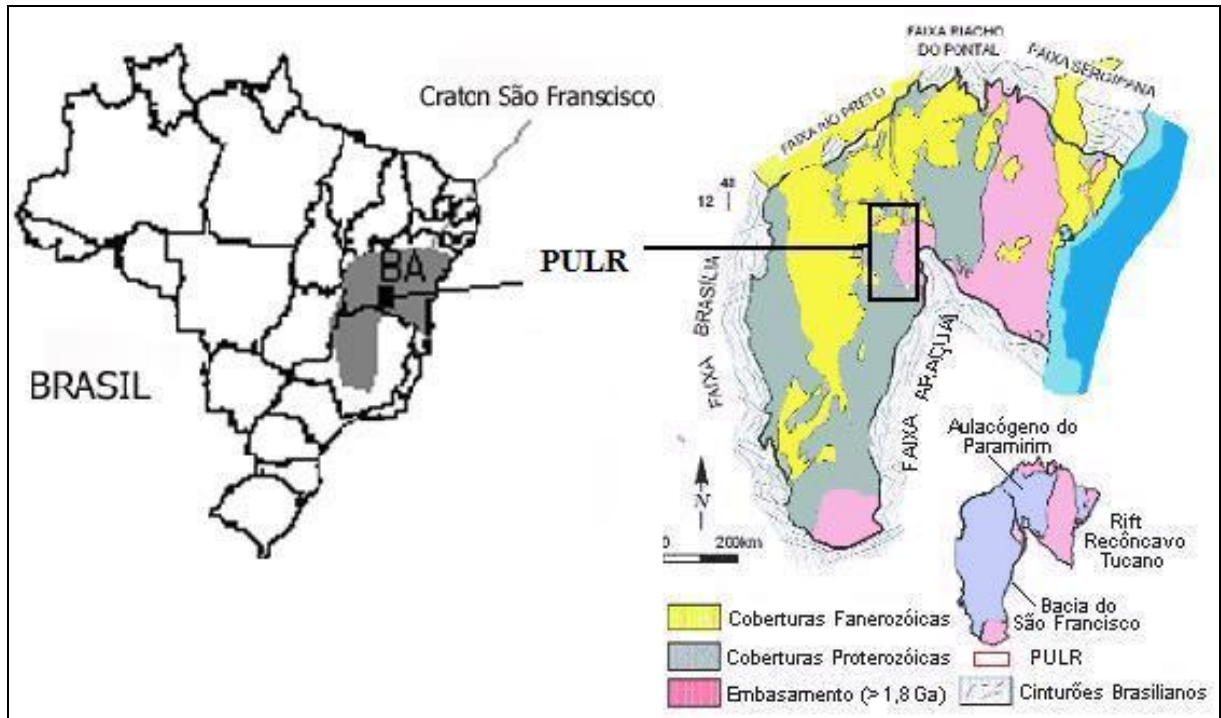


FIGURA 6 – Mapa geológico do Cráton do São Francisco e sua localização no mapa do Brasil (modificado de ALKIMIN et. al. 1993).

2.2. GEOLOGIA REGIONAL

As mineralizações de urânio estão hospedadas em rochas granito-gnáissicas denominadas Complexo Ígneo-Metamórfico de Lagoa Real (COSTA et al, 1985) e Granito São Timóteo (FIG. 7). Esse complexo corta rochas migmatíticas Arqueanas. (FIG. 7)

O Complexo Ígneo-Metamórfico Lagoa Real, assim denominado por Costa et al (1985), é simplificado chamado de Complexo Lagoa Real por outros autores como Arcanjo et al (2000) e Cruz (2004). No presente trabalho será adotada a primeira nomenclatura.

O Complexo Ígneo-Metamórfico Lagoa Real está localizado na porção sul do Aulacógeno Paramirim, que é constituído pelas rochas da Suíte intrusiva Lagoa Real e por um conjunto de rochas diabásicas, anfíbolíticas e charnoquíticas que ocorrem intercaladas com os litotipos daquela suíte (ARCANJO et al, 2000; CRUZ, 2004).

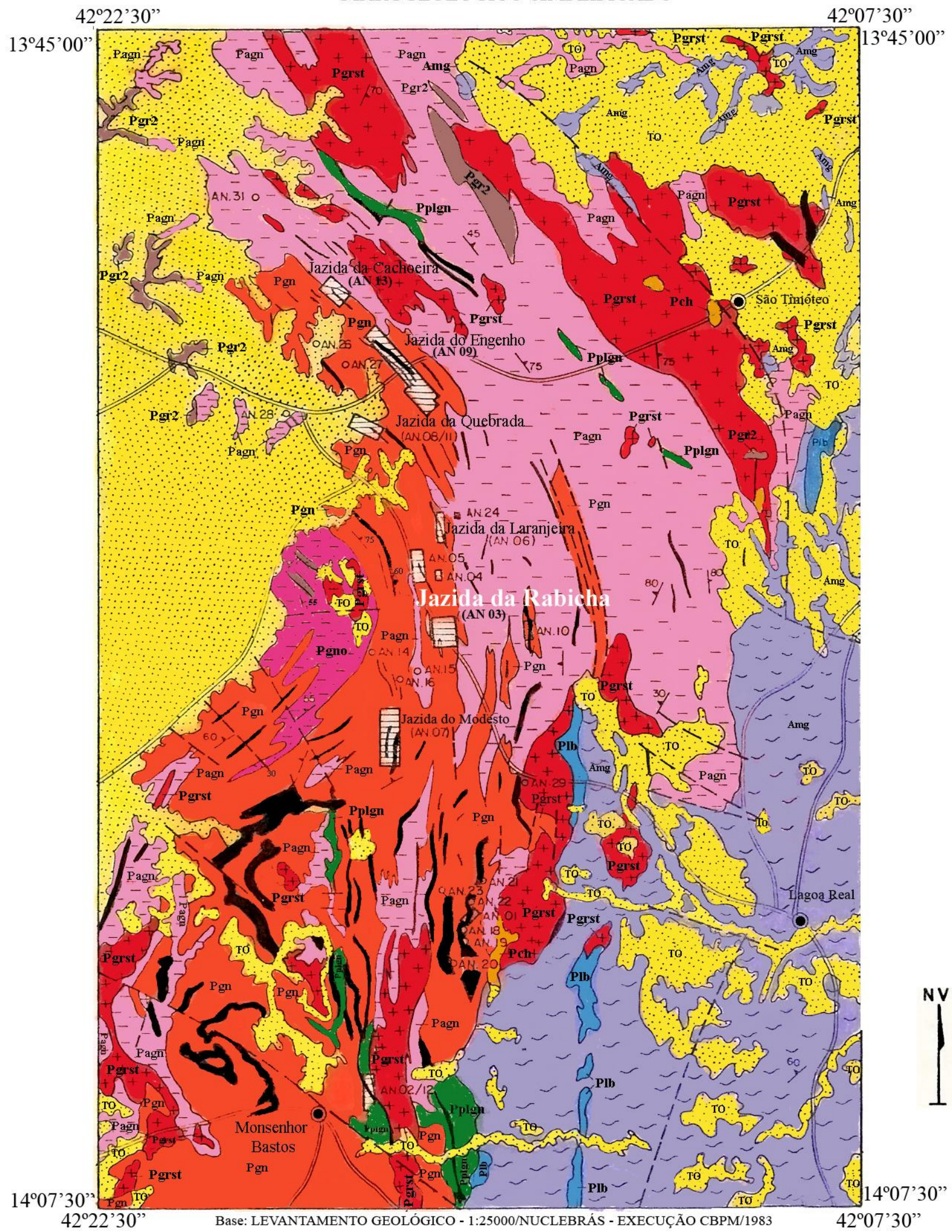
A Suíte intrusiva Lagoa Real compreende um conjunto de granitos, gnaisses e albitos. As rochas deste Complexo têm como encaixantes os ortognaisses do Complexo Paramirim e os terrenos *Greenstones Belts* Ibitira-Ubiraçaba e Umburanas de idade Arqueana (CRUZ, 2004).

Este Complexo faz contato com as rochas da infraestrutura através das zonas de cisalhamento Licínio de Almeida, a oeste, e São Timóteo, a leste (CRUZ, 2004). O

aulacógeno Paramirim, no qual se insere a PULR é delimitado na parte leste pela Chapada Diamantina e a oeste pela Serra do Espinhaço (SOUZA, 2009).

As rochas portadoras de mineralização uranífera foram denominadas albitos por Geisel Sobrinho et al (1980), e são constituídas essencialmente por albita-oligoclásio, numa proporção volumétrica estimada superior a 60% do volume (FUZIKAWA, ALVES, 1988; MATOS et al, 2003). Essas rochas ocorrem como corpos tabulares e lenticulares de tamanhos diversos desde alguns metros de comprimento até quilômetros de extensão encaixados no Complexo Lagoa Ígneo-Metamórfico Real (SOUZA, 2009).

PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL
 MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO



	Cobertura terciária/quaternária		Albititos		Plagioclásio gnaissificado		Plagioclásio-microclina gnaissificado
	Granito fino		Granito São Timóteo		Plagioclásio microclina gnaissificado		Microclina-plagioclásio gnaissificado
	Charnoquito		Complexo Ibitira - Brumado		Migmatito		Jazidas / Epicentro de anomalias
	Mergulho de foliação		Falha inferida		Estrada		Cidade

FIGURA 7 – Mapa geológico da PULR. A AN03 corresponde à Jazida Lagoa da Rabicha (Modificado de mapa elaborado por Cláudio Raposo e James V. Alves – NUCLEBRÁS).

2.3. GEOLOGIA LOCAL

Como mencionado no item anterior, o Complexo Ígneo-Metamórfico Lagoa Real é constituído basicamente por granitóides alcalinos a subalcalinos, ortognaisses e albitos, que correspondem a metadioritos e quartzo-monzodioritos metamorfisados, ambos ricos em albita, e anfibolitos (CRUZ, 2004).

Granitóides:

Os granitóides localizam-se nas imediações das anomalias Monsenhor Bastos (AN02/12), Engenho (AN09), Cachoeira (AN13) e na região de São Timóteo. Eles são a unidade predominante ocorrendo em dimensões batolíticas; são rochas isotrópicas a semi-isotrópicas, de coloração cinza a cinza-rosada, de granulação fina a média e têm composição variando de quartzo-dioritos a granitos com hornblenda e biotita. Eles possuem basicidade mais elevada (plagioclásios andesíticos) no núcleo e menos elevada (plagioclásios oligoclásicos) nas bordas (BRITO et al, 1984; MORAES et al, 1980; OLIVEIRA et al, 1985).

Os granitóides podem ser classificados como rochas metaígneas ainda possuindo texturas originais preservadas, com uma associação mineralógica e várias texturas deformacionais sinmetamórficas bem desenvolvidas (CRUZ, 2004). Possuem textura poligonizada que situam-se em um domínio metamórfico de alto grau de fácies anfibolito-granulito. Exibem em muitos locais textura granoblástica poligonizada com sinais de orientação cataclástica e indícios de ação metassomática (OLIVEIRA et al, 1985).

Gnaisses:

Os gnaisses são as rochas encaixantes dos albitos portadores da mineralização uranífera. São rochas metamórficas, bandadas, quartzo-feldspáticas. São caracterizados por sua composição variável de microclina e plagioclásio, contendo quartzo (~5 a 20%) e sendo os minerais máficos dominantes a biotita, anfibólio e piroxênio. Possuem granulação fina a média, cor acinzentada e apresentam normalmente evidências de ação cataclástica (OLIVEIRA et al, 1985).

Anfibolitos:

Os anfibolitos formam corpos tabulares, de espessuras extremamente variáveis entre 0,3 e 25 metros, distribuídos por todo o Complexo Ígneo-Metamórfico Lagoa Real. Sua composição básica em volume da rocha é hornblenda 45-55%, biotita 5-15% e plagioclásio 25-45%. São mesocráticos e apresentam coloração verde escura a preto-esverdeada, equigranular, nematoblástica, marcada pela orientação da hornblenda, e anisotrópica (CRUZ, 2004).

Os anfibolitos estão orientados em três direções distintas. Os corpos com direção N45°W estão ligeiramente concordantes com a foliação geral das rochas (N40°W). Possuem comprimento de até 400 m, espessura média da ordem de 10 m e extensão em profundidade, obtida por sondagem, de 290 m. Corpos intrusivos sob a forma de diques verticais têm direções N10°W e N75W e cortam obliquamente as rochas, em geral interceptam os corpos uraníferos, depreciando a reserva em até 10% (NUCLEBRÁS, 1984).

Albititos:

Os albititos são as rochas hospedeiras da mineralização e encontram-se encaixados nas rochas gnáissicas. Os contatos com as rochas gnáissicas geralmente são gradacionais, podendo ser abruptos. Ocorrem sob a forma de corpos lenticulares e tabulares, sigmóides, alongados em planta e concordantes com a direção geral da foliação regional (SOUZA, 2009).

Essas rochas possuem distribuição ampla na área, mas possuem concentração notável nas regiões de Monsenhor Bastos (AN02/12), Lagoa da Capivara, Lagoa da Rabicha (AN03), Quebradas (AN08/11), Engenho (AN09) e Cachoeira (AN13) (BRITO et al, 1984; OLIVEIRA et al, 1985).

Os albititos da Suite intrusiva Lagoa Real mergulham para W na extremidade sul dos alinhamentos exibindo atitude vertical na parte central e mergulho para E na extremidade norte caracterizando uma torção helicoidal (FIG. 8).

Os albititos são formados por plagioclásio, piroxênio, granada, anfibólio, biotita, sendo os acessórios mais comuns a titanita, apatita, zircão, fluorita, calcita, magnetita e hematita.

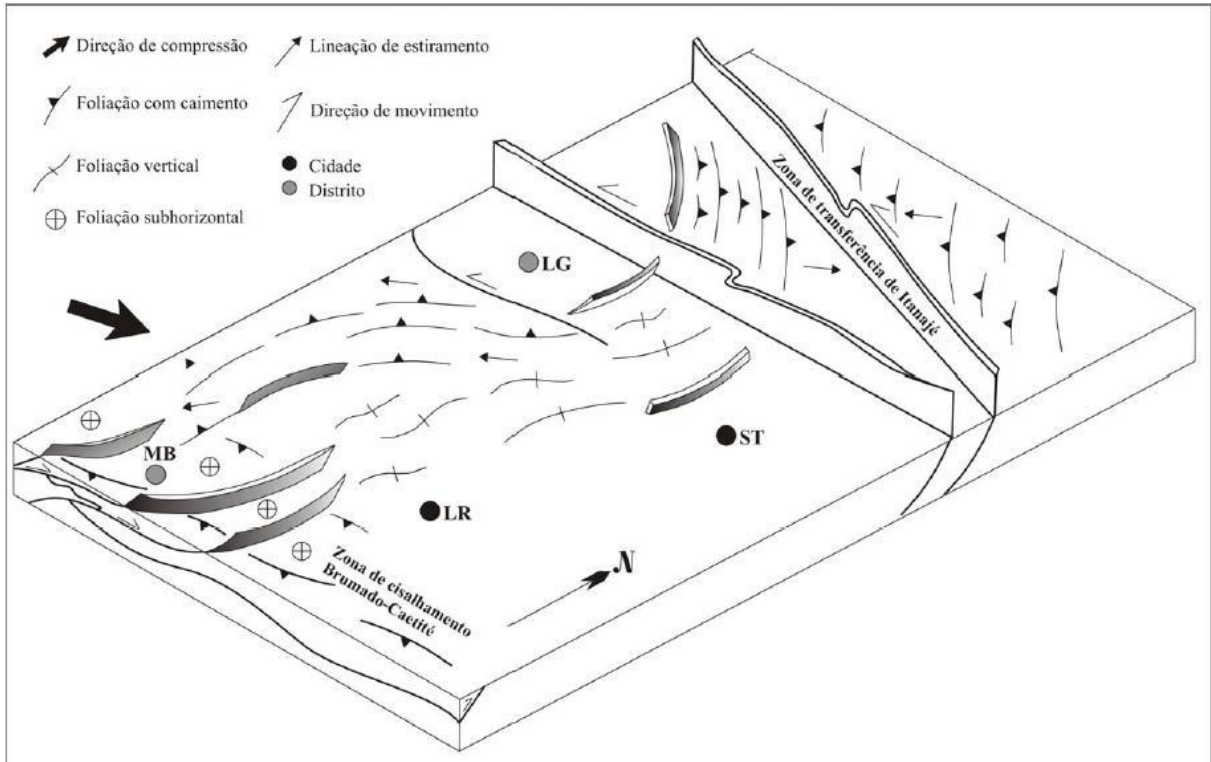


FIGURA 8 – Estrutura caracterizando a torção helicoidal. ST – São Timóteo, LR – Lagoa Real, LG – Lagoa Grande, MB – Monsenhor Bastos. (retirado de CRUZ et al, 2007).

A mineralização é constituída principalmente por uraninita e pechblenda (MATOS et al, 2003). A uraninita ocorre em cristais microcristalinos e microgranulares, predominantemente associada aos minerais máficos, granada e piroxênio (PRATES, 2008).

Alguns minerais secundários de urânio foram descritos como, por exemplo, torbernita (RIBEIRO et al, 1984), uranofana, beta-uranofana, autunita, sklodowskita, haiweeita (CHAVES, 2005), tyuyamunita e provável vanuralita (PRATES, 2008).

A AN03 está localizada na área centro-sul da estrutura helicoidal. Essa estrutura apresenta mergulho de 56° para SW e a foliação das rochas metassomáticas é regionalmente concordante com o posicionamento submeridiano das rochas do Espinhaço Setentrional.

Nesta anomalia a persistência da mineralização uranífera foi comprovada por sondagem até 700 metros de profundidade. A espessura média mineralizada é da ordem de seis metros (VILAÇA, HASHIZUNE, 1982).

As amostras estudadas foram coletadas no furo de sondagem vertical 113 (F113), de profundidade 283,52 m na cota 980,50 m. O F113 foi realizado pela GEOSOL em outubro de 1981 e exibiu recuperação média de 99,99%. A descrição deste furo encontra-se no ANEXO

A, conforme o relatório de descrição de testemunhos da NUCLEBRÁS (1981) (FIG. 9 e 10) e na reinterpretação durante este trabalho.

A partir da descrição do F113 (ANEXO A) é possível observar que: a radiação de fundo é de aproximadamente 70 cps; os primeiros pacotes de albitos são centimétricos, não mineralizados, encontram-se intercalados com a rocha encaixante, brechas e são ocasionalmente cortados por veios de quartzo; a passagem da zona mineralizada para a estéril é brusca; o albitito mineralizado possui foliação média de 45°SW; e que existem dois pacotes de albitito mineralizado sendo o mais profundo mais espesso e de maior radioatividade média.

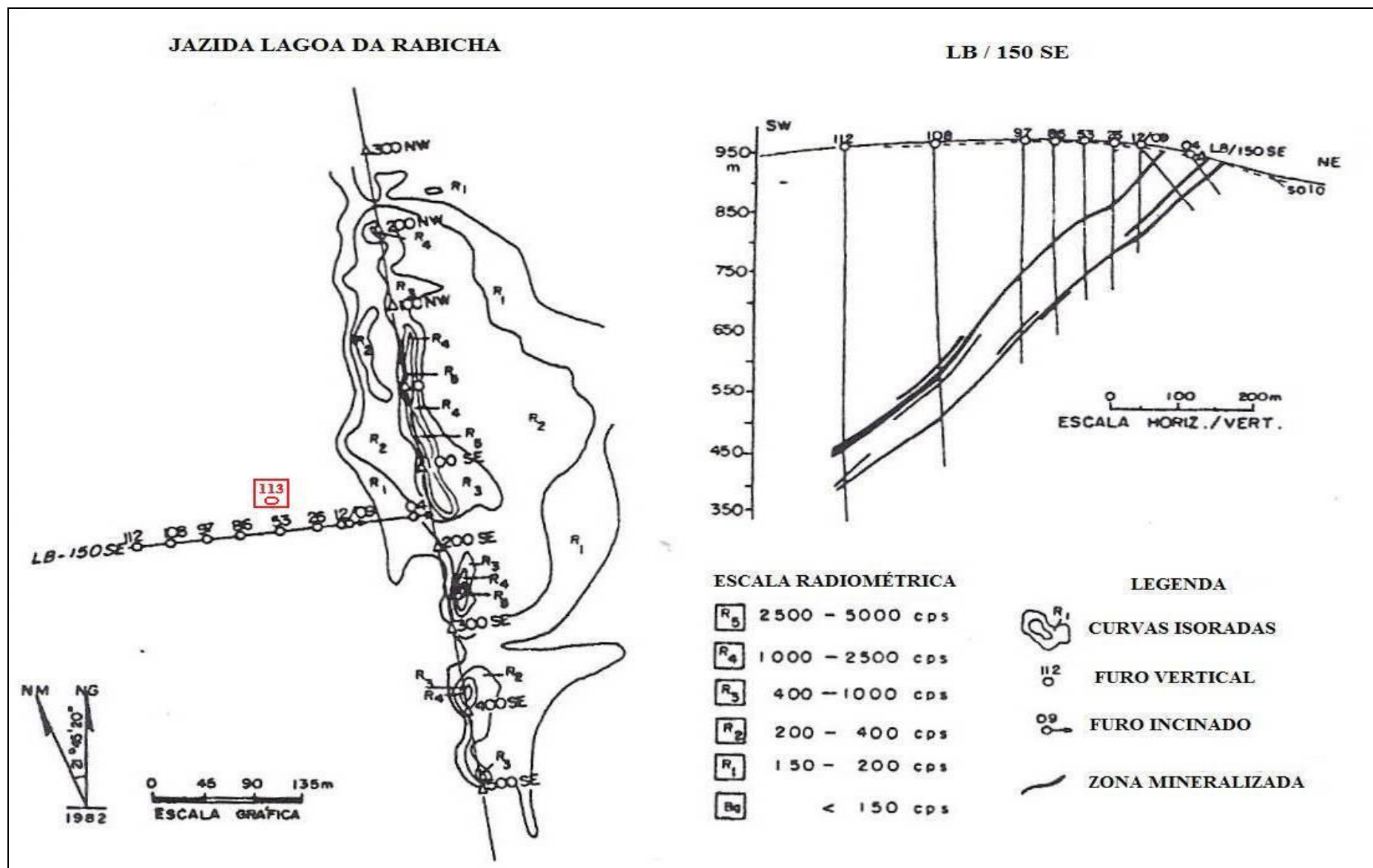


FIGURA 9 – Mapa radiométrico e seção vertical da AN03 (adaptado de RAPOSO, MATOS, 1982).

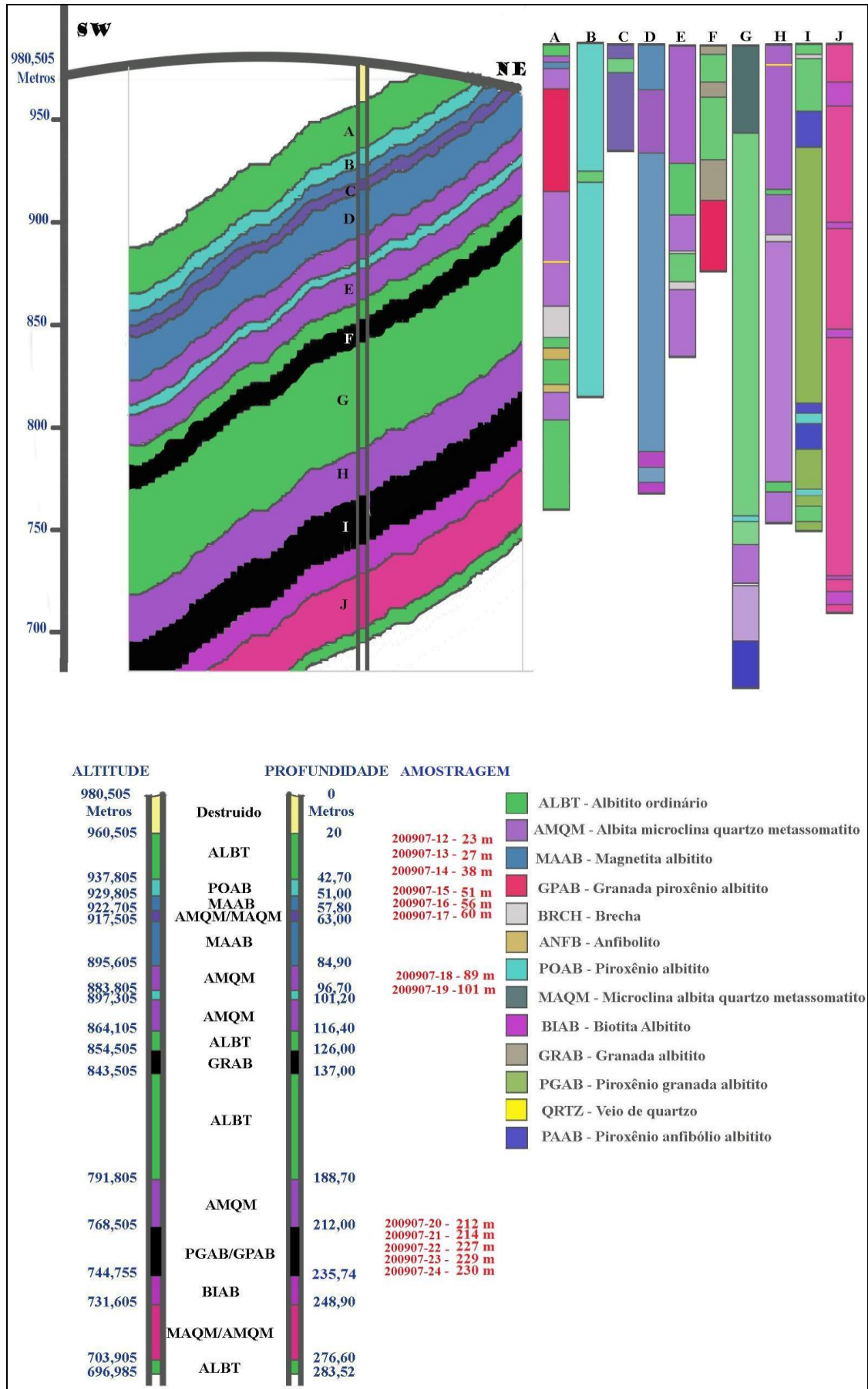


FIGURA 10 – Perfil esquemático do Furo de sondagem 113 (Desenhado por L.E.D. AMORIM baseado em informações constantes em NUCLEBRÁS, 1981 e RAPOSO, MATOS, 1982).

2.4. DATAÇÕES

Muitas determinações de idades, baseadas em diversas metodologias, foram realizadas em rochas e minerais da PULR (TAB. 2). A interpretação dessas determinações permitiu estabelecer algumas hipóteses sobre a gênese das rochas bem como da mineralização uranífera. Essas hipóteses são contraditórias mesmo quando observamos as datações realizadas pelos diferentes autores.

TABELA 2 – Datações na Província Uranífera Lagoa Real.

Rocha / Mineral	Método	Idade	Referências
Albititos / Autunita	U-Th-Pb / ME	10,9 Ma	AVELAR (2008)
Albititos / Uranofana	U-Th-Pb / ME	26,7 Ma	AVELAR (2008)
Albititos / Uraninita	U/Pb - LA-ICP-MS	605 ± 170 Ma	CHAVES et al (2007)
Albititos / Uraninitas	U/Pb	820 Ma	STEIN et al (1980)
Albititos / Titanitas	U/Pb	960 Ma	PIMENTEL et al (1994)
Albitito	U/Pb	1395 Ma com retrabalhamento a 480 Ma	TURPIN et al (1988)
Granito ST / Zircões		1700 a 1720 Ma	CORDANI et al (1992)
Granito ST / Zircões	U/Pb	1725 Ma	TURPIN et al (1988)
Gnaisses / Titanitas	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1743 ± 28 Ma	CRUZ (2004)
Intrusões Granito ST e Albitito / Zircões	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1746 Ma	PIMENTEL et al (1994)
Albititos / Uraninitas	U/Pb - LA-ICP-MS	1868 ± 69 Ma	CHAVES et al (2007)
Albititos / Zircões	U/Pb - LA-ICP-MS	1904±44 Ma e 483 ±100 Ma	CHAVES et al (2007)
Gnaisse / Zircões	U/Pb - LA-ICP-MS	2009 ± 78 Ma	CHAVES et al (2007)
Albititos / Titanitas	U-Th-Pb / ME	2052 ± 80 Ma, 1701 ± 57 Ma, 1488 ± 64 Ma, 1298 ± 69 Ma, 1108 ± 78 Ma e 978 ± 58 Ma	AVELAR (2008)

Trabalhos de Turpin *et al.*, 1988 e Cordani *et al.*, 1992 em zircões do Granito São Timóteo mostraram uma idade de cristalização de 1700 a 1725 Ma. Turpin *et al.*, 1988 obtiveram uma discórdia com intercepto superior em 1395 Ma em um concentrado de minerais pesados, atribuindo essa idade à mineralização de urânio, com rejuvenescimento em 480 Ma. Stein *et al.*, 1980 determinaram idades U/Pb de 820 Ma em uraninitas.

De acordo com Pimentel et al (1994) a alteração hidrotermal, a formação do albitito e a mineralização de urânio são contemporâneas, datadas de 960 Ma, e nos finais do Ciclo Brasileiro (aproximadamente 500 Ma) ocorreu recristalização, remobilização e perda de

chumbo. Esses autores concluíram a partir da datação da intrusão do Granito São Timóteo e dos Albititos (1746 Ma), que o protólito do albitito é o próprio granito.

A partir da datação em titanitas dos gnaisses de Lagoa Real, Cruz (2004) obteve a idade mínima para a formação das titanitas (1743 ± 28 Ma) muito próximas das idades até então conhecidas para a cristalização do granito, o que leva a concluir que a cristalização da titanita ocorreu no episódio magmático.

Chaves et al (2007) dataram zircões de gnaisses (2009 ± 78 Ma) e albititos uraníferos (1904 ± 44 Ma e 483 ± 100 Ma) por LA-ICP-MS correlacionando os gnaisses ao processo de cristalização magmática e ao evento orogenético Orosiriano e os albititos retrabalhados no Brasileiro. Esses autores dataram também uraninitas associadas a granadas (1868 ± 69 Ma) e epidotos (605 ± 170 Ma). A origem de ambos os minerais foi relacionada ao evento orogenético Orosiriano no intercepto superior e ao Brasileiro no intercepto inferior.

Avelar (2008) estudou titanita e zircão, com teores variáveis de urânio e chumbo, por datação química U-Th-Pb em ME. A titanita revelou várias idades, entre elas 2052 ± 80 Ma, idade semelhante à obtida por zircões nos gnaisses por Chaves et al (2007) e, portanto, correlacionada à cristalização magmática. Outras cinco idades foram obtidas e relacionadas pela autora aos eventos hidrotermais sofridos pelo mineral que estão associados às faixas de cisalhamento.

Uranofanas ricas em Fe e Pb datadas por Avelar (2008) apresentaram cinco idades diferentes próximas daquelas obtidas para a titanita. Essas “uranofanas” são, segundo Prates (2008), o registro de múltiplas mobilizações de urânio e chumbo ao longo do Proterozóico e relacionadas com os eventos hidrotermais anteriormente referidos.

Ainda segundo Prates (2008) o termo “uranofana” não deve ser entendido no sentido mineralógico, mas sim como sinônimo de um dos diversos complexos que mobilizam a uranila $[\text{UO}_2]^{2+}$, portadora do U^{6+} , tais como: $(\text{CO}_3)^{2-}$, HCO_3^- , $(\text{PO}_4)^{3-}$, $(\text{VO}_4)^{3-}$, $(\text{MoO}_4)^{4-}$, H_4SiO_4 , $(\text{H}_3\text{SiO}_4)^-$, $(\text{H}_2\text{SiO}_4)^{2-}$, OH^- , etc.

Outros minerais foram datados por Avelar (2008). Para a allanita foram obtidas cinco idades superiores à idade da Terra sugerindo que o Pb mobilizado nos eventos hidrotermais, incorporou-se sucessivamente neste mineral que existia, pelo menos em parte, junto com a titanita. Para o epidoto, observou-se uma única idade muito antiga que foi interpretada como uma incorporação de chumbo em um único evento, possivelmente o Brasileiro, o que indica

sua formação mais tardia na rocha. E, para uranofana e autunita idades mais novas foram obtidas (26,7 Ma e 10,9 Ma respectivamente) indicando intemperismo recente.

Nos últimos 25 anos foram apresentadas várias propostas para explicar a gênese das mineralizações uraníferas em Lagoa Real. Ainda existem, entretanto grandes dúvidas sobre a origem e composição dos fluidos mineralizadores que originaram a PULR. Essas hipóteses (ex: FYFE, 1979; LOBATO, 1985; MARUEJOL, 1989) e suas relações com as datações aqui citadas serão detalhadas no próximo capítulo.

CAPÍTULO 3. MODELOS METALOGENÉTICOS

Muitas hipóteses metalogenéticas têm sido propostas para a mineralização de urânio na PULR, desde sua descoberta na década de 70. Essas hipóteses, baseadas nos conhecimentos geológicos disponíveis nas respectivas épocas de suas formulações são, por isso, divergentes, quando não conflitantes entre si. Uma síntese e uma análise crítica dessas idéias serão apresentadas a seguir.

Fyfe (1979)

Este autor afirma que na formação de albitos cisalhados e gnáissicos observam-se feldspatos potássicos transformando-se em feldspatos sódicos, biotita e hornblenda transformando-se em aegirina, granada e epidoto, e também magnetita e hematita. Esse fato indica um processo de oxidação uma vez que os primeiros possuem Fe^{2+} e dão origem aos outros que possuem Fe^{3+} em sua estrutura. Com o processo de albitização houve lixiviação de sílica. E, para que haja a lixiviação da sílica é necessário dispor de fluido com elevada concentração de Na^+ , concentração moderada de Ca^{2+} , concentração baixa de K^+ , Mg^{2+} e SiO_2 e capacidade de oxidação. Além disso, esse fluido teria que ser metamórfico. O urânio seria tardio no processo uma vez que a deposição do urânio parece ter sido fortemente controlada pela temperatura, sendo que a associação U-albitito parece ser derivada de rochas típicas de um complexo de “*greenstone*” granítico.

Ainda segundo esse autor as dobras monoclinais encontradas nas zonas mineralizadas e no Espinhaço são estruturas muito comuns nas regiões alpinas, onde ocorrem extensas falhas de empurrão. Acredita-se, portanto, que os “*greenstones*” graníticos foram empurrados sobre sedimentos e que o falhamento teria criado automaticamente um gradiente térmico invertido. Se esse modelo é correto, a deposição uranífera ocorreria sempre durante a fase de inversão térmica e a temperatura de formação da uraninita não ultrapassaria os 500°C.

Fyfe afirma ainda, que é de grande importância verificar a relação entre as zonas mineralizadas e as zonas grafitosas no Espinhaço uma vez que uma situação ideal para mover o urânio seria a existência de camadas intercaladas do tipo Mar Negro e do tipo quartzito hematítico.

Finalmente para este autor a composição do plagioclásio varia de acordo com o tempo de cristalização. E, durante o processo de albitização, ao mesmo tempo em que havia o resfriamento, a deposição do urânio poderia ter estado relacionada a uma composição bem definida do plagioclásio. Os fluidos seriam injetados nas zonas e fraturas do embasamento, provocando o metassomatismo sódico e a formação dos corpos de albitos mineralizados em urânio. Lobato et al (1982, 1983a, 1983b) e Lobato (1985) reforçam o modelo proposto por Fyfe (1979).

Geisel Sobrinho (1981)

Esse autor concorda com Fyfe (1979) quando se trata do desenvolvimento de uma inversão no gradiente térmico e diz que essa inversão pode ser suficiente para ocasionar migração diferencial de íons K^+ e Na^+ . E ainda que a ocorrência de inversões de gradientes térmicos poderia ocasionar a localização de sódio em formas tabulares ao longo de fraturas reativadas em função da mobilidade desse elemento conduzindo a mineralização uranífera nos albitos.

Propõe que as rochas cataclásticas e metassomáticas da área do projeto Lagoa Real, bem como a mineralização se relacionariam intimamente com processos diapíricos policíclicos. Sendo assim os soerguimentos sucessivos desses diápiros culminaram com um posicionamento epizonal ao se iniciar o ciclo Brasileiro.

Ainda segundo esse autor a reativação diapírica teria originado eventos metassomáticos superpostos a eventos cataclásticos, que afetaram rochas granitizadas do embasamento arqueano, metassedimentos e metavulcânicas do Proterozóico. A tendência à estrutura em arco dos albitos e a disposição helicoidal da foliação constituem indícios de estrutura dômica, provavelmente relacionada à diapirismo. O fenômeno diapírico que se manifestou na área teve um efeito dinâmico e termal associado ao soerguimento.

Finalmente afirma que o efeito “disparador” que gera as condições de desequilíbrio para a instalação de um fenômeno metassomático poderia ser provocado por diapirismo. A complexidade das variáveis envolvidas durante o evento metassomático é considerável, devendo-se levar em conta que durante um ciclo tectônico/metamórfico mais de uma fase de substituição pode ter ocorrido. O autor acredita que as “fontes” de fluidos, bem como de sódio, potássio e urânio tenham sido predominantemente os sedimentos (granitizados,

metamorfosados, ou metassomatizados) do Pré-Cambriano e que parte desses sedimentos é de origem marinha, uma vez que a água do mar é a fonte natural de sódio.

De acordo com essa proposta alguns indícios de mineralização uranífera em rochas dos Complexos Metamórficos ou “*Greenstone Belts*” revelam que estas litologias poderiam constituir “rocha fonte” para mineralização uranífera de Lagoa Real e que as rochas de origem predominantemente sedimentar, envolvidas ou afetadas pelo diapirismo, constituíram uma fonte ideal de urânio.

Stein et al (1980)

Propuseram uma hipótese de evolução desde o estabelecimento de uma crosta oceânica, com a formação de arcos de ilha e sedimentação vulcanoquímica no Arqueano, até o início da individualização das bacias de sedimentação acompanhada de extensos vulcanismos do Proterozóico Médio, comparando esses processos de albitização aos da antiga União Soviética e da Suécia. Para esses autores os albititos e a mineralização uranífera já teriam se formado nessa época, através de processos ultra metamórficos que teriam gerado os fluidos alcalinos responsáveis pelo metassomatismo. A atual distribuição dos corpos de albititos na PULR seria o resultado da reconcentração do urânio ao longo de falhas reativadas no Evento Brasileiro e até mesmo em épocas anteriores.

Ainda de acordo com esses autores, o metassomatismo que deu origem aos albititos de Lagoa Real teria favorecido o desenvolvimento de um zoneamento no que diz respeito à distribuição espacial das principais ocorrências minerais da região de Lagoa Real. A mineralização de urânio teria ficado envolvida pelas mineralizações de cassiterita e, mais externamente, de barita, vindo em seguida as mineralizações de chumbo, zinco e cobre da Chapada Diamantina. Para esses autores, tais mineralizações seriam paragenéticas e associadas a fenômenos endógenos ligadas a uma atividade magmática de idade Paleoproterozóica.

Fuzikawa e Alves

As pesquisas de Fuzikawa (1980) e Fuzikawa (1982) indicam que o fluido mineralizante foi rico em sódio e o transporte de urânio ocorreu em condições oxidantes e sob a forma de carbonato de uranila. A deposição do urânio teria, portanto, ocorrido em função da presença

de barreiras geoquímicas redutoras, que levariam à formação de carbonatos e a martitização da magnetita. Em seus estudos Alves e Fuzikawa (1984) demonstraram que os fluidos mineralizantes são encontrados tanto nas rochas mineralizadas quanto nas suas encaixantes e que devem ter possuído elevada salinidade.

Lobato e Fyfe

Lobato (1985) e Lobato e Fyfe (1990) deram às idéias de Stein et al (1980) e Geisel Sobrinho (1981) um novo conceito onde, o metassomatismo sódico que deu origem aos albititos teria se desenvolvido ao mesmo tempo que as fases deformacionais observadas nessas rochas. As transformações texturais sin-deformacionais estariam associadas a reações metamórficas de oxidação-redução e desidratação. O metassomatismo teria ocorrido preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento. Tais reações seriam acompanhadas por fase fluida oxidante, rica em sódio e a precipitação da uraninita teria sido controlada pela redução da fase fluida via oxidação do Fe^{2+} para Fe^{3+} presente nos minerais máficos.

A partir da assinatura isotópica encontrada em inclusões fluidas dos albititos, Lobato (1985) sugeriu que o fluido mineralizante seria proveniente das rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço, conforme proposto anteriormente por Fyfe (1979).

Maruejol

Maruejol et al (1987) e Maruejol (1989) concluíram que uma alteração tardi-magmática estaria limitada aos albititos, e que os minerais ricos em elementos incompatíveis presentes nas rochas encaixantes seriam a fonte para o urânio do Complexo Lagoa Real.

De acordo com essa teoria, o cavalgamento tardi-brasiliano não teria papel genético sobre a mineralização uranífera. Essas estruturas teriam um papel secundário na formação dos corpos de albititos e da mineralização de urânio, sendo responsáveis somente por alguma redistribuição da mineralização.

Para Turpin et al (1988) e Maruejol (1989) o metassomatismo que deu origem aos albititos é anterior ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento, a circulação dos fluidos responsáveis pela alteração das rochas do Complexo Lagoa Real, pelo transporte do urânio e seriam Mesoproterozóicos pois, ocorreram 300 Ma após a intrusão dos granitos anorogênicos desse complexo.

Cruz (2004)

Essa autora também discute as relações entre metassomatismo e albitização individualizando a ocorrência de um evento metamórfico e três eventos metassomáticos, com base nas relações texturais observadas nas rochas do Complexo Ígneo-Metamórfico Lagoa Real. Para a autora, o metassomatismo sódico que predominou sobre o metassomatismo cálcico foi anterior às fases de deformação e provocou a albitização dos granitóides São Timóteo.

A diferença entre os modelos propostos por Cruz (2004) e Maruejol (1989) refere-se à época da albitização que, segundo Maruejol (1989) ocorreu ainda no Mesoproterozóico. Para Cruz (2004) a instalação dos corpos de albititos deve-se à presença de intrusões graníticas que foram fonte de fluidos ricos em sódio e elementos menores, além de captar o urânio das rochas encaixantes, de acordo com o proposto por Maruejol (1989).

De acordo com essa autora, no Complexo Ígneo Metamórfico Lagoa Real é importante a relação entre a deformação dos granitóides e a formação das rochas gnáissicas já que, em várias exposições, as relações texturais presentes em tectonitos com diferentes graus de deformação sugerem a geração dos gnaisses, albititos, microclinitos e oligoclasitos a partir dos granitóides desse complexo.

Ao contrário do que havia sido sugerido por Fyfe (1979), Lobato (1985) e Lobato e Fyfe (1990), Cruz (2004) observa que a análise microestrutural levada a efeito nos tectonitos do Complexo Ígneo Metamórfico Lagoa Real mostrou que a transformação da microclina em albita está relacionada com um evento metassomático precoce, que precede ao evento deformacional que individualizou os corpos de albititos e demais tectonitos do Complexo.

Chaves et al (2007)

Para estes autores, o urânio está associado ao magmatismo sienítico com idade mínima de 1904 ± 44 Ma; as rochas sieníticas ricas em albita e em titanita uranífera deformaram-se devido ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis orosirianas. Posteriormente, reações metamórficas levaram a precipitação da uraninita sob controle redox. Outra geração de uraninitas ocorreu durante a reativação das zonas de cisalhamento e este metamorfismo foi promovido pela orogênese Brasileira.

Devido aos estudos micropetrográficos que indicaram uma forte anisotropia na foliação metamórfica gerada durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúctil, Chaves et al (2007) classificam essas rochas como sienitos e não como albitos hidrotermais. E, como o quartzo está ausente nas porções de rocha magmática preservada, não haveria razão para se acreditar que o Granito São Timóteo passou por metassomatismo para gerar os albitos.

Ainda segundo estes autores a existência de cristais de titanita com concentrações de urânio pode ser explicada através da substituição do Ti^{4+} por U^{4+} , e o mecanismo químico para a precipitação da uraninita sugere que ocorreram reações de oxi-redução em várias etapas.

Diferentemente do proposto por Maruejol (1989), Lobato e Fyfe (1990) e Cruz (2004), Chaves et al (2007) propõem que as principais fontes do urânio seriam essas rochas sieníticas ricas em albite e em titanita uranífera.

CAPÍTULO 4. METODOLOGIAS

4.1. AMOSTRAGEM

Foram coletadas 13 amostras representativas dos testemunhos de sondagem do F113 da AN03 em setembro de 2007. Na TAB. 3 encontram-se as classificações das amostras com suas respectivas profundidades, descrições e radioatividades médias, medidas com o cintilômetro SRAT SPP2, em cintilações por segundo (100 cps foram considerados como o valor de background).

A FIG. 11 mostra o mapa de furos de sondagem da AN03 com a localização do F113.

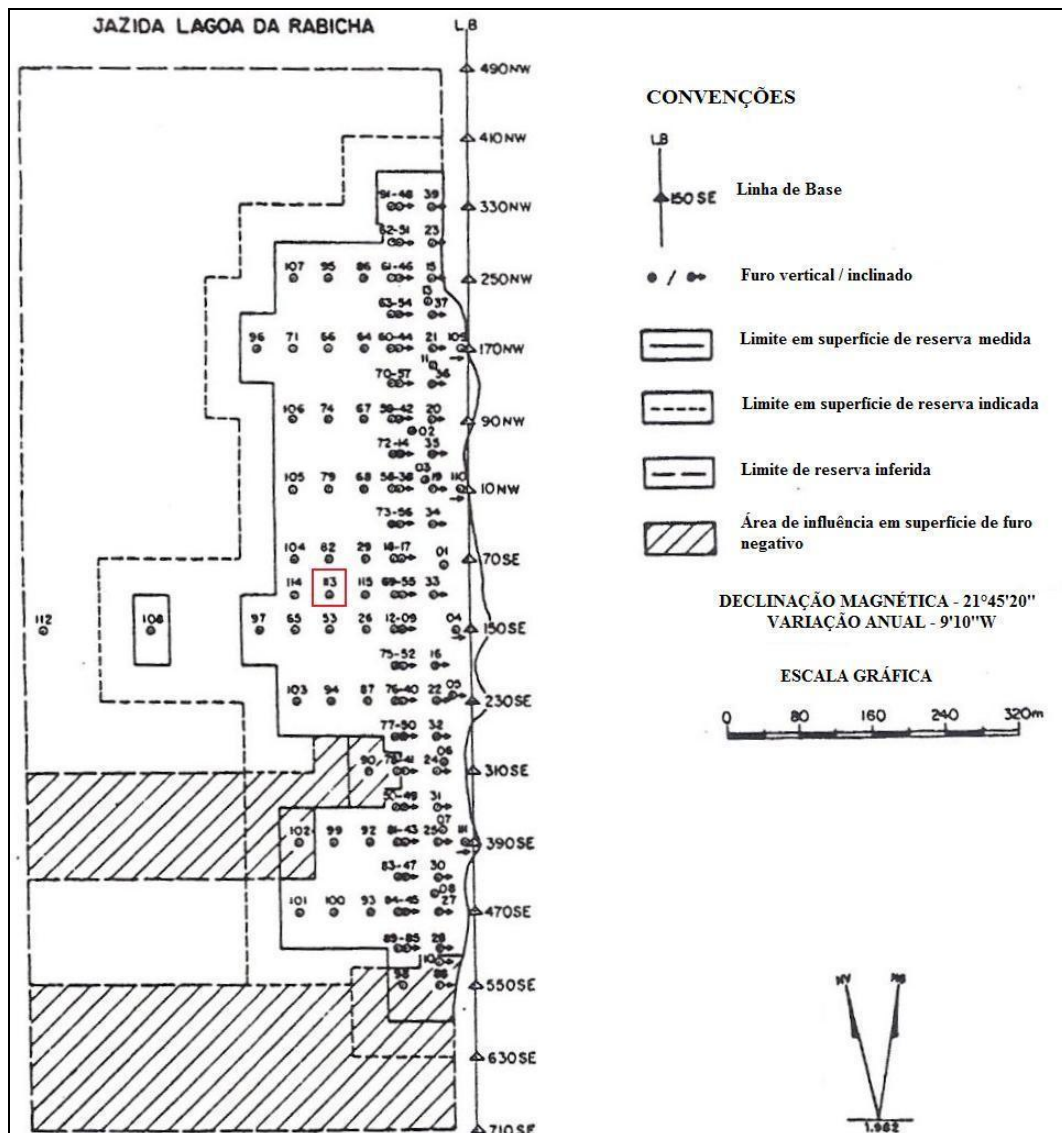


FIGURA 11 – Mapa de locação de furos e limites das reservas, Jazida Lagoa da Rabicha, AN03 (Modificado de RAPOSO, MATOS, 1982).

TABELA 3 – Identificação e descrição das amostras coletadas no furo de sondagem 113 (F113). As amostras marcadas de colorido foram as efetivamente estudadas.

Amostra	Rocha	Profundidade (m)	RAD. (cps)	Descrição (Modificado de NUCLEBRÁS, 1981)
200907-12	Granada-piroxênio albitito	23	100	Amostra apresenta granada e piroxênio como minerais máficos principais e ainda, biotita, anfibólio, magnetita, titanita e, localmente, epidoto e carbonato. Pouco a medianamente oxidada, foliada.
200907-13	Microclina gnaiss / Anfibolito	27	100	Apresenta contato entre microclina gnaiss e o anfibolito rico em biotita. Localmente o microclina gnaiss apresenta-se brechóide sendo formado por fragmentos de piroxênio, anfibólio e carbonato.
200907-14	Biotita albitito	38,0	100	Biotita como máfico principal, com anfibólio, piroxênio, magnetita, granada, titanita e, localmente, epidoto e carbonato. Pouco a medianamente oxidado, foliado. Aspecto ocoelar-cataclástico.
200907-15	Piroxênio albitito	51,0	100	Possui piroxênio como máfico principal, com granada, anfibólio, magnetita. Rocha muito oxidada e fraturada, pouco foliada (incipientemente gnáissica), granoblástica, localmente brechóide.
200907-16	Microclina gnaiss	56,0	100	Gnaiss rico em microclina, tem como máfico predominante piroxênio e em menor quantidade biotita, anfibólio, granada e titanita. Pouco oxidada e fraturada, pouco foliada
200907-17	Microclina gnaiss	60,5	100	Gnaiss rico em microclina com anfibólio, biotita, granada, magnetita e titanita. Pouco a medianamente oxidada e fraturada, foliada (ocorre conturbação na foliação). Localmente observa-se palhetas mais desenvolvidas de biotita e cristais maiores de piroxênio.
200907-18	Microclina gnaiss	89,0	100	Microclina gnaiss com oligoclásio, biotita (máfico principal), anfibólio, magnetita, titanita e pirita (rara). Pouco oxidada, muito foliada (observa-se conturbação na foliação).
200907-19	Piroxênio albitito	100,9	100	Abitito com piroxênio como mineral principal, com granada, anfibólio, magnetita, titanita e carbonato

				(ocorre ao longo de fraturas). Aspecto sacaroidal, pouco oxidado, medianamente fraturado e pouco foliado.
200907-20	Piroxênio albitito	212,5	100	Com anfibólio, biotita, magnetita, titanita (associada aos máficos) e, localmente pirita e carbonato. Nota-se, por vezes, cavidades de dissolução. Pouco oxidada, medianamente fraturada e foliada.
200907-21	Piroxênio albitito	214,0	340	Com anfibólio, biotita, magnetita, titanita (associada aos máficos) e, localmente pirita e carbonato. Nota-se, por vezes, cavidades de dissolução. Pouco oxidada, medianamente fraturada e foliada. Aspecto sacaroidal.
200907-22	Piroxênio albitito	227,0	210	Com anfibólio, biotita, magnetita, titanita (associada aos máficos) e, localmente pirita e carbonato. Notam-se, por vezes, cavidades de dissolução. Pouco oxidada, medianamente fraturada e foliada. Aspecto sacaroidal. O piroxênio forma agregados que imprimem foliação a rocha.
200907-23	Piroxênio albitito	229,0	2000	Albitito rico em magnetita, com anfibólio, biotita, titanita (associada aos máficos) e, localmente pirita e carbonato. Nota-se, por vezes, cavidades de dissolução. Pouco oxidada, medianamente fraturada e muito foliada. Aspecto sacaroidal.
200907-24	Piroxênio albitito	230,0	750	Com anfibólio, biotita, magnetita, titanita (associada aos máficos) e, localmente pirita e carbonato. Nota-se, por vezes, cavidades de dissolução. Pouco oxidada, medianamente fraturada e foliada. Aspecto sacaroidal.

* Legenda:  Microclina Gnaiss  Anfibolito/Microclina Gnaiss  Albitito

4.2. PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos são introdutórios para qualquer trabalho de estudos mineralógicos. Eles iniciam-se pela descrição macroscópica e posterior seleção da orientação adequada para o corte e a confecção das lâminas polidas (petrográficas), que devem atingir uma espessura de aproximadamente 0,03mm (KERR, 1977) com um ótimo nível de polimento da superfície que facilite a visualização e identificação dos minerais.

Os estudos ao microscópio petrográfico, além da determinação dos minerais por suas propriedades ópticas, são particularmente importantes para a descrição e interpretação de texturas e intercrescimentos dos minerais que constituem a rocha (FIGUEIREDO, 2000).

Os equipamentos utilizados na análise petrográfica foram os microscópios Leica DMRXP e ORTHOLUX II POL-BK, pertencentes ao LIFM, do Serviço de Tecnologia Mineral (SETEM) do CDTN (FIG. 12).

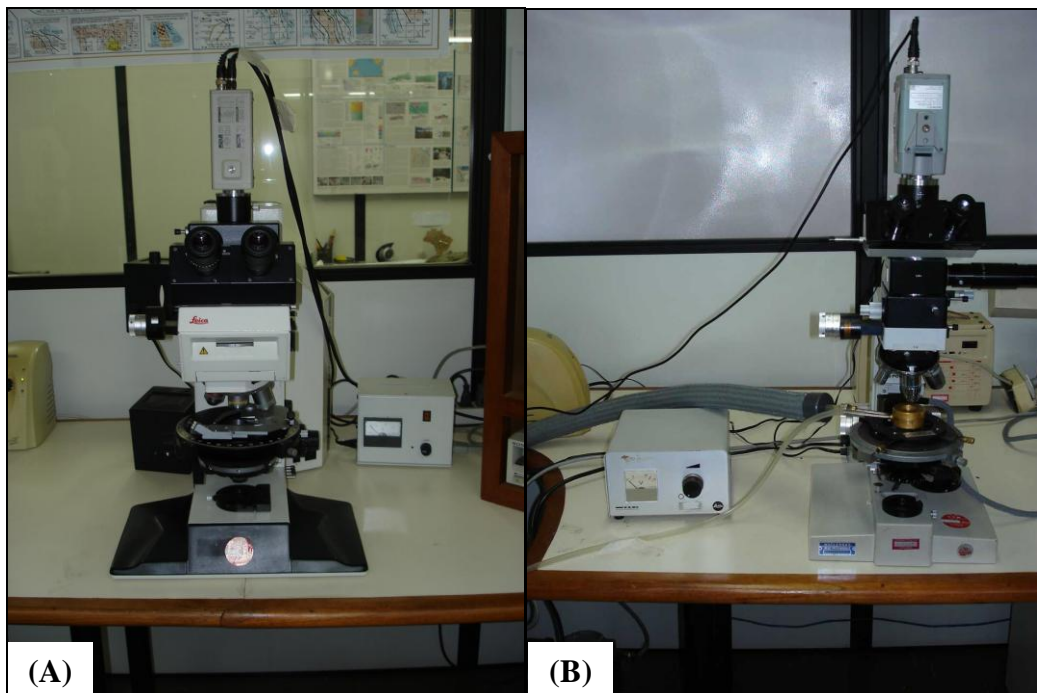


FIGURA 12 – Microscópios (A) Leica DMRXP e (B) ORTHOLUX II POL-BK, ambos pertencentes ao LIFM/CDTN.

4.3. MICROSSONDA ELETRÔNICA

Em geociências a ME é uma técnica muito importante pelo fato de fornecer em termos de óxidos a composição química dos minerais permitindo, juntamente com as informações petrográficas, a sua caracterização e classificação.

O princípio dessa técnica analítica é baseado na incidência de um feixe de elétrons (1µm diâmetro) sobre a superfície polida e metalizada do mineral (FIGUEIREDO, 2000). A emissão de raios X resultante é detectada e analisada com espectrômetros de dispersão de comprimento de onda ou de energia (SKOOG et al, 2002).

A análise por ME é realizada em amostras com superfícies planas e polidas uma vez que, irregularidades na superfície das amostras são responsáveis por imprecisões analíticas devido à absorção excessiva dos raios X, efeito esse que é maior para elementos de baixo número atômico (GOMES et al, 1984).

Essa técnica é muito importante na determinação da composição elementar dos minerais (SKOOG et al, 2002), pois analisa qualitativa e quantitativamente um amplo espectro de elementos químicos desde o Berílio (Z=4) até o Urânio (Z=92) com a vantagem adicional de ser uma metodologia não destrutiva e, com um limite de detecção de até 500 ppm.

Para análises qualitativas em ME é utilizado como método o EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) e para análises quantitativas o WDS (*Wavelength Dispersive Spectroscopy*). O EDS consiste em um detector sólido (Si-Li mais comum) que coleta e transfere para um analisador multicanal todo o espectro de raios X. Através de WDS analisa-se a separação dos raios X de várias energias através de difração (CHANDLER, 1977; SKOOG et al, 2002).

O EDS é muito eficiente para as análises qualitativas, pois fornece o espectro completo da amostra rapidamente. Possui, porém, uma baixa resolução de seus espectros o que torna imprescindível a utilização do WDS quando se pretende confirmar a presença de um determinado elemento na amostra ou conhecer a real concentração dos elementos.

O inconveniente das análises por WDS é a exigência de padronização prévia dos elementos de interesse e a necessidade desses elementos serem analisados separadamente. Todos esses fatores tornam o tempo de análise mais longo quando comparado ao EDS.

As análises por EDS e WDS são técnicas complementares, uma vez que é necessário um conhecimento preliminar (EDS) das amostras seguido de análises quantitativas (WDS) dos minerais de maior interesse.

As principais limitações da ME são: o tamanho máximo da amostra (100 mm²); a impossibilidade de análise de elementos leves como hidrogênio, hélio e lítio; e o fato de que não diferencia os estados de valência nem isótopos.

Para os estudos por ME foi utilizado equipamento JEOL pertencente ao consórcio UFMG-CDTN, com imageamento de elétrons retroespalhados e secundários, com tensão de aceleração de 20 kV e corrente de feixe de elétrons de 25 nA.

Foram utilizadas como referências as metodologias propostas por Gomes (1984) e Reed (1995).

4.4. ESPECTROMETRIA DE MASSA COM PLASMA INDUTIVAMENTE ACOPLADO POR ABLAÇÃO A LASER

O LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometer*) é uma excelente técnica para análise química de elementos traços em minerais e estudos composicionais de suas IF, pois combina a alta resolução espacial das sondas a laser com elevada sensibilidade, baixos limites de detecção e capacidade para análises multi-elementares (ALLAN et al, 2005).

A espectrometria de massa atômica é uma ferramenta largamente utilizada na identificação dos elementos presentes em amostras e na determinação de suas concentrações (SKOOG et al, 2002).

As análises por espectrometria de massa são simplificadaamente divididas nas seguintes etapas (SKOOG et al, 2002): 1^a) atomização; 2^a) conversão dos átomos em feixes de íons; 3^a) separação dos íons com base na razão massa/carga e 4^a) contagem do número de íons de cada tipo.

Nas duas primeiras etapas estão envolvidos o Plasma (ICP), como atomizador e ionizador, e a Ablação a Laser (LA), para a introdução da amostra. As duas últimas etapas ocorrem no espectrômetro de massa (MS) propriamente dito.

Resumidamente, nessa metodologia, a amostra é vaporizada através do LA e transportada pelo gás de arraste (argônio) para o interior do ICP onde os íons são criados e acelerados. Os íons entram então no MS onde são separados por sua razão massa/carga, utilizando para isso quadrupolos, campos magnéticos, etc. E, finalmente, são encaminhados a um detector que converte os sinais obtidos em espectros (LONGERICH et al, 2001).

Neste trabalho as análises utilizando o LA-ICP-MS em piroxênio, anfibólio, plagioclásio, biotita e epidoto foram realizadas no LA-ICP-MS Laboratory do Institute of Geological Science da Universidade de Leeds, Inglaterra, pelo Professor Bruce Yardley e sua equipe. O equipamento utilizado foi o ICP-MS Agilent 7500c e o sistema de LA Geolas Q. O padrão utilizado foi o NIST 610.

As análises de LA-ICP-MS em titanitas foram realizadas pelo Professor Christoph A. Heinrich e sua equipe, no Institute of Isotope Geochemistry and Mineral Resources do Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETH). Os equipamentos utilizados foram: sistema de laser ArF Excimer Laser (CompexPro, Coherent, Göttingen, Germany) e o ICP-MS Elan 6100 DRC (PerkinElmer SCIEX, Thornhill, Canada). O padrão utilizado foi o NIST SRM 610.

4.5. MICROSCOPIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

A microscopia das IF é a etapa inicial para o estudo de IF. Esses estudos são altamente relevantes no âmbito das geociências uma vez que podem permitir o conhecimento da gênese dos minerais e rochas de interesse, através da análise de seus fluidos geradores.

A morfologia das IF e das fases sólidas nelas presentes, número de fases existentes, diferentes proporções entre as fases, viscosidade das fases líquidas, cores das fases líquidas e gasosas, índices de refração e birrefringência das fases sólidas, bem como informações relevantes sobre o modo de ocorrência das IF no mineral e a classificação genética em primárias, secundárias ou pseudo-secundárias, podem ser satisfatoriamente estudadas com microscópio petrográfico (FUZIKAWA, 1985). Uma classificação incorreta das IF pode conduzir a conclusões errôneas sobre a petrogênese de uma rocha ou sobre a gênese de uma jazida (FUZIKAWA, 1985; SHEPHERD et al, 1985). Roedder (1984), estabeleceu uma lista de critérios para auxiliar na classificação genética das IF.

Para a microscopia das IF foram utilizados os microscópios petrográficos, Leica DMRXP e ORTHOLUX II POL-BK pertencentes ao LIFM/SETEM/CDTN (FIG. 12).

4.6. MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

Os estudos microtermométricos são efetuados em platinas especiais que se adaptam aos microscópios petrográficos e nas quais as amostras podem ser resfriadas ou aquecidas. Essa técnica constitui a principal ferramenta no estudo de IF.

As mudanças de temperatura poderão induzir mudanças de fases das substâncias presentes nas IF. O modo como essas mudanças ocorrem e suas respectivas temperaturas são comparadas com as de sistemas que já foram experimentalmente estudados e assim, informações sobre a composição química, a densidade dos fluidos e as temperaturas e pressões mínimas de formação das IF podem também ser determinadas (ROEDDER, 1984; FUZIKAWA, 1985).

Para este trabalho foram utilizadas as platinas CHAIXMECA (acoplada ao microscópio ORTHOLUX II POL-BK) e FTIR600 – LINKAM (acoplada ao microscópio Leica DMRXP) (FIG. 13).

Em ambas as platinas o resfriamento até -196°C é atingido pela circulação de nitrogênio líquido e o aquecimento até 600°C é conseguido através de uma resistência elétrica.

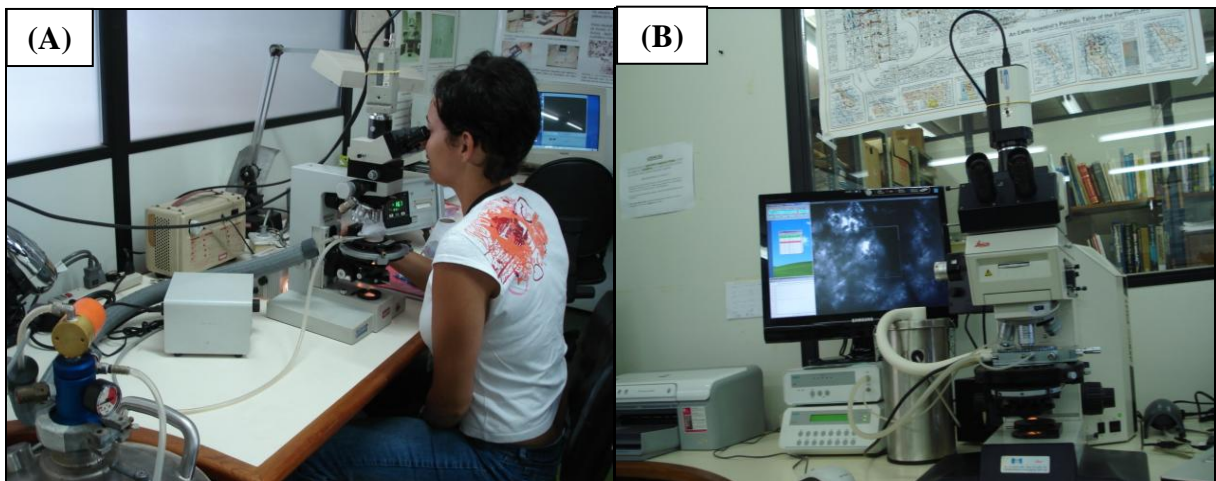


FIGURA 13 – (A) Platina CHAIXMECA acoplada ao microscópio petrográfico ORTHOLUX II POL-BK e (B) Platina FTIR600 – LINKAM acoplada ao microscópio Leica DMRXP.

4.7. PLATINA DE ESMAGAMENTO

De acordo com Fuzikawa (1985) e Roedder (1984) a platina de esmagamento é um método destrutivo simples de análise das fases gasosas das IF e que pode permitir a identificação qualitativa da composição da fase gasosa presente (RASUMY, 1957, 1960a, 1960b), principalmente quando essa fase é constituída de dióxido de carbono (CO₂) ou hidrocarbonetos leves, como o metano (CH₄).

O procedimento consiste no esmagamento de um grão do mineral que possua IF, imerso em um meio líquido apropriado. Utiliza-se para tanto uma platina de esmagamento e observa-se ao microscópio o processo de liberação dos gases (ROEDDER, 1984; SHEPHERD et al, 1985).

Para a realização do esmagamento foi utilizada a platina de esmagamento francesa CHAIXMECA, acoplada ao microscópio óptico OLYMPUS BX51 (FIG. 14). Os testes foram realizados utilizando-se glicerina como meio de imersão. Posteriormente utilizou-se solução saturada de cloreto de bário (BaCl₂) para verificar se havia CO₂ presente nos fluidos liberados uma vez que entre as duas substâncias em meio aquoso ocorre a reação:

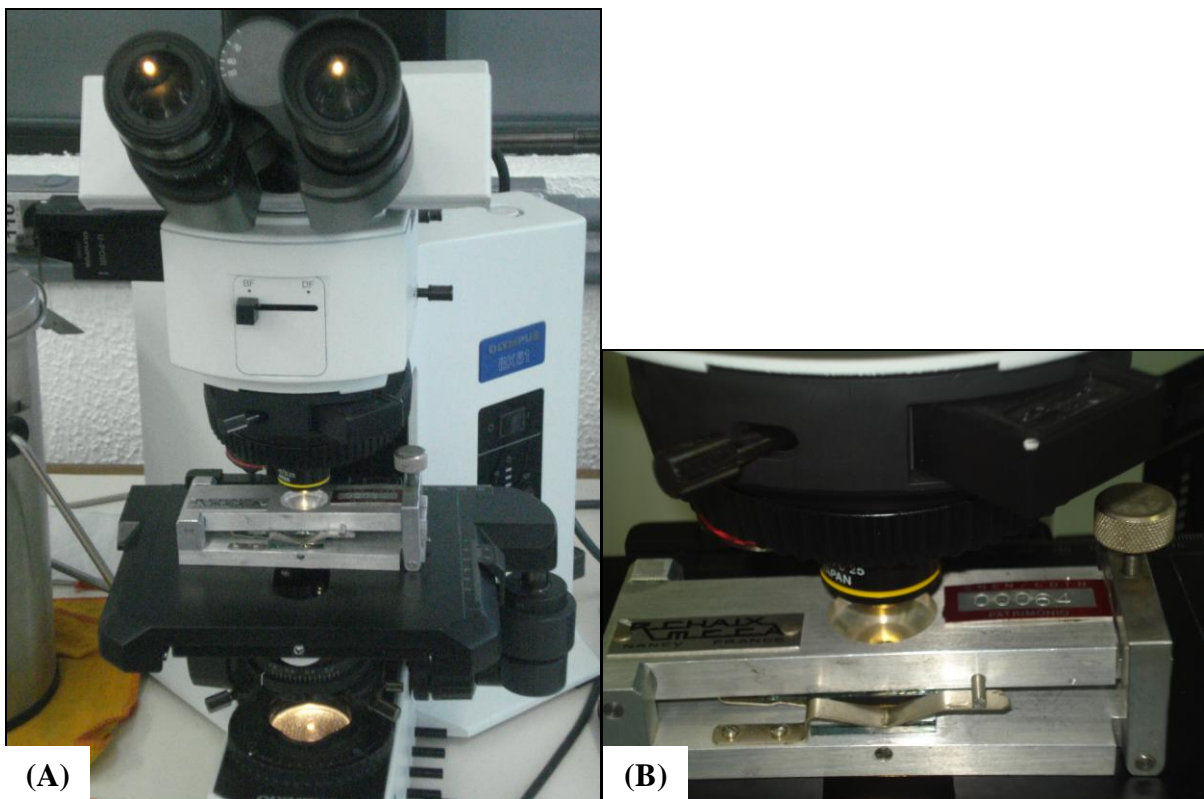
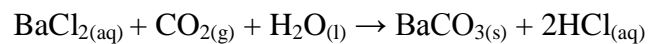


FIGURA 14 – Imagens da platina de esmagamento CHAIXMECA acoplada ao microscópio OLYMPUS BX51. (A) platina e microscópio; (B) detalhe da platina.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

Foram estudadas amostras de albitos mineralizados e não mineralizados da Jazida Lagoa da Rabicha (AN03), da rocha encaixante (microclina gnaïsse) e de um anfíbolito que corta todas essas rochas.

Inicialmente a petrografia permitiu estabelecer a composição mineralógica de cada amostra e verificar sua microtextura e sua microestrutura. A microsonda eletrônica permitiu não só o estabelecimento da composição química dos minerais, mas também a variação dos diferentes elementos constituintes nas diferentes zonas de crescimento ou diferentes partes do mineral (cristal). O LA-ICP-MS permitiu determinar quantitativamente os elementos traços presentes nos principais minerais das rochas.

Após as caracterizações mineralógica e química foram realizados estudos de inclusões fluidas nos plagioclásios dos albitos e gnaïsses e nas granadas e piroxênios dos albitos para melhor caracterização dos fluidos presentes nestas rochas. IF não foram estudadas nos anfíbolitos uma vez que não foram observadas nessas rochas.

Finalmente foram efetuados testes de esmagamento em plagioclásios do gnaïsse e albitos mineralizados e não mineralizados com o intuito de se verificar a existência de fluidos carbônicos nestes sistemas.

5.1. PETROGRAFIA

Para as análises petrográficas foram confeccionadas lâminas delgadas polidas das seguintes amostras: albitito mineralizado (200907-21, 200907-22, 200907-23 e 200907-24), albitito não mineralizado (200907-12, 200907-19 e 200907-20), anfíbolito/microclina gnaïsse (200907-13) e microclina gnaïsse (200907-16, 200907-17 e 200907-18). A confecção dessas lâminas foi realizada no Laboratório de Laminação e Polimento (LLP) do CDTN.

A petrografia dessas amostras apresentou características similares às muitas descrições anteriores, desde os tempos da NUCLEBRÁS (décadas de 70 e 80) até descrições realizadas por outros autores durante estudos das rochas relacionadas com a mineralização de urânio em Lagoa Real (ex: COSTA et al, 1985; LOBATO et al, 1980; LOBATO et al, 1985, MARUEJOL, 1989; PRATES, FUZIKAWA, 1985).

Albitos:

Foram analisadas amostras de granada-piroxênio albitito (200907-12 e 200907-21) e de piroxênio albitito (200907-19, 200907-20, 200907-22, 200907-23 e 200907-24).

Os albititos têm normalmente coloração cinza esbranquiçada, aspecto sacaroidal e bandamento gnáissico, podendo exibir “porfiroclastos” milimétricos de feldspato de até 3 mm. Os minerais máficos formam agregados entre si e frequentemente envolvem esses porfiroclastos (FIG.15).

Nessas lâminas os principais minerais encontrados foram: plagioclásio, piroxênio, anfibólio e granada; e em menor quantidade podem ser observados: microclina, biotita, titanita, magnetita (com sinais de martitização), apatita, epidoto, zircão, ilmenita, clorita, fluorita e quartzo. As amostras mineralizadas (200907-21, 200907-22, 200907-23 e 200907-24) possuem ainda uraninita associada, principalmente, ao anfibólio, piroxênio e a magnetita. A uraninita também pode ser observada nos cristais de plagioclásio, titanita e biotita com menor frequência. É possível observar ainda os halos pleocróicos formados devido ao decaimento radioativo do urânio.

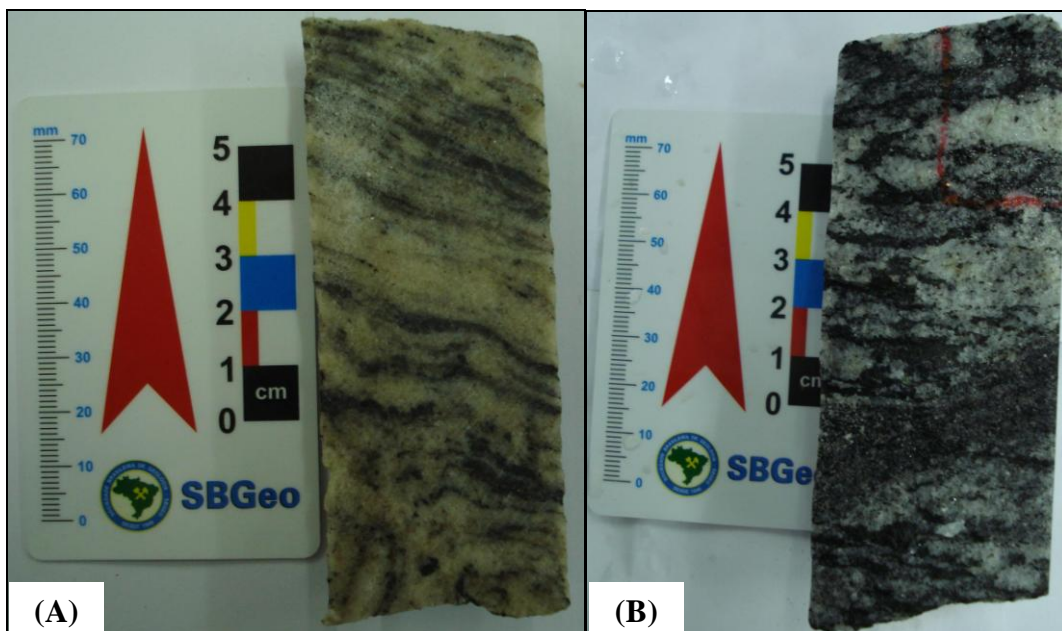


FIGURA 15 – Aspecto mesoscópico dos albititos. A) Amostra 200907-12 B) Amostra 200907-24.

Em geral nos albititos observou-se predominantemente textura fina a grossa, comumente granoblástica a granoblástica poligonizada. Em algumas amostras observa-se

textura granolepidoblástica que é definida pela orientação das palhetas de biotita. Piroxênio e anfibólio formam agregados lenticulares.

Foram identificados dois tipos de plagioclásio no albitito. O primeiro plagioclásio, classificado posteriormente como albita, possui geminação polissintética segundo a Lei da Albita, é xenoblástico e inequigranular. Apresenta extinção fracamente ondulante, regiões poligonizadas e contatos retos entre os cristais, mostrando pontos triplos (FIG. 16). Este plagioclásio será aqui denominado de plagioclásio tardio (Ab).

O outro tipo de plagioclásio, menos abundante, será aqui denominado de plagioclásio precoce (Plg) por ser considerado anterior ao primeiro e que apresenta sinais de alteração (possivelmente sericita).

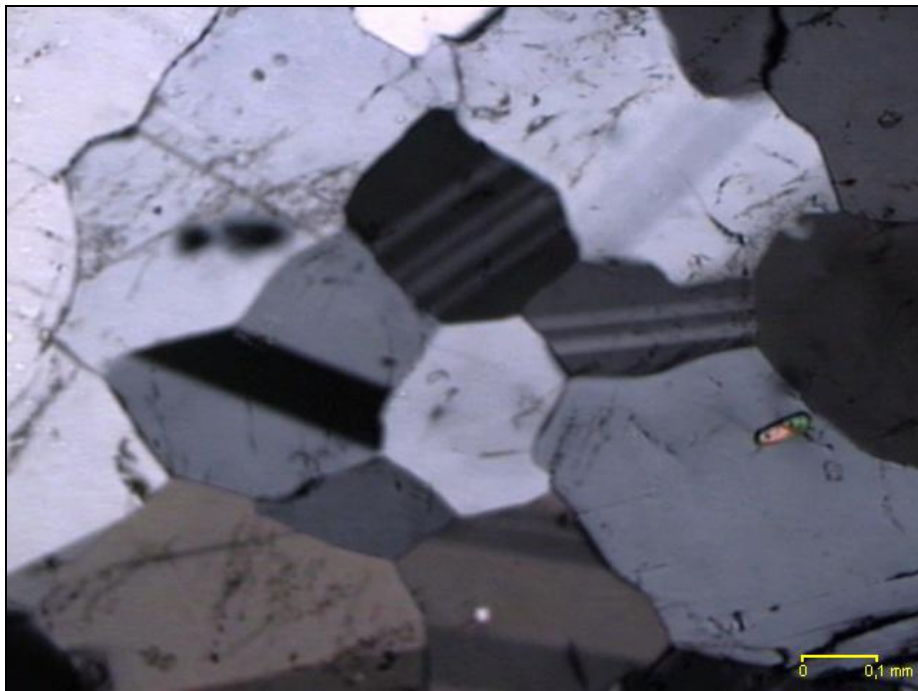


FIGURA 16 – Plagioclásio tardio (albita recristalizada) no albitito mostrando contatos retos e pontos triplos, nicóis cruzados. Amostra 200907-19.

O piroxênio possui coloração verde claro a verde amarelado, ocorre em agregados e está comumente associado a granada e/ou anfibólio. Possui hábito granular a xenoblástico (FIG. 17, 18). Nas amostras mineralizadas o piroxênio apresenta inclusões de uraninita.

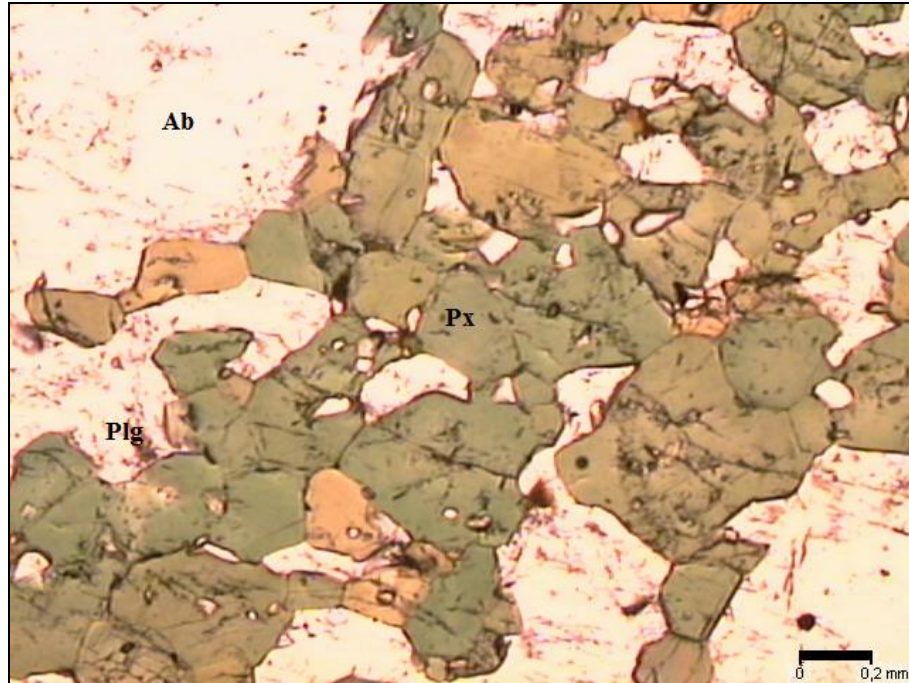


FIGURA 17 – Agregados de piroxênio. Amostra 200907-19 (Px-piroxênio, Plg-plagioclásio precoce, Ab-plagioclásio tardio).

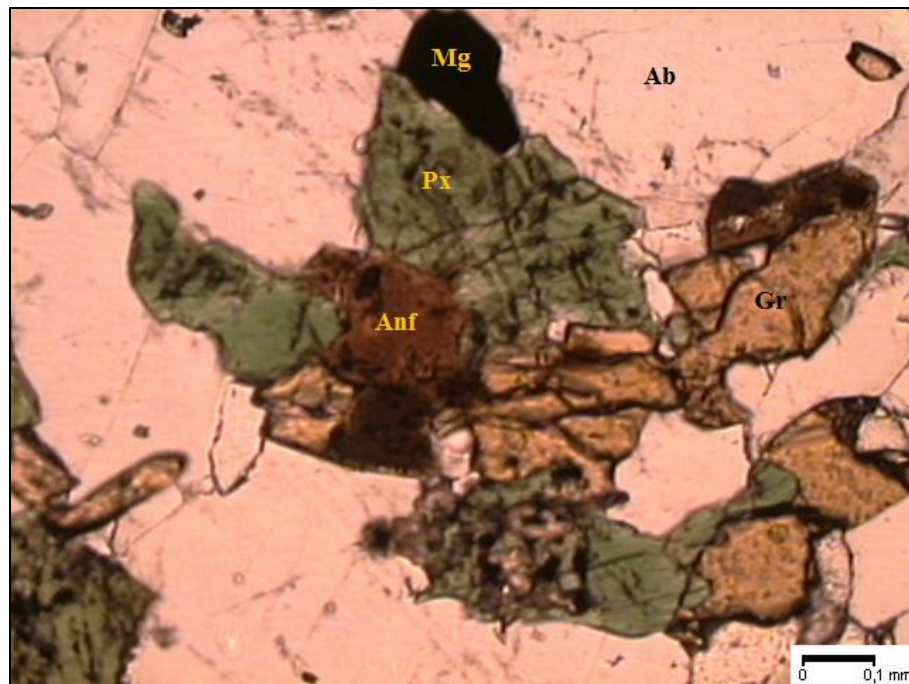


FIGURA 18 – Agregados de piroxênio associado ao anfibólio e a granada. Amostra 200907-22 (Anf-anfibólio, Px-piroxênio, Mg-magnetita, Gr-granada, Ab-plagioclásio tardio).

O anfibólio é do grupo dos anfibólios cálcicos ou horblenda $(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5Si_6(Si,Al)_2O_{22}(OH)_2$. Têm cristais geralmente tabulares com coloração verde a verde azulada, xenoblásticos a sub-idioblásticos. Está associado aos cristais de piroxênio e exibe alteração para biotita (FIG. 19).

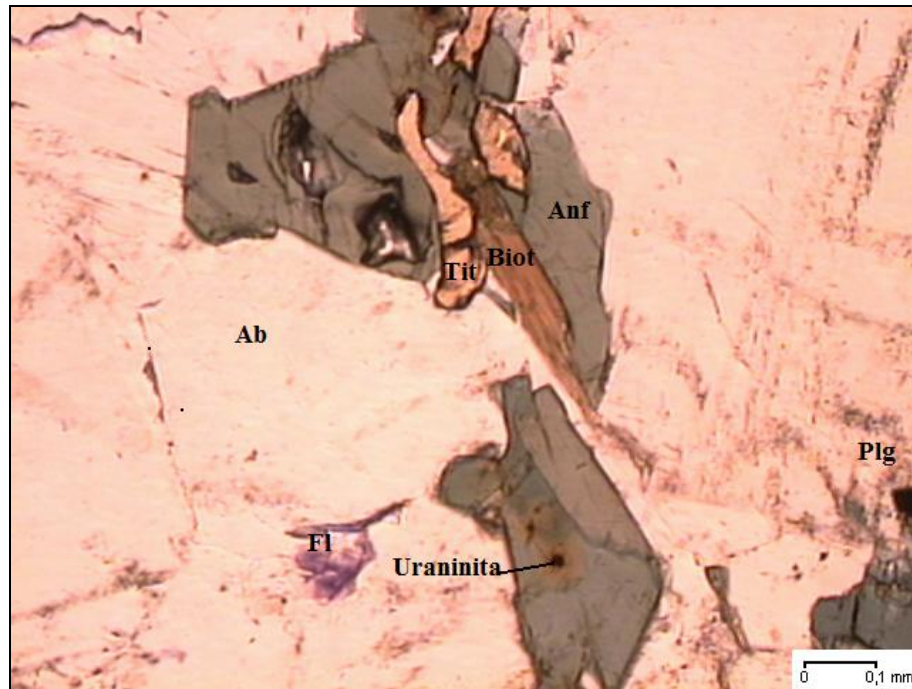


FIGURA 19 – Anfibólio com alteração para biotita; titanita, fluorita e uraninita. Amostra 200907-24 (Anf-anfibólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Fl-fluorita, Plg-Plagioclásio precoce, Ab-plagioclásio tardio).

A granada é da série da Ugrandita [$\text{Ca}_3(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_8$]. É xenoblástica de coloração castanha, freqüentemente fraturada. Ocorre isolada ou em agregados entre si e/ou com cristais de piroxênio e titanita (FIG. 20, 23).

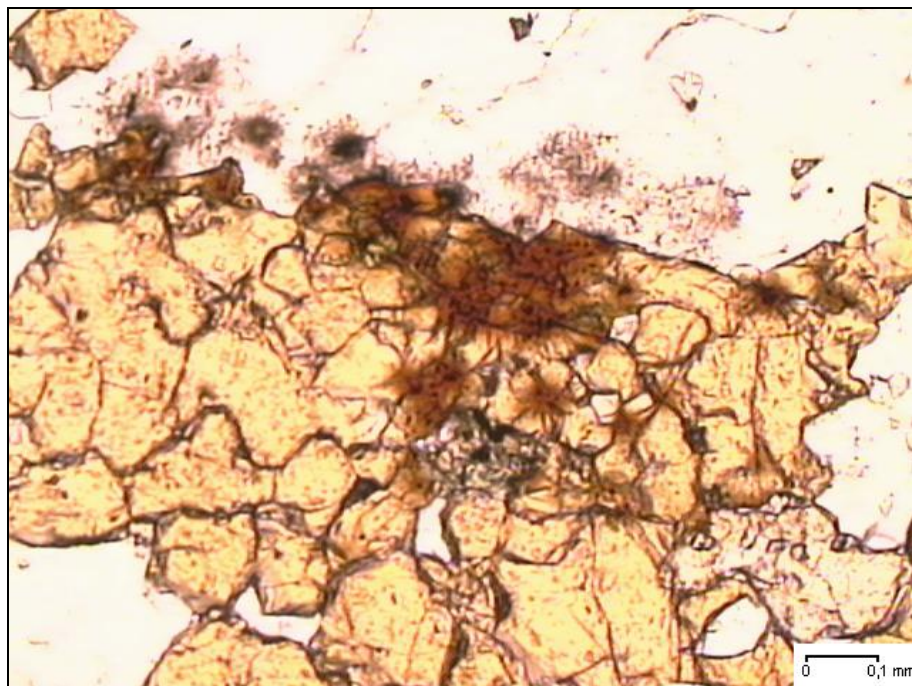


FIGURA 20 – Agregados de granada com uraninita. Amostra 200907-22.

A microclina apresenta coloração branca e não a rósea que é característica. A microclina de cor branca é responsável por erros durante a classificação mesoscópica, devido ao critério para caracterização mesoscópica dos albitos, baseada em sua cor branca (PRATES, FUZIKAWA, 1985). Ocorre em quantidade subordinada (no máximo 10% em porcentagem volumétrica estimada da rocha). Os cristais são xenoblásticos e raramente apresentam poligonização. Apresentam-se intercalados aos cristais de plagioclásio (FIG. 21).

A biotita possui coloração marrom avermelhada, é subidioblástica a tabular e, às vezes, está orientada segundo a foliação da rocha (FIG. 22).

A titanita tem coloração castanha clara e algumas vezes avermelhada. Ocorre em agregados apresentando-se em pequenos cristais quando comparada aos demais constituintes da rocha. Esses cristais são irregulares a granulares e localmente idioblásticos (FIG. 23).

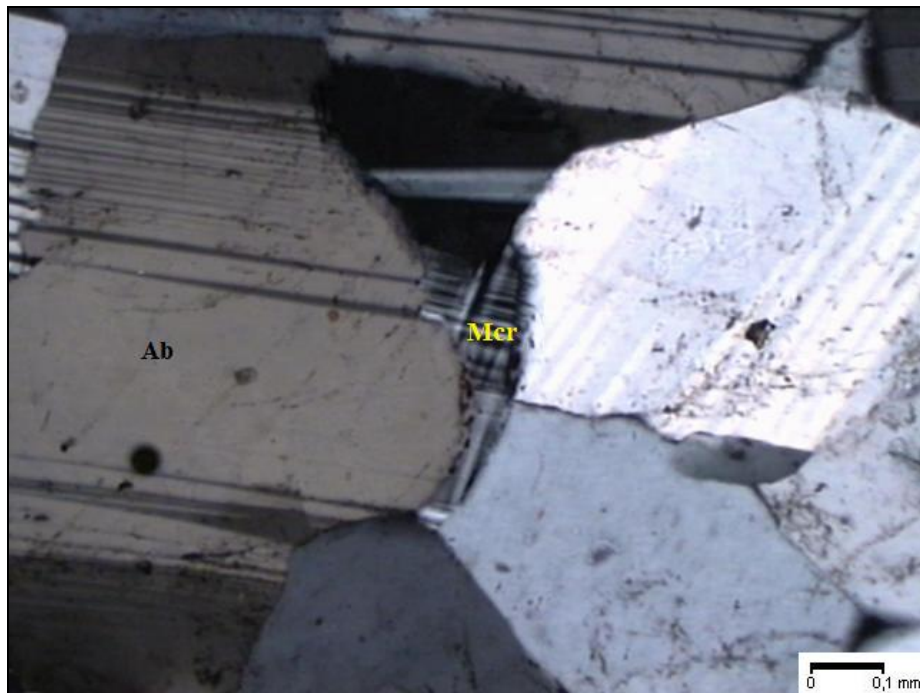


FIGURA 21 – Microclina entre grãos de plagioclásio tardio (albita recristalizada), nicóis cruzados. Amostra 200907-19. (Mcr-microclina, Ab-plagioclásio tardio).

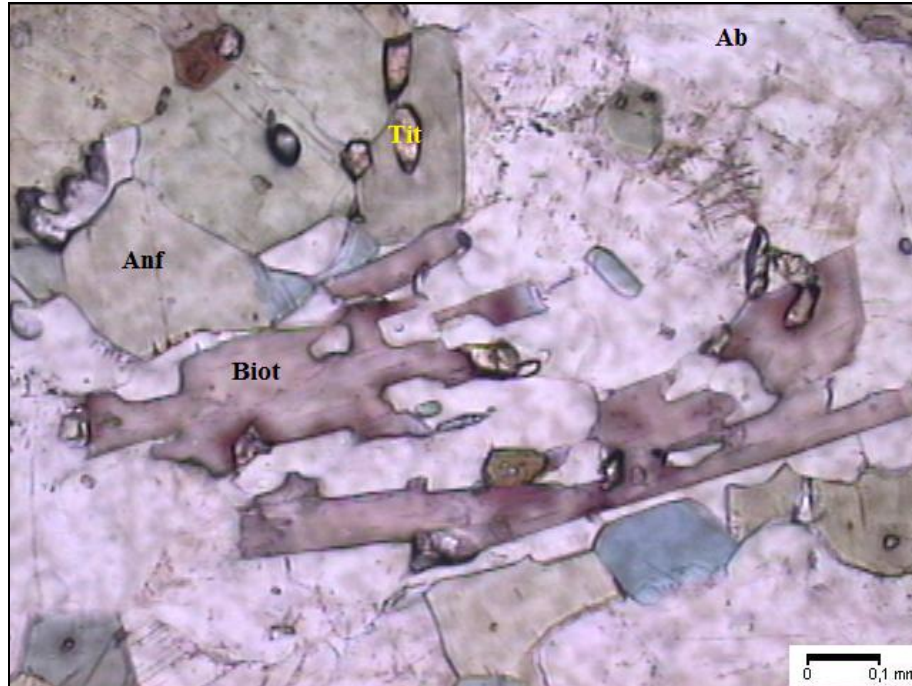


FIGURA 22 – Biotita tabular. Amostra 200907-20 (Anf-anfíbólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Ab-plagioclásio tardio).

A magnetita apresenta textura xenoblástica a subidioblástica e ocorre disseminada na rocha principalmente associada aos minerais máficos. Algumas vezes é possível visualizar cristais em forma de cubos e octaedros. Geralmente está martitzada. (FIG. 24)

Os minerais apatita (FIG. 25), epidoto (principalmente alanita) (FIG. 25), zircão (FIG. 24 A, 26), clorita (FIG. 26), fluorita (FIG. 19), ilmenita e quartzo (FIG. 21) foram observados em menor quantidade em algumas amostras. A apatita ocorre em cristais idioblásticos a subidioblásticos associada aos minerais máficos. A alanita aparece em cristais xenoblásticos, o zircão é subédrico, a ilmenita está normalmente associada à magnetita, a clorita ocorre em palhetas aciculares e associada ao anfíbólio. Finalmente, a fluorita, quando observada, encontra-se isolada entre os grãos de plagioclásio. O quartzo está presente somente em amostras de albitito não mineralizado.

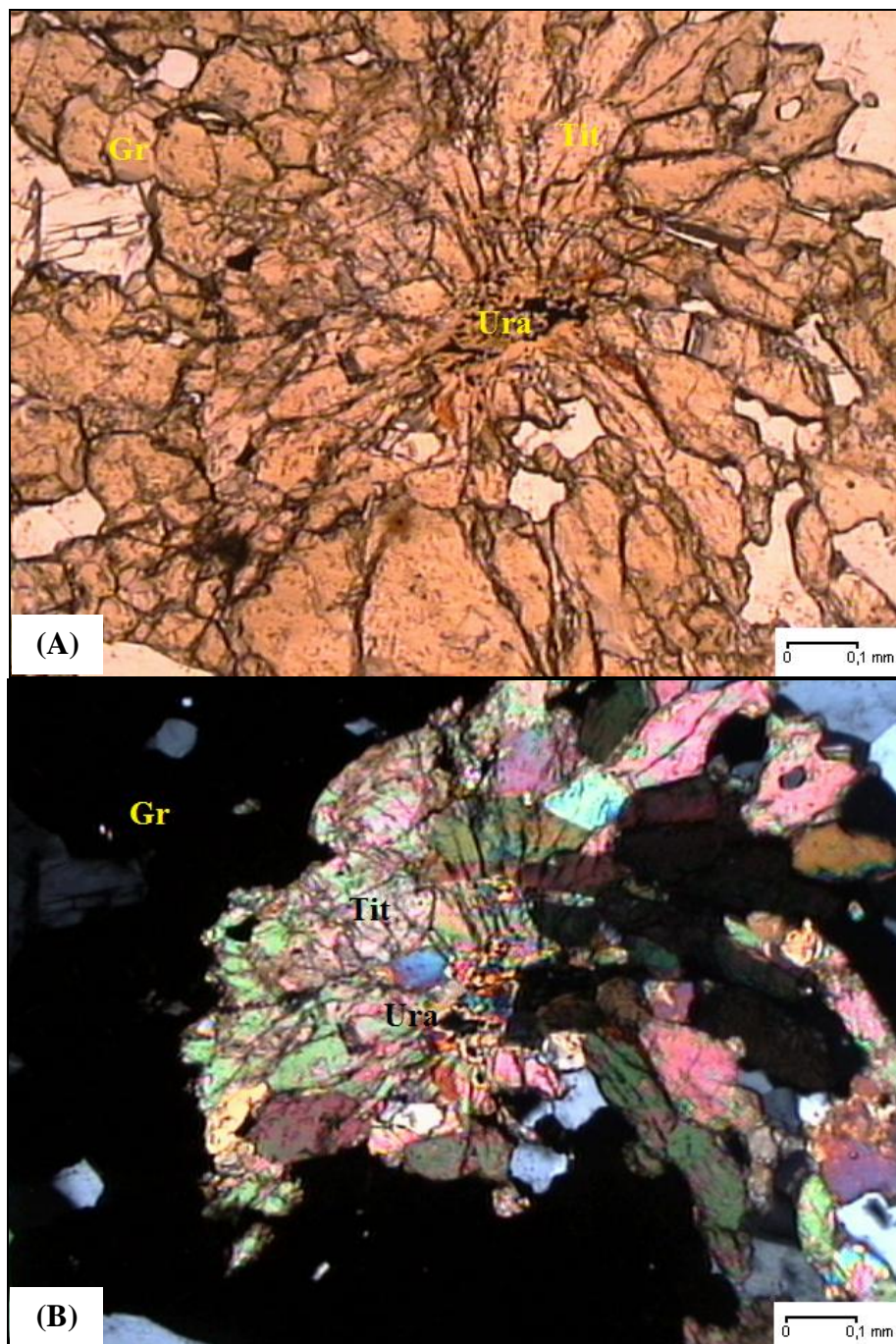


FIGURA 23 – Titanita associada a granada e uraninita. A) Nicóis paralelos B) Nicóis cruzados. Amostra 200907-22 (Gr-granada, Tit-titanita, Ura-uraninita).

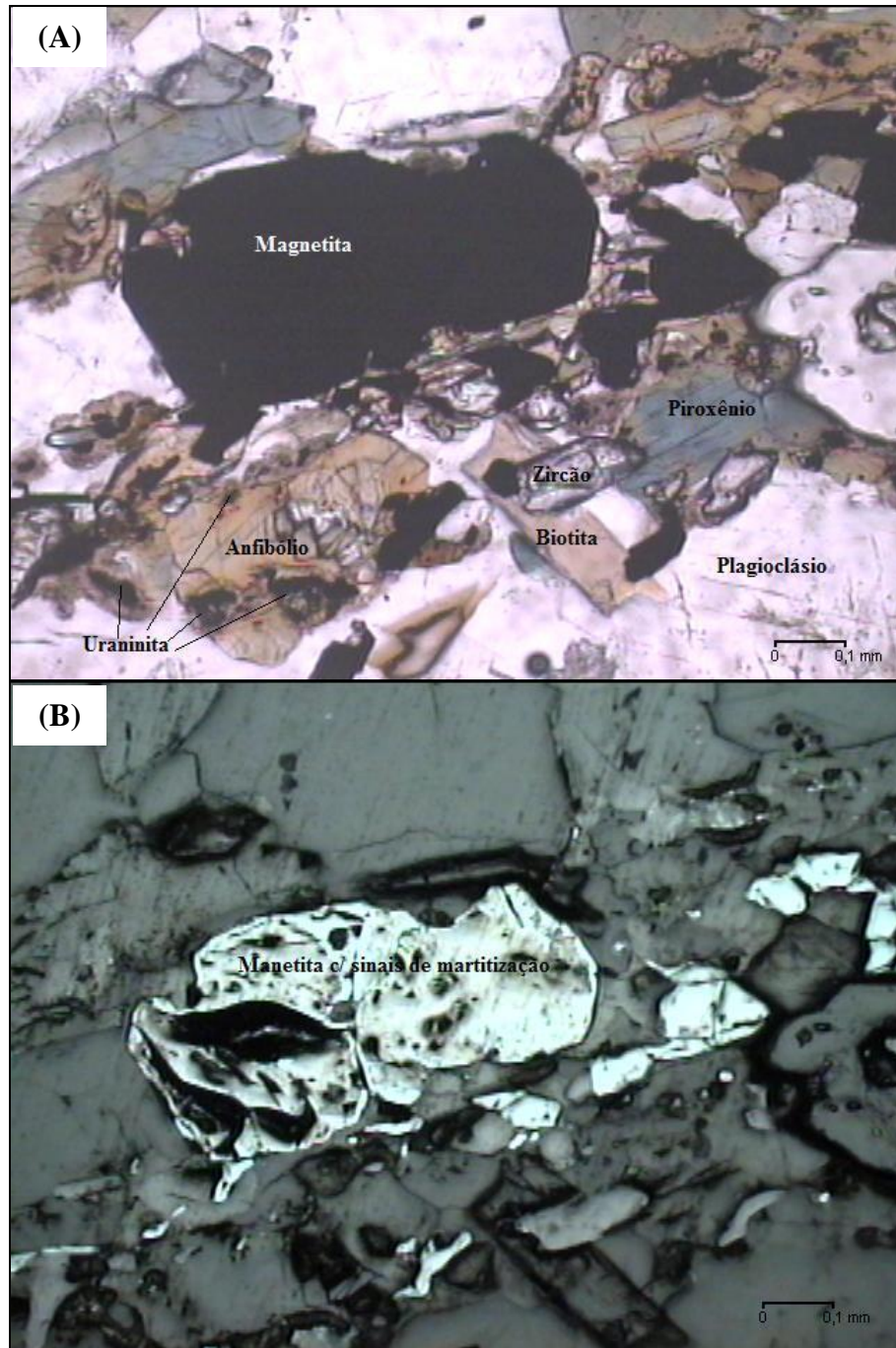


FIGURA 24 – A) Minerais máficos no albitito mineralizado (plagioclásio tardio, anfibólio, piroxênio, biotita, uraninita, zircão e magnetita). B) Fotomicrografia com luz refletida para destacar a magnetita martitizada. Amostra 200907-23.

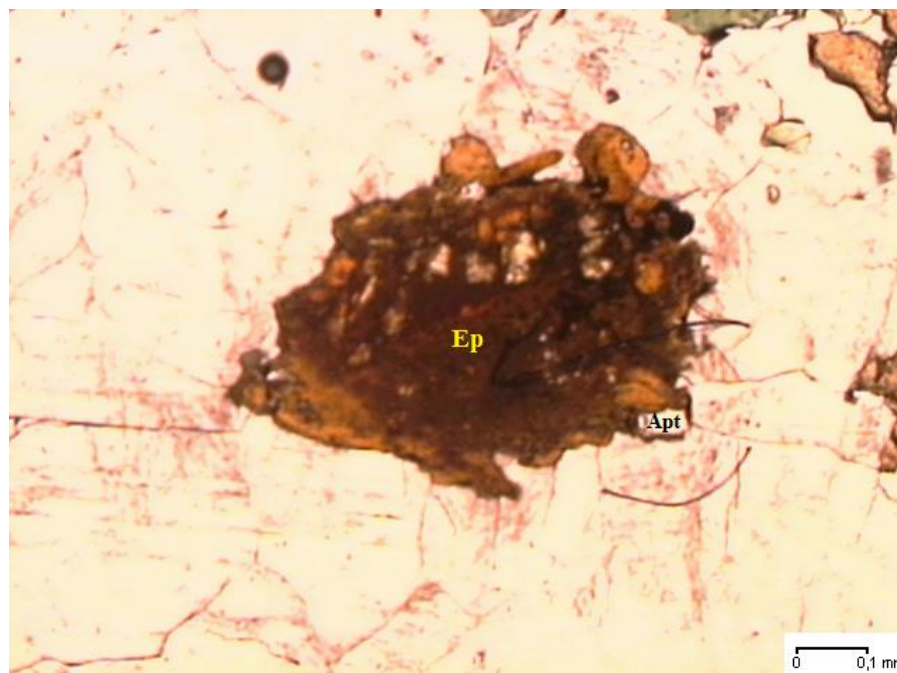


FIGURA 25 – Epidoto (Allanita) e apatita - Amostra 200907-22 (Ep-epidoto, Apt-apatita).

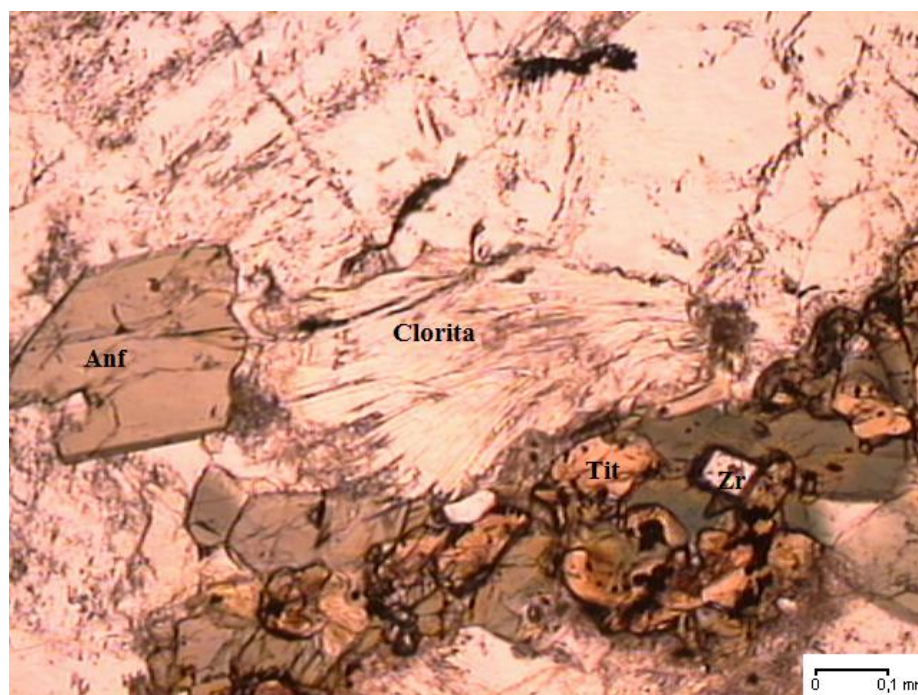


FIGURA 26 – Clorita e zircão associados aos minerais máficos do albitito mineralizado - Amostra 200907-24. (Anf-anfibólio, Tit-titanita, Zr-zircão).

Anfibolito

A amostra 200907-13 apresenta o contato entre o anfibolito e o microclina gnaiss. Uma descrição dos minerais presentes no microclina gnaiss será detalhada juntamente com as demais amostras dessa rocha a seguir (FIG. 27).

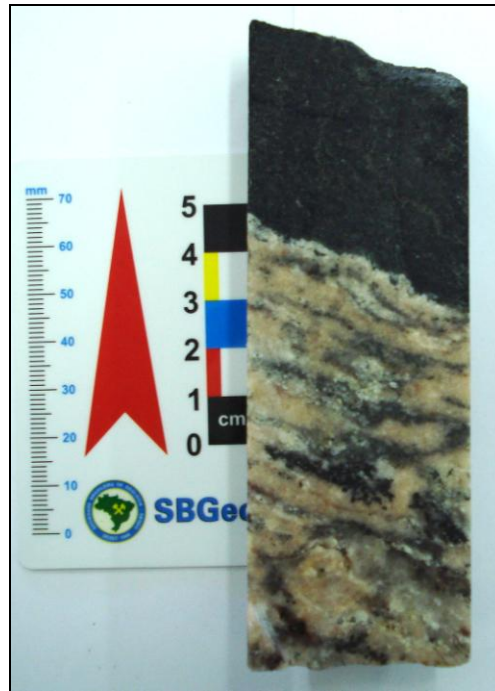


FIGURA 27 – Aspecto mesoscópico do anfibolito em contato com o microclina gnaiss. Amostra 200907-13.

Nessa lâmina os principais minerais observados foram anfibólio, biotita, titanita, apatita e magnetita e, em menor quantidade, plagioclásio e quartzo.

O anfibolito tem coloração verde escura a preto-esverdeada, textura fanerítica média, inequigranular e nematoblástica marcada pela orientação planar do anfibólio.

O anfibólio é o mineral predominante na rocha, é subédrico e tabular e, freqüentemente, apresenta-se alterado para biotita. As suas propriedades ópticas indicam tratar-se de hornblenda (FIG. 28).

A biotita é tabular, com cristais de tamanhos similares aos dos anfibólios e aparecendo inclusas nesses. Titanita, apatita e magnetita podem ser encontrados em maior quantidade em uma faixa próxima ao contato com o microclina gnaiss, mas também podem estar disseminadas pela rocha. A titanita algumas vezes aparece com zonamento e, em alguns casos, com inclusões minerais. Apatita e magnetita são subidiomórficas. Plagioclásio e

quartzo aparecem disseminados na rocha em cristais de granulação fina e xenoblásticos, aparecendo em maior quantidade também no contato (FIG. 28).

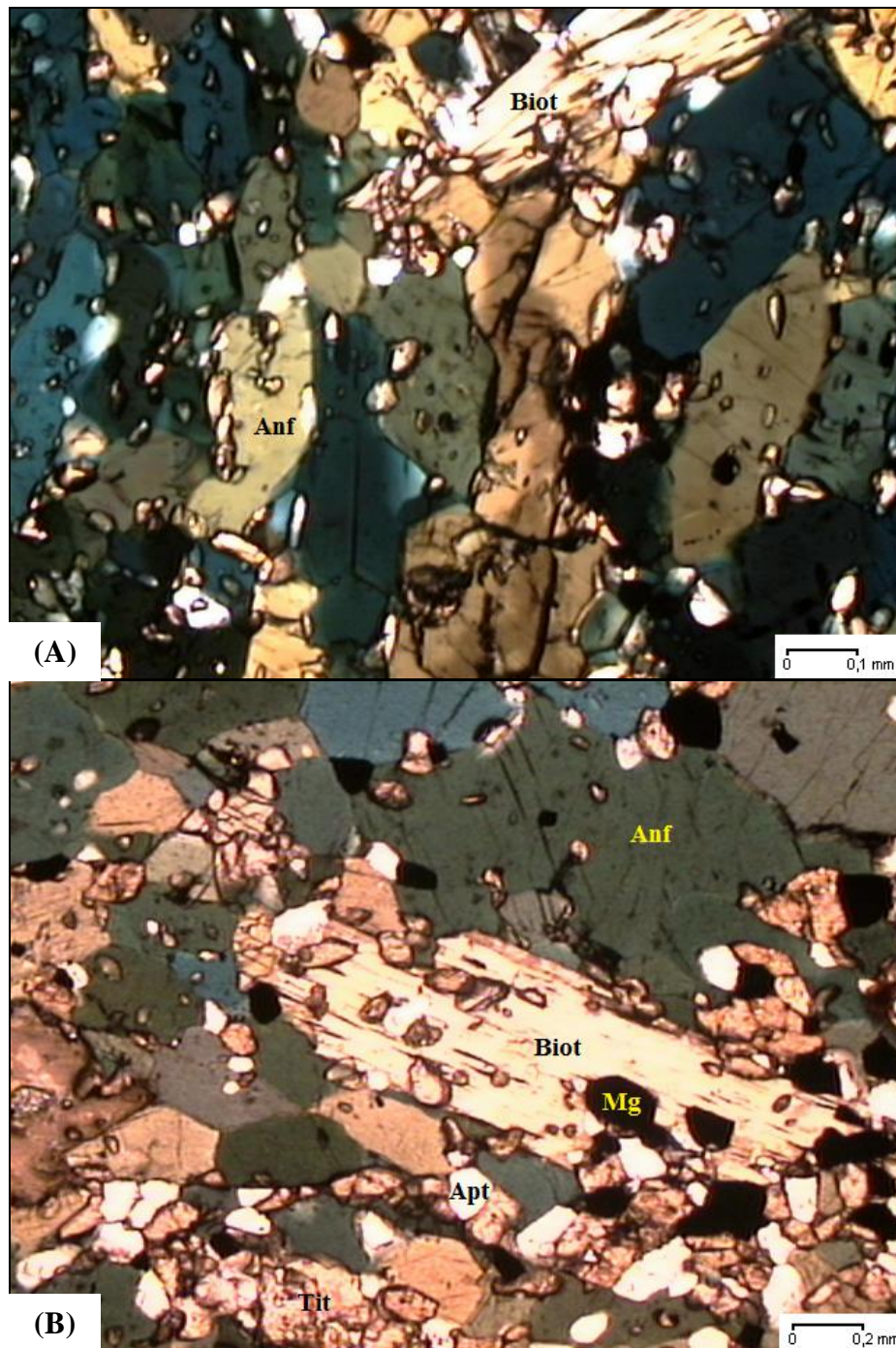


FIGURA 28 – Anfibolito. A) Fotomicrografia da região central do albitito com predominância de anfíbólio e biotita, os cristais menores são apatita, titatina, quartzo e plagioclásio. B) Região mais próxima ao contato com o microclina gnaiss onde predominam titanita e apatita. Amostra 200907-13. (Anf-anfíbólio, Biot-biotita, Tit-titanita, Apt-apatita, Mg-magnetita)

Microclina Gnaisse

As amostras de microclina gnaisse estudadas são 200907-16, 200907-17, 200907-18 e 200907-13 (contato com anfíbolito). Os principais minerais observados são microclina, plagioclásios e quartzo e em menor quantidade piroxênio, anfíbólio, biotita, titanita, apatita, magnetita e zircão.

Essa rocha possui coloração variando de rósea a creme rosada com bandamento gnáissico e textura granoblástica inequigranular (FIG. 29).

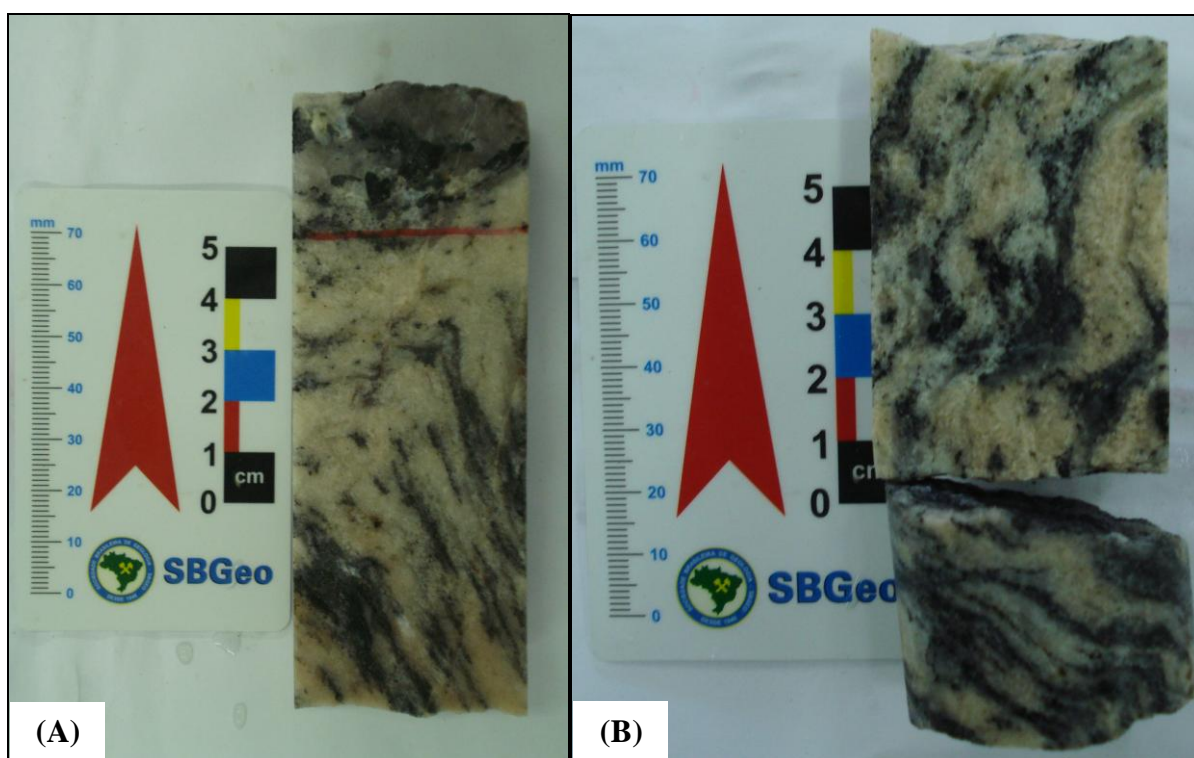


FIGURA 29 – Aspecto mesoscópico do microclina gnaisse. A) Amostra 200907-17 B) Amostra 200907-18.

A microclina é de coloração rósea a branca, ocorre associada ao plagioclásio e, por vezes, apresenta inclusões de quartzo (FIG. 30 A). É comum encontrar cristais de plagioclásio originados a partir da microclina. O quartzo apresenta cristais xenomórficos com extinção ondulante.

Os plagioclásios precoces (primeira geração) apresentam grãos poligonais, porém menos poligonizados e maiores que o plagioclásio tardio dos albitos, com fortes evidências de alteração química. Os cristais alterados possuem diversas inclusões minerais provenientes desse processo (FIG. 30 B). Localmente observa-se outra geração de plagioclásio que será aqui denominada plagioclásio tardio (Ab), que é similar ao do albitito apresentando regiões poligonizadas e contatos retos e recurvados entre os cristais.

A FIG. 31 mostra a relação entre estes dois tipos de plagioclásio. É possível observar, em detalhe, um pequeno grão do plagioclásio tardio no centro do plagioclásio precoce o que nos mostra como deve ter ocorrido o processo de albitização, onde a albita recristalizada (plagioclásio tardio) se deposita substituindo o plagioclásio precoce.

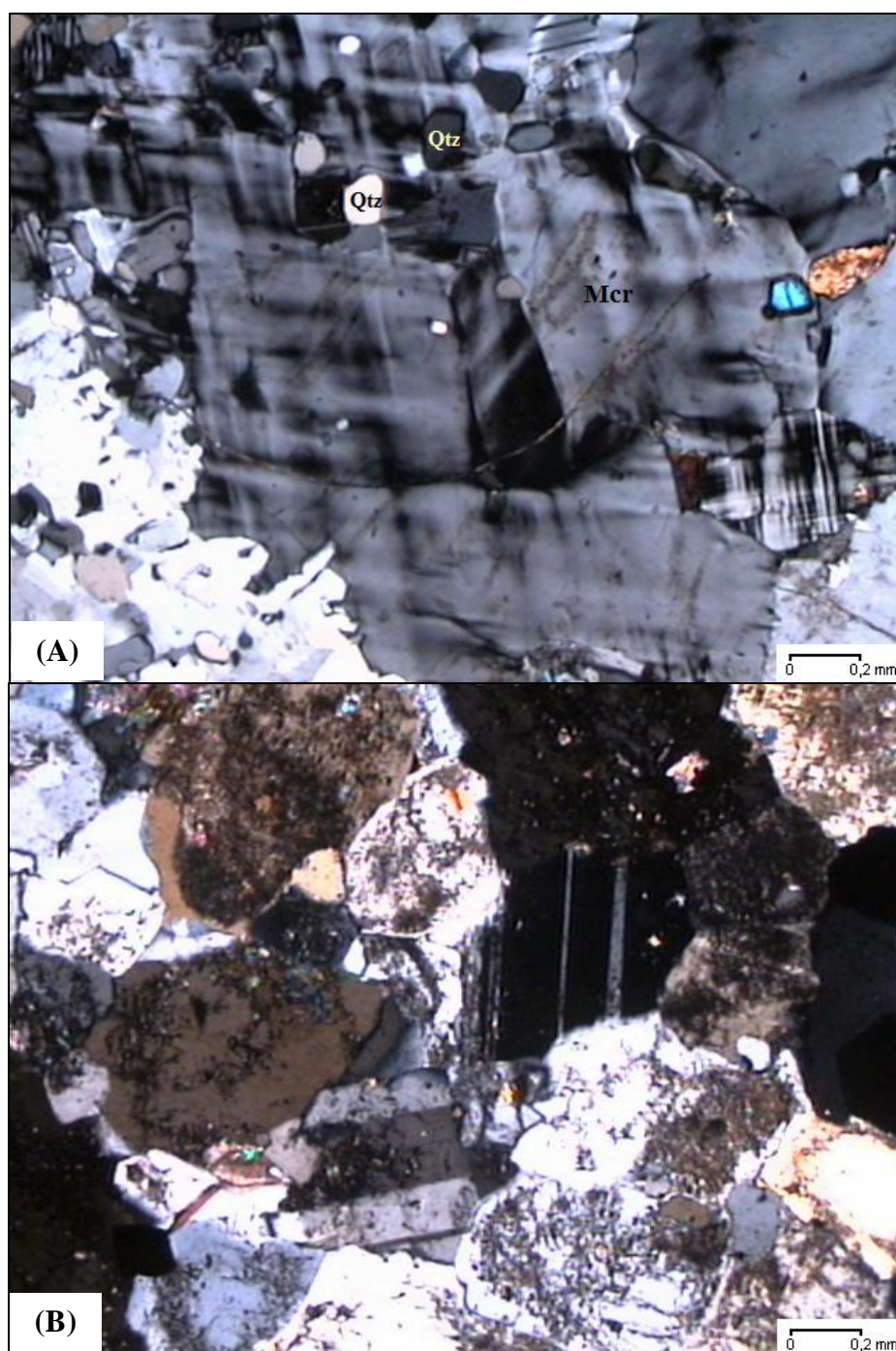


FIGURA 30 – A) Fotomicrografia da microclina com algumas inclusões de quartzo. Amostra 200907-16. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia mostrando o aspecto do plagioclásio precoce. Amostra 200907-18. Nicóis cruzados. (Mcr-microclina, Qtz-quartzo)

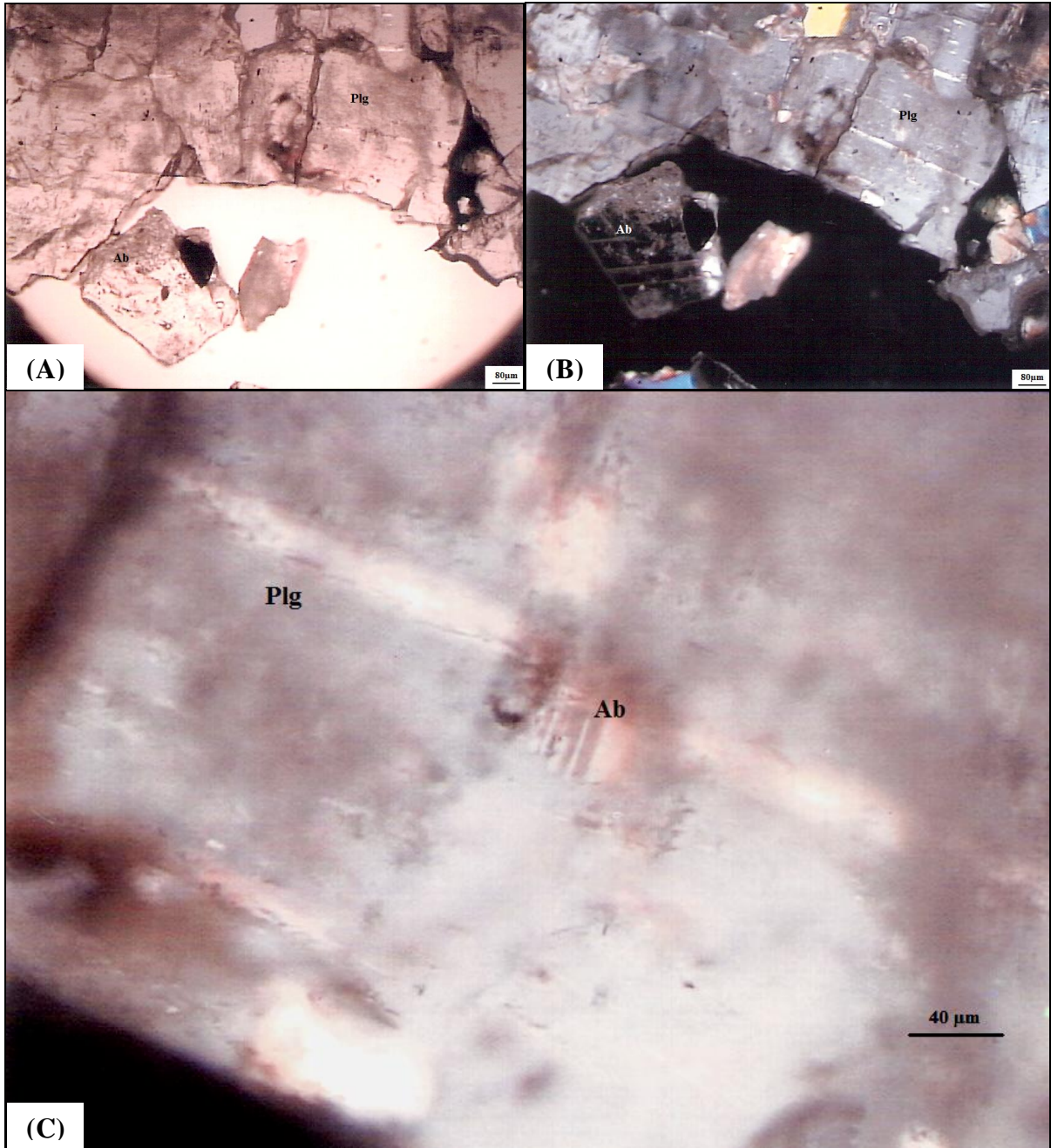


FIGURA 31 – Fotomicrografias dos dois tipos de plagioclásio, plagioclásio precoce (Plg) e plagioclásio tardio (Ab), mostrando indicação do processo de albitização. (A) Nicóis paralelos; (B) nicóis cruzados; (C) detalhe mostrando o processo de albitização no microclina gnaiss, cristal de plagioclásio tardio ao centro de um cristal de plagioclásio precoce.

Os minerais máficos ocorrem disseminados na rocha e, por vezes, associados entre si, sendo o piroxênio o principal deles. A titanita tem coloração castanha clara, aparece em agregados apresentando pequenos cristais em relação aos demais constituintes da rocha, apresenta zonamento e às vezes inclusões minerais (FIG 32).

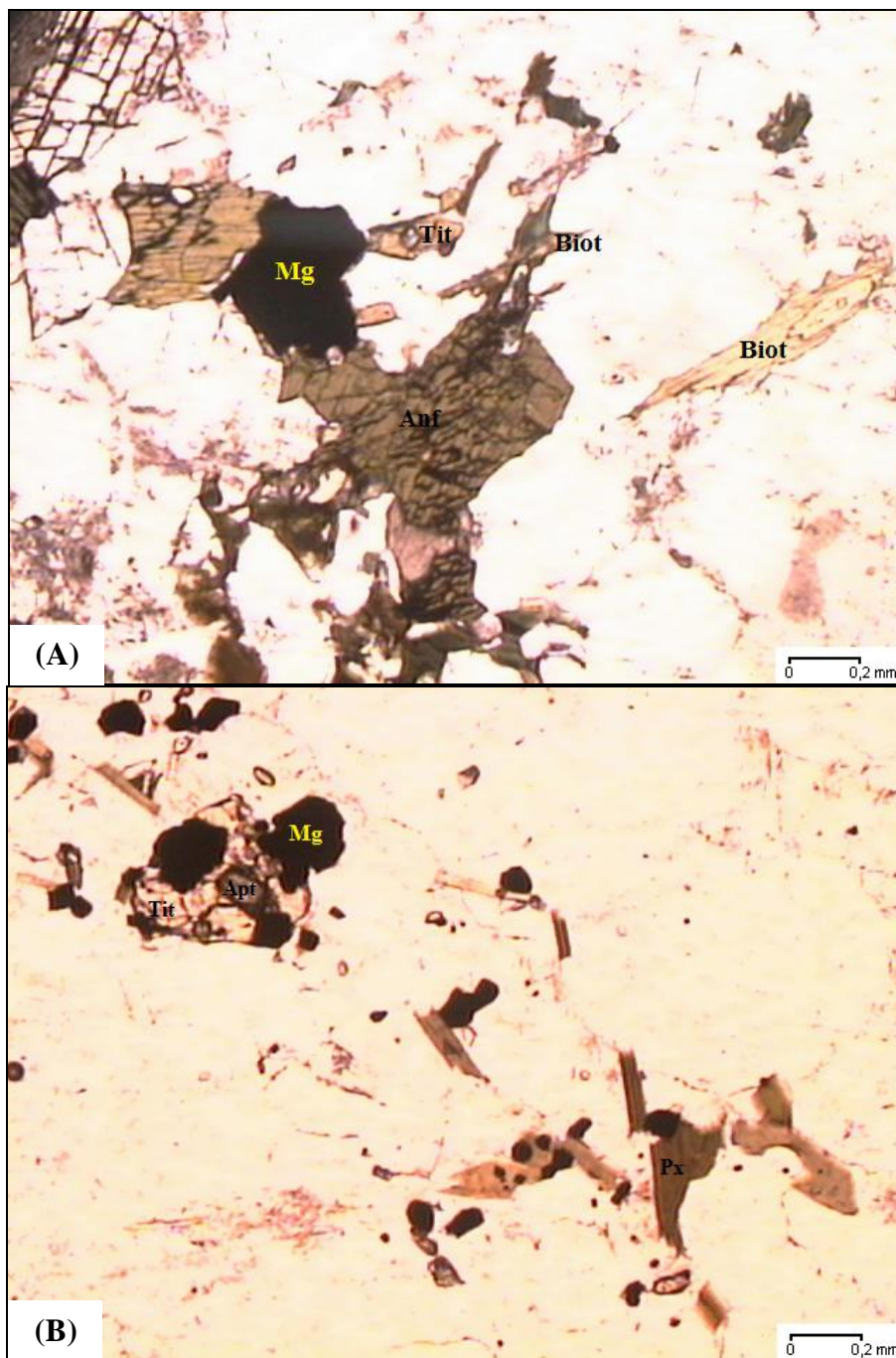


FIGURA 32 – Fotomicrografia dos minerais acessórios do microclina gnaiss. A) Magnetita, titanita e anfibólio. Amostra 200907-18. B) Magnetita, titanita, apatita e piroxênio. Amostra 200907-17. (Mg-magnetita, Tit-titanita, Biot-biotita, Anf-anfibólio, Apt-apatita, Px-piroxênio)

5.2. MICROSSONDA ELETRÔNICA

Através dessa metodologia foram analisadas qualitativa (EDS) e quantitativamente (WDS) as amostras: 200907-13, 200907-18, 200907-20, 200907-21, 200907-23.

5.2.1. ANÁLISES QUALITATIVAS

Albitito

As amostras 200907-20, 200907-21 e 200907-23 foram analisadas por ME sendo que a primeira foi estudada somente qualitativamente enquanto as demais o foram qualitativa e quantitativamente.

Os principais minerais analisados qualitativamente foram: piroxênio (FIG. 33), anfibólio (FIG. 34), granada (FIG. 35), albita (FIG. 36), microclina (FIG. 37), titanita (FIG. 38), biotita (FIG. 39), apatita (FIG. 40), zircão (FIG. 41), epidoto (alanita) (FIG. 42), magnetita (FIG. 43), ilmenita (FIG. 44) e uraninita (200907-21 e 200907-23) (FIG. 45).

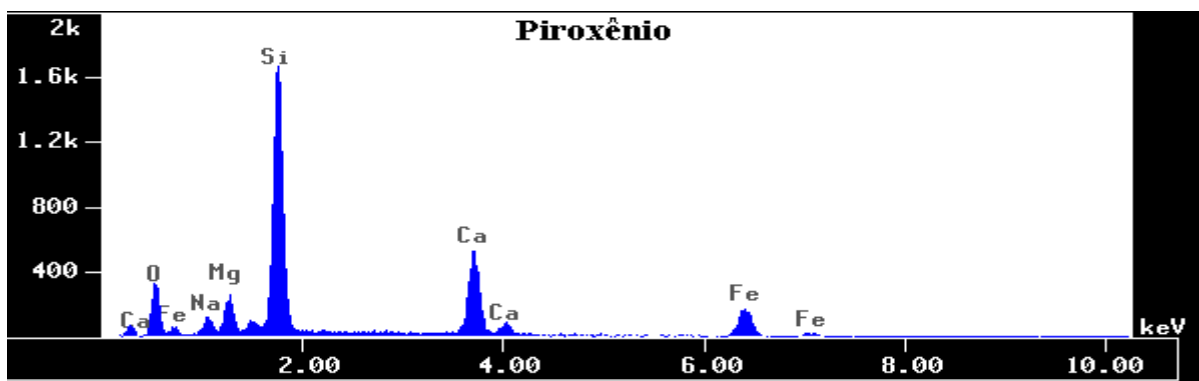


FIGURA 33 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o piroxênio do albitito, amostra 200907-21.

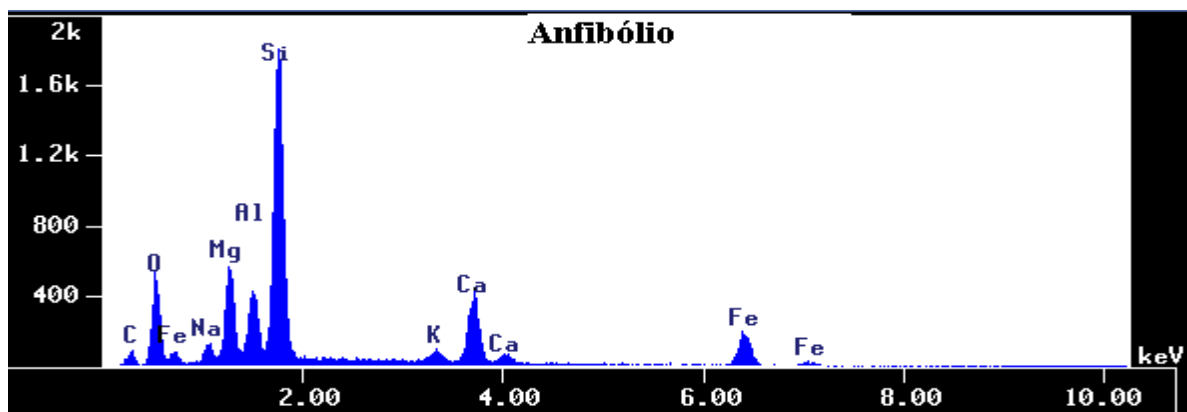


FIGURA 34 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do albitito, amostra 200907-23.

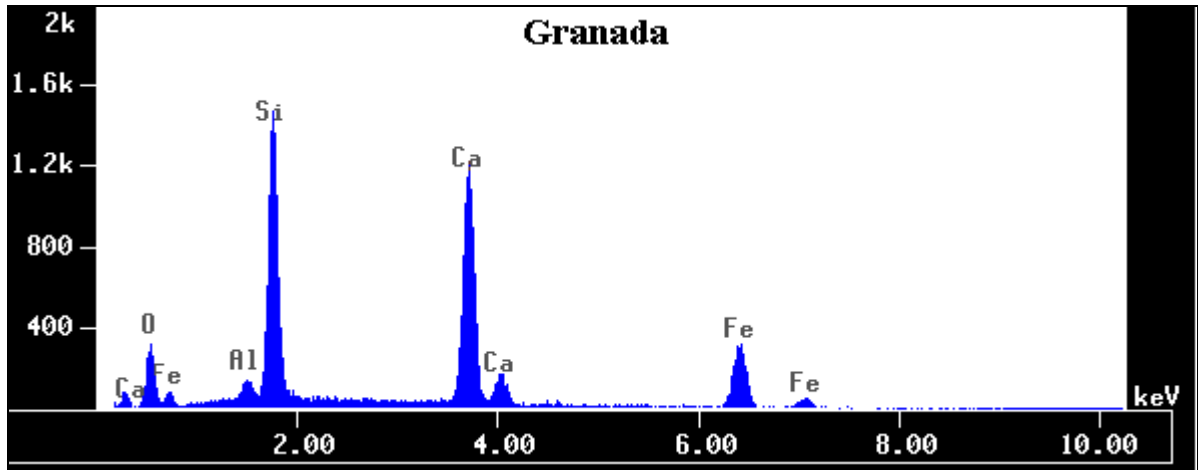


FIGURA 35 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a granada do albitito, amostra 200907-21.

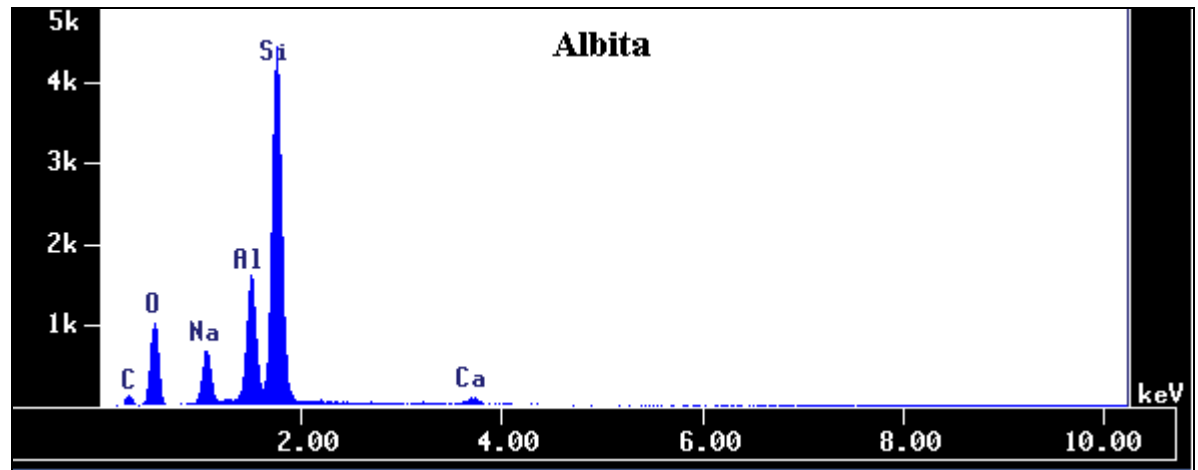


FIGURA 36 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a albita do albitito, amostra 200907-23.

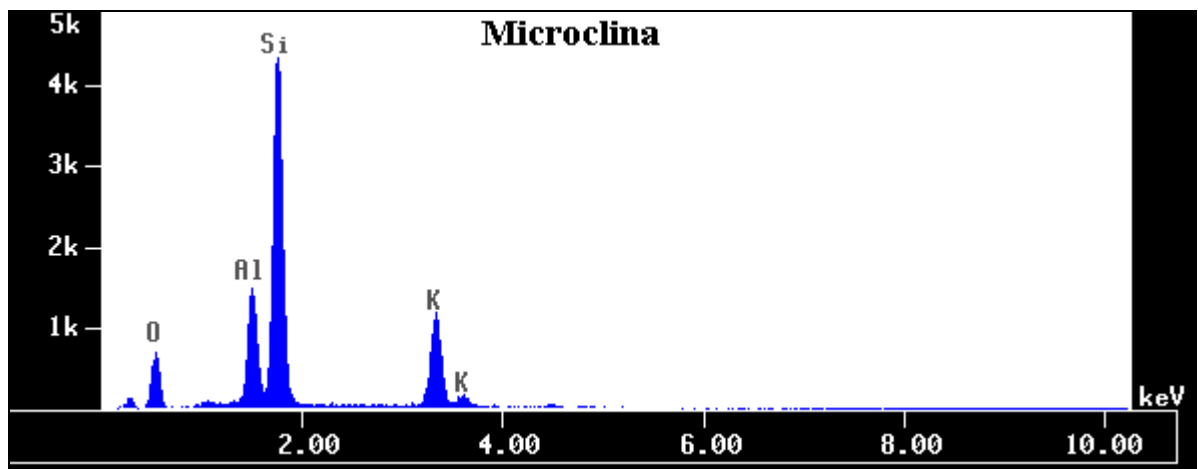


FIGURA 37 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a microclina do albitito, amostra 200907-21.

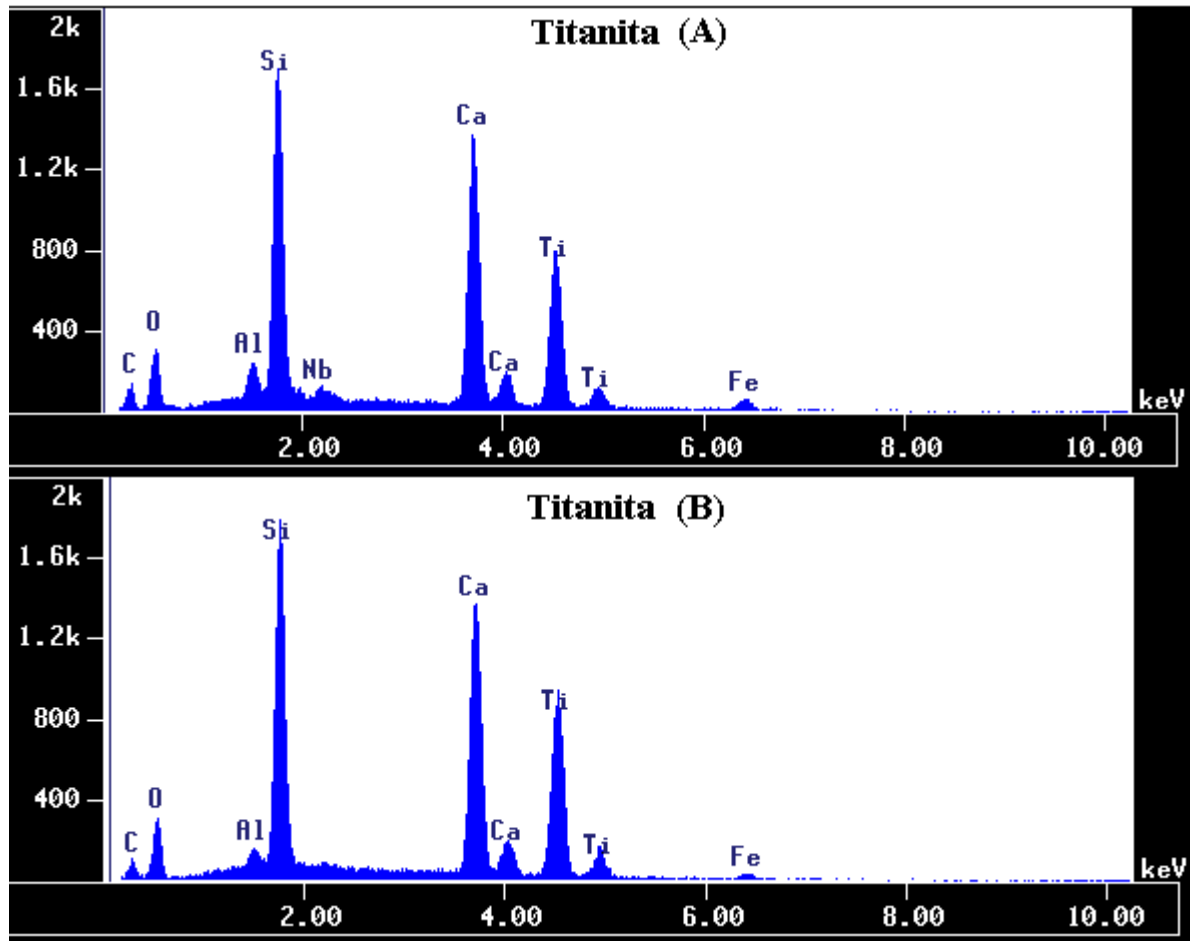


FIGURA 38 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a titanita do albitito, amostra 200907-23. (A) titanita com maior teor de ferro, alumínio e nióbio. (B) titanita com menor teor de ferro e nióbio e maior teor de titânio.

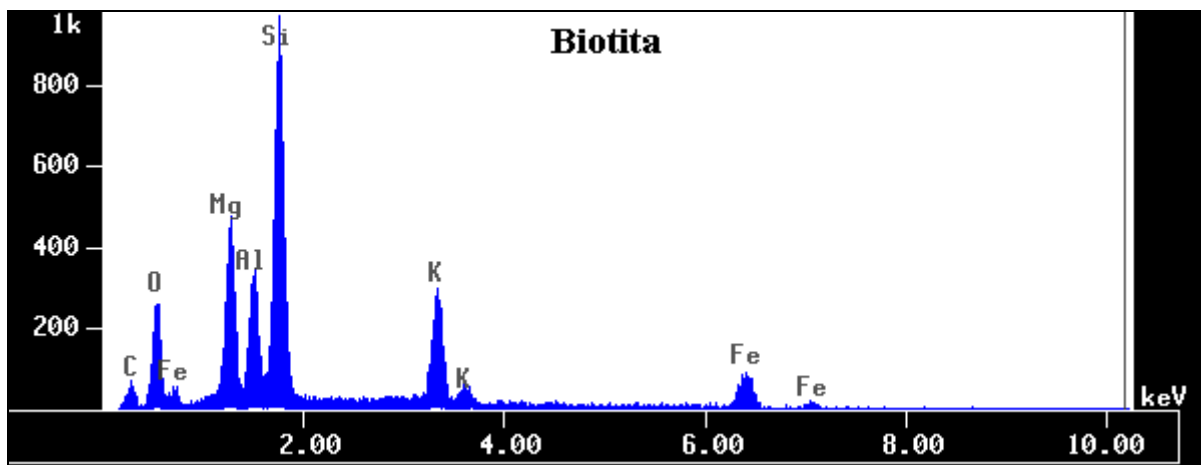


FIGURA 39 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do albitito, amostra 200907-21.

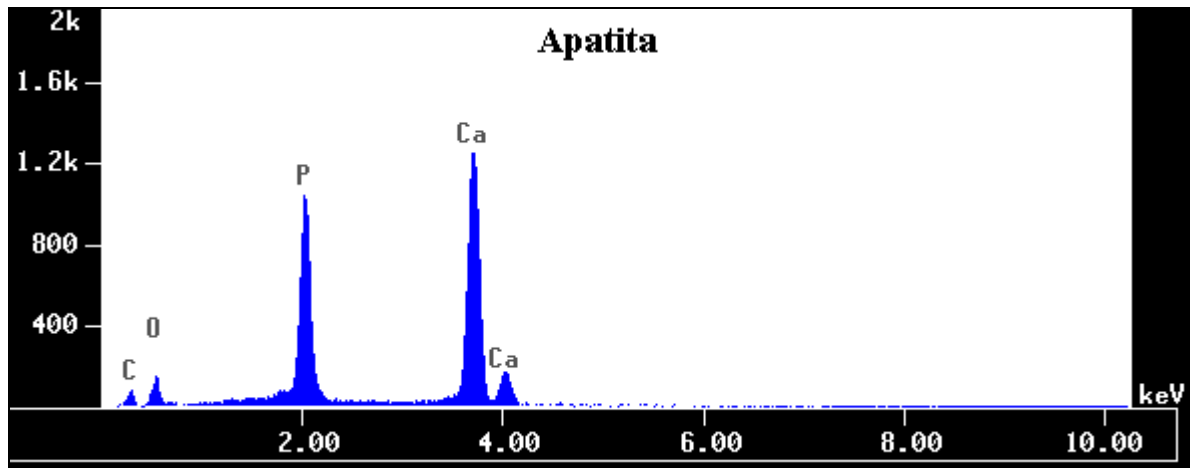


FIGURA 40 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a apatita do albitito, amostra 200907-21.

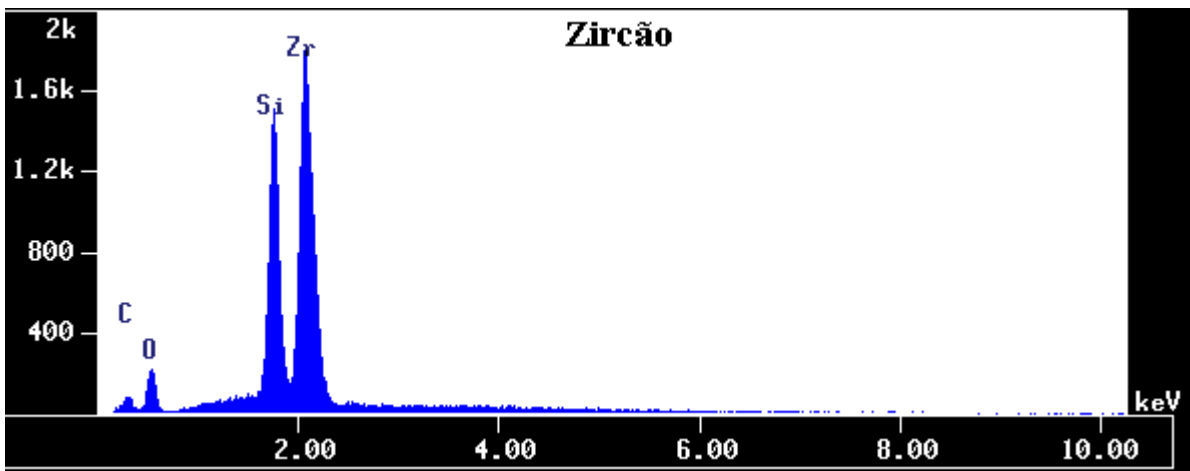


FIGURA 41 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o zircão do albitito, amostra 200907-23.

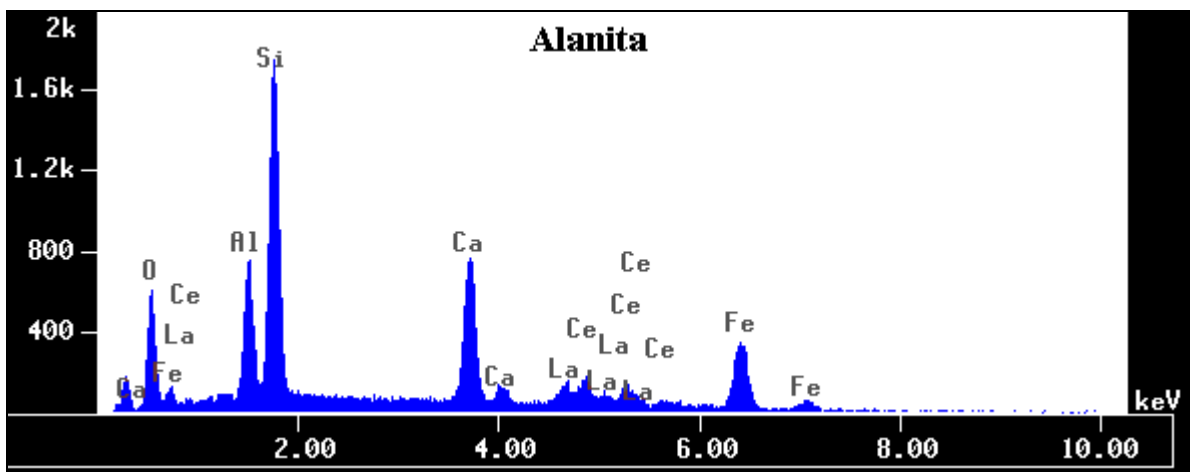


FIGURA 42 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a alanita do albitito, amostra 200907-21.

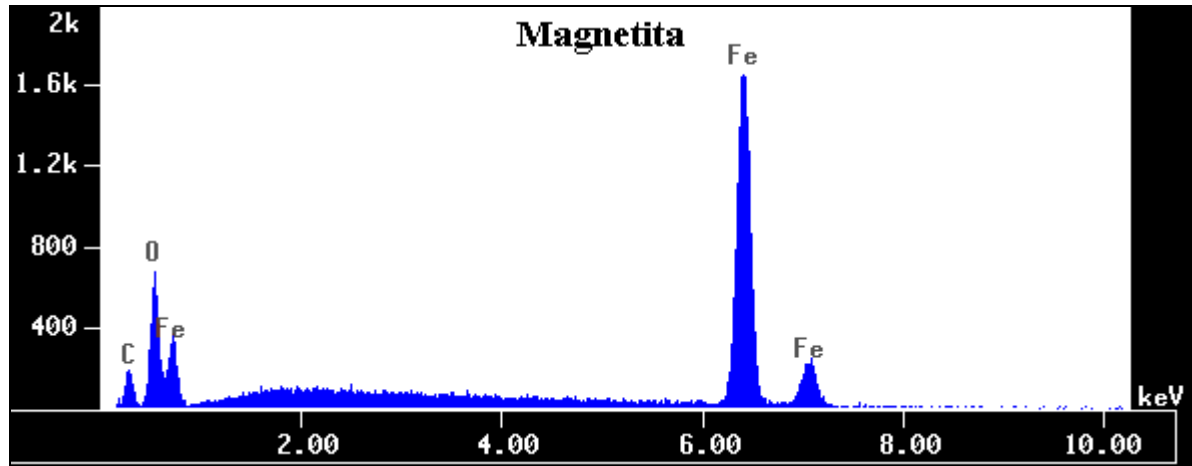


FIGURA 43 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a magnetita do albitito, amostra 200907-21.

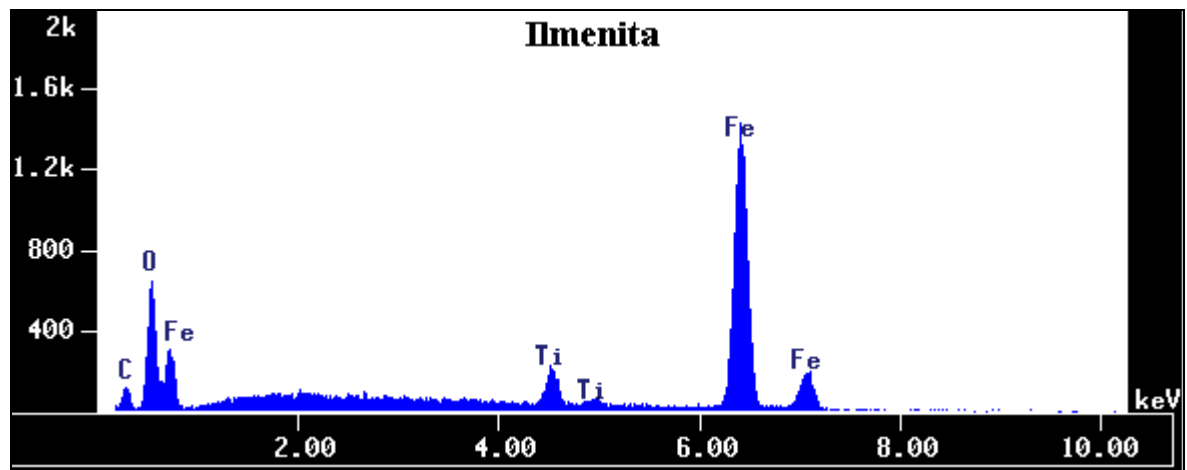


FIGURA 44 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a ilmenita do albitito, amostra 200907-23.

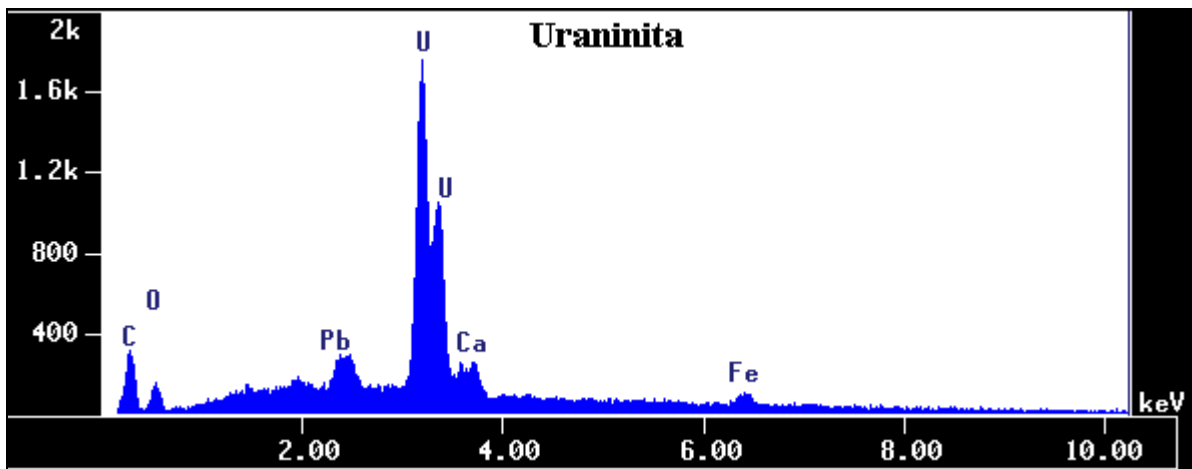


FIGURA 45 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a uraninita do albitito, amostra 200907-23. Os elementos que aparecem que não fazem parte da composição do mineral devem ser interferência do hospedeiro.

A FIG. 46 mostra uma imagem de elétrons retroespalhados indicando alguns minerais inclusos em uma amostra de granada de abitito.

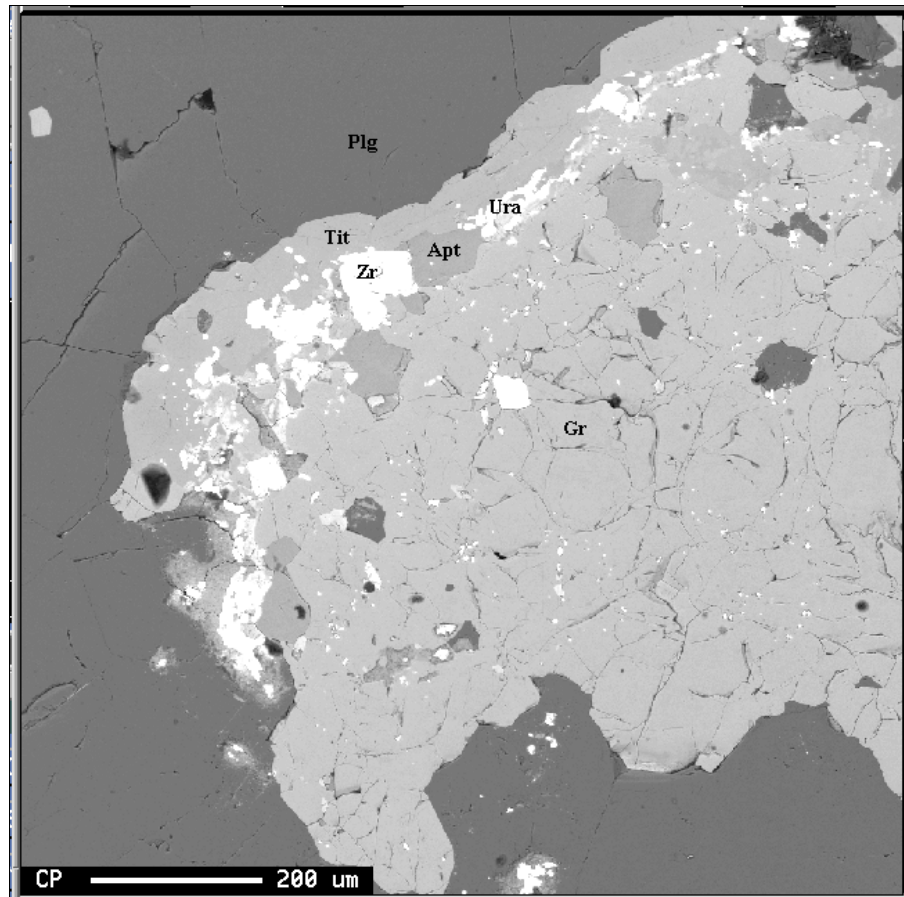


FIGURA 46 – Imagem de elétrons retroespalhados de um cristal de granada (Gr) com inclusões de titanita (Tit), apatita (Apt), zircão (Zr) e uraninita (Ura). Amostra 200907-21.

Anfibolito

Através das análises qualitativas por ME foram confirmadas as ocorrências de anfibólio (FIG. 47), biotita (FIG. 48), titanita, apatita, óxido de ferro (magnetita) e pequenas inclusões de zircão. Apatita, titanita e óxido de ferro (magnetita) estão concentrados principalmente na região de contato entre o anfibolito e o microclina gnaíse.

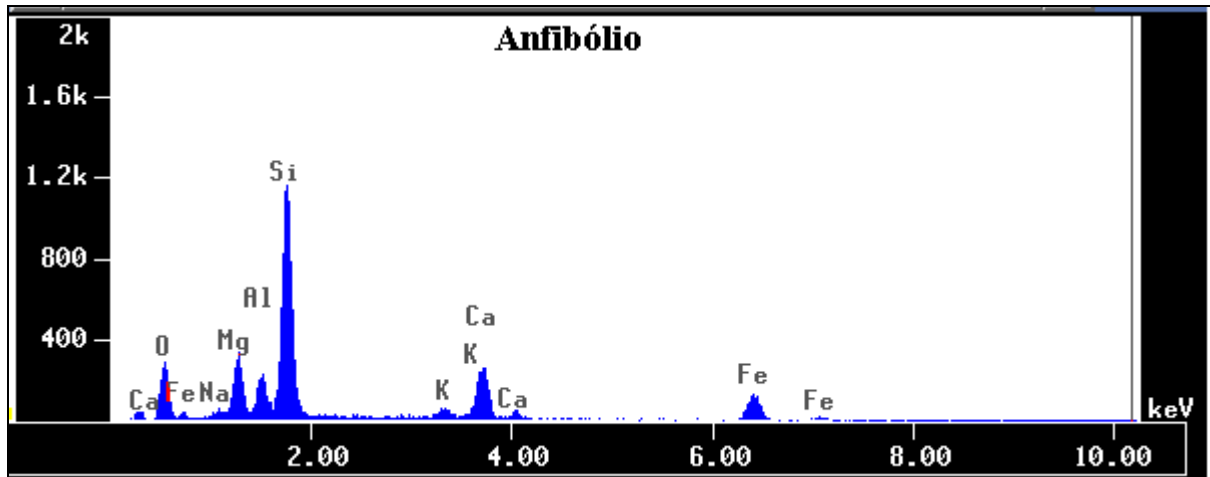


FIGURA 47 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do anfibolito, amostra 200907-13.

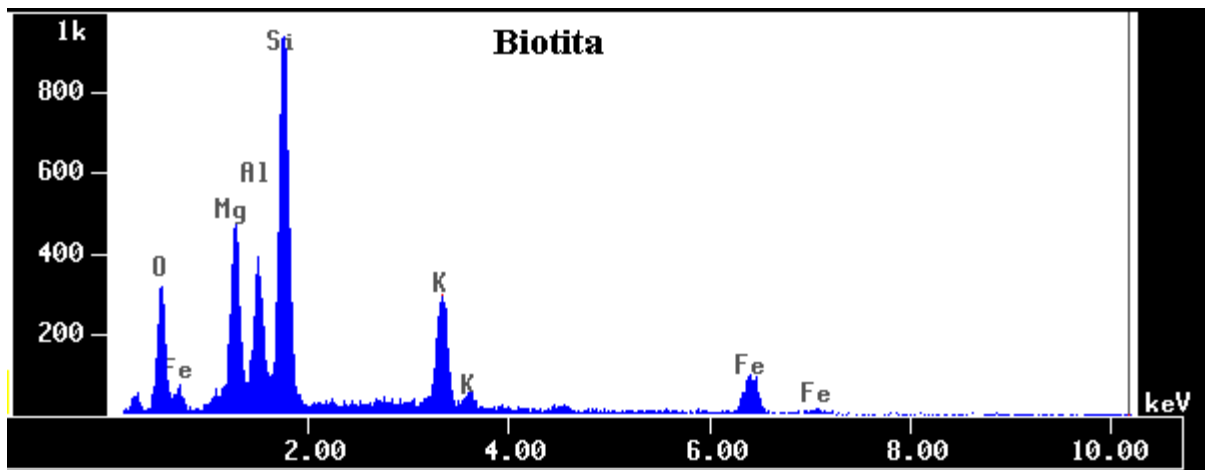


FIGURA 48 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do anfibolito, amostra 200907-13.

Microclina Gnaisse

Qualitativamente, nas amostras 200907-13 e 200907-18, foram reconhecidos piroxênio (FIG. 49), anfibólio (FIG. 50), albita (FIG. 51), microclina, quartzo, titanita, biotita (FIG. 52), apatita, zircão (FIG. 53) e ilmenita (FIG. 54).

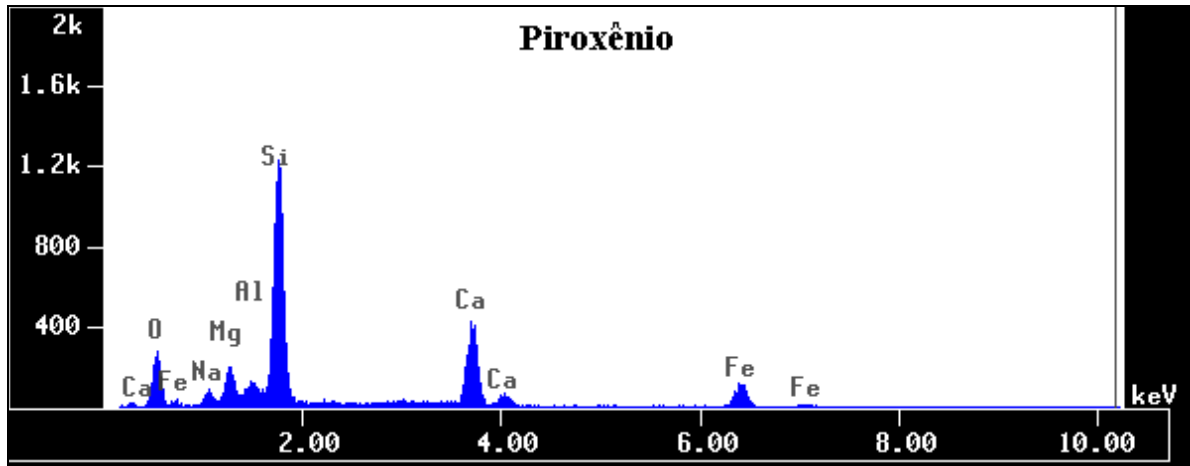


FIGURA 49 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o piroxênio do microclina gnaiss, amostra 200907-13.

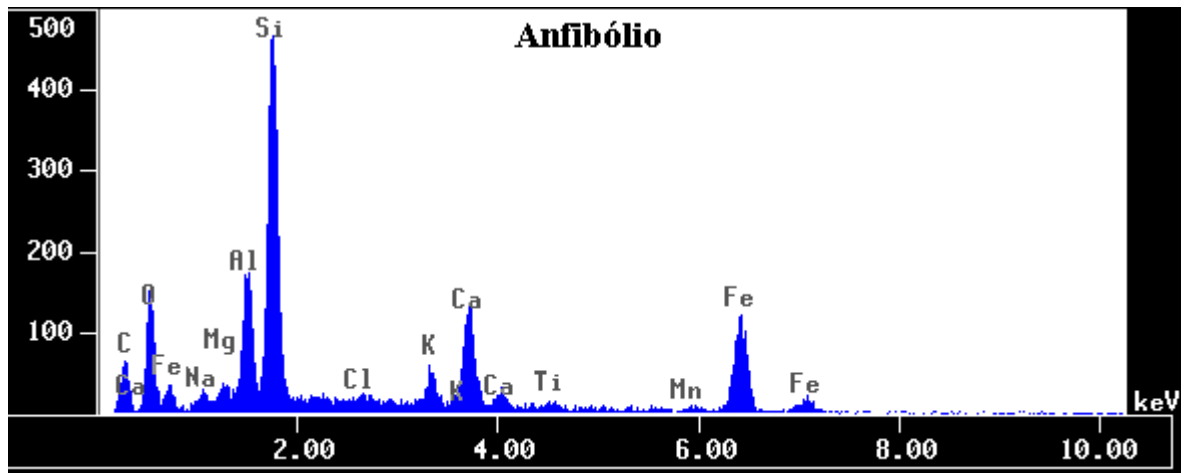


FIGURA 50 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o anfibólio do microclina gnaiss, amostra 200907-18.

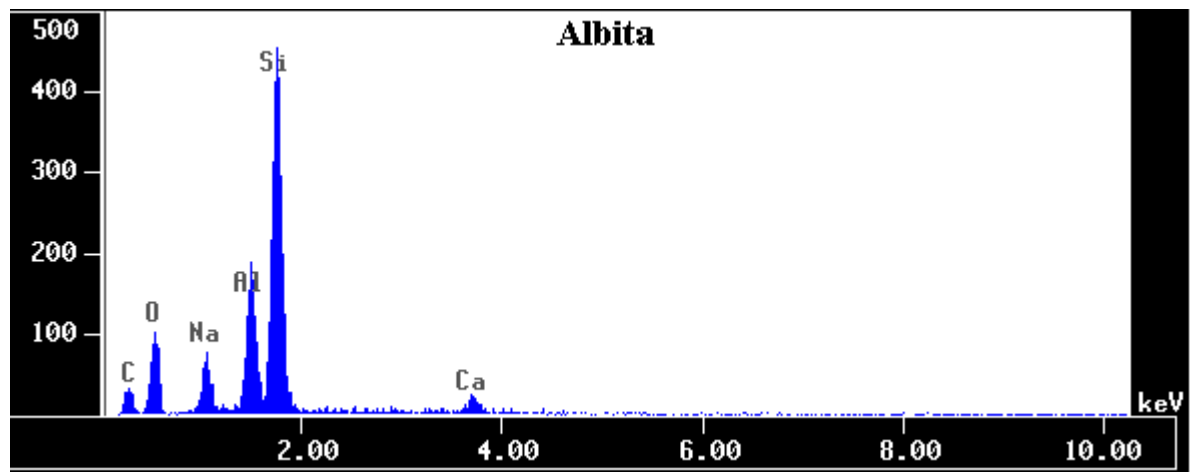


FIGURA 51 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a albita do microclina gnaiss, amostra 200907-18.

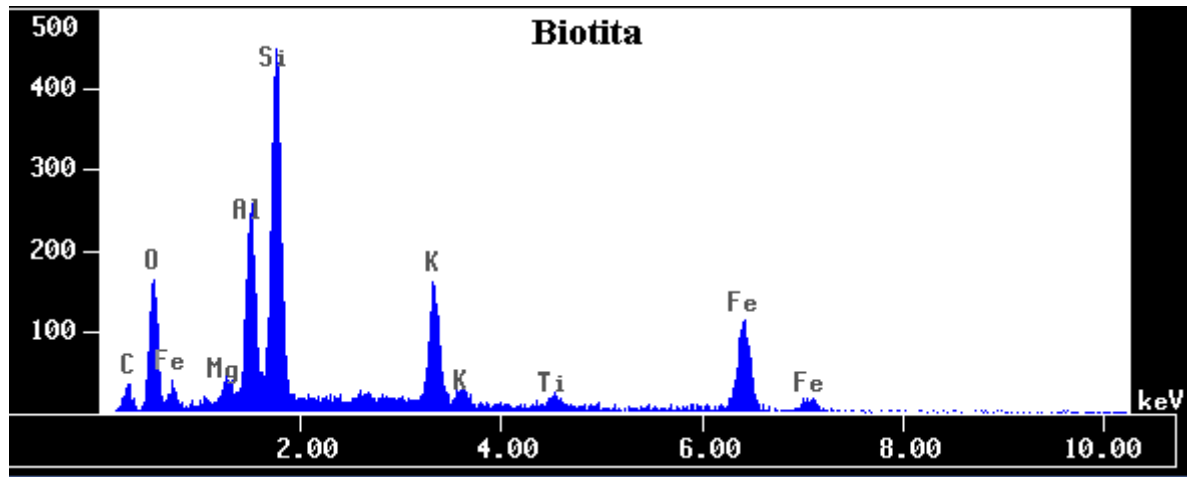


FIGURA 52 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a biotita do microclina gnaiss, amostra 200907-18.

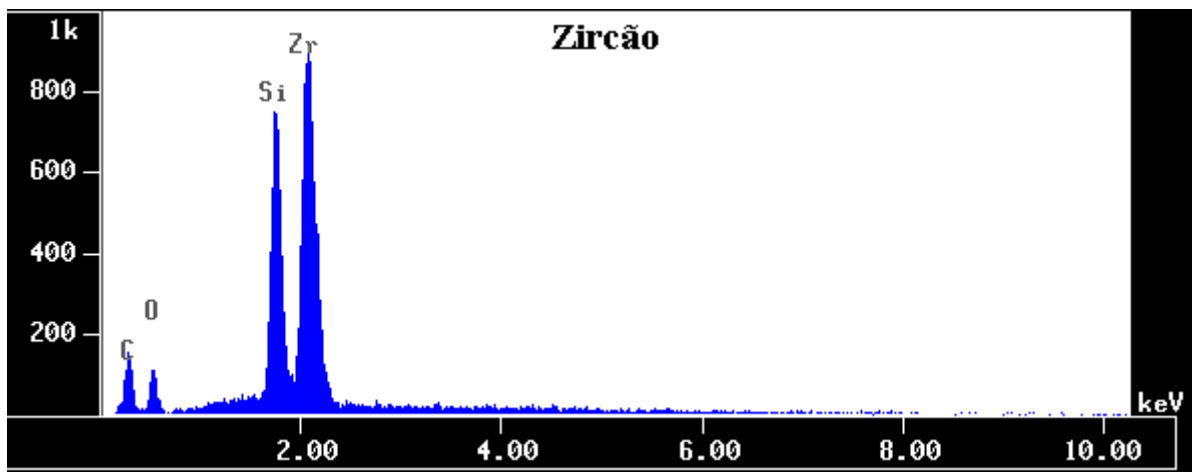


FIGURA 53 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para o zircão do microclina gnaiss, amostra 200907-18.

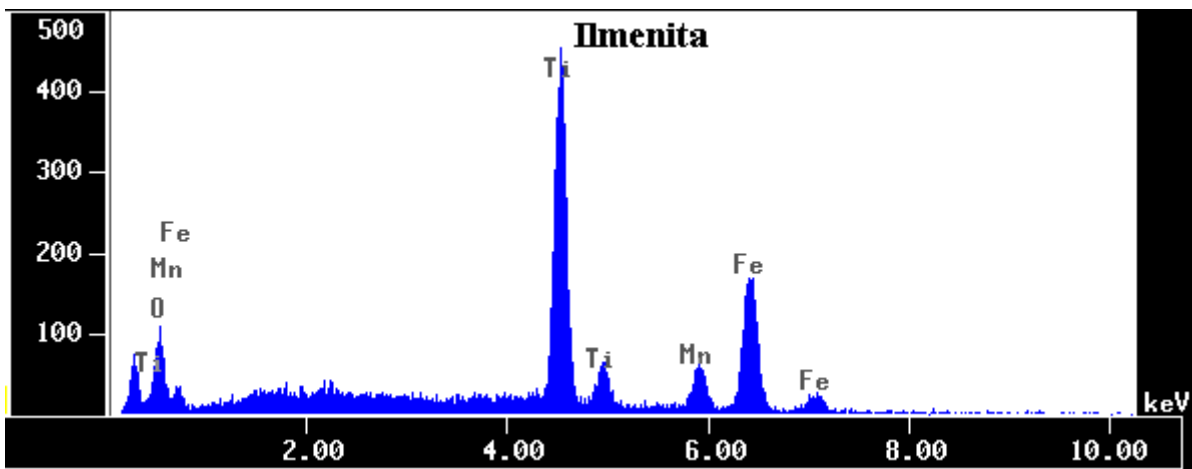


FIGURA 54 – Espectrograma de análise qualitativa (EDS) de ME para a ilmenita do microclina gnaiss, amostra 200907-18.

A FIG. 55 apresenta uma imagem de elétrons retroespalhados de duas áreas distintas do microclina gnaiss mostrando os minerais analisados.

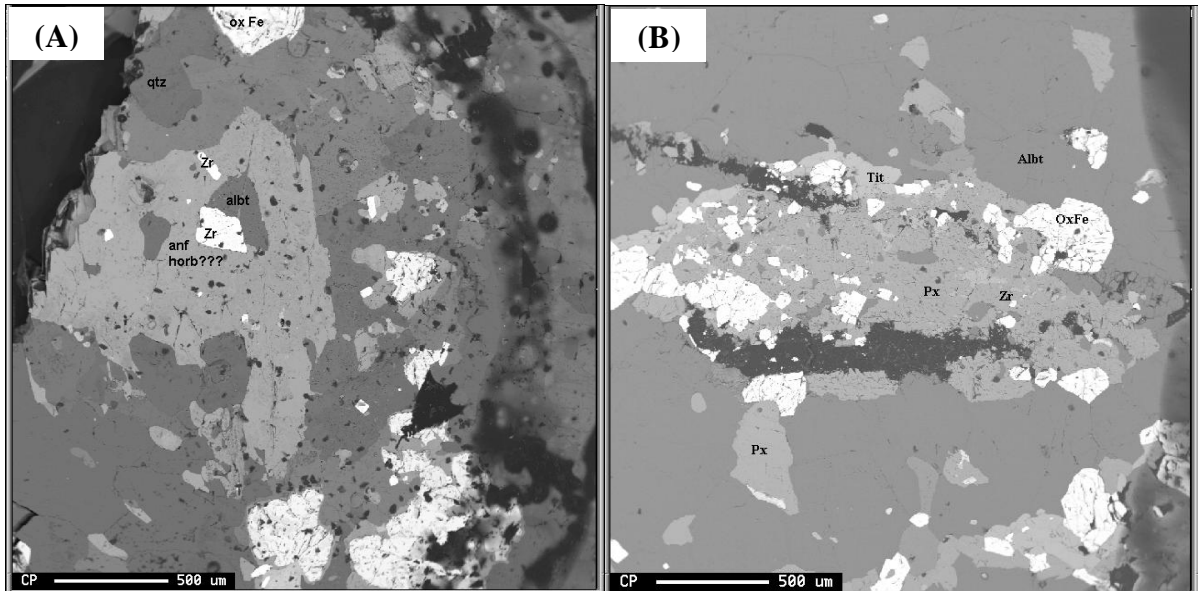


FIGURA 55 – Imagem de elétrons retroespalhados dos minerais do microclina gnaiss. A) amostra 200907-18 e B) amostra 200907-13 (qtz-quartzo, Zr-zircão, albt-albita, anf-anfibólio, Tit-titanita, Px-piroxênio, OxFe-óxido de ferro).

5.2.2. ANÁLISES QUANTITATIVAS

Devido à grande quantidade de minerais encontrados nas rochas estudadas, nem todos puderam ser quantitativamente analisados. Portanto, foram selecionados para essas análises somente os minerais considerados mais relevantes para as comparações que serão feitas no Capítulo 6 – Discussão. Vale ressaltar também as dificuldades existentes quando se realiza as análises por WDS, como o tempo gasto para padronização dos elementos a serem quantificados, o tempo gasto para análise de cada elemento e o fato de que a microsonda não diferencia números de oxidação dos elementos, o que é um problema principalmente para o ferro que pode ter valência 2 e 3 e foi analisado como Fe^{2+} .

Piroxênios

Os minerais do grupo do piroxênio são inosilicatos, ou seja, silicatos onde os tetraedros de silício e oxigênio estão compartilhando dois de seus vértices formando cadeias simples. Possuem fórmula química generalizada por Klein (2008) como XYZ_2O_6 , onde X pode ser Na^+ , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} e Li^+ , com coordenação 6 e 8; Y pode ser Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} e Ti^{4+} , com coordenação 6; e Z representa Si^{4+} e Al^{3+} na coordenação tetraédrica.

Eles são divididos em grupos que podem ou não formar solução sólida entre si dependendo da proporção entre os cátions presentes nas posições X e Y.

Os piroxênios podem incluir minerais de sistemas cristalinos ortorrômbico e monoclinico. Os piroxênios estudados por ME são chamados de clinopiroxênios e cristalizam-se no sistema monoclinico. Eles fazem parte do grupo de solução sólida diopisídio ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)-hendenbergita ($\text{Ca,FeSi}_2\text{O}_6$)-augita $[(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$ (DEER et al, 1974).

Durante as análises quantitativas (WDS) da ME foram analisados piroxênios das amostras 200907-13 (contato entre anfibolito e microclina gnaisse), 200907-13 (microclina gnaisse) e 200907-21 (albitito).

Os piroxênios do contato anfibolito/microclina gnaisse e do albitito foram classificados como *aegerina-augita* (FIG. 56). A augita é um piroxênio de fórmula $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ no qual existe substituição do Ca^{2+} por Na^+ no sítio de coordenação 8; entre os cátions Mg^{2+} , Fe^{2+} e Al^{3+} no sítio de coordenação 6; e de Al^{3+} e Si^{4+} no sítio tetraédrico. A aegerina é um piroxênio que tem fórmula $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ e, portanto, a *aegerina-augita* é, na verdade, um membro intermediário da série da augita onde ocorre a seguinte substituição:



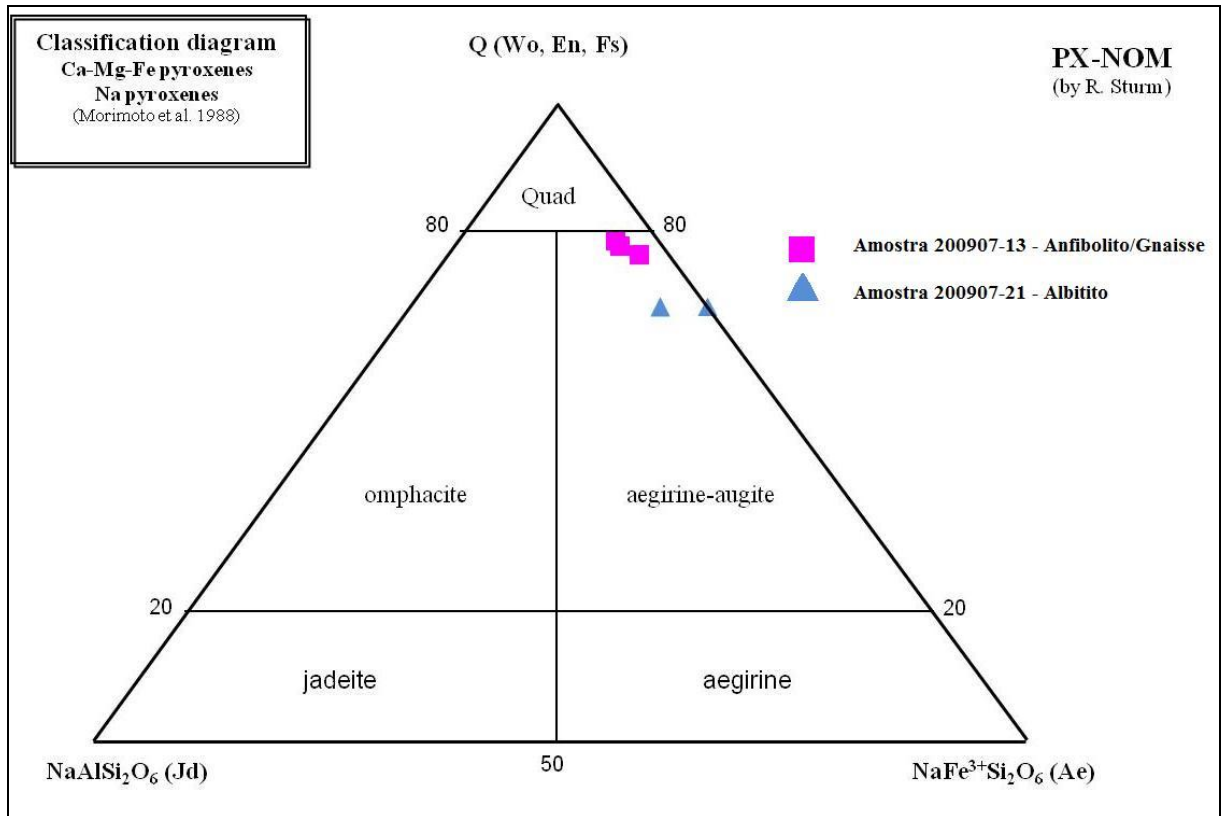


FIGURA 56 – Classificação de piroxênios estudados nas amostras 200907-13 e 200907-21. Ae-aegerina; Jd-Jadeita; Wo-Wollastonita; En-Enstatita; Fs-Ferrosilita. Classificação utilizando o software PX-NOM (STURM, 2002).

Foram analisados dois piroxênios no gnaiss sendo que um foi classificado como diopsídio ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) e o outro como augita $[(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6]$. Na realidade as duas análises encontram-se próximo ao limite de composição entre diopsídio, hedenbergita e augita (FIG. 57). Isso ocorre devido as substituições que ocorrem nos sítios de coordenação 8 (Ca^{2+} e Na^+) e 6 (Mg^{2+} , Fe^{2+} e Al^{3+}).

Para o tratamento dos dados referentes à classificação dos piroxênios foi utilizado o software PX-NOM (STURM, 2002). Os dados referentes a essas classificações encontram-se no ANEXO B.

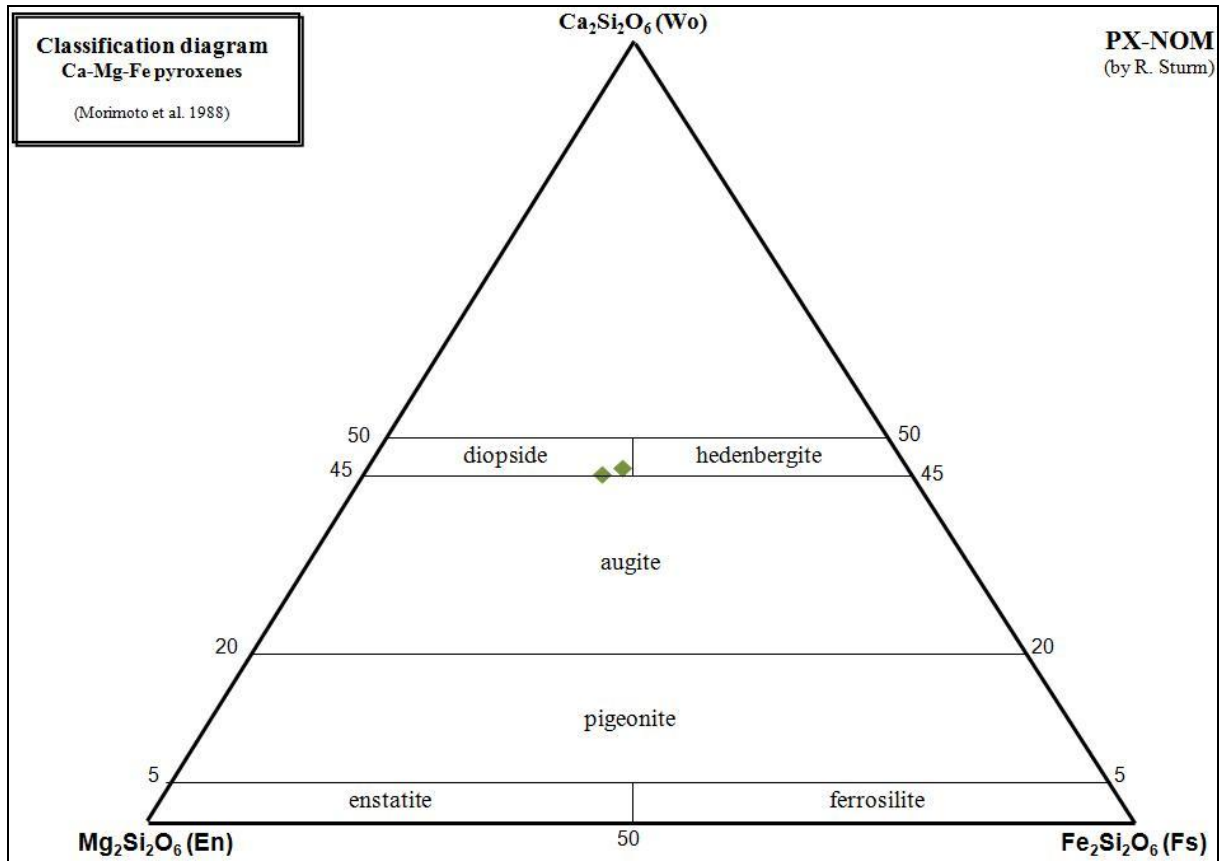


FIGURA 57 – Classificação de piroxênio estudado na amostra 200907-13. Wo-Wollastonita; En-Enstatita; Fs-Ferrosilita. Classificação utilizando o software PX-NOM (STURM, 2002).

Anfibólios

Os minerais do grupo do anfibólio possuem fórmula química geral $A_{0-1}X_2Y_5Z_8Si_{22}(OH,F)_2$ onde A pode ser Na^+ ou K^+ ; X, Ca^{2+} , Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} e Li^+ ; Y, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} e Ti^{4+} ; e Z se refere a Si^{4+} e Al^{3+} (KLEIN, 2008). Eles são inossilicatos, ou seja, seus tetraedros de silício e oxigênio formam cadeias duplas. Os anfibólios assim como os piroxênios podem ser monoclinicos ou ortorrômbicos (DEER et al, 1974).

A estrutura dos anfibólios permite substituições entre os íons e por isso os minerais dessa classe mineral possuem composição química muito variável. Esse fato dificulta muito os cálculos para a classificação dos minerais desse grupo uma vez que além da possibilidade da presença de vários elementos, esses muitas vezes podem ocupar mais de um sítio em sua estrutura cristalina (DEER et al, 1974).

Durante as análises por WDS foram analisados somente os anfibólios da amostra 200907-13 presentes no anfibolito e no contato deste com o microclina gnaiss. Estes anfibólios foram classificados como do grupo dos anfibólios cálcicos, grupo das hornblendas

(FIG. 58A) e apresentaram composição variando entre Edenita e Edenita-Hornblenda (FIG. 58B). Os dados obtidos que levaram a esses resultados estão no ANEXO B.

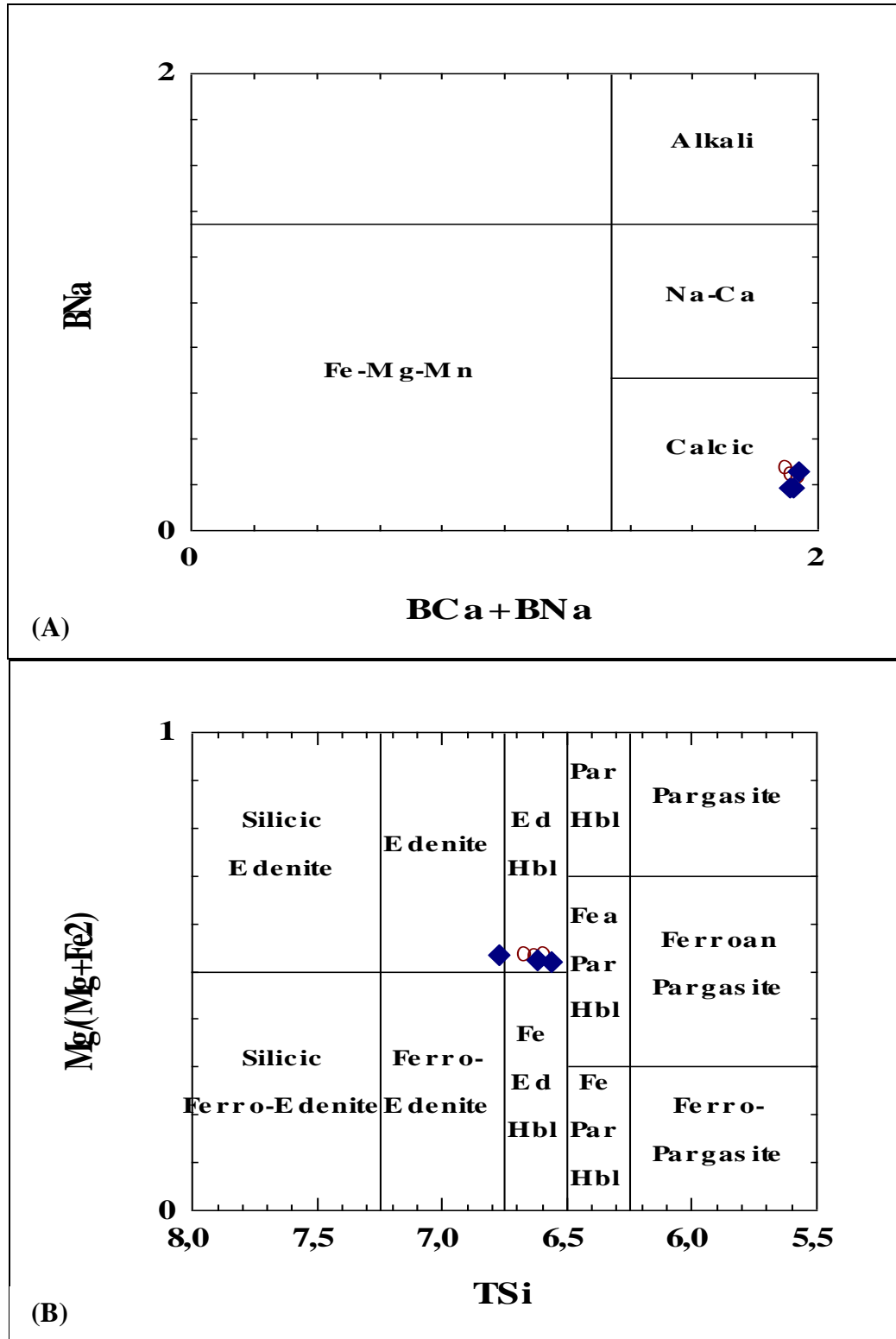


FIGURA 58 – Diagramas para classificação dos anfibólios da amostra 200907-13 {Hornblenda comum: $(Ca,Na,K)_{2.3}(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5[Si_6(Si,Al)_2O_{22}](OH,F)_2$ / Edenita: $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH,F)_2$ }. Gerados a partir do software MINPET 2.0.

Granadas

As granadas fazem parte do grupo de silicatos onde os tetraedros de silício e oxigênio encontram-se isolados, ou seja, a ligação entre esses tetraedros ocorre somente pela interação destes com cátions intersticiais (cátions de coordenação 8 e 6). Sua fórmula química geral pode ser representada por $A_3B_2(SiO_4)_3$, onde A se refere aos sítios de cátions com coordenação 8 e B aos sítios de coordenação 6. Devido às possibilidades de substituições nestes dois sítios (A e B) as granadas formam duas séries onde ocorrem substituições isomorfas (TAB. 4) (DEER et al, 1975a; KLEIN, 2008).

TABELA 4 – Composição química das granadas das séries pirlaspita e ugrandita. (KLEIN, 2008)

Piralspita		Ugrandita	
Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	Uvarovita	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$
Almandina	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	Grossulária	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
Espessartita	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	Andradita	$Ca_3Fe^{3+}_2Si_3O_{12}$

A granada estudada por WDS pertence à amostra de granada-albitito 200907-21 e a composição obtida foi andradita (entre 75 a 82%), como mostrado na TAB. 5. Nota-se que há uma certa porcentagem de almandina, grossulária e granada com titânio, o que mostra que há substituição em certa quantidade de Ca^{2+} por Fe^{2+} , no sítio A, e de Al^{3+} por Fe^{3+} e Ti^{4+} , no sítio B.

TABELA 5 – Análise química, por ME, representativa de granadas encontradas em granada-albitito (200907-21). Planilha para cálculo de fórmula mineral (BRADY et al, 2009).

	200907-21 Granada-1	200907-21 Granada-2	200907-21 Granada-3
SiO ₂	36,38	36,50	36,25
TiO ₂	0,42	0,52	0,57
Al ₂ O ₃	1,46	2,26	3,43
Fe ₂ O ₃	25,50	24,96	24,81
FeO	4,16	4,14	3,19
CaO	31,00	31,21	31,74
Total	98,92	99,59	99,71
Oxigênios	12	12	12
TSi	2,98	3,07	3,02
TAl	0,00	0,00	0,00
Al VI	0,15	0,22	0,34
Fe ³⁺	1,63	1,58	1,55
Fe ²⁺	0,30	0,29	0,22
Ti	0,03	0,03	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	2,82	2,81	2,83
Almandina	9,48	9,36	7,28
Piropo	0,00	0,00	0,00
Grossulária	7,36	11,05	16,20
Espessartita	0,00	0,00	0,00
Uvarovita	0,00	0,00	0,00
Ca-Ti Gt	1,35	1,62	1,72
Andradita	81,83	77,97	74,80
Total	100	100	100

Feldspatos

Os minerais do grupo do feldspato são, em geral, expressos no diagrama ternário com os extremos ortoclásio (Or; KAlSi₃O₈) – albita (Ab; NaAlSi₃O₈) – anortita (An; CaAl₂Si₂O₈). Os membros da série entre Or-Ab são denominados *feldspatos alcalinos ou potássicos* e os membros entre Ab-An são denominados *plagioclásios*. Dentro destas séries, o feldspato é caracterizado em função de suas porcentagens moleculares entre Or-Ab-An (DEER et al, 1975b).

Foram realizadas análises por WDS nos plagioclásios das amostras 200907-13, 200907-18 e 200907-21.

Durante os estudos petrográficos verificou-se que os feldspatos do microclina gnaise, por vezes apareciam muito alterados (plagioclásio precoce) e, por isso, uma amostra (200907-18) foi analisada por ME visando-se conhecer as possíveis diferentes composições desses

feldspatos (FIG. 59). Como pode ser observado no diagrama da FIG. 60 observou-se para esses feldspatos uma diversidade composicional onde feldspatos alcalinos, ortoclásio (microclina) e plagioclásios, andesina e oligoclásio podem ser encontrados.

Na amostra 200907-13 foram estudados plagioclásios do contato anfibolito/microclina gnaiss e no microclina gnaiss e ambos foram reconhecidos com oligoclásio. Já na amostra de albitito, 200907-21 foi analisado somente o feldspato alcalino, classificado como microclina, uma vez que, outros autores já definiram a composição do plagioclásio tardio como sendo albita-oligoclásio (CRUZ, 2004; MARUEJOL, 1989).

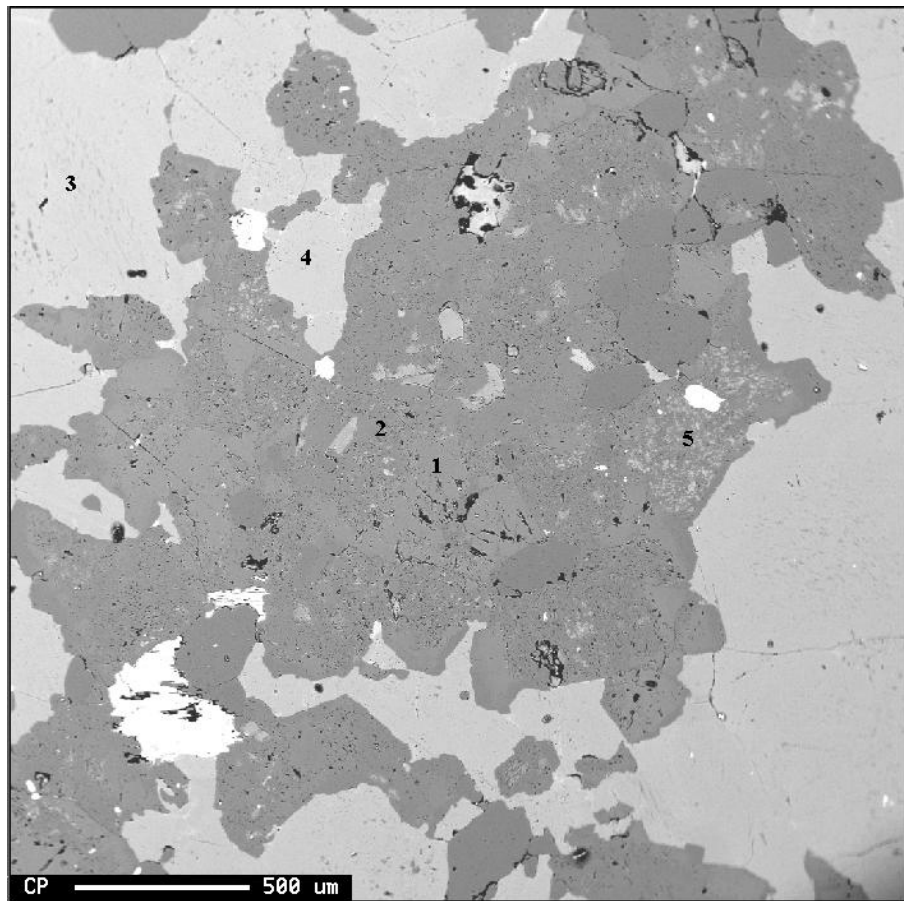


FIGURA 59 – Imagem de elétrons retroespalhados dos feldspatos presentes no microclina gnaiss. Amostra 200907-18. Composição: 1 e 5 – Andesina; 2 – Oligoclásio; 3 e 4 – Feldspato Alcalino (microclina).

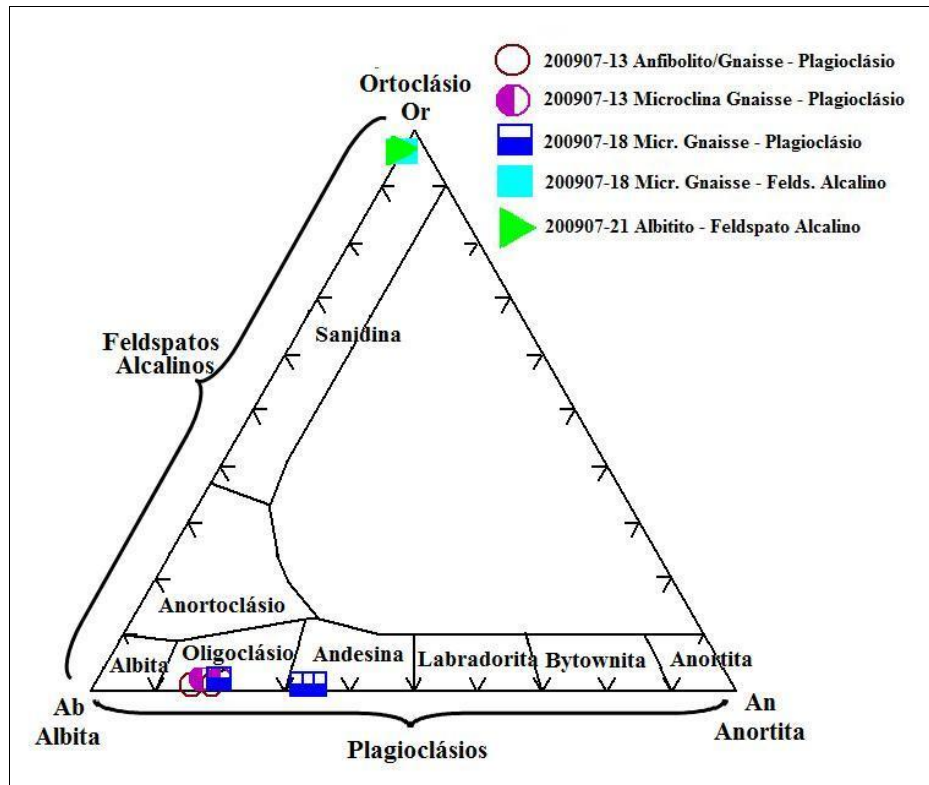


FIGURA 60 – Diagrama ternário para classificação dos feldspatos. Obtido pelo software MINPET 2.0

Titanita

A titanita, $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$, é um mineral da classe dos nesossilicatos, como a granada, e cristaliza-se no sistema cristalino monoclinico. Na estrutura da titanita as cadeias formadas pelos octaedros de TiO se ligam aos tetraedros de silício. Essa estrutura da titanita forma cavidades que vão “abrigar” os cátions de Ca^{2+} . (DEER et al, 1975a; KLEIN, 2008)

A partir de imagens de elétrons retroespalhados foi possível visualizar nas titanitas do albitito, do microclina gnaise e do anfíbolito diferenças de tonalidade. No gnaise e no anfíbolito o aspecto é de zonamento e no albitito é de alteração (FIG. 61). Sabe-se que na ME a diferença de tonalidade entre os minerais é função da massa molecular, ou seja, quanto mais elementos pesados o mineral tiver mais clara será sua imagem. No gnaise observa-se que o centro do cristal de titanita aparece mais escuro do que as extremidades enquanto que no albitito existe também uma diferença de tonalidade, porém as titanitas de coloração diferente estão com aspecto de misturadas, o que sugere algum tipo de alteração.

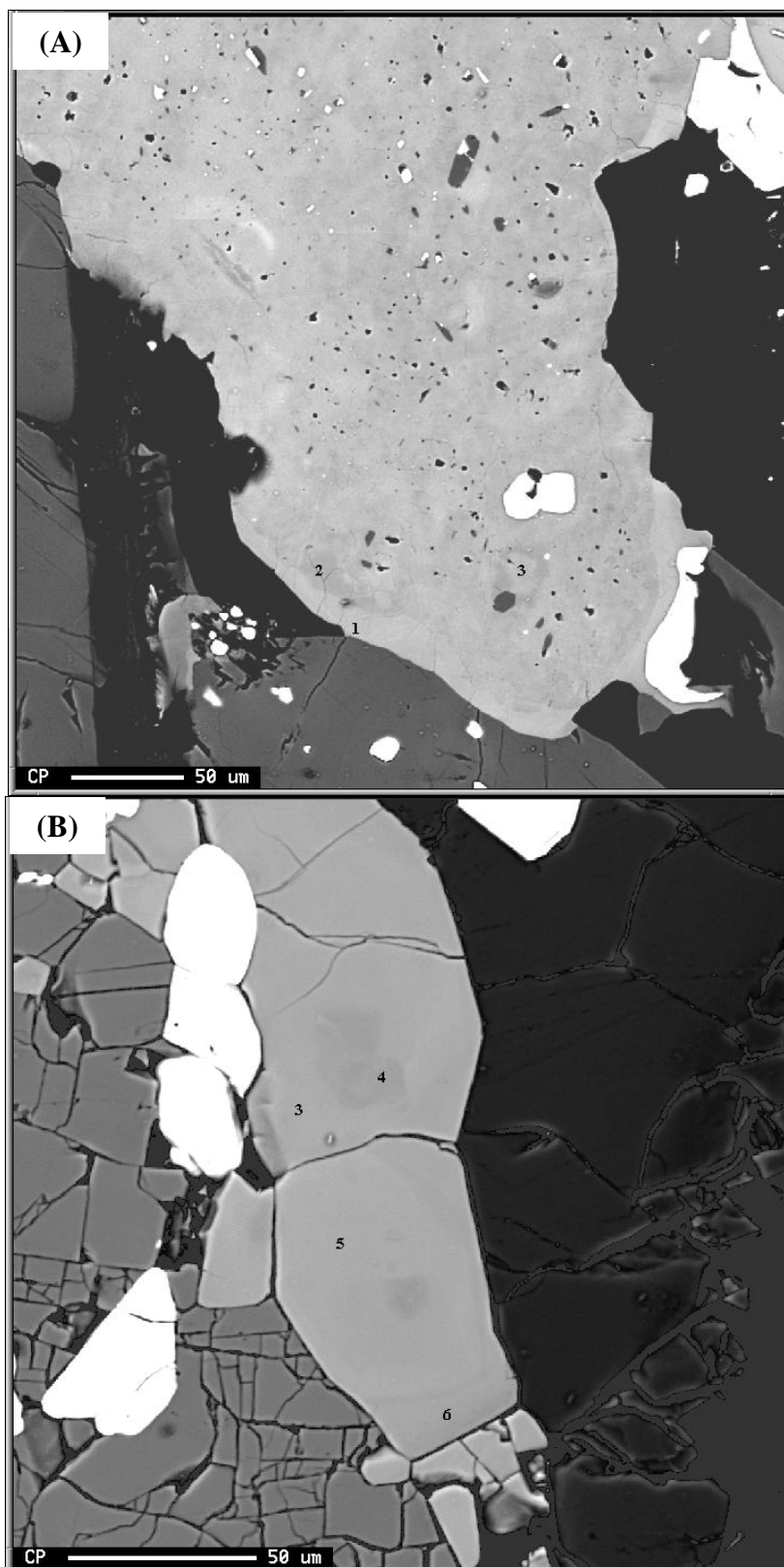


FIGURA 61 – Imagens de elétrons retroespalhados das titanitas mostrando as diferenças composicionais. (A) Albitite – ordem crescente dos teores de Fe, Nb e Al: 2-3-1. (B) Microclina gnaiss – ordem crescente do teor de Fe: 4-3-5-6.

No tratamento dos dados (ANEXO B) observou-se uma variação nos teores de Fe x Ti, e Al x Ti (FIG. 62) e, também que as titanitas de coloração “mais clara” nas imagens de elétrons retroespalhados apresentam maior teor de Fe e Al.

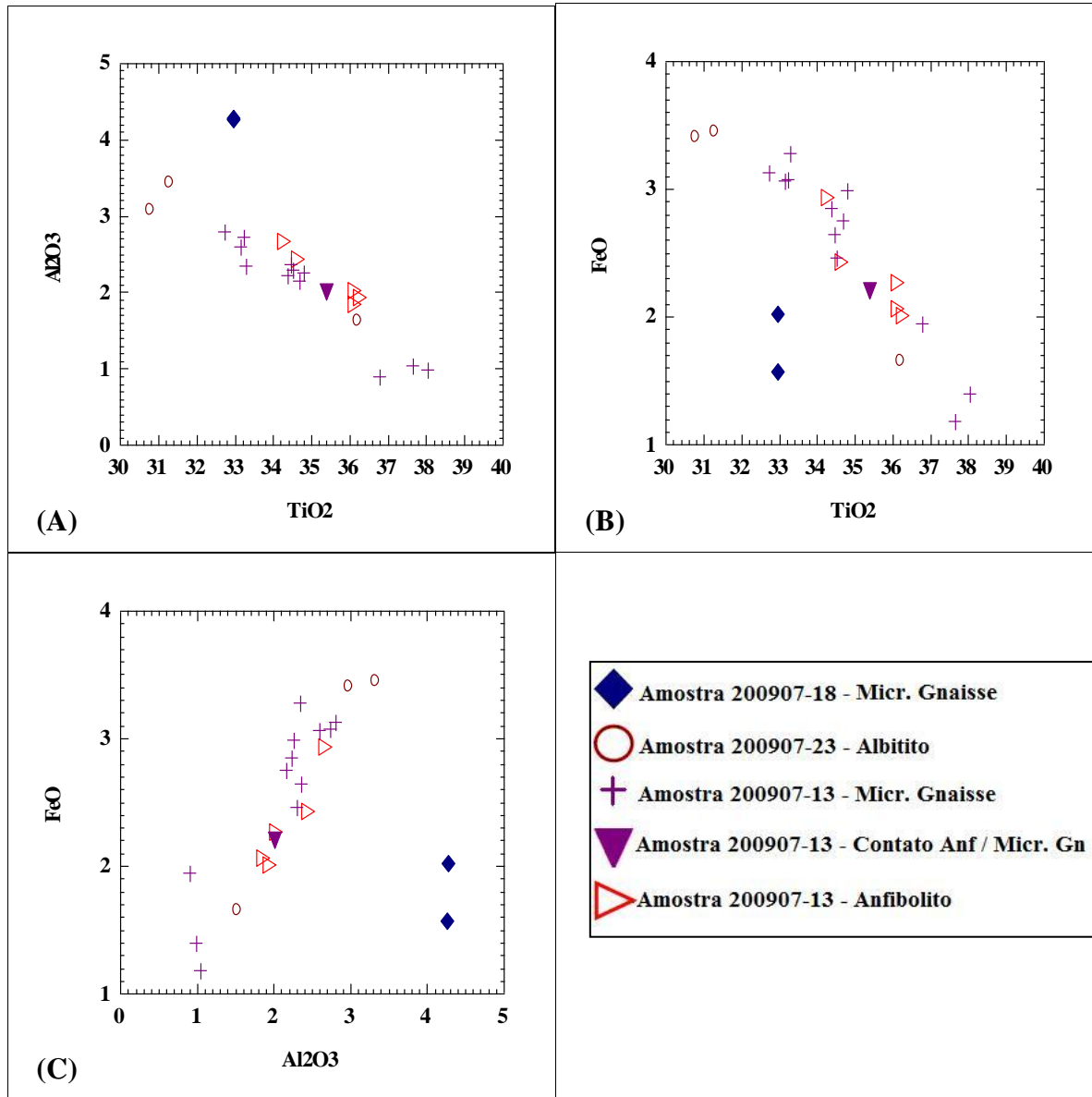


FIGURA 62 – Diagramas relacionando a composição das titanitas nas rochas estudadas. (A) Al₂O₃ x TiO₂, (B) FeO x TiO₂, (C) FeO x Al₂O₃. Obtidos com o software Minpet 2.0.

5.3. LA-ICP-MS

Estudos por LA-ICP-MS foram realizados em minerais das amostras 200907-13, 200907-20 e 200907-23 visando a identificação dos elementos traços presentes.

Na amostra 200907-13 foram estudadas as titanitas presentes no anfibolito e no gnaíse, na amostra 200907-20 de albitito não mineralizado foram estudados plagioclásio tardio (albita recristalizada) e anfibólio, na amostra 200907-23 de albitito mineralizado os minerais plagioclásio tardio (albita recristalizada), anfibólio e piroxênio. As tabelas com os valores obtidos para todos os elementos analisados encontram-se no ANEXO C.

Para o tratamento dos dados foi feita uma padronização dos resultados obtidos considerando como padrão o teor médio de silício presente em cada mineral a partir dos resultados das análises por ME.

As titanitas presentes no anfibolito apresentaram os elementos traço nióbio, cério e neodímio em quantidades superiores a 600ppm (FIG. 63A) e os elementos vanádio, ítrio, manganês, lantânio, urânio, samário, tório, háfnio, európio, estrôncio, itérbio e chumbo (206) em quantidades inferiores a 600ppm (FIG 63 B).

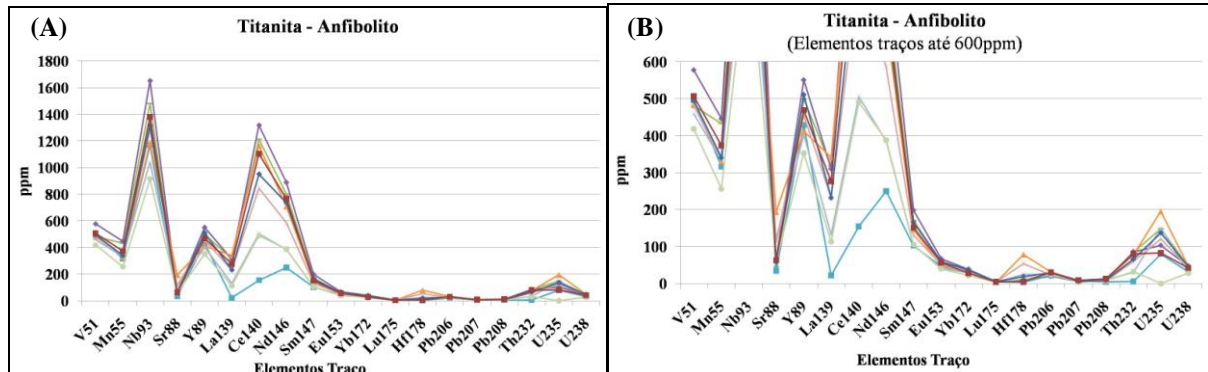


FIGURA 63 – Gráfico de elementos traço para as titanitas do anfibolito na amostra 200907-13. (A) todos os elementos. (B) detalhe mostrando os elementos presentes em quantidade menor que 600ppm.

Já as titanitas do microclina gnaíse (amostra 200907-13) apresentaram nióbio, ítrio, cério e neodímio como elementos traço principais, em quantidades superiores a 700 ppm (FIG. 64 A), e os elementos vanádio, manganês, samário, európio, itérbio, lantânio, háfnio, urânio (235), urânio (238), estrôncio, chumbo (206) e tório em quantidades inferiores a 700 ppm sendo que os quatro últimos estão presentes em quantidade inferior a 100 ppm (FIG. 64B).

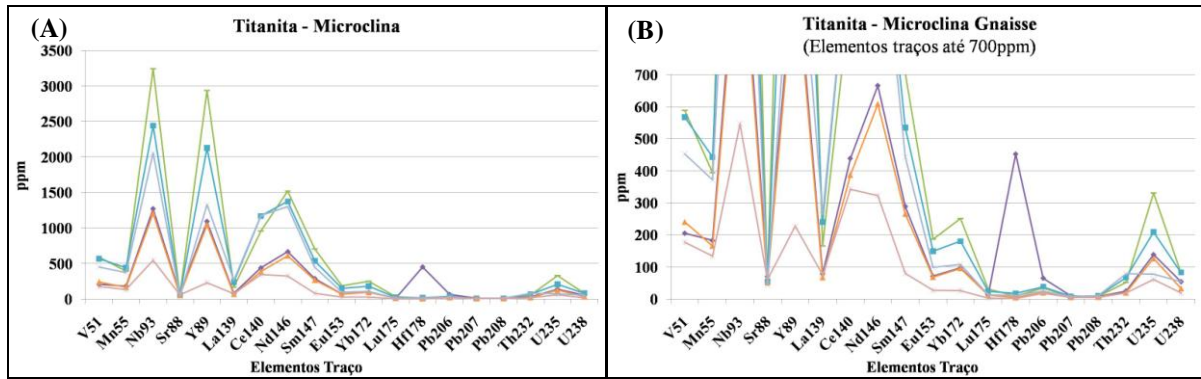


FIGURA 64 – Gráfico de elementos traço para as titanitas do microclina gnaiss na amostra 200907-13. (A) todos os elementos. (B) detalhe mostrando os elementos presentes em quantidade inferior a 700ppm.

A albita (plagioclásio tardio) presente no albitito mineralizado (amostra 200907-23) apresenta teor de estrôncio acima de 200 ppm com excessão de uma amostra que possui apenas 88 ppm desse elemento. Apresenta também cério, chumbo (208) e urânio (238) em teor inferior a 50 ppm (FIG. 65 A). Esse mesmo mineral analisado no albitito não mineralizado apresenta também teor de estrôncio acima de 200 ppm e chumbo (208) abaixo de 50 ppm, diferenciando-se então do albitito mineralizado por não apresentar nem cério e nem urânio em teor considerável (FIG. 65 B).

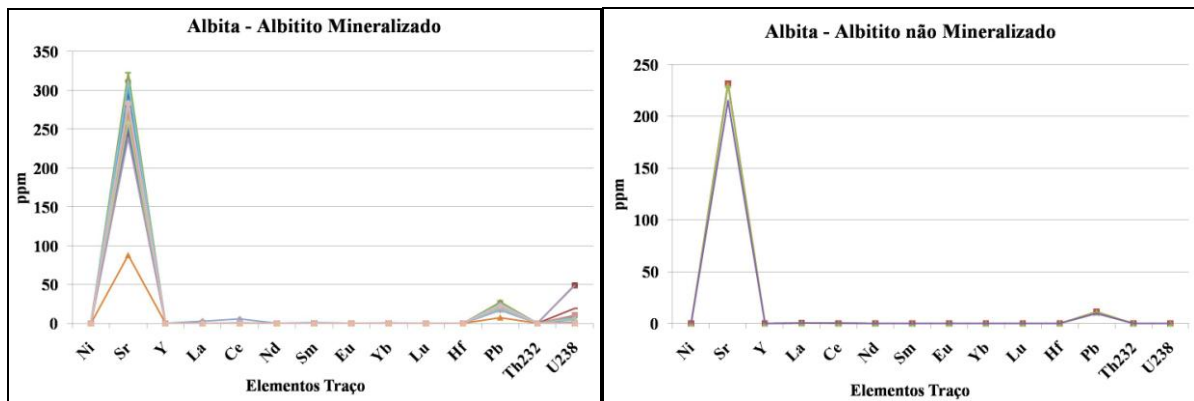


FIGURA 65 – Gráfico de elementos traço para a albita (plagioclásio tardio) do albitito. (A) albitito mineralizado (100907-23). (B) albitito não mineralizado (200907-20).

No anfibólio presente no albitito mineralizado todos os elementos traço determinados apresentaram teor inferior a 70 ppm e no albitito não mineralizado os teores foram inferiores a 40 ppm. Os elementos encontrados no albitito mineralizado foram estrôncio, ítrio, cério, neodímio, samário, chumbo e urânio além de európio, lantânio, itérbio e háfnio porém em quantidades inferiores a 2 ppm (FIG. 66 A). No albitito não mineralizado os elementos encontrados foram os mesmos do albitito mineralizado, com excessão do urânio que não aparece nessa amostra em quantidade detectável (FIG. 66 B).

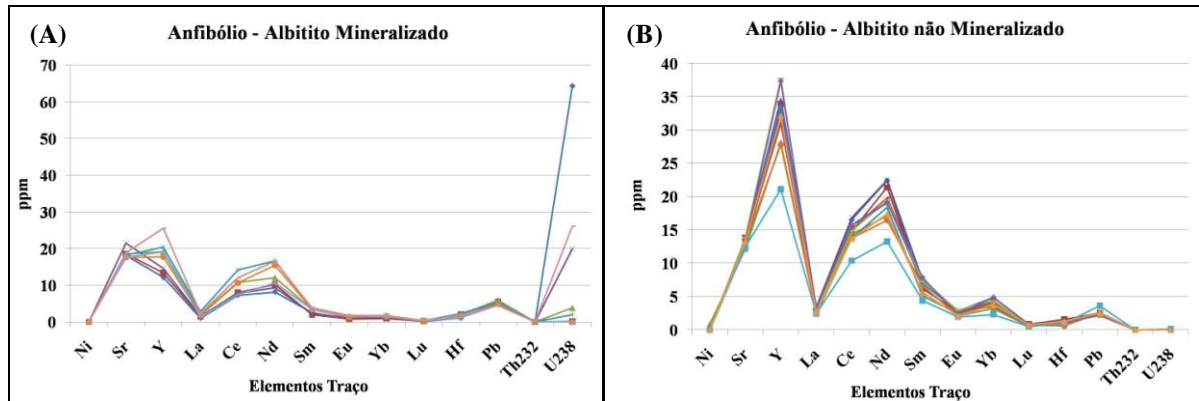


FIGURA 66 – Gráfico de elementos traço para o anfibólio do albitito. (A) albitito mineralizado (100907-23). (B) albitito não mineralizado (200907-20).

O piroxênio foi estudado no albitito mineralizado e apresentou em sua composição quase todos os elementos traço analisados em teores inferiores a 15 ppm (FIG. 67).

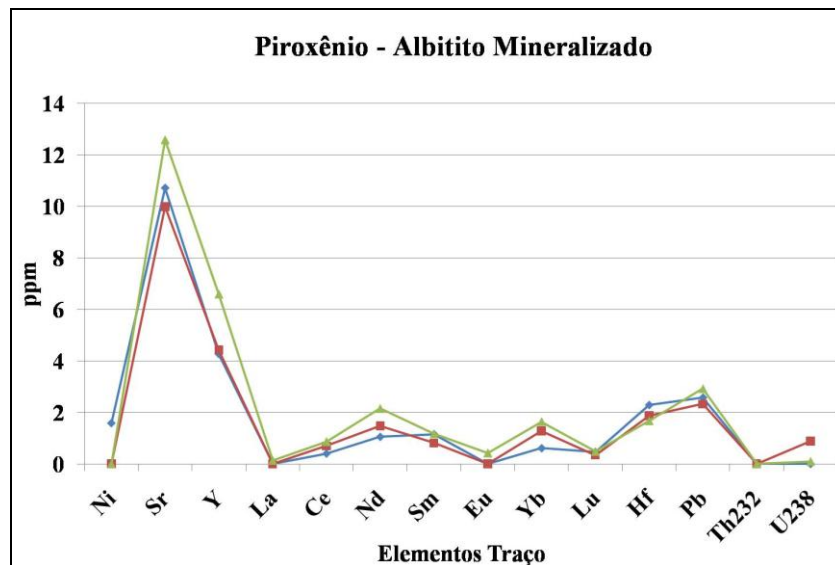


FIGURA 67– Gráfico da composição em elementos traço no piroxênio do albitito mineralizado, amostra 200907-23.

Foram analisados também biotita e epidoto (alanita). Na biotita não foi detectado a presença dos elementos traço analisados em quantidade significativa e no epidoto pode ter havido alguma interferência nos resultados e eles não são considerados mensuráveis uma vez que trata-se de uma alanita e possui, portanto, ETR em grande quantidades.

5.4. INCLUSÕES FLUIDAS

5.4.1. MICROSCOPIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Como mencionado no Capítulo 4, a etapa inicial do estudo das IF é a microscopia, onde as inclusões são reconhecidas e classificadas para que seja possível seguir para as etapas posteriores.

Foram realizados estudos de agrupamentos de IF em piroxênio, granada e plagioclásio tardio dos albitos e em plagioclásios do microclina gnaiss. Foram encontradas IF em outros minerais como, por exemplo, em biotita no albitito e em quartzo do microclina gnaiss. Não foram, porém, realizados estudos nas IF desses minerais para que não houvesse desvio do principal objetivo do trabalho gerando assim uma quantidade inapropriada de dados. Não foi possível encontrar IF nos minerais do anfibolito. Um dos principais motivos é o fato dos minerais presentes na amostra serem muito escuros e apresentarem pouca transparência mesmo quando se utilizou um equipamento com luz infravermelha.

5.4.1.1. Albititos

Nos albititos foram encontradas IF em piroxênio, granada, plagioclásio tardio e biotita que serão descritas a seguir.

Piroxênios:

As IF presentes no piroxênio são classificadas como primárias e aparecem tanto em agrupamentos quanto isoladas no cristal. Possuem, em geral, forma alongada, algumas vezes arredondada ou mesmo sem forma definida, orientadas no sentido da clivagem do cristal (FIG. 68).

Essas IF são bifásicas com uma fase aquosa e outra gasosa, não possuindo, porém, uma razão líquido/vapor constante (10 a 15% vapor). Os tamanhos são variados raramente ultrapassando 40 μm , sendo a maioria bem menor (10 a 20 μm).

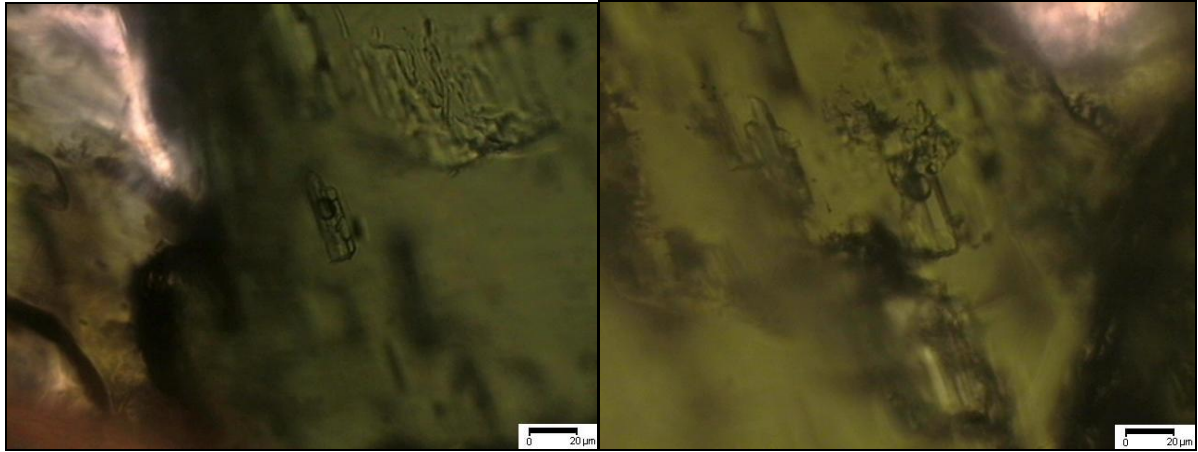


FIGURA 68 – Fotomicrografia de inclusões fluidas primárias bifásicas presentes no piroxênio, amostra 200907-24.

Granada

As IF encontradas na granada são primárias, pequenas e, raramente ultrapassam 20 µm. Encontram-se em agrupamentos dispersos no cristal e têm formatos poligonizados, semi poligonizados e irregulares. São normalmente bifásicas (líquido/gás), com a fase gasosa ocupando cerca de 10 a 15% da IF (FIG. 69). Raras IF trifásicas foram observadas.

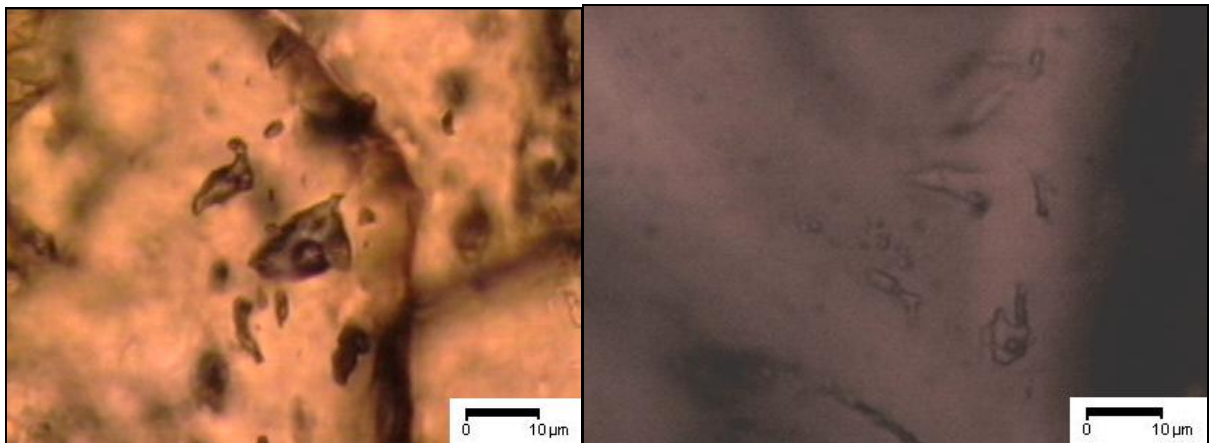


FIGURA 69 – Fotomicrografia de inclusões fluidas primárias bifásicas presentes na granada, amostra 200907-22.

Plagioclásio tardio

No plagioclásio tardio foram encontrados dois tipos de IF. No primeiro tipo, as IF são bifásicas, a proporção da fase gasosa é de 5 a 10% gás, o tamanho é variado, algumas chegando a 60 µm, mas a maioria apresentando tamanho máximo de 20 µm. Possuem formatos irregulares, muitas vezes com sinais de estrangulamento. São encontradas isoladas

no centro do cristal ou em pequenos agrupamentos, o que permite classificá-las como IF primárias (FIG 70).

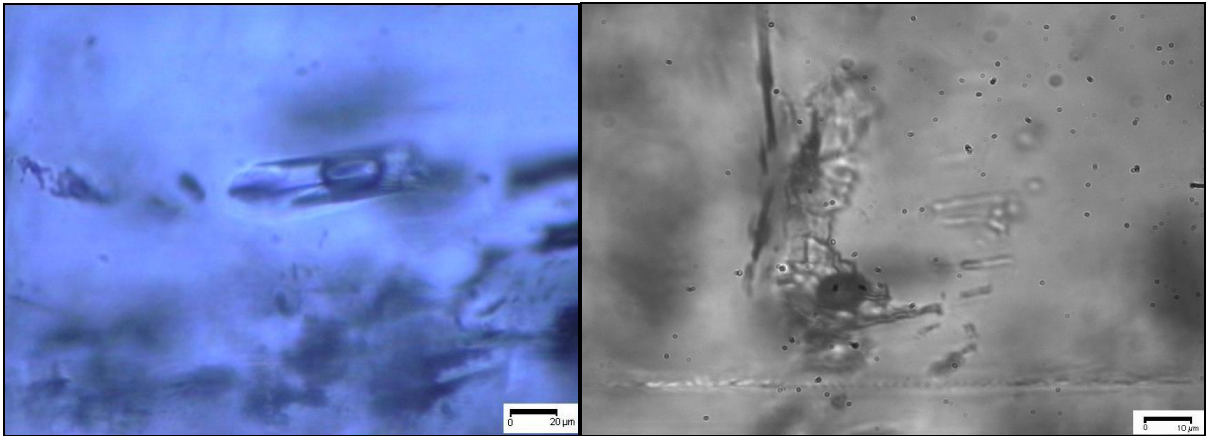


FIGURA 70 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas presentes no plagioclásio tardio do albitito uranífero, amostra 200907-22.

O segundo tipo é formado por IF monofásicas de formas diversas, arredondadas, compridas e algumas apresentando estrangulamento. São, provavelmente, secundárias, contendo somente uma fase aquosa. Ocorrem sempre em agrupamentos orientadas em uma mesma direção/plano e têm os mais variados tamanhos (de >5 a $30\mu\text{m}$) (FIG. 71).

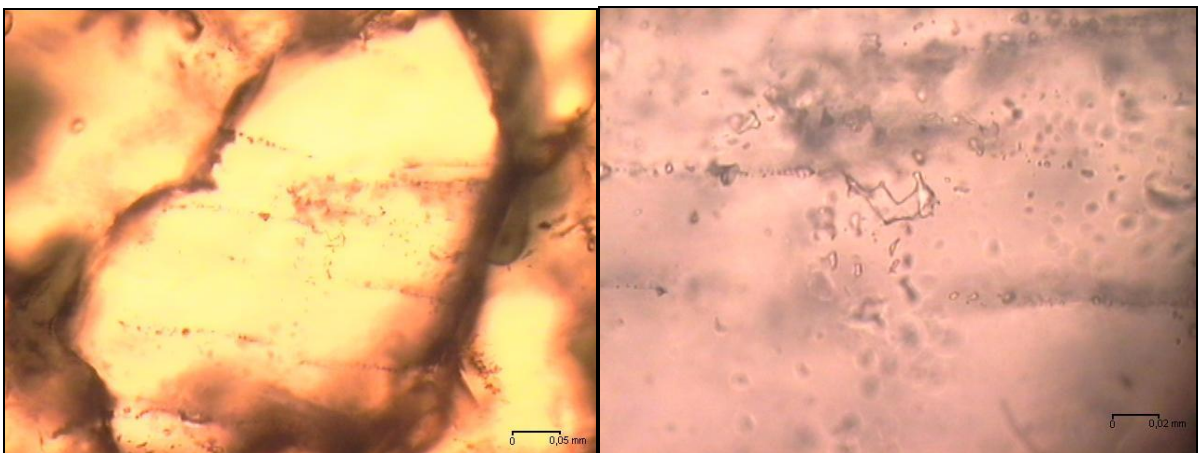


FIGURA 71 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas presentes no plagioclásio tardio do albitito, amostra 200907-20.

Biotita

Na biotita foram encontradas poucas IF bifásicas com uma fase gasosa (~10% gás) e outra aquosa. São alongadas seguindo sempre a clivagem do cristal e isoladas caracterizando IF primárias. Os tamanhos variam de 10 a 30 μm (FIG. 72).

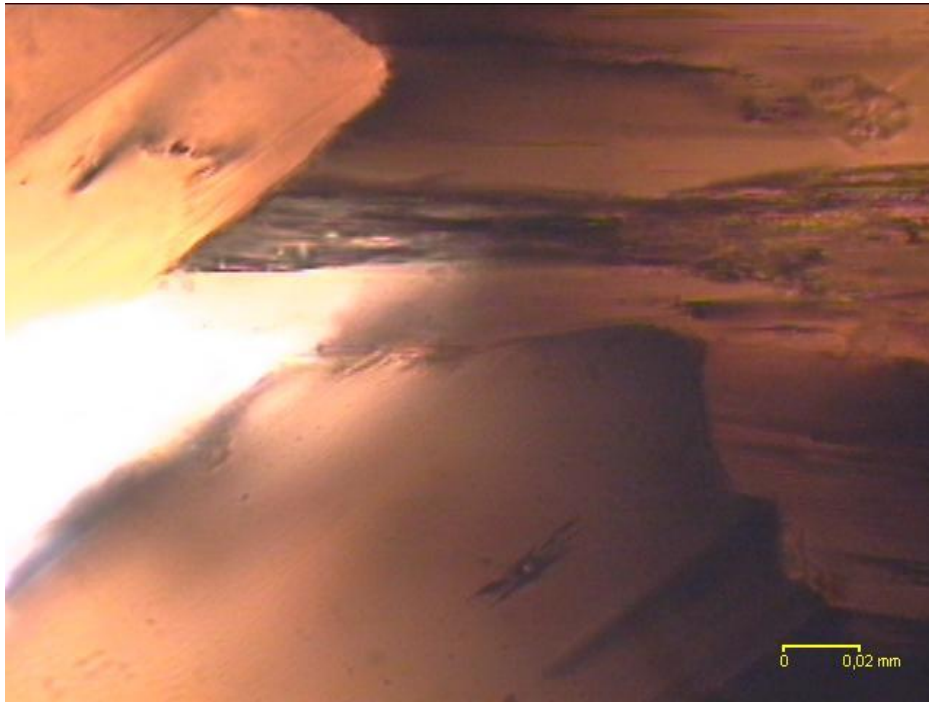


FIGURA 72 – Fotomicrografia de inclusão fluida bifásica na biotita. Amostra 200907-23.

5.4.1.2. Microclina gnaisse

No microclina gnaisse foram estudadas IF em duas gerações de plagioclásios. Também foram observadas IF no quartzo e titanita.

Plagioclásios

As IF estudadas na geração precoce de plagioclásio ocorrem em agrupamentos, são primárias, aquo-carbônicas, bifásicas (líquido-gás) e trifásicas (líquido aquoso-líquido carbônico-gás). Possuem formato romboédrico e seu tamanho que raramente ultrapassa 20 μm (AMORIM et al, 2009).

As IF encontradas no plagioclásio tardio do gnaisse foram classificadas como primárias. Elas possuem duas fases, uma aquosa e outra gasosa sendo que a fase gasosa corresponde,

aproximadamente, a 10% do volume da IF. Essas IF são em geral pequenas possuindo tamanho médio de 15 μm . Raras inclusões com tamanho superior foram visualizadas. Possuem formatos irregulares, sendo por vezes compridas, achatadas ou arredondadas, e algumas são estranguladas (FIG. 73).

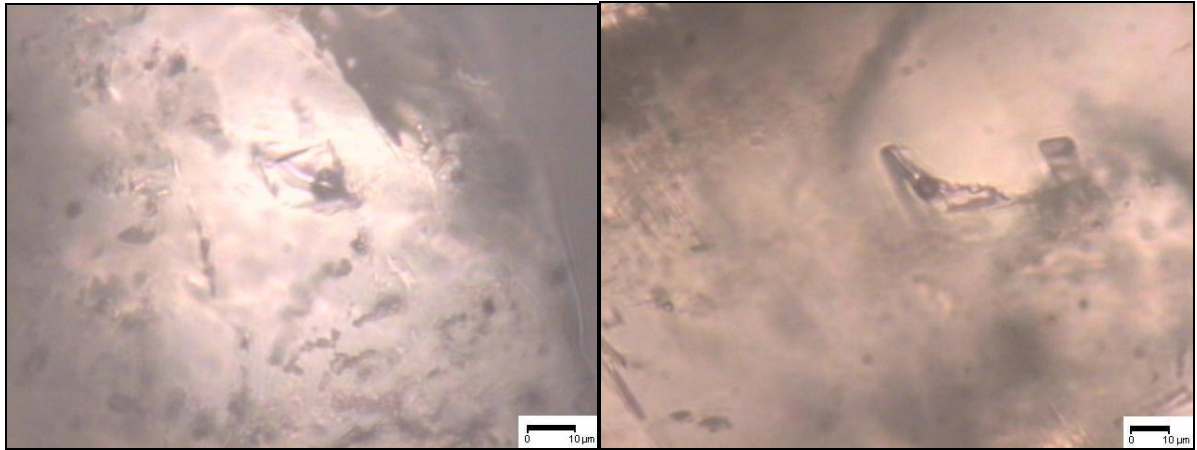


FIGURA 73 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásica no plagioclásio tardio do gnaiss. Amostra 200907-18.

Quartzo

No quartzo foram encontradas IF bifásicas (líquido/gás). As IF bifásicas foram classificadas em dois grupos ambos de IF secundárias ocorrendo muitas vezes próximo ao contato do quartzo com os feldspatos. Ambos os tipos de IF possuem os mais variados tamanhos, podendo chegar a 60 μm . O que diferencia os dois grupos é que em um as IF possuem a bolha escura e outras características de IF carbônica e no outro elas são aparentemente aquo-salinas (FIG. 74).

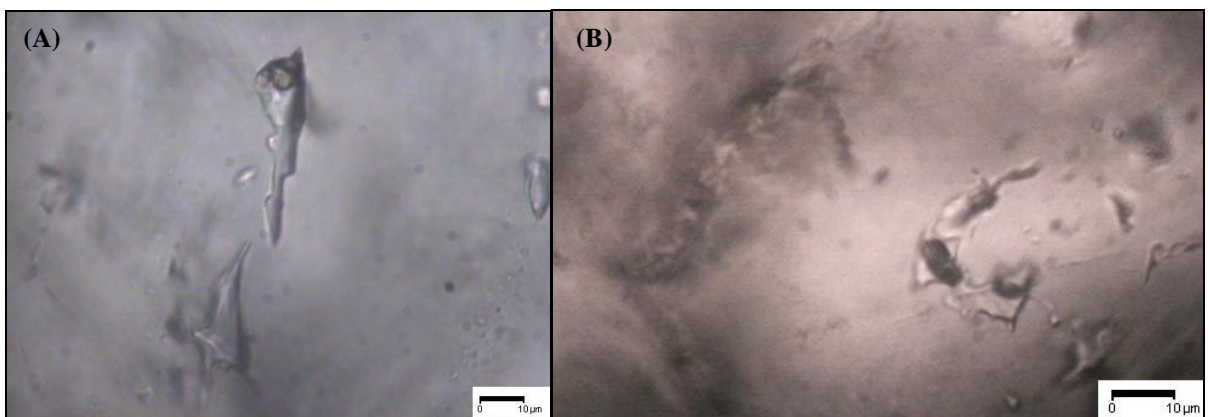


FIGURA 74 – Fotomicrografia de inclusões fluidas bifásica no quartzo do gnaiss. Amostra 200907-18. (A) aquo-salina, (B) aquo-carbônica.

Titanita

A titanita apresenta diminutas IF ($< 5 \mu\text{m}$) primárias, aparentemente monofásicas e trilhas de IF secundárias também menores do que $5 \mu\text{m}$ (FIG. 75A).

Interessante destacar a presença de inclusões sólidas ($< 50 \mu\text{m}$) que apresentam formas que lembram *melt inclusions*, com várias fases sólidas diferentes (FIG. 75B).

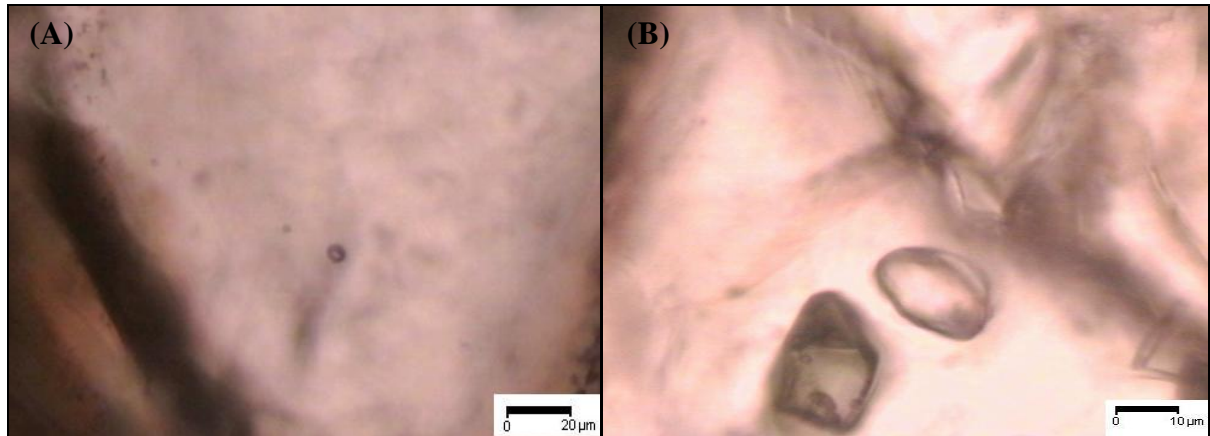


FIGURA 75 – (A) IF primárias na titanita. (B) Prováveis *melt inclusions* na titanita.

5.4.2. MICROTERMOMETRIA

Estudos microtermométricos de resfriamento e aquecimento foram realizados nas IF das lâminas 200907-18, 200907-22, e 200907-24 utilizando-se as platinas CHAIXMECA e FTIR600 – LINKAM. Ressalta-se aqui a dificuldade desse estudo principalmente nas IF dos piroxênios e granadas devido a suas cores, formas e tamanhos (muitas vezes pequenos), e também a redução da visibilidade e escurecimento dos minerais durante as medidas. Esse fato foi observado também por Fuzikawa e Alves (1988) e Souza (2009).

Os dados foram tratados no programa MacFlinCor 0.93 para o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-[\text{KCl}]$ (BODNAR, VITYK, 1994). O programa forneceu várias propriedades intrínsecas aos sistemas e também dados que possibilitaram a obtenção dos gráficos relativos às isócoras (P X T) (ANEXO D).

5.4.2.1. Albitito

Piroxênio

Foram analisadas 20 IF representativas primárias e bifásicas no piroxênio da amostra 200907-24. Essas IF apresentaram temperatura eutética (T_{eut}) entre -48°C e -52°C estando a maior parte das medidas concentradas entre -49 e -50°C (FIG. 76). A temperatura de fusão final (T_f) foi medida entre -6 e -9°C (FIG. 77). A temperatura de homogeneização (para líquido) forneceu valores entre 220 e 290°C (FIG. 78). Durante as medidas, as IF não apresentaram evidências da presença de nenhum tipo de fluido carbônico e foram classificadas como aquo-salinas.

Os dados foram tratados com o programa MacFlinCor 0.93, obtendo-se uma salinidade variando entre 9 e 13 % equivalente em peso de NaCl para o fluido estudado. Foi possível determinar também outras propriedades tais como fração molar do NaCl (média de 0,036), densidade (média de $0,9\text{ g/cm}^3$), volume molar médio de ($21,9\text{ cm}^3/\text{mol}$), pressão (média de 488 bar) e temperaturas (474°C) críticas do fluido (ANEXO D).

Foi também elaborado o diagrama de % NaCl x $T_{h\text{ total}}$ onde verificou-se que as IF exibem um conjunto bem definido de valores de salinidade (FIG. 79). Foram traçadas também as isócoras para essas IF (ANEXO E) que confirmaram a existência de um conjunto definido.

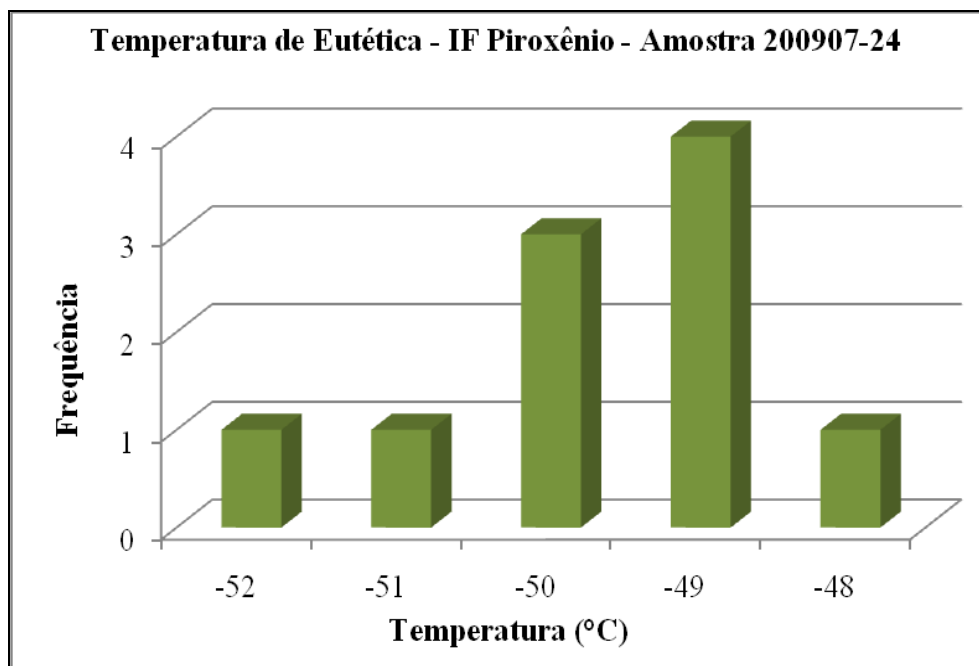


FIGURA 76 – Histograma mostrando as temperaturas eutéticas obtidas para as IF do piroxênio no albitito.

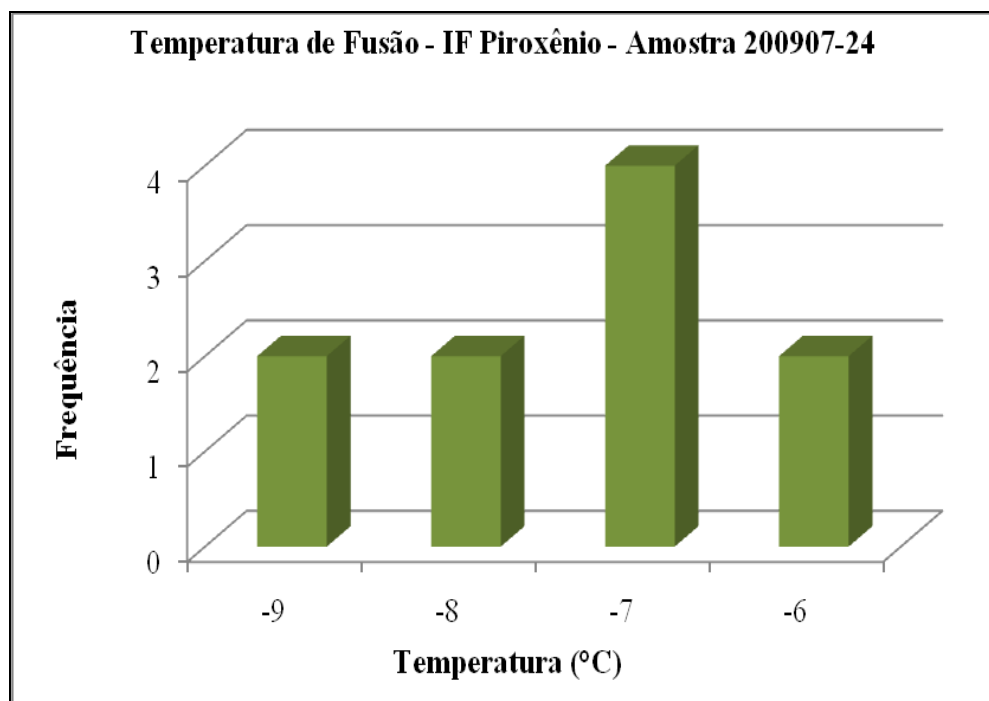


FIGURA 77 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do piroxênio no albitito.

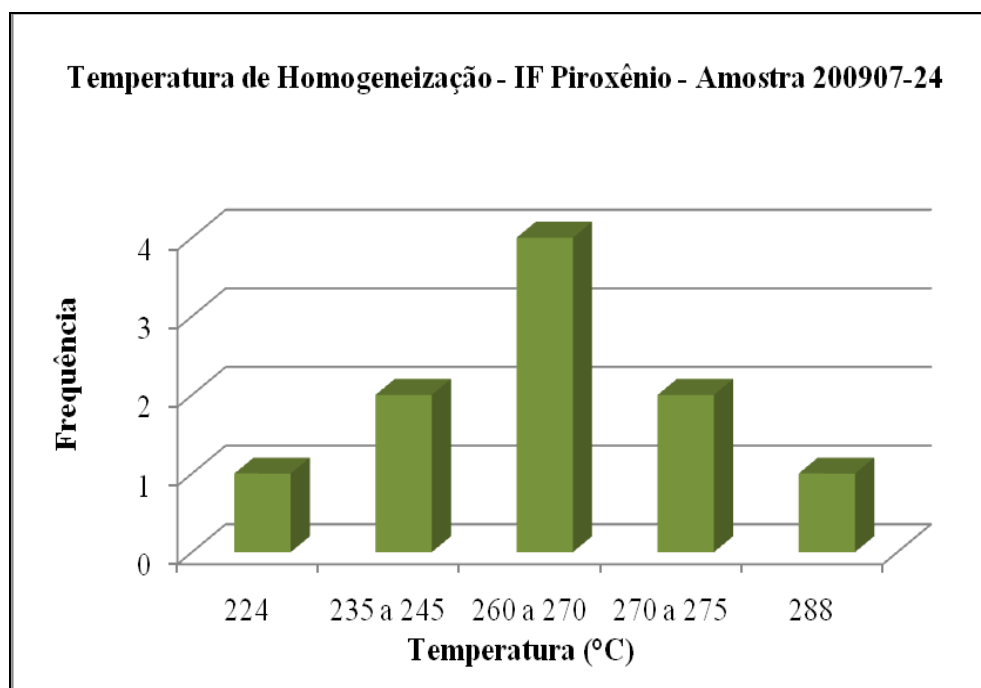


FIGURA 78 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do piroxênio no albitito.

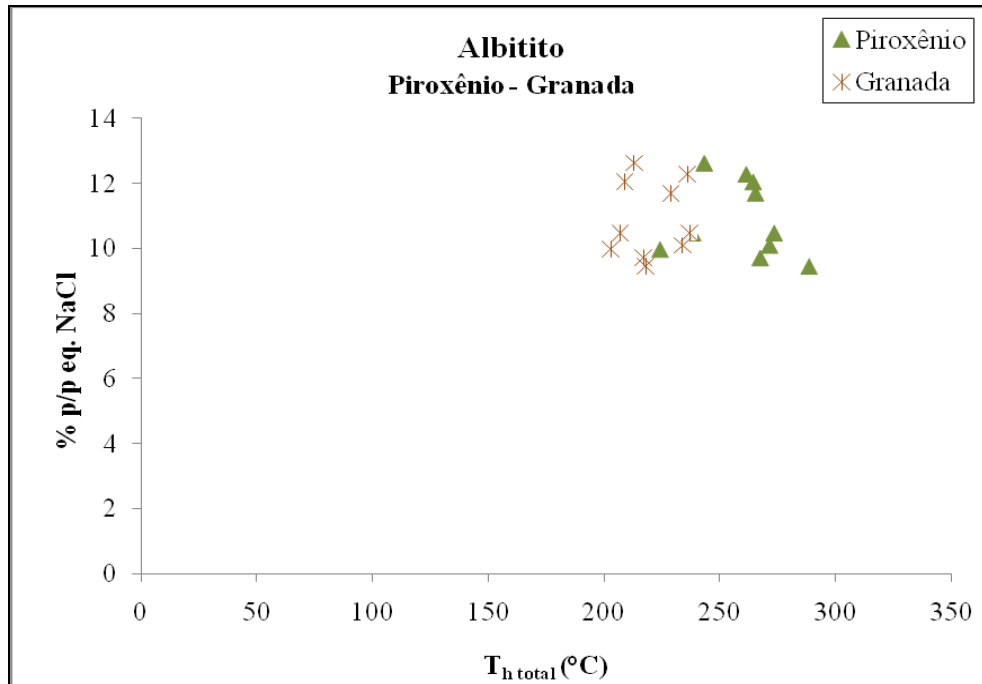


FIGURA 79 – Diagrama de salinidade em NaCl versus temperatura de homogeneização de IF em piroxênio e granada do albitito.

Chaves et al (2007) descrevem nos albititos da Jazida da Cachoeira (AN13) dois tipos de piroxênios sendo um deles precoce, raro e outro predominante, metamórfico. Oliveira et al (2007) estudaram IF em ambos os tipos de piroxênio em amostras da Jazida Cachoeira (AN13) e obtiveram valores de -11 a -15 °C para fusão do gelo em ambos os piroxênios. Para o denominado piroxênio precoce, as temperaturas eutéticas obtidas foram entre -63 e -70 °C e para o piroxênio metamórfico de -50 a -55 °C.

Souza (2009) também estudou IF nos piroxênios metamórficos da Jazida do Engenho (AN09) obtendo T_f entre -9 a -16 °C e T_e de -52 a -54 °C.

O piroxênio precoce não foi encontrado nos albititos da Jazida Lagoa da Rabicha.

Plagioclásio

Os resultados obtidos para as IF no plagioclásio tardio do albitito encontram-se no ANEXO D. Foram analisadas 16 IF nesse mineral e os fluidos não apresentaram características de composição carbônica e foram portanto classificadas como aquo-salinas.

A faixa de temperatura de fusão foi de -0,3 a -4 °C (FIG. 80) e a temperatura eutética obtida é bem variável, de -33 a -54 °C (FIG. 81), ficando porém o pico principal restrito ao intervalo de -41 a -42 °C. A temperatura de homogeneização obtida ficou na faixa de 223 a 383 °C (FIG. 82), sendo o pico principal e mais representativo em torno de 253°C. Esses

resultados permitiram determinar a salinidade equivalente em NaCl que foi, assim como os resultados microtermométricos, muito variável, em uma faixa de 0,2 a 7%.

Foram determinadas também outras propriedades do fluido tais como densidade média, 0,79 g/cm³, fração molar média de 0,009 (NaCl), volume molar médio de 23,4 cm³/mol, temperatura crítica média 399 °C e pressão crítica média 282 bar.

Com os dados obtidos pelo programa MacFlinCor 0.93 foram geradas isócoras (ANEXO E), onde observa-se a divisão em dois grupos mais significativos (uma inclusão se diferenciou de todas as demais). Em um diagrama de salinidade em função da temperatura de homogeneização (FIG. 83) observou-se uma grande dispersão dos resultados, mas podem ser definidos dois grupos distintos de IF (um com T_h acima de 300°C e outro próximo de 250°C).

Fuzikawa e Alves (1988) obtiveram medidas de temperatura de fusão do gelo próximas a -2,0°C em IF primárias de albitas. Entretanto, para as diferentes amostras estudadas por estes autores a salinidade apresentou uma ampla dispersão.

Alves e Fuzikawa (1984) mostraram que as IF em plagioclásios dos albitos de Lagoa Real podem apresentar efeito de dilatação quando submetidas a superaquecimentos. Por isso, presume-se que durante o aquecimento, pequenas porções do fluido possam ter vazado por microfissuras produzidas na inclusão, o que explicaria a dispersão das medidas de homogeneização.

Souza (2009) também estudou as IF em plagioclásio tardio do albitito da AN09 encontrando resultados semelhantes aos obtidos neste trabalho e as mesmas dispersões nos valores de T_f e T_h.

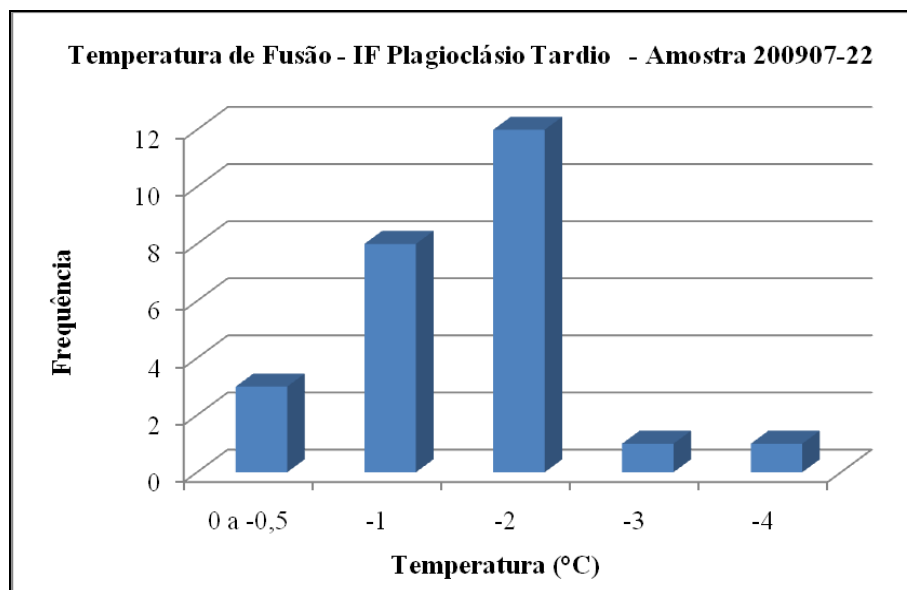


FIGURA 80 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.

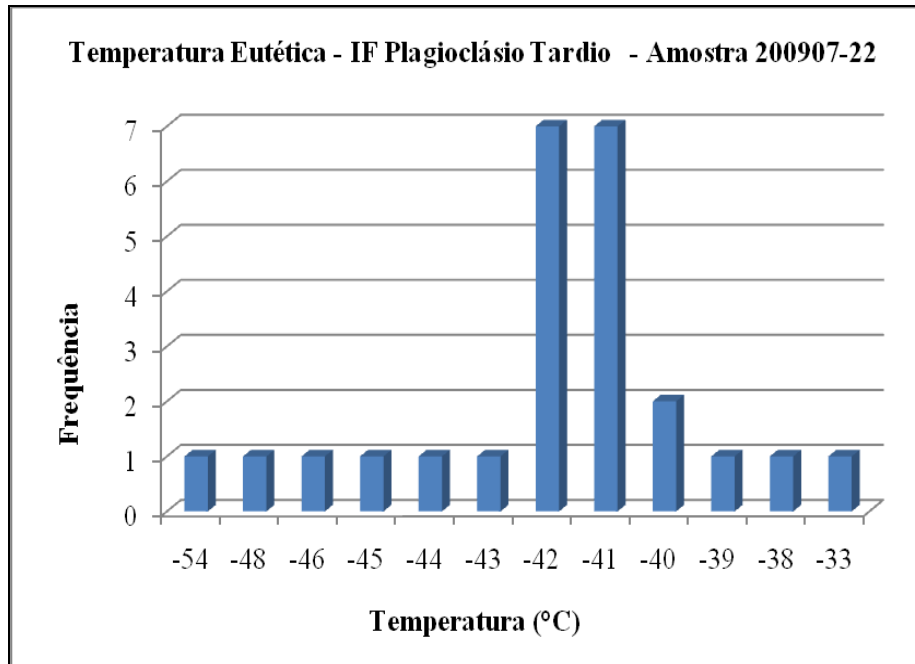


FIGURA 81 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.

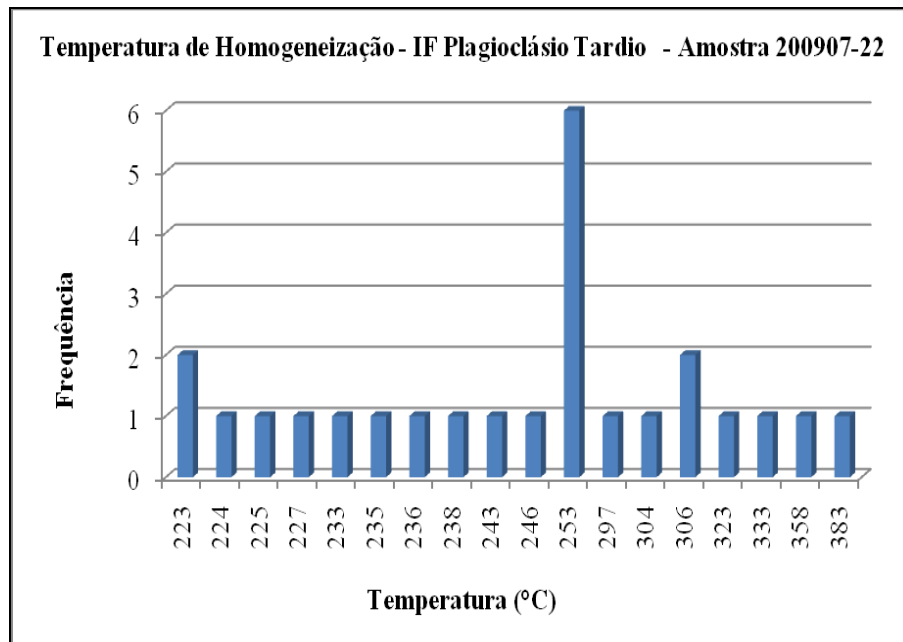


FIGURA 82 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do plagioclásio tardio no albitito.

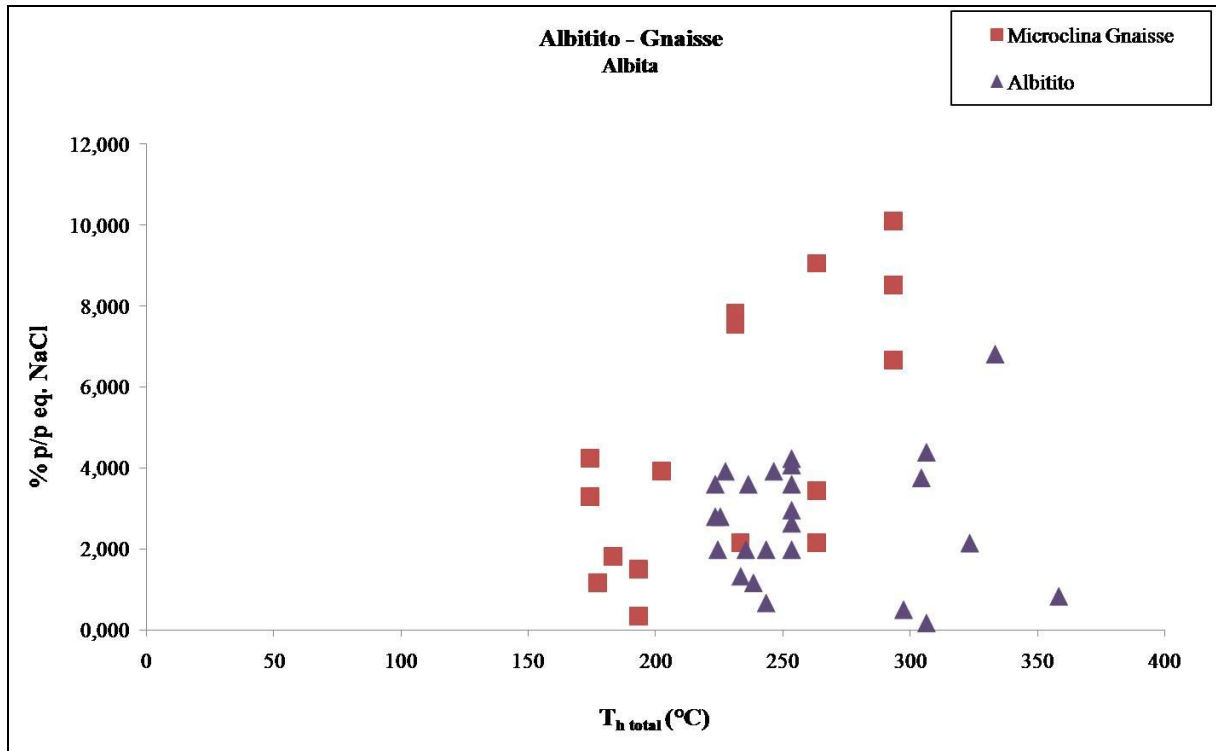


FIGURA 83 – Diagrama de salinidade em NaCl versus temperatura de homogeneização de IF em plagioclásio tardio do albitito e do microclina gnaisse.

Granada

Os resultados obtidos para as IF da granada estão no ANEXO D. Treze IF foram estudadas nesse mineral e os fluidos não apresentaram características de composição carbônica e por tanto foram classificadas como aquosas.

Foram obtidas faixas de temperatura de fusão do gelo de -7 a -11 °C (FIG. 84), temperatura eutética de -48 a -54 °C (FIG. 85) e temperatura de homogeneização de 200 a 240 °C (FIG. 86). A salinidade equivalente em NaCl obtida com esses resultados apresentou uma faixa de 10 a 14%.

Outras propriedades do fluido foram determinadas, como por exemplo, densidade média, 0,94 g/cm³; fração molar média de 0,042 (NaCl); volume molar médio de 20,3 cm³/mol; temperatura crítica média 488 °C e pressão crítica média 526 bar.

Em um diagrama de salinidade em função da temperatura de homogeneização (FIG. 79) verificou-se a existência de um grupo de IF com características semelhantes entre si e de salinidades parecidas com o piroxênio, porém com temperaturas de homogeneização ligeiramente menores. As isócoras geradas a partir dos dados obtidos através do MacFlinCor 0.93 encontram-se no ANEXO E, sendo possível confirmar a existência de um grupo consistente de IF.

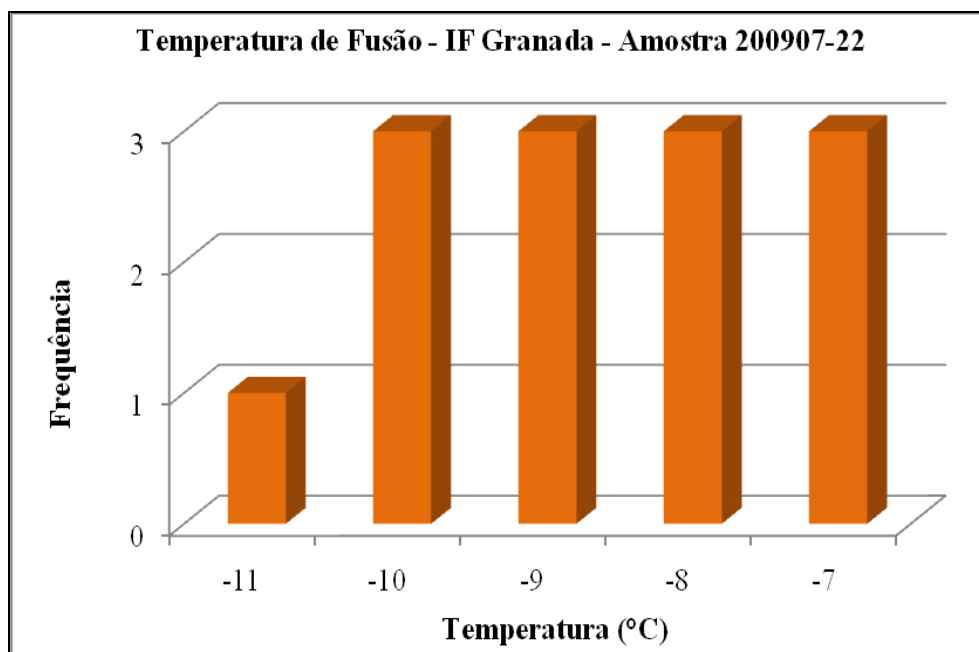


FIGURA 84 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF da granada no albitito.

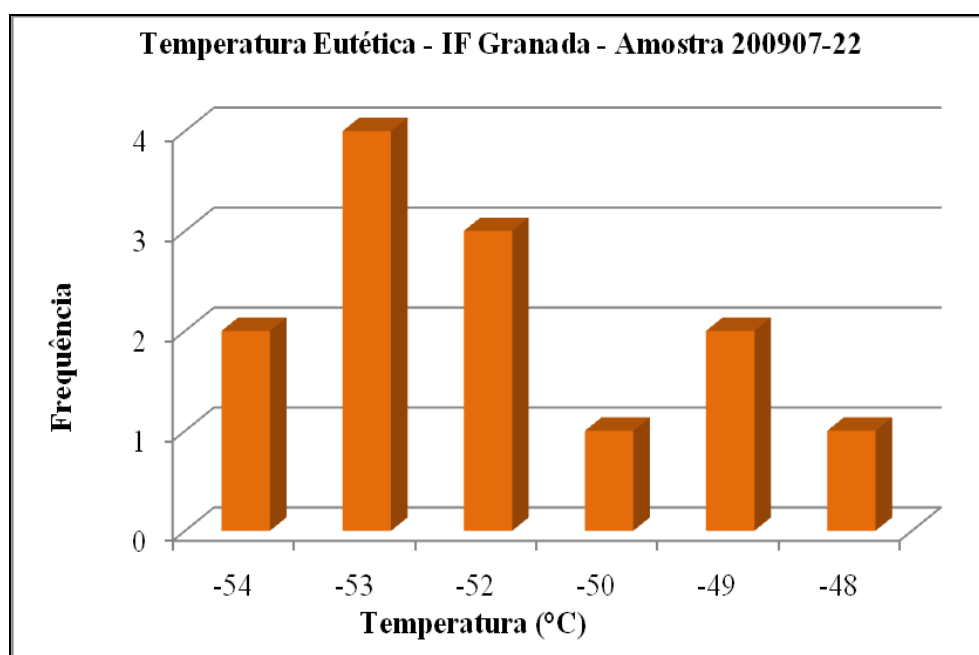


FIGURA 85 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF da granada no albitito.

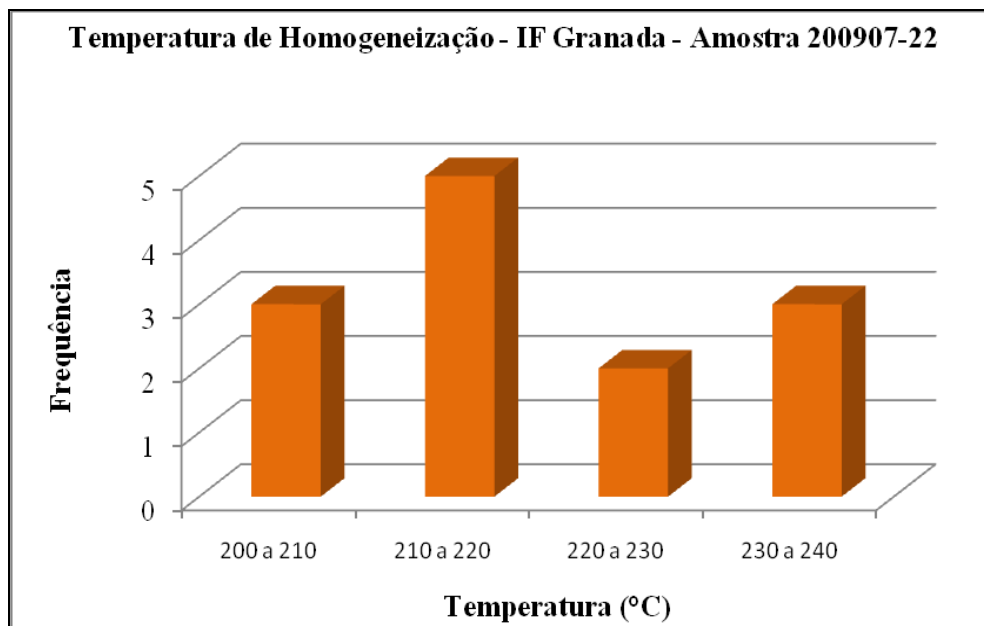


FIGURA 86 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF da granada no albitito.

Oliveira et al (2007) obtiveram valores de -12°C para fusão do gelo em granadas de albititos da Jazida da Cachoeira (AN13). A salinidade para essa temperatura corresponde a cerca de 16% em peso equivalente de NaCl, sendo um pouco mais salino que o fluido encontrado em granadas da AN03. Souza (2009) também estudou granadas da AN09 obtendo salinidade de aproximadamente 13% em equivalente NaCl.

5.4.2.2. Microclina Gnaïsse

Amorim et al (2009) estudaram IF no plagioclásio precoce do microclina gnaïsse da AN03 (amostra 200907-18). Essas IF foram descritas como primárias, aquo-carbônicas, com a fase gasosa sendo de CO_2 puro, de média a alta salinidade (13% NaCl) e baixa densidade do CO_2 ($0,3 \text{ g/cm}^3$).

As IF presentes plagioclásio tardio do microclina gnaïsse são aquo-salinas e apresentaram, em geral, resultados um tanto quanto dispersos. Suas temperaturas de fusão variaram de -1 a -7°C (FIG. 87), temperatura eutética de -40 a -56°C (FIG. 88) e temperatura de homogeneização de 170 a 300°C (FIG. 89).

Dados referentes à densidade, fração molar, volume molar, temperatura e pressão críticas e salinidades das IF foram determinados com o auxílio do software MacFlinCor 0.93. As salinidades encontradas situam-se na faixa entre 0,3 a 10 % equivalente em NaCl, a

densidade média é $0,87 \text{ g/cm}^3$, a fração molar média é $0,014$ (NaCl), o volume molar médio é de $21,5 \text{ cm}^3/\text{mol}$, temperatura crítica 417°C e pressão crítica 330 bar .

A partir dos dados obtidos foi possível criar um diagrama de salinidade versus temperatura de homogeneização (FIG. 83) e também as isócoras para o sistema de IF (ANEXO E). Esses gráficos corroboram para a confirmação de que as IF apresentam dados um pouco dispersos entre si, mas pelo diagrama salinidade/ T_h pode-se perceber que em geral as IF do plagioclásio tardio do microclina gnaiss possuem T_h ligeiramente menores do que o plagioclásio tardio do albitito.

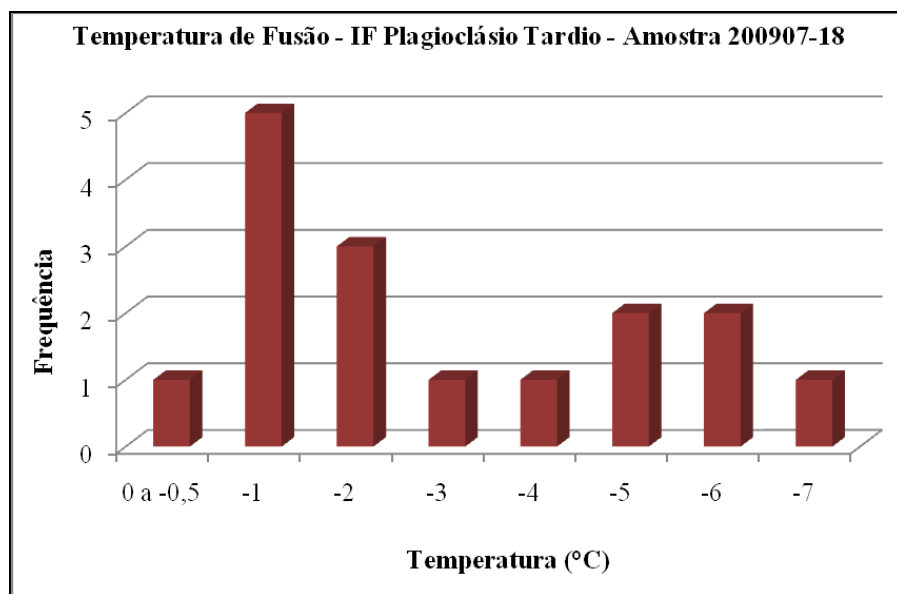


FIGURA 87 – Histograma mostrando as temperaturas de fusão obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaiss.

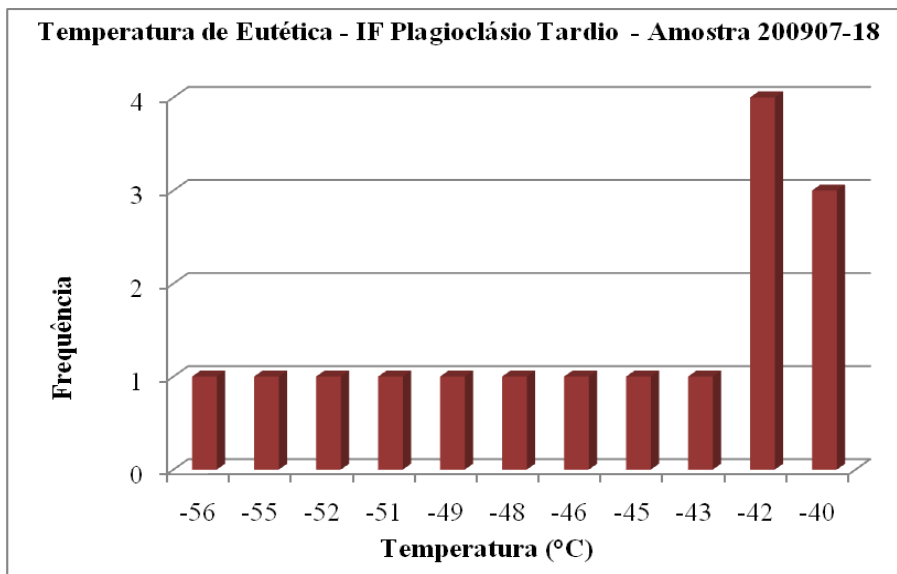


FIGURA 88 – Histograma mostrando as temperaturas de eutéticas obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaiss.

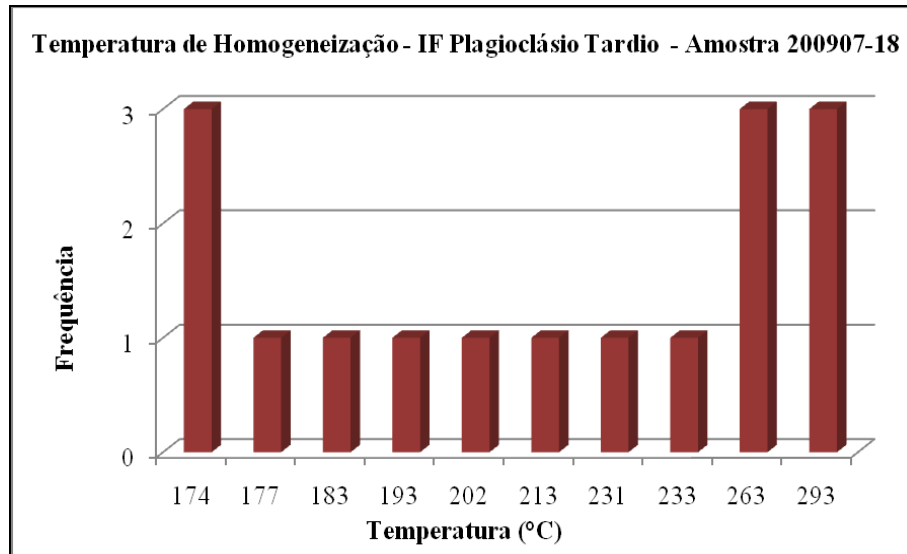


FIGURA 89 – Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização obtidas para as IF do plagioclásio tardio no microclina gnaïsse.

5.4.3. PLATINA DE ESMAGAMENTO

Para a execução do esmagamento foram selecionados grãos representativos do plagioclásio no microclina gnaïsse e no albitito. Foram analisadas uma amostra de microclina gnaïsse (200907-18), um albitito não mineralizado (200907-20) e quatro albititos mineralizados (200907-21, 200907-22, 200907-24 e 200907-23) visando-se verificar como seria a evolução das bolhas quando se varia o grau de mineralização das amostras.

Em todas as amostras foi verificada a liberação de um gás de composição carbônica, mas presente em pequena quantidade, que foi comparada com a carta comparativa de liberação de gases encontrada em Fuzikawa (1985) (FIG. 90). Os resultados obtidos estão relatados na TAB. 6 e as imagens estão na (FIG. 91).

TABELA 6 – Dados obtidos após o esmagamento em amostras de microclina gnaïsse e albitito.

Amostra	Radioatividade em cps	Grau de liberação de gases
200907-18	100	Fraca
200907-20	100	Muito fraca
200907-22	210	Muito fraca
200907-21	340	Muito fraca
200907-24	750	Fraca / muito fraca
200907-23	2000	Fraca

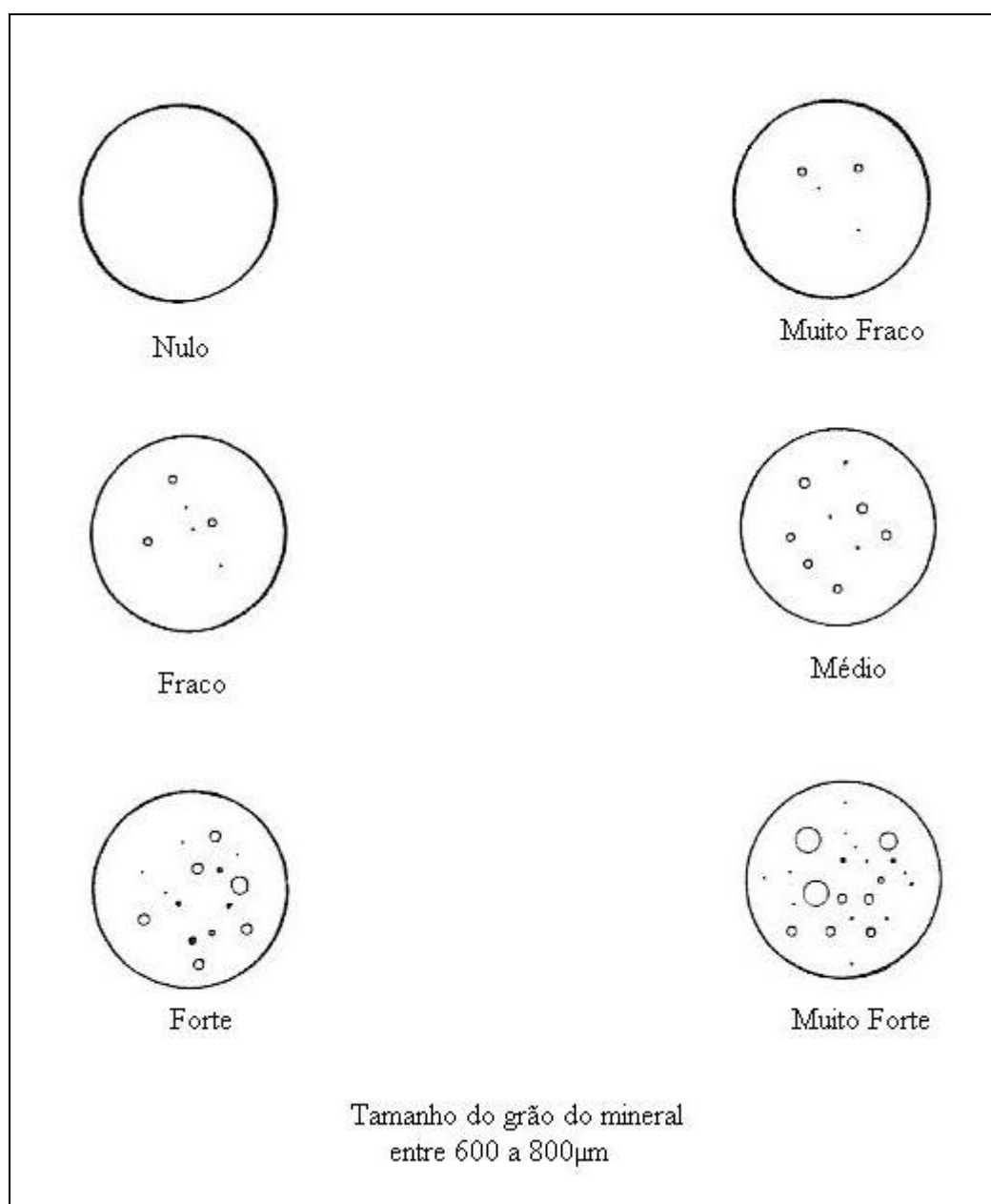
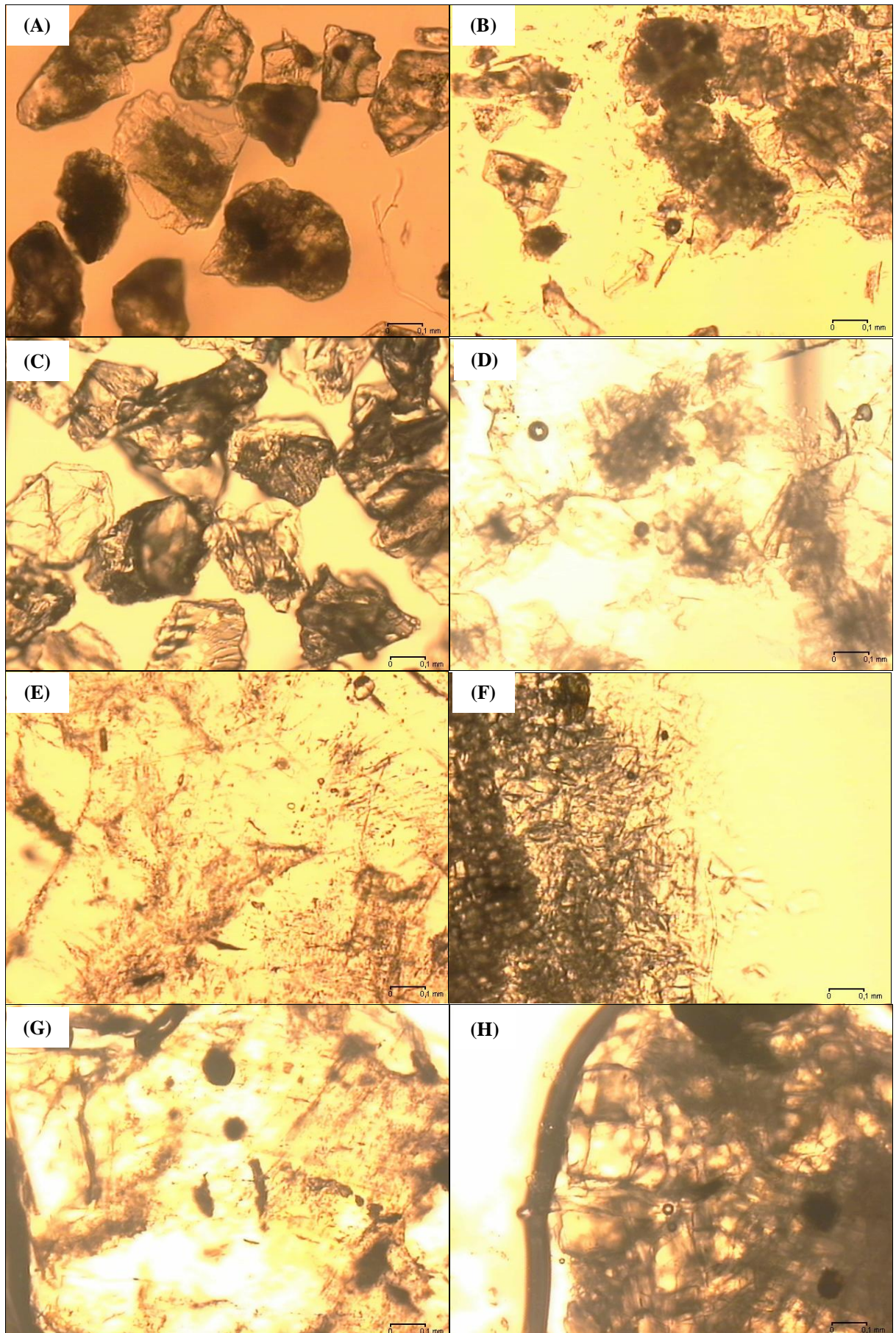


FIGURA 90 – Carta comparativa de liberação de gases para classificação durante o esmagamento (modificado de FUZIKAWA, 1985).



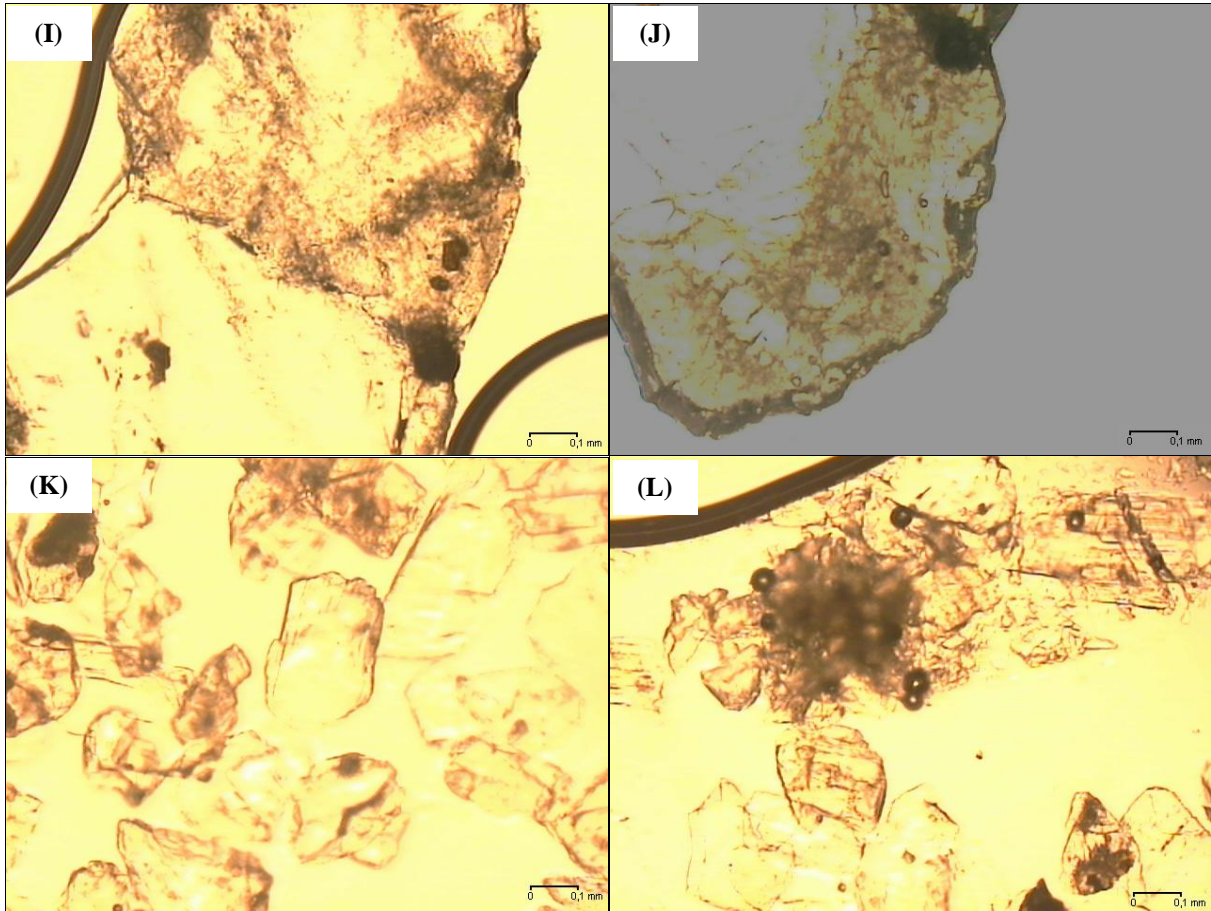


FIGURA 91 – Fotomicrografia da sequência de esmagamento de cristais de plagioclásio em amostras de albitito e microclina gnaiss, meio de imersão utilizado glicerina. (A) e (B) microclina gnaiss - amostra 200907-18; (C) e (D) albitito não mineralizado - amostra 200907-20; (E) e (F) amostra albitito mineralizado - 200907-22; (G) e (H) albitito mineralizado - amostra 200907-21; (I) e (J) albitito mineralizado - amostra 200907-24; (K) e (L) albitito mineralizado - amostra 200907-23.

Após a classificação da quantidade de gases obtidos foram realizados testes utilizando-se como meio de imersão o cloreto de bário. Durante esse teste não foi observada a formação do carbonato de bário em nenhuma das amostras, o que indica que provavelmente o fluido não deve ser CO_2 ou que, se este estiver presente, é em pequena quantidade uma vez que não foi possível confirmar sua presença (FIG. 92).

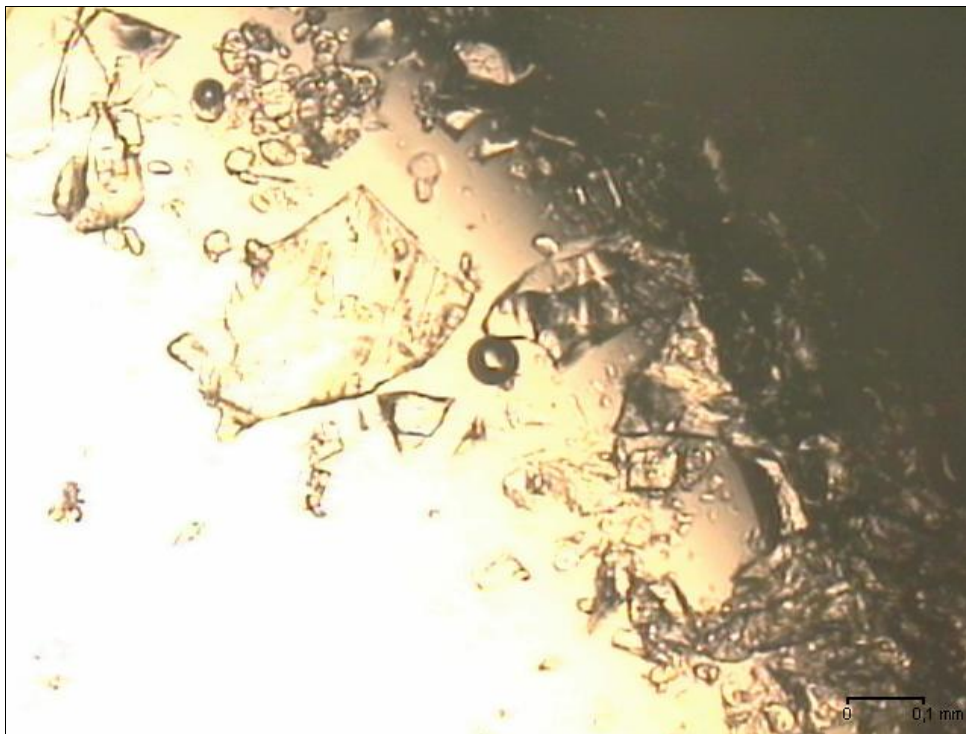


FIGURA 92 – Fotomicrografia da fase final do esmagamento da amostra 200907-20 em cloreto de bário mostrando que não houve a precipitação de carbonato de bário.

CAPÍTULO 6. DISCUSSÃO

A origem das mineralizações de urânio é frequentemente relacionada a fontes magmáticas associadas a fluidos de temperaturas que ultrapassam os 300°C, que podem originar anomalias uraníferas em diferentes tipos de rochas. Em Lagoa Real (LR), estudos anteriores (CRUZ, 2004; LOBATO, 1985; MARUEJOL, 1989; LOBATO, FYFE, 1990) sugerem que os corpos mineralizados de albitos e os gnaisses encaixantes destes corpos foram originados a partir da deformação de rochas granitóides (Granito São Timóteo).

Lobato et al (1982) mostram a ocorrência de um processo metassomático a partir de balanço de massa das rochas onde observa-se clara alteração envolvendo remoção de sílica e potássio ao mesmo tempo em que ocorre a adição de sódio e alumínio. Segundo Cruz (2004) diferentes eventos de metassomatismo e metamorfismo teriam participado da formação destas rochas. Entretanto, como detalhado em capítulos anteriores, a linha evolutiva proposta por Chaves et al (2007) sugere a inexistência de eventos metassomáticos de Na.

Para Cuney e Kyser (2009), o evento de deformação do Brasiliano teria levado ao completo desaparecimento da textura inicial nos albitos, impedindo a reconstituição de uma sucessão paragenética e o desenvolvimento de estudos de IF que permitam caracterizar as soluções responsáveis pelos processos de alteração e mineralização.

Considerando as diferentes propostas dos autores acima citados, sobre a origem da mineralização uranífera, este trabalho de Dissertação procurou levantar dados que permitam conhecer melhor a metalogênese do depósito da Lagoa da Rabicha, verificando tendências composicionais confiáveis nos fluidos encontrados em minerais dos albitos e seus gnaisses encaixantes. Procurou, também, aprofundar o conhecimento micro-composicional dos minerais dos albitos, anfíbolitos e encaixantes gnáissicas.

ASPECTOS MINERALÓGICOS NOS TIPOS DE ROCHAS ESTUDADOS

Diversos autores estudaram a associação mineralógica de LR com o intuito de conhecer melhor a sua paragénese (CHAVES et al, 2007; CRUZ, 2004; MARUEJOL, 1989; PRATES, FUZIKAWA, 1985; SOUZA, 2009; entre outros). Neste trabalho faz-se uma comparação com resultados obtidos por estes autores, na tentativa de compreender melhor a relação entre esses minerais utilizando como base principal os estudos dos fluidos presentes em albitos e encaixantes gnáissicas.

Chaves et al (2007) afirmam existir nos albitos da região de LR minerais pré-deformacionais (piroxênio precoce diopsídico, titanita precoce uranífera e plagioclásio precoce) que preservam características magmáticas da rocha precursora (sienito). Estes mesmos autores classificam como fase metamórfica a associação mineralógica formada a partir dos eventos deformacionais (piroxênio metamórfico aegerina-augita, anfibólio, granada, plagioclásio tardio). De acordo com essa proposta, os albitos (sienitos deformados) não teriam vínculo genético com os gnaisses, nem com o granito São Timóteo.

Cruz (2004), Lobato (1985) e Maruejol (1989) propõem, em contrapartida, um vínculo genético entre o granito São Timóteo, gnaisses e albitito. Esses últimos seriam o produto final, originados por metassomatismo.

Piroxênios e suas diferentes composições

Chaves et al (2007) obtiveram, por ME, composição aegirina-augita para o piroxênio metamórfico dos albitos e composição diopsídio-augita para o piroxênio precoce. Neste trabalho não foi observado o piroxênio precoce (magmático) nas rochas, porém foi obtida, também por ME, composição de aegirina-augita para o único piroxênio encontrado nos albitos estudados. Portanto, a composição é semelhante aos dados do piroxênio metamórfico de Chaves et al (2007). Cruz (2004) também encontrou composição aegirina-augita para o piroxênio predominantemente encontrado no albitito. Já Maruejol (1989) obteve composição hedembergita-diopsídio para piroxênios do albitito.

Cruz (2004) obteve composição hedembergita-diopsídio para o piroxênio do gnaisse. Entretanto, o piroxênio encontrado neste trabalho no gnaisse foi classificado como diopsídio-augita, composição similar a obtida por Chaves et al (2007) para o piroxênio precoce do albitito.

Surge então a questão: Porque não foi encontrado o piroxênio precoce (magmático) nos albititos da AN03? Poderia o piroxênio encontrado no microclina gnaïsse ser o mesmo piroxênio precoce observado por Chaves et al (2007) nos albititos da Jazida da Cachoeira (AN13)? Esta pergunta será abordada no item final deste capítulo.

Granada

A granada é um mineral característico de rochas metamórficas podendo, raramente, ser encontrado em alguns tipos de rochas ígneas (DEER et al, 1975a). Neste trabalho a granada foi classificada como andradita, mesma composição encontrada em outras jazidas uraníferas de Lagoa Real (CHAVES et al, 2007; CRUZ, 2004; LOBATO, FYFE, 1990; MARUEJOL, 1989; SOUZA, 2009).

Plagioclásios

No microclina gnaïsse foram estudadas duas gerações de plagioclásio. A geração precoce apresenta muita alteração, e os resultados obtidos mostraram que a composição dele varia de oligoclásio a andesina. O plagioclásio tardio (recristalizado) do gnaïsse apresentou composição albitítica. Os dados são coincidentes com os obtidos por Cruz (2004). Para a microclina presente no gnaïsse, os dados de Cruz (2004) também são coincidentes.

No albitito o plagioclásio tardio (recristalizado) foi analisado qualitativamente por ME tendo sido classificado como albíta o que é condizente com dados obtidos por Cruz (2004) e Prates (2008) que obtiveram composição albíta a albíta-oligoclásio para este mineral.

Titanita

A titanita encontrada no microclina gnaïsse é petrologicamente muito diferente da encontrada no albitito. Entretanto, é bastante parecida com a titanita encontrada no anfíbolito (TAB. 7). Do ponto de vista genético as titanitas do gnaïsse e anfíbolito devem representar relictos das fases magmáticas precursoras. O estudo das prováveis *melt inclusions* encontradas nestas titanitas poderá contribuir para melhor conhecimento dessas fases.

TABELA 7 – Comparação das propriedades observadas nas titanitas de albititos, gnaisses e anfibolitos de LR.

	Gnaisse	Albitito	Anfibolito
Inclusões sólidas	Poucas (óxido de ferro?)	Muitas (ilmenita, mica com muito Ca, uraninita)	Poucas
Zoneamento	Claro zoneamento observado na ME (não observado ao microscópio)	Incipiente	Zonada (Núcleo preservado)
Composição ME	CaTiO(SiO ₄) Com Fe e Nb substituindo Ti e Al substituindo Si	CaTiO(SiO ₄) Com Fe e Nb substituindo Ti e Al substituindo Si	CaTiO(SiO ₄) Com Fe e Nb substituindo Ti e Al substituindo Si
Traços LA-ICP-MS	Nb, Y, Ce e Nd > 700 ppm V, Mn, La, Sm, Eu, Yb, Hf, U ²³⁵ < 700 ppm U ²³⁸ , Sr, Pb ²⁰⁶ , Th < 100 ppm	Não analisado	Nb, Ce, Nd > 600 ppm V, Mn, La, Y < 600ppm U, Sr, Pb ²⁰⁶ , Th, Sm, Eu, Yb, Hf, < 200 ppm
IF	IF primárias < 10µm IF secundárias < 10µm	Pequenas (Engenho e Cachoeira)*	Não apresenta
Melt Inclusions	Prováveis	Não apresenta	Prováveis

* Souza (2009) e Chaves et al (2009)

Chaves et al (2007) encontraram na Jazida da Cachoeira (AN13) uma titanita precoce uranífera (interpretada como pertencente a uma fase magmática precursora sienítica) e uma titanita não uranífera originada em uma fase metamórfica posterior. Neste trabalho não foi encontrada a titanita precoce (uranífera). Porém, nos três tipos de rocha estudados (gnaisse, anfibolito e albitito) foi encontrada uma variedade de titanita com teor de ferro oscilando junto com o teor de titânio, e apresentando teores importantes de nióbio. Supõe-se que o ferro e o nióbio estão substituindo o titânio na estrutura desta titanita. No gnaisse e no anfibolito a titanita é zonada, já no albitito esse mineral apresenta várias inclusões minerais e imagem de elétrons retroespalhados (ME) (FIG. 61) que sugerem alteração.

Pelo método LA-ICP-MS foram estudadas titanitas no anfibolito e gnaisse. Estas apresentaram traços de Pb (207 e 206) abaixo de 20 ppm e Pb(206) entre 17 e 65 ppm, não havendo diferença detectável entre as duas amostras. O teor de U (235) variou de 80 a 195 ppm nas titanitas do anfibolito e de 60 a 330 ppm no gnaisse. O U (238) variou de 28 a 48 ppm no anfibolito, e de 19 a 83 ppm no gnaisse. Observa-se, portanto que as titanitas das três rochas (albitito, anfibolito e microclina gnaisse) não apresentaram teores de chumbo e urânio consideráveis, dentro dos limites de detecção da ME. E que os teores destes elementos analisados por LA-ICP-MS são realmente muito baixos.

Os dados obtidos mostram que a titanita do albitito é diferente das titanitas presentes no microclina gnaiss e no anfibolito.

Para Cruz (2004), as titanitas dos gnaisses seriam relictos do protólito ígneo (anterior à deformação que originou os gnaisses). E para Chaves et al (2007) a titanita precoce (magmática), rica em urânio, é um relicto de uma rocha sienítica que teria sido precursora dos albititos. As titanitas perderiam o urânio durante a primeira fase de metamorfismo, tendo sido este mineral remobilizado pelo fluido existente, ocorrendo posteriormente a precipitação da uraninita, por meio de reações redox. Para esses autores, nesse processo a titanita foi recristalizada, dando origem à titanita predominante (metamórfica) que não possui urânio.

Surge, então, uma pergunta: Porque não se encontrou a titanita precoce (uranífera) no albitito da AN03? A resposta para esta pergunta será abordada no ultimo item das discussões.

ISÓCORAS, GEOTERMÔMETROS E PRESSÃO DE FORMAÇÃO

Lobato et al (1983a) e Lobato et al (1983b) obtiveram temperaturas de 500°C – 540°C (P = 4 kbar) para os albititos a partir de geotermometria de isótopos. Estes resultados foram obtidos a partir dos pares isotópicos quartzo-piroxênio, quartzo-magnetita e quartzo-feldspato.

Cruz (2004) obteve, temperaturas entre 580°C (P = 5 kbar) e 745°C (P = 10 kbar) nos albititos, utilizando o método para calcular T e p de equilíbrio de paragêneses minerais, HbPI, desenvolvido por Holland & Blundy (1994) para o qual foram escolhidas seções de texturas poligonais em feldspato. Nos gnaisses, pelo mesmo método, a temperatura varia entre 667°C (P = 5 kbar) e 715°C (P = 10 kbar).

Baseado nestes dados, e considerando o intervalo de 500 a 600 °C, foi feita uma estimativa, utilizando as isócoras obtidas para os fluidos do piroxênio e plagioclásio tardio do albitito (ANEXO E) (FIG. 93).

Utilizando o geotermômetro de 500 °C como temperatura de referência, a interseção com as isócoras sugerem que o processo de formação do piroxênio e do plagioclásio tardio ocorreu sob condições de pressão de 2,5 a 3,2 kbar, considerando a região onde ocorre a maior concentração das isócoras. Estas pressões são correspondentes a uma faixa de profundidade de 7,5 a 9,6 km para o piroxênio e para o plagioclásio tardio. Esse resultado é compatível com o obtido por Souza (2009) para os piroxênios e plagioclásios estudados na AN09.

Considerando a mesma faixa de temperatura (500 °C) foi desenvolvida uma estimativa da pressão de formação dos carbonatos de veios e brechas que cortam o albitito, levando em conta para isso os dados de fluidos carbônicos ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$) obtidos em Fuzikawa (1982). Os resultados sugerem que esses veios foram formados a uma pressão mínima de 2,9 kbar, o que corresponde a uma profundidade mínima de formação de 8,7 km (FIG. 93).

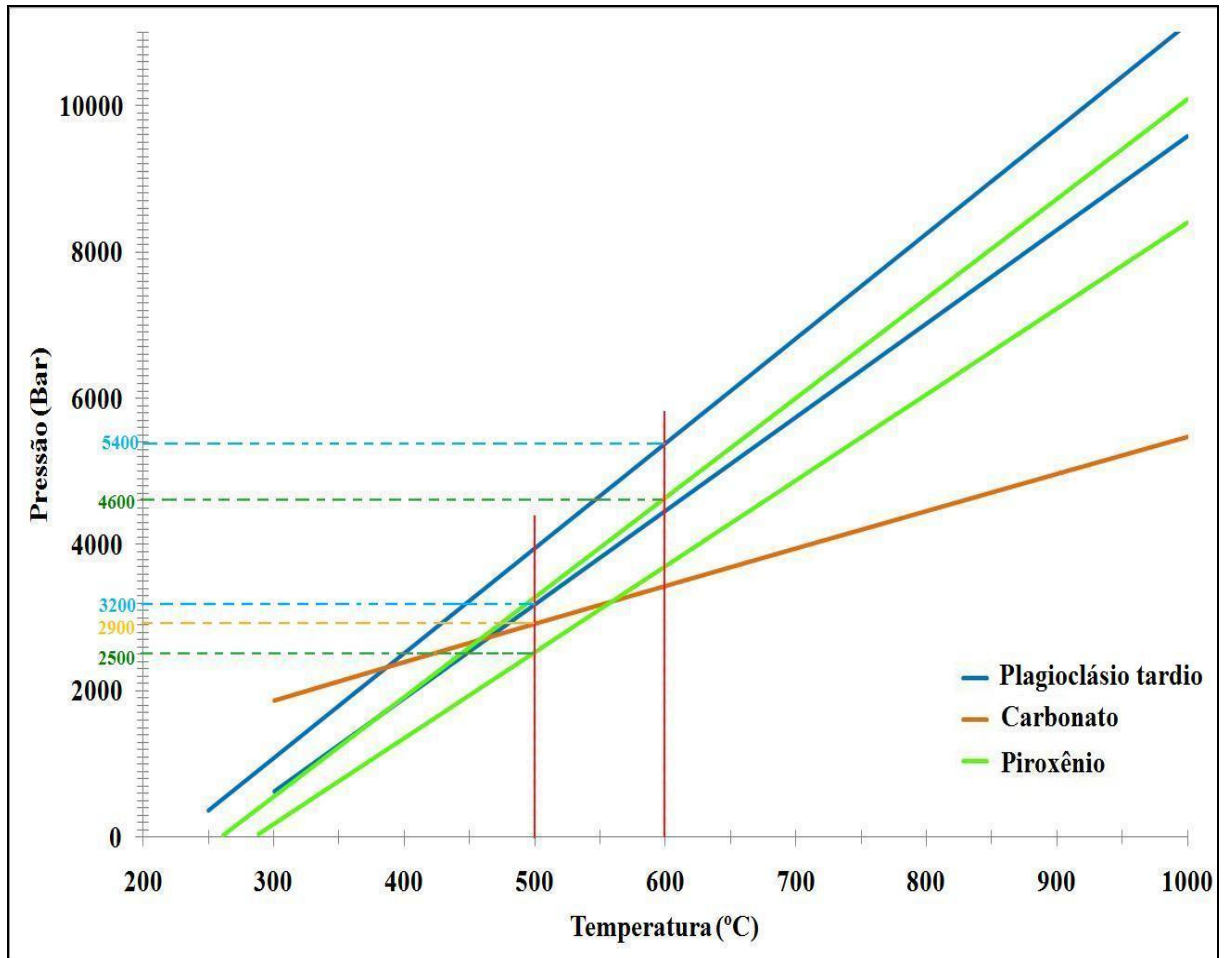


FIGURA 93 - Gráfico das isócoras associadas ao geotermômetro para estimar a pressão mínima de formação de piroxênio e plagioclásio tardio do albitito, e de carbonatos associados a veios que cortam os albititos.

SOBRE OS FLUIDOS ESTUDADOS EM GRANADAS E PIROXÊNIOS

A TAB. 8 mostra os resultados obtidos na AN03 e uma comparação com os resultados obtidos em piroxênio e granada por Oliveira et al (2007) (AN13) e Souza (2009) (AN09).

TABELA 8 – Comparativo dos dados obtidos neste trabalho com os dados obtidos por Souza (2009) e Oliveira et al (2007) para os piroxênios e granadas do albitito.

Piroxênio					
Área	T_e (°C)	T_h (°C)	T_f (°C)	Salinidade (NaCl)	Referências
Engenho (AN09)	-52 a -54	240 a 330	-9 a -16	16%	SOUZA (2009)
Rabicha (AN03)	-48 a -52	224 a 288	-6 a -9	11%	Este trabalho
Cachoeira (AN13)	-50 a -55	-	-11 a -15	17%	OLIVEIRA et al (2007)
Cachoeira (AN13)	-63 a -70	-	-11 a -13	16%	OLIVEIRA et al (2007)
Px magmático					
Granada					
Área	T_e (°C)	T_h (°C)	T_f (°C)	Salinidade (NaCl)	Referências
Engenho (AN09)	-52 a -53	200 a 230	-7 a -10	13%	SOUZA (2009)
Rabicha (AN03)	-54 a -48	200 a 240	-7 a -11	12%	Este trabalho
Cachoeira (AN13)	-51 a -54	-	-9 a -14	15%	OLIVEIRA et al (2007)

Observando os dados da TAB. 8 e FIG. 94 podemos inferir que os fluidos encontrados em piroxênios e granadas de albititos (exceto o piroxênio precoce), nas três diferentes jazidas, são equivalentes. Porém é notória também a ocorrência de uma diluição destes fluidos quando se observa as jazidas no sentido N→S (AN13→AN09→AN03).

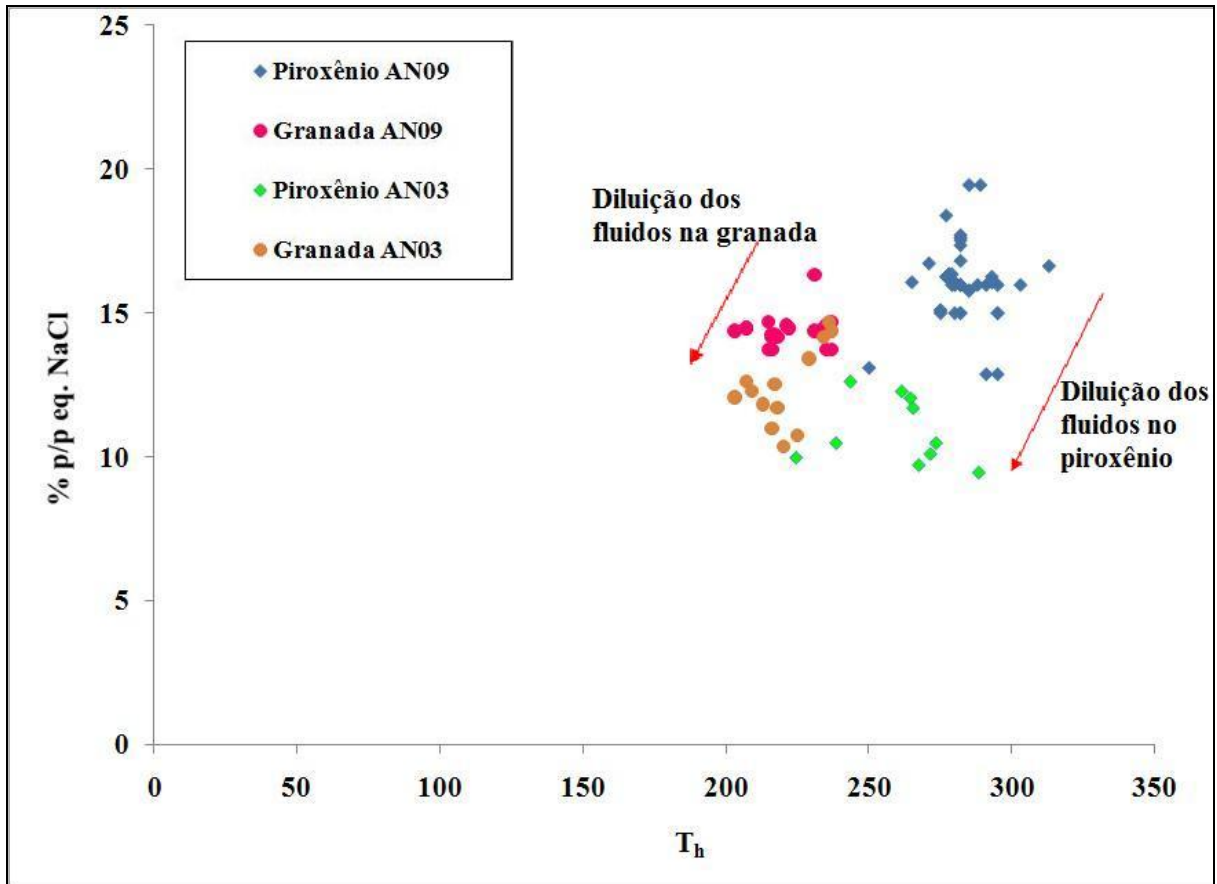


FIGURA 94 - Diagrama comparativo das IF da AN09 com AN03 no piroxênio e na granada do albitito.

Observando estes resultados surgem algumas questões: (a) Porque a salinidade dos fluidos diminui no sentido norte/sul da PULR? E (b) Porque não encontramos o piroxênio precoce (magmático) na AN03?

Aqui podemos, na tentativa de responder essas questões, pensar em dois fatos. Para a primeira questão devemos supor o que poderia ter levado a diluição. A percolação de fluidos meteóricos seria pouco provável, dada a profundidade de formação do mineral. Considerando a faixa de pressão dos fluidos dos albititos, presume-se que o sistema era provavelmente fechado, sem probabilidade de ingresso de fluido meteórico externo que possa diluir as soluções. Isto nos leva a conclusão de que essa diluição ocorreu devido a alguma transformação química restrita ao sistema. Uma provável reação que originaria a diluição do fluido seria a alteração do anfibólio para piroxênio, onde a água proveniente da estrutura do anfibólio seria acrescida as soluções. Nesse caso essa alteração (anfibólio→piroxênio) ocorreria mais intensamente no sentido N→S da região. No entanto, nas amostras da AN03 estudadas não há evidencias dessa alteração, embora Cruz (2004) afirme que o piroxênio, nos albititos de LR, é um produto da alteração dos anfibólios.

E porque não encontramos o piroxênio magmático na AN03? Podemos inferir que o piroxênio magmático não foi preservado na AN03 devido ao fato de que a intensidade do metamorfismo nesta região foi maior do que na AN13, preservando assim muito pouco da textura magmática pré-existente.

SOBRE O METASSOMATISMO SÓDICO

Ocorreu, de fato, um processo de metassomatismo sódico nos corpos albitíticos e encaixantes?

Os estudos de Cruz (2004) sugerem que o volume de albita nos granitos e nos gnaisses (somando-se porfiroclastos e grãos recristalizados) não varia. Isto indica que, uma hipotética transformação de granitos para gnaisses, teria ocorrido sob condições de conservação de massa. Entretanto, a mesma autora afirma que "o plagioclásio da encaixante não poderia ter sido a fonte de sódio usado na formação da albita, tendo em vista que a sericitização não foi um processo eficiente durante a deformação dos granitóides. Sendo assim, o Na deve ter vindo de fontes externas". Ainda de acordo com Cruz (2004), a fonte de Na seriam os granitos anorogênicos Potiraguá (meso-Neo Proterozóicos).

Uma comparação desenvolvida por Lobato e Fyfe (1990), a partir de análises químicas de gnaisses regionais, gnaisses hospedeiros dos albititos (transicionais) e albititos, mostra que há diferenças evidentes no balanço de massa entre esses três tipos de rocha, onde nos albititos houve uma perda de SiO_2 , K_2O , Rb e Ba, ao mesmo tempo em que se observa ganho de Na_2O , CaO, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, Sr, Pb, V, U, Nb, Zr e Y (TAB. 9). O incremento médio de Na_2O foi de 5,83g e a perda de K_2O de 5,00g (LOBATO et al, 1982). Lobato e Fyfe (1990) estimavam em 10% o volume perdido entre a associação original (gnaisse) e a alterada (albitito).

TABELA 9 – Composição química das rochas representativas de LR utilizadas em Lobato e Fyfe (1990) para realizar o balanço de massa.

	Gnaisse Regional	Gnaisses Transicionais	Albitito (mineralizado + não mineralizado)
SiO ₂	68 – 74%	64 – 71%	55 – 61%
K ₂ O	4,9 – 5,9%	2,9 – 6%	0,2 – 1,3%
Na ₂ O	3,3%	3,3 – 5,5%	9,8 – 10,5%
CaO	0,5 – 2%	1,4 – 7,6%	1 – 13,3%
Fe ₂ O _{3t}	2,9 – 3,9%	2,2 – 6,9%	3,7 – 11,1%
Sr	58 – 229 ppm	74 – 395 ppm	115 – 460 ppm
Pb	24 – 33 ppm	8 – 29 ppm	30 – 794 ppm
V	3 – 12 ppm	1 – 10 ppm	40 – 569 ppm
U	2,9 – 3,6 ppm	2,9 – 10,8 ppm	16 – 6200 ppm
Nb	16 – 35 ppm	8 – 72 ppm	26 – 222 ppm
Zn	75 – 87 ppm	14 – 162 ppm	15 – 161 ppm
Y	25 – 68 ppm	12 – 60 ppm	29 – 116 ppm
Rb	139 – 200 ppm	73 – 150 ppm	11 – 65 ppm
Ba	727 – 2253 ppm	71 – 2118 ppm	37 – 1053 ppm

Entretanto Chaves (informação verbal¹), ao considerar que não existe vinculação genética entre gnaisses derivados dos granitos São Timóteo e albititos, sugere que um processo isoquímico poderia ser considerado para explicar as mudanças mineralógicas verificadas (ex. recristalização de plagioclásio em grãos poligonizados de albita). Embora ainda não existam estudos detalhados para comprovar esta idéia.

Nesta dissertação não foi possível estudar o fluido precoce que originou os cristais de plagioclásio da fase pré-deformacional dos albititos. Portanto, não sabemos se o fluido (aquoso de baixa salinidade) que precipitou os grãos poligonizados de albita (plagioclásio tardio) foi o mesmo que originou o plagioclásio precoce.

Entretanto, a situação é bem diferente nas encaixantes gnáissicas. Aqui o plagioclásio precoce ocorre como porfiroclastos alterados para micas (provavelmente sericita). Além disso, esses cristais apresentam re-precipitação de albita ao longo de fraturas que cortam a matriz, substituindo a textura original do mineral precoce.

Esse plagioclásio precoce do gnaisse apresenta inclusões primárias aquo-carbônicas (CO₂ puro) de média a alta salinidade (13% NaCl) e baixa densidade do CO₂ (0,3 g/cm³) (AMORIM et al, 2009).

¹ informação fornecida por Alexandre de Oliveira Chaves, durante visita técnica ao LIFM, em agosto 2009.

É importante ressaltar que o fluido aquo-carbônico não é facilmente encontrado nos gnaisses encaixantes dos albititos. Isso pode ser explicado pelo fato de esse fluido ser anterior ao evento de deformação e, que durante esse evento, as inclusões contendo o CO₂ crepitarão devido à diferença de pressão, restando poucas evidências deste fluido na rocha.

Sobre esse assunto Fuzikawa e Alves (1988) dizem que, aparentemente, o grau de intensidade tectônica que agiu sobre as rochas foi o fator que causou a eliminação de grande parte do fluido carbônico. Estes autores observaram também que quanto maior o grau de deformação das rochas estudadas, menor a quantidade de IF encontradas tanto aquo-carbônicas quanto aquo-salinas.

Neste trabalho, no plagioclásio tardio (albita) do microclina gnaisse foram encontrados fluidos aquo-salinos com valores de salinidade variáveis (em uma faixa de 0,3 a 10 % NaCl).

Entretanto, o plagioclásio tardio (poligonizado) do albitito apresentou salinidade 0,2 a 7% NaCl. Estes dados são concordantes com os dados obtidos por Souza (2009), na AN09 ao norte de Lagoa Real, que obteve uma faixa de 0,6% a 6% NaCl.

Um diagrama que relaciona as IF em plagioclásio pode ser visto na FIG. 95. Quando correlacionamos os outros parâmetros físico-químicos (T_e , T_h e T_f) para os fluidos estudados no plagioclásio tardio do albitito e do microclina gnaisse observamos que se concentram prioritariamente em uma faixa definida de salinidade e T_h , ainda que uma pequena população (no gnaisse) indique valores mais altos de salinidade. Estas diferenças de salinidade podem ser consequência da ocorrência de processos de diluição. A dispersão na T_h dos plagioclásios é explicada em Alves e Fuzikawa (1984) como consequência de processos de dilatação das IF por superaquecimento das mesmas durante os repetidos processos de aquecimento durante a microtermometria. Entretanto, a princípio, esses fluidos são equivalentes e, portanto de mesma origem.

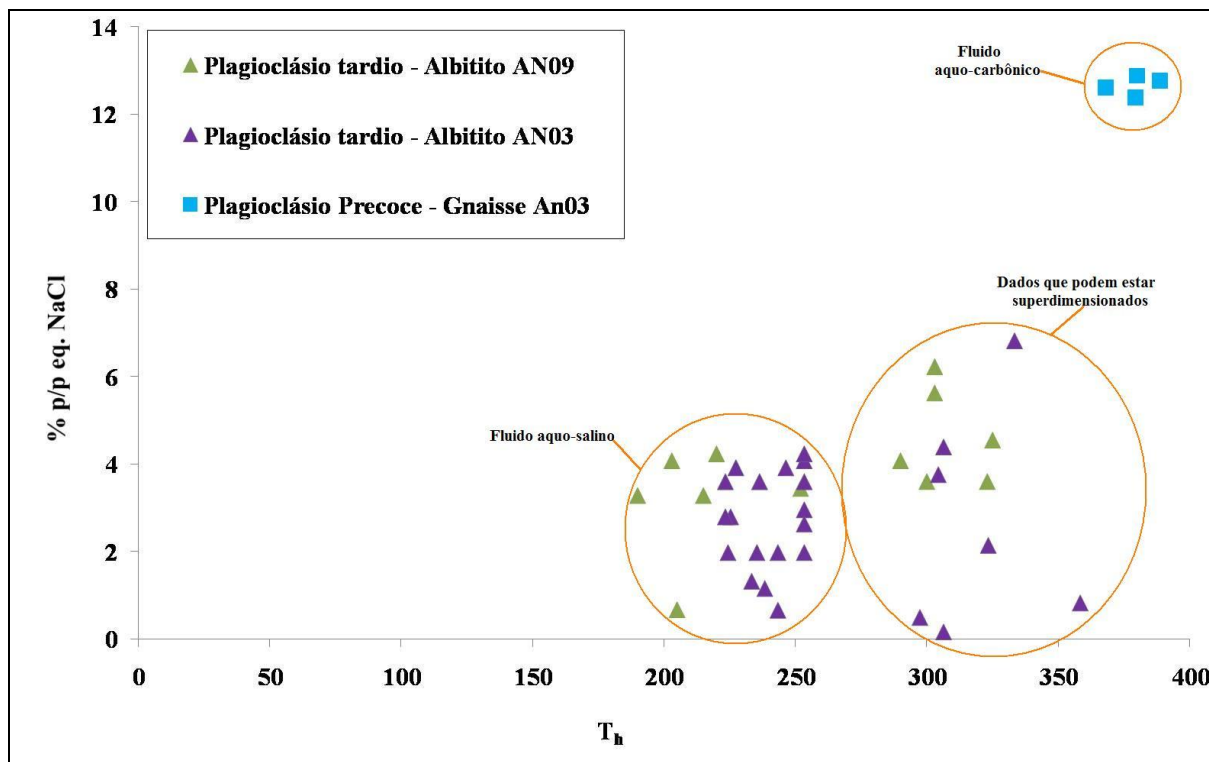


FIGURA 95 – Diagrama comparativo das IF nos diferentes tipos de plagioclásio no microclina gnaisse e no albitito.

Percebe-se que o fluido aquo-carbônico do plagioclásio precoce do gnaisse possui T_h e salinidade bem diferentes dos fluidos encontrados no plagioclásio tardio (poligonal) (FIG. 95) indicando claramente tratar-se de soluções composicional e geneticamente diferentes quando comparados com os fluidos tardios.

Com os dados disponíveis não foi possível fazer uma comparação sobre a origem, entre os fluidos do plagioclásio precoce do albitito com o do gnaisse, uma vez que o plagioclásio precoce do albitito não apresenta IF.

Interessante destacar que o esmagamento de frações de plagioclásio do albitito sugere a presença de fluidos carbônicos em pequena quantidade. Seria esse fluido carbônico, presente no albitito, provavelmente como fluidos presentes em IF muito pequenas, o mesmo encontrado no plagioclásio precoce do microclina gnaisse?

O fato de IF não terem sido encontradas nesse mineral pode também ser decorrência do metamorfismo intenso sofrido pelos albititos ao longo das zonas de cisalhamento, o que pode ter levado a obliteração destes fluidos.

ESTUDOS ANTERIORES DE IF POR LA-ICP-MS

Chaves et al (2009), analisaram por LA-ICP-MS, IF presentes no piroxênio precoce (magmático) e na granada do albitito. Estes autores constataram nos fluidos do piroxênio precoce a presença dos elementos Na, Rb, e Ba. Estes mesmos elementos aparecem nos fluidos da granada, mesmo sendo incompatíveis com a estrutura desse mineral. Para eles a granada teria se formado a partir do piroxênio precoce e esses elementos teriam se acumulado no fluido juntamente com Mg, Sr, Pb, U^{235} e U^{238} .

Souza (2009) estudou, pelo mesmo método, IF presentes no piroxênio metamórfico, no plagioclásio tardio e na granada do albitito. Encontrou no piroxênio metamórfico teores elevados de Ca, Fe e Mg. No plagioclásio tardio obtiveram teor expressivo para o Ca e traços dos elementos Na, K, Ca, Mg, Fe, Cu, Zn, As, Sr, Sb, Ba e Pb. Porém relata que não se pode garantir a representatividade destes dados uma vez que, as IF analisadas eram muito pequenas ($< 10 \mu\text{m}$) e que, quando se estuda IF em mineral hospedeiro que não seja o quartzo, as composições desses fluidos pode mudar como decorrência de trocas iônicas entre o fluido e o hospedeiro (CRAWFORD, HOLLISTER, 1992). Souza (2009) ainda considera que o teor elevado de Ca nas IF do plagioclásio tardio pode ser devido a interferências do hospedeiro que possui composição padrão de An₁₀.

Souza (2009) sobre as granadas constatou a presença dos mesmos elementos encontrados por Chaves et al (2009) acrescentando-se Zn e Cu. Afirma que o cobre veio com o fluido que precipitou a granada, mas não ficou na sua estrutura. Finalmente infere que, esse mesmo Cu presente no fluido pode ter originado o mineral de urânio tobernita ($\text{Cu}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2$) citado por Ribeiro et al (1984) como presente em Lagoa Real, e explica a presença do Zn pela afinidade deste elemento com o Cu.

RESULTADOS OBTIDOS VERSUS TRABALHOS ANTERIORES

A presença de fluidos em todas as fases minerais estudadas sugere que o Evento Brasileiro não obliterou os fluidos pré-existentes, ao contrário do que é afirmado em Cuney e Kyser (2009). Afirmamos isso considerando: (a) os fluidos primários aquo-carbônicos encontrados no plagioclásio precoce do gnaiss, (b) os fluidos encontrados no piroxênio precoce da AN13 (OLIVEIRA et al, 2007), e (c) o fato de a albitização dos albititos ter ocorrido após a formação do piroxênio e da granada.

Alves e Fuzikawa (1984), Fuzikawa (1980, 1982), Fuzikawa et al (1988) e Fuzikawa e Alves (1988) desenvolveram estudos de IF em Lagoa Real que chamaram a atenção para a tendência de um aumento na presença de anfibólitos e no volume dos fluidos entre as anomalias da região no sentido S→N. Esta tendência foi confirmada quando comparamos os resultados obtidos neste trabalho (AN03) com outros dados realizados recentemente em outras anomalias (AN09 e AN13) (ex. OLIVEIRA et al, 2007; SOUZA, 2009). Isto é condizente com a afirmação feita neste trabalho de que a AN03 (Sul) possui menor quantidade de fluidos devido à maior intensidade dos eventos metamórficos na região sul de LR.

Pode-se afirmar que existem, pelo menos, duas ou três gerações de fluido aquo-carbônico nos albititos e encaixantes da região de LR. Uma primeira geração, anterior aos eventos deformacionais, é encontrada raramente nos minerais (ex. plagioclásio precoce do gnaiss). Esse fluido pode ter sido obliterado durante a deformação. Uma segunda geração se encontra presente nos veios de quartzo que cortam as rochas da região. E outro fluido tardio foi estudado por Fuzikawa (1982) nos carbonatos de alguns corpos de albititos de Lagoa Real. Esse fluido é composto por um sistema de CO₂ e traços de CH₄.

Sendo assim podemos elaborar um quadro geral com os fluidos encontrados no setor da AN03, estabelecendo uma comparação com estudos realizados por diversos autores em outros setores de Lagoa Real, tentando-se mostrar a evolução das soluções, ao tempo que ocorria a precipitação de uraninita. (FIG. 96 e 97)

O fluido mais antigo foi encontrado no piroxênio aegirina-augita, de composição aquo-salina (sem fases carbônicas) contendo Ca, Fe e Mg, salinidades de 9-13 wt% NaCl e temperatura de homogeneização entre 220 e 290 °C. Concomitantemente ocorreu uma remobilização e precipitação de uraninita. Essa remobilização e precipitação de urânio também foi registrada nas granadas, originadas a partir de fluidos aquo-salinos com Na, Mg, Sr, Ba e Pb, sob condições de temperatura e salinidade próximas as do piroxênio.

Nas amostras estudadas não foi encontrado o piroxênio diopsídico precoce (magmático), com fluidos aquo-salinos (H₂O + Na, Rb, Ba (16%wt NaCl), estudado por Chaves et al (2007) na Jazida da Cachoeira (Anomalia 13, norte de Lagoa Real).

Isto provavelmente é consequência de que a intensidade do metamorfismo no setor da Rabicha foi maior do que na Cachoeira, preservando assim muito pouco da textura magmática pré-existente.

Salienta-se que é notória a ocorrência de uma diluição dos fluidos, presentes nos minerais piroxênio e granada, quando se observa as jazidas no sentido N→S (AN13→AN09→AN03). Também foi verificado que o volume de anfibólios aumenta no centro e norte de Lagoa Real.

A precipitação do plagioclásio tardio ocorreu posteriormente a partir de um fluido bem menos salino, provavelmente com pouco ou nenhum CO₂ associado. As soluções eram compostas por H₂O + Na + Mg + K + Ca + Mn + Fe + Cu + Zn + As + Sr + Sb + Ba + Pb (SOUZA, 2009). Uma remobilização e precipitação de urânio também estaria associada a esta fase.

Nas amostras estudadas não foram encontrados carbonatos. Portanto não foi possível cruzar dados com os dados preliminares obtidos por Fuzikawa (1982) em fluidos primários de carbonatos, que evidenciaram a presença de fluidos aquo-carbônicos (H₂O + CO₂ + CH₄), que sugerem condições redutoras para essa fase evolutiva.

O estudo de inclusões fluidas nas encaixantes gnáissicas dos albitos foi focado nos plagioclásios, com o intuito de comparar as soluções associadas ao metassomatismo sódico que teria afetado corpos mineralizados e rochas hospedeiras. Nos gnaisses foi registrada a presença de fluidos aquo-carbônicos precoces de salinidade intermediária (13% wt NaCl), associados aos plagioclásios precoces.

Entretanto, as soluções que precipitaram os plagioclásios tardios eram de composição aquo-salina de baixa salinidade, equivalentes aquelas encontradas nos plagioclásios dos albitos. Fluidos tardios aquo-carbônicos foram encontrados em alguns cristais de quartzo da matriz gnáissica. A presença de CO₂ foi verificada sistematicamente no quartzo de veios formados tardiamente, que cortam gnaisses e albitos, revelando condições oxidantes para os últimos estágios de precipitação mineral no setor da Rabicha.

Os veios tardios de quartzo estudados por Fuzikawa e Alves (1988) registram, na fase carbônica, a presença exclusiva de CO₂, mostrando condições oxidantes.

Sobre a presença de fluidos em todas as fases minerais estudadas os dados apresentados demonstram que o Evento Brasileiro não obliterou os fluidos pré-existentes.

Do ponto de vista comparativo com trabalhos anteriores podemos afirmar que:

a) Não foram observadas na AN03 as gerações precoces (magmáticas) estudadas por Chaves et al (2007) na Jazida da Cachoeira. Podemos inferir que o evento de deformação que

ocorreu nesta área foi suficiente para alterar as feições ígneas primárias da rocha. Por outro lado, podemos supor que o piroxênio presente no microclina gnaisse seja o mesmo piroxênio precoce (magmático) descrito por Chaves et al (2007), uma vez que estes apresentam composições semelhantes. Este fato poderá ser confirmado posteriormente quando for possível estudar os fluidos presentes no piroxênio do microclina gnaisse.

b) Entretanto, também de acordo com Chaves et al (2007) seria de esperar que os fluidos presentes no plagioclásio precoce (magmático) do albitito fossem diferentes dos fluidos encontrados para o plagioclásio precoce da encaixante gnáissica. Este fato não pode ser comprovado uma vez que não foram encontradas IF no plagioclásio precoce do albitito da AN03.

c) O Brasiliano deve ter sido predominantemente térmico, uma vez que fluidos anteriores ao evento foram preservados.

d) A precipitação do plagioclásio tardio ocorreu após a formação de piroxênios e granadas nos albititos, sob condições bem diferentes de temperatura e salinidade, e provavelmente em épocas diferentes. Essa precipitação afetou também as encaixantes e tem todas as características de metassomatismo sódico. Evidentemente esse metassomatismo não está associado ao Granito São Timóteo. É provável que o fluido liberado pela reação de alteração do anfibólio para piroxênio tenha diluído as soluções presentes nas rochas precipitando o plagioclásio tardio.

	 Albitito	 Microclina Gnaisse
Fase Magmática	<p>$H_2O + Sais (Na, Rb, Ba)$ Piroxênio Magmático Tc: $-67^{\circ}C$ Salinidade: 16% NaCl (CHAVES et al, 2007)</p>	<p>$CO_2 + H_2O + Sais$ Plagioclásio Precoce Te = Não obscurada Salinidade : 13% NaCl (AMORIM et al, 2009)</p>
Fase Metamórfica	<p>$H_2O + Sais (Ca, Fe, Mg)$ Piroxênio Metamórfico Te= $-52^{\circ}C$ Salinidade= 11 a 17% NaCl (Aumenta: AN03 → AN09 → AN13) (Souza, 2009; OLIVEIRA et al, 2007; Este trabalho)</p> <p>$H_2O + Sais (Na, Mg, Rb, Sr, Ba, Pb, U^{235}, U^{238})$ Granada Te = $-51^{\circ}C$ Salinidade = 12 a 15% NaCl (Aumenta: AN03 → AN09 → AN13) (CHAVES et al, 2007; SOUZA, 2009; OLIVEIRA et al, 2007; Este trabalho)</p>	Não Estudado
Fase Metassomática Na	<p>$H_2O + Sais (Na, Mg, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Sr, Sb, Ba, Pb)$ Albita Recristalizada Te= $-42^{\circ}C$ Salinidade: 0,2 a 7% NaCl (SOUZA, 2009; Este trabalho)</p>	<p>$H_2O + Sais$ Albita Recristalizada Te= $-45^{\circ}C$ Salinidade: 0,3 a 11% NaCl (Este Trabalho)</p>
Fase Hidrotermal Carbonática	<p>$CO_2 + CH_4$ (FUZIKAWA, 1982)</p>	Não Estudado
Fase Hidrotermal (Tardia)	<p>Veios de Quartzo: $H_2O + Sais$ Quartzo Salinidade= 3 a 24%</p> <p>$CO_2 + H_2O + Sais$ Quartzo Salinidade = Quase Nula (FUZIKAWA, ALVES, 1988)</p>	<p>Veios de Quartzo: $H_2O + Sais$ Quartzo Salinidade= 0 a 20%</p> <p>$CO_2 + H_2O + Sais$ Quartzo Salinidade = 7,5 a 16% (FUZIKAWA, ALVES, 1988)</p>

FIGURA 96 – Quadro geral dos fluidos em Lagoa Real considerando os albititos e suas encaixantes gnáissicas nas diferentes fases de deformação.

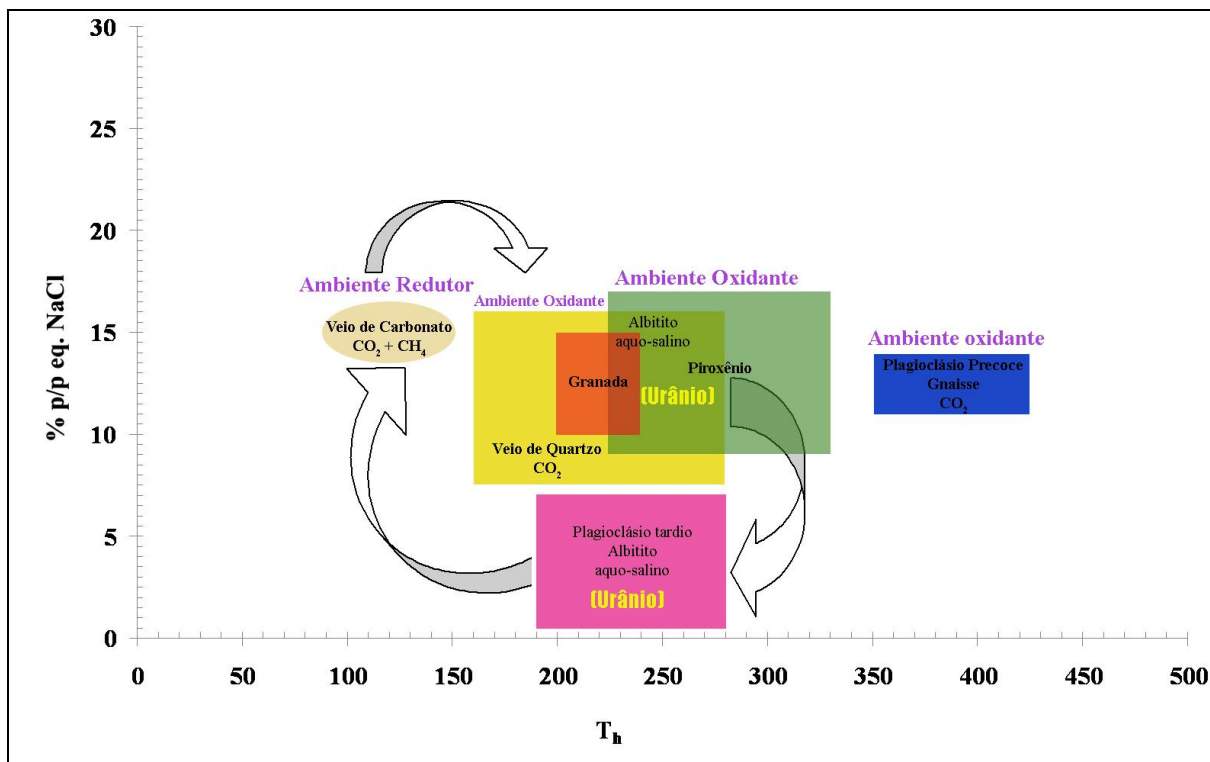


FIGURA 97 – Gráfico esquemático quadro geral dos fluidos sugerido para LR.

CAPÍTULO 7. CONCLUSÕES

7.1. ALBITITOS E GNAISSES

- Não foram observadas na AN03 as gerações minerais precoces (titanita e piroxênio) encontrados por Chaves et al (2007) nos albititos da Jazida da Cachoeira (AN13). Isto provavelmente é consequência de que a intensidade do metamorfismo nesta região foi maior do que na AN13, preservando assim muito pouco da textura magmática pré-existente.
- Os fluidos associados a piroxênio e granada, possuem características semelhantes, com pequenas variações e são equivalentes nas três diferentes jazidas (Rabicha, Cachoeira e Engenho).
- É notória a ocorrência de uma diluição dos fluidos, presentes nos minerais piroxênio e granada, quando se observa as jazidas no sentido N→S (AN13→AN09→AN03). Também foi verificado que o volume de anfibólitos aumenta no centro e norte de Lagoa Real.
- Sugere-se que teria ocorrido uma alteração do anfibólito para piroxênio, onde a água proveniente da estrutura do anfibólito seria acrescida as soluções. Essa alteração ocorreria mais intensamente no sentido N→S da região.
- Os fluidos associados ao metassomatismo sódico, que gerou o plagioclásio tardio (albitítico) nos albititos, possuem salinidades muito inferiores às observadas no piroxênio e na granada portanto, o plagioclásio poderia ter sido originado a partir de um processo de diluição.
- A formação de piroxênio e plagioclásio ocorreu sob condições de pressão equivalente a 3,5 kbar e profundidade de aproximadamente 8,5 km.
- É provável que o fluido liberado pela reação de alteração do anfibólito→piroxênio tenha diluído as soluções presentes nas rochas e precipitado o plagioclásio tardio.
- A precipitação do plagioclásio tardio ocorreu após a formação de piroxênios e granadas nos albititos e afetou também as encaixantes, tendo todas as características de metassomatismo sódico.
- O esmagamento de frações de plagioclásio do albitito sugere a presença de fluidos carbônicos em pequena quantidade.
- Os fluidos encontrados no plagioclásio tardio do microclina gnaiss e do albitito são equivalentes e, provavelmente de mesma origem.

- Existem, pelo menos, três gerações de fluido aquo-carbônicos presente na região de Lagoa Real.

7.2. CONCLUSÕES GENÉTICAS

- Com exceção do plagioclásio precoce do gnaiss encaixante dos albitos, o fluido aquo-carbônico não é facilmente encontrado nos minerais precoces. Isso pode ser explicado pelo fato de esse fluido ser anterior ao evento de deformação Brasiliano. Durante esse evento as inclusões contendo o CO₂ poderiam ter crepitado devido à diferença de pressão, restando poucas evidências deste fluido nas rochas.
- A AN03 possui menor quantidade de fluidos do que as AN09 e AN13 devido a maior intensidade dos eventos metamórficos na região sul de LR.
- A presença de fluidos em todas as fases minerais estudadas demonstram que o Evento Brasiliano não obliterou os fluidos pré-existentes.
- O Brasiliano deve ter sido predominantemente térmico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKIMIN, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: DOMINGUES, J. M.; MISI, A. (Eds). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG-BA, 1993. p. 45-62.

ALLAN, M.M.; YARDLEY, B.W.; FORBES, L J.; SHMULOVICH, K.I.; BANKS, D.A.; SHEPHERD, T. J. Validation of LA-ICP-MS fluid inclusion analysis with synthetic fluid inclusions, **American Mineralogist**, Washington, v. 90, p. 1767-1775, 2005.

ALMEIDA, F.F. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, p. 349-364, 1977.

ALVES, J.V.; FUZIKAWA, K. O estudo de inclusões fluidas da Jazida Uranífera da Cachoeira, Caetité, BA – resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p.1503-15.

AMORIM, L.E.D.; RIOS, F.J.; OLIVEIRA, L.A.R.; ALVES, J.V.; FUZIKAWA, K.; MATOS, E.C.; GARCIA, L.R.; RIBEIRO Y. Geoquímica de fluidos associados a rochas: testes preliminares em minerais de rochas granitóides potencialmente hospedeiras de repositórios de rejeitos radioativos. In: INTERNATIONAL NUCLEAR ATLANTIC CONFERENCE – INAC, 2009, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: ABEN, 2009. DVD.

ARCANJO, J.B.; MARQUES-MARTINS, A.A.; LOUREIRO, H.S.C.; VARELA, P.H.L. Projeto Vale do Paramirim, escala 1:100000. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**, 2000. CD-ROM.

AVELAR, S.C.P. **Datação Química U-Th-Pb de Minerais dos Albitos Uraníferos da Região de Lagoa Real (BA) por Microsonda Eletrônica**. 2008. 113 p. Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais) – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2008.

BODNAR, R.J.; VITYK, M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B.; Frezzotti, M. (Eds.) **Fluid inclusions in minerals: methods and applications**. Blacksburg: Virginia Tech., 1994. p. 117–130.

BRADY et al. Spreadsheets for Mineral Formula Calculation. Disponível em: <http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html> Acesso em: 15 jan. 2009.

BRITO, W. de; RAPOSO, C.; MATOS, E. C. de. Os albitos uraníferos de Lagoa Real. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 1475-1488.

CHANDLER, J.A. **X-Ray Microanalysis in the Electron Microscope (Practical Methods in Electron Microscopy)**. Amsterdam: North-Holland Publishing, 1977.

CHAVES, A.M.D.V. **Mineralogia e geoquímica supergênicas do urânio: Província Uranífera de Lagoa Real, Caetité – Bahia**. 2005. 100p. Dissertação (Mestrado em Ciência e

Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais) – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2005.

CHAVES, A.O.; TUBRETT, M.; RIOS, F.J.; OLIVEIRA, L.A.R.; ALVES, J.V.; FUZIKAWA, K.; CORREIA NEVES, J. M.; MATOS, E.C.DE; CHAVES, A. M. D.V.; PRATES, S.P. U-Pb ages related to uranium mineralization of Lagoa Real, Bahia – Brazil: tectonic implications, **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 20, n. 2, p. 141-156, 2007.

CHAVES, A.O; RIOS, F.J.; ALVES, J.V.; FUZIKAWA, K.; NEVES, J.M.C.; PRATES, S.P. Combined microthermometry and LA-ICP-MS studies of fluid and melt inclusions of the Lagoa Real uranium-bearing albitites (Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 12, Ouro Preto, 2009, **Anais...** Ouro Preto: SBGq, 2009. DVD.

CORDANI, U.G.; IYER, S.S.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K.; SATO, K. Pb- Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1,5-1,0Ga), **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 5, p. 33-46, 1992.

COSTA, P.H. de O.; ANDRADE, A.R.F. de; LOPES, G.A.; SOUZA, S.L. de. Projeto Lagoa Real: mapeamento geológico, 1:25000, texto e mapas. **Companhia Baiana de Pesquisa Mineral**, Salvador, v. 1, 1985.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (Textos, Mapas & SIG)**. Disponível em: < <http://www.cprm.gov.br> > Acesso em: 14 mar. 2008.

CRAWFORD, M. L.; HOLLISTER, L.S. Fluid-rock interactions during Metamorphism. In: WALTHER, J. V.; WOOD, B.J. (Eds.) **Advances in Physical Chemistry**, v. 4, p. 1-35, 1992. Tradução de Kazuo Fuzikawa.

CRUZ, S.C.P. **A interação entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Oeste Congo**. 2004, 503p. Tese (Doutorado em Geologia) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2004.

CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F. A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina (BA). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, (4 – suplemento), p. 92-110, 2007.

CUNEY, M.; KYSER, K. **Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration**. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series. Quebec: Robert Raeside, v. 39, 2009.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock Forming Minerals**. London: Longman Group Limited, v. 2, 1974.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock Forming Minerals**. London: Longman Group Limited, v.1, 1975a.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock Forming Minerals**. London: Longman Group Limited, v. 4, 1975b.

EIA - ENERGY INFORMATION ADMINISTRATION, International Energy Outlook. **Department of Energy**, Washington, D.C. Disponível em < www.eia.doe.gov/oiaf/ieo/index.html> Acesso em: 12 dez. 2007.

FIGUEIREDO, B.R. **Minérios e Ambiente**. Campinas: Unicamp, 2000.

FUJIKAWA, K. Estudos preliminares de inclusões fluidas em albita dos albitos do projeto Lagoa Real, Caetité, BA, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** São Paulo: SBG, 1980. p. 2038-2049.

FUJIKAWA, K. Alguns carbonatos do distrito uranífero de Lagoa Real, Bahia: Estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1982, Salvador. **Anais...** Bahia: SBG, 1982.

FUJIKAWA, K.; RAPOSO, C.; PRATES, S.P.; MATOS, E.C.; ALVES, J.V. Jazidas Uraníferas de Lagoa Real – Caetité – Ba. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1982, Salvador. **Anais...** Bahia: SBG, 1982.

FUJIKAWA, K. Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. In: Contribuições à Geologia e à Petrologia, **Boletim Especial**. Belo Horizonte: SBG, Núcleo de Minas Gerais, 1985. p. 29-44.

FUJIKAWA, K.; ALVES, J.V. **Relatório Técnico Específico. Estudo de Inclusões Fluidas da Província Uranífera de Lagoa Real**. NUCLEBRÁS, 1988.

FYFE, W.S. **Report to NUCLEBRÁS**. Canadá: University of Western Ontario, London-Ontario, 14p., 1979.

GEISEL SOBRINHO, E.; RAPOSO, C.; ALVES, J.V.; BRITO, W. DE; VASCONCELOS, T.G. O distrito uranífero de Lagoa Real, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980, **Anais...** São Paulo: SBG, 1980. v. 3, p. 1499-1512.

GEISEL SOBRINHO, E. **Apresentação de uma hipótese genética para o Distrito Uranífero de Lagoa Real**. Belo Horizonte: Empresas Nucleares Brasileiras, 1981. (Nota Técnica EBHO. PM nº 3).

GOMES, C.B. Microsonda Eletrônica: princípios e aplicações na Geologia. In: **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. São Paulo: Prominério, p.159-208,1984.

IBRAM – INSTITUTO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO. **Panorama Mineral Brasileiro**. Disponível em: < [http:// www.ibram.org.br](http://www.ibram.org.br) > Acesso em: 14 set. 2008.

INB – INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL. Disponível em: < <http://www.inb.gov.br>> Acesso em: 20 set. 2008.

KERR, P. F. **Optical Mineralogy**. New York: McGraw-Hill Inc., 1977.

KLEIN, C.; DUTROW B. **Manual of Mineral Science** (after James D. Dana). John Wiley & Sons, New York: 23rd ed., 2008.

LOBATO, L.M.; NETO, M.P.C.P.; SANTOS, R.S.; SANTOS, V.A.M. **Síntese dos resultados petrográficos do projeto Lagoa Real**. Belo Horizonte: Superintendência Geral de Pesquisa e Desenvolvimento (Departamento de Tecnologia Mineral), Superintendência Geral de Prospecção e Pesquisa Mineral, 1980.

LOBATO, L.M.; FORMAN, J.M.A.; FUZIKAWA, K.; FYFE, W.S.; KERRICH, R. Uranium enrichment in Archean basement: Lagoa Real, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, p. 484-486, 1982.

LOBATO, L.M.; FORMAN, J.M.A.; KERRICH, R.; BARNETT, R.L. Uranium Enrichment in Archean Crustal Basement Associated with Overthrusting, **Nature**, London, v. 303, nº 5914, p. 235-237, 1983a.

LOBATO, L.M.; FORMAN, J.M.A.; FUZIKAWA, K.; FYFE, W.S.; KERRICH, R. Uranium in overthrust Archean Basement, Bahia, Brasil. **Canadian Mineralogist**, V. 21, p. 647-654, 1983b.

LOBATO, L.M. **Metamorphism, metassomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil**. 1985, 306 p. Tese (Doutorado em Geologia) – University of Western Ontario, Ontario, 1985.

LOBATO, L.M.; FYFE, W.S. Metamorphism, Metasomatism, and Mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil, **Economic Geology**, Lancaster, v. 85, p. 968-989, 1990.

LONGERICH, H.P.; DIEGOR, W. Introduction to mass spectrometry. In: Paul Sylvester (ed) **Laser – Ablation – ICPMS in the Earth Sciences – Principles and Applications**. St. John's, Newfoundland: Mineralogical Association of Canada, 2001. v. 29, p. 1-19.

MARUEJOL, P.; CUNEY, M.; FUZIKAWA, K.; NETTO, A.M.; POTY, B. The Lagoa Real subalkaline granitic complex (south Bahia, Brazil): A source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism, **Revista Brasileira Geociências**, v. 17, p. 578-594, 1987.

MARUÈJOL, P. **Métasomatose alcaline et minéralisation uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brésil) et exemples complémentaires de Xihuashan (SE Chine), Zheltorechensk (Ukraine) e Chuling Khola (Népal central)**. 1989, 428p. Tese (Doutorado) - Centre du Recherche sur la Geologie de l'uranium, Nancy, 1989.

MATOS, E.C. de; SILVA, J.R.A.E.; RUBINI, L.A. 2003. Província Uranífera de Lagoa Real – Garantia de Fornecimento de Concentrado de Urânio (DUA) para as Necessidades Brasileiras, **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 16, nº 2, p.111-120, 2003.

MORAES, L.C.; MARTINS, A.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.A.; ANDRADE FILHO, E.L.; ARCANJO, J.B.A.; LIMA, R.C.C; MELO, R.C.; OLIVEIRA, R.BA.; MARGALHO, R.C.F. **Projeto Brumado Caetité – Mapeamento Geológico**, DNPM/CPRM, Salvador, 1980.

NUCLEBRÁS - EMPRESAS NUCLEARES BRASILEIRAS S/A. **Descrição do Furo de sondagem 113 da Anomalia Lagoa da Rabicha, PULAR. Lagoa Real**, 1981.

NUCLEBRÁS – EMPRESAS NUCLEARES BRASILEIRAS S/A. **Relatório de Síntese da Anomalia 09 (Fazenda do Engenho). Relatório Interno**, 1984.

OLIVEIRA, A.G. DE; FUZIKAWA, K.; MOURA, L.A.M.; RAPOSO, C. Província Uranífera de Lagoa Real – Bahia. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil, v. 1, DNPM e Cia Vale do Rio Doce, Brasília, 1985.

OLIVEIRA, L.A.R. de; RIOS, F.J.; CHAVES, A.O; PEREIRA, A.R.P. Estudo da gênese da mineralização uranífera da mina da Cachoeira, Lagoa Real, BA, como auxílio na descoberta e compreensão de jazidas minerais. In: INTERNATIONAL NUCLEAR ATLANTIC CONFERENCE – INAC, 2007, Santos. **Anais...** Santos, São Paulo: ABEN, 2007.

OSAKA, L.S.; AMARAL, G. Extração de informações espectrais do Landsat-5/TM na Província Uranífera de Lagoa Real. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9, 1998, Santos. **Anais...** Santos, INPE, 1998. p. 431-441.

PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N.; LOBATO, L.M. Geocronologia U/Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia e suas implicações para a idade da mineralização de urânio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 38, 1994, Balneário de Camboriú. **Resumos...** São Paulo: SBG, 1994. p. 389-390.

PLANT, J.A.; SIMPSON, P.R.; SMITH, B. Uranium Ore Deposits - Products of the Radioactive Earth. In: M. S. America, P. C. Burns, & R. Finch (Eds.), **Uranium: Mineralogy, Geochemistry and Environment**, Washington, v. 38, p. 255-319, 1999.

PRATES, S.P.; FUZIKAWA, K. **Aspectos petrográficos da Jazida Cachoeira**. Belo Horizonte: NUCLEBRÁS, 1985. (Nota Técnica).

PRATES, S.P. **Significado Metalogenético da Mineralogia dos Albitos da Jazida Cachoeira (Província Uranífera de Lagoa Real)**. 2008. 128p. Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais) – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2008.

RAPOSO, C.; MATOS, E.C de. Distrito uranífero de Lagoa Real. A história de um exemplo. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais...** São Paulo: SBG, 1982. v. 5, p. 2035-2047.

RASUMNY, J. Analyse microchimique des gaz contenus dans le mineéaux: formation du précipité barytique. *Compte-Rendu Sommaire, Soc. Géol. Fr.*, p. 378-380, 1957.

RASUMNY, J. Détection du gaz carbonique libre dans les minéraux. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, XXIth Session, Part I, Copenhagen, **Reports...**, França, p. 27-29, 1960a.

RASUMNY, J. Essais microchimiques écrasement: reaction avec lácide chlorhydrique. *Compte-Rendu Sommaire, Soc. Géol. Fr.*, p. 68-69, 1960b.

REED, S. J. Electron prob microanalysis. In: P. J. Potts, J. F. Bowles, S. J. Reed, C. R. Mark, **Microprobe techniques in earth sciences**, p. 49-88, 1995.

RIBEIRO, C. I.; CARVALHO FILHO, C. A.; HASHIZUME, B. As jazidas de urânio de Lagoa Real. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro **Anais...**, São Paulo: SBG, 1984. p. 1463-1474.

ROEDDER, E. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. **Reviews in Mineralogy**, Washington, v. 12, 664p., 1984.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. **A Practical Guide To Fluid Inclusions Studies**. Blakie, Glasgow-London, 1985. 237p.

SKOOG, D.A.; HOLLER, J.F.; NIEDMAN, T.A. **Princípios de Análise Instrumental**. 5 ed.. Porto Alegre: Bookman, 2002.

SOUZA, A.S. **Inclusões Fluidas nos Minerais Associados à Mineralização Uranífera da Jazida do Engenho (Anomalia 09), Província Uranífera de Lagoa Real – Bahia**. 2009. 134p. Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais) – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2009.

STEIN, J.H.; NETTO, A.M.; DRUMOND, D.R.; ANGEIRAS, A.G. Nota Preliminar sobre Processos de Albitização Uranífera de Lagoa Real (Bahia) e sua comparação com os da URSS e Suécia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** São Paulo: SBG, 1980. vol. 3, p. 1758-1775.

STURM, R. PX-NOM – an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. **Computer & Geosciences**, v. 28, p. 473-483, 2002.

TURPIN, L.; MARUEJOL, P.; CUNEY, M. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, south-Bahia, Brazil). **Contribution Mineralogy Petrology**, v. 98, p. 139-147, 1988.

VILLAÇA, J.N.; HASHIZUME, B.K. Distrito Uranífero de Lagoa Real – Reservas e Potencial. NUCLEBRÁS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Salvador. **Anais...** Bahia: SBG, 1982, vol. 5.

ANEXOS

ANEXO A – DESCRIÇÃO DO FURO DE SONDAGEM 113 (F113) DA AN03

- 0 – 20m: esta região do furo foi destruída, mas supõe-se que as rochas que afloram são constituídas basicamente de albitito e gnaiss intemperizados.
- 20,0 – 42,70 m: albitito ordinário (ALBT) pouco a medianamente oxidado e fraturado, medianamente foliado (30°-60°), gnáissico, e por vezes ocelar-cataclástico. A radioatividade média é de 70 cps. Rocha com biotita, anfibólio, piroxênio, magnetita, granada, titanita e, localmente, epidoto e carbonato. Está cortada em 30,60 m por um veio de quartzo discordante (25°) de 4 cm de espessura. Apresenta variações de composição sendo, por vezes, que classificada de:
- Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) – 20,60-20,90 m; 21,20-22,20 m; 37,00-38,30 m;
 - Magnetita albitito (MAAB) – 20,90-21,20 m;
 - Granada-piroxênio-albitito (GPAB), sendo a granada formada a partir do piroxênio – 22,20-27,20 m;
 - Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) brechóide – 27,20-32,80 m;
 - Brecha (BRCH) formada por fragmentos de piroxênio, anfibólio, albitito ordinário e carbonato – 32,80-34,30 m
 - Anfibolito (ANFB) de aspecto brechóide com biotização e carbonato – 34,80-35,40 m; 36,60-37,00m.
- 42,70 – 51,00 m: Piroxênio albitito (POAB) um pouco oxidado e fraturado, pouco foliado, incipientemente gnáissico, granoblástica e localmente brechóide. Os minerais presentes são granada, anfibólio, magnetita e titanita. Foliação média 30°-40° e radioatividade média 70 cps.
- Albitito ordinário (ALBT) – 49,00-49,40 m
- 51,00 – 57,80 m: Magnetita albitito (MAAB) pouco oxidado e fraturado, pouco a medianamente foliada, levemente gnáissica e granoblástica. Com biotita, anfibólio, granada e titanita. Foliação média 20°-30° e radioatividade média 75 cps.
- 57,80 – 63,00 m: Albita-microclina-quartzo-metassomatito e microclina-albita-quartzo-metassomatito (AMQM / MAQM) rocha pouco a medianamente oxidada e fraturada, medianamente foliada, com conturbação na foliação, gnáissica e granoblástica. Localmente observam-se palhetas mais desenvolvidas de biotita e cristais maiores de piroxênio. Com

anfíbólio, biotita, granada, magnetita e titanita. Foliação média 20°-40° e radioatividade média 70 cps.

➤ 63,00 – 84,90 m: Magnetita albitito (MAAB) pouco oxidado e fraturado, medianamente foliado, gnáissico e granolepidoblástica. Foliação média 40° e radioatividade média 75 cps. Possui biotita como máfico predominante, anfíbólio, pirita, titanita e localmente granada.

- Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) – 65,20-68,30 m
- Biotita Albitito (BIAB) – 82,90-83,50 m; 84,40-84,90 m

➤ 84,90 – 96,70 m: Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) com biotita como máfico principal, oligoclásio, anfíbólio, magnetita, titanita e raramente pirita. Pouco oxidado e fraturado, muito foliado, gnáissico, com conturbação na foliação e ocelar-cataclástico. Foliação média 70 cps.

➤ 96,70 – 101,20 m: Piroxênio albitito (POAB) com granada, anfíbólio, magnetita, titanita e carbonato ocorrendo ao longo de fraturas. Rocha com aspecto sacaroidal, pouco oxidada, medianamente fraturada, pouco foliada e granolepidoblástica. Foliação média 60° e radioatividade média 75 cps.

➤ 101,20 – 116,40 m: Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) pouco oxidado, medianamente fraturado e foliado (50°-60°), gnáissico e por vezes ocelar-cataclástico, a radioatividade média é de 70 cps. Com anfíbólio, biotita, granada, magnetita, titanita e epidoto a partir de 113,60 m.

- Albitito ordinário (ALBT) – 107,00-109,50 m
- Brecha (BRCH) composta por fragmentos de quartzo e de anfíbólio – 111,20-111,25 m
- Albitito ordinário (ALBT) com veio de quartzo concordante (50°) com 4 cm de espessura a 112,25 m – 111,25-112,75 m
- Brecha (BRCH) – 112,75-113,10 m

➤ 116,40 – 126,00 m: Albitito ordinário (ALBT) com frequentes intercalações centimétricas de AMQM. Rocha pouco oxidada e fraturada, muito foliada, gnáissica com perturbação na foliação. Foliação média 30°-50° e radioatividade média 70 cps. Os minerais presentes são oligoclásio, biotita, anfíbólio, magnetita, granada e titanita.

- 126,00 – 137,00 m: Granada albitito (GRAB) medianamente oxidada, fraturada e foliada, incipientemente gnáissica e por vezes cataclástica. Com anfibólio, biotita, piroxênio, epidoto, magnetita, pirita e carbonato. Foliação média 30°-50° e radioatividade 900/300 cps no nível 134,75-136,75 m. A mineralização uranífera não é visível, mas a radioatividade manifesta-se, principalmente, nos níveis com maior concentração de piroxênio.
- Albitito ordinário (ALBT) – 126,40-127,80 m; 128,50-131,60 m
 - Granada-piroxênio-albitito (GPAB) – 133,75-137,00 m
- 137,00 – 188,70 m: Albitito ordinário (ALBT) com anfibólio, biotita, magnetita sob a forma de cristais subédricos de até 1 cm, titanita, piroxênio, epidoto localmente, granada a partir de 163,00 m, pirita rara e, eventualmente, microclina e carbonato que ocorre principalmente ao longo de fraturas. Rocha pouco a medianamente oxidada e fraturada, foliada / gnáissica com conturbações na foliação. Foliação média 30°-50° e radiação média de 65 cps.
- microclina-albita-quartzo-metassomatito ??? (MAQM) – 137,00-141,30 m
 - Piroxênio albitito (POAB) – 159,90-160,20 m
 - Albita-microclina-quartzo-metassomatito ??? (AMQM) Muito oxidada – 160,30-163,20 m
 - Piroxênio albitito (POAB / PGAB) com aspecto brechóide – 163,30-166,00 m
 - (PAAB) – 166,00-168,30 m
- 188,70 – 212,00 m: Albita-microclina-quartzo-metassomatito (AMQM) com biotita como máfico principal, anfibólio, magnetita ocorrendo principalmente a partir de 309,00 m, titanita, carbonato e localmente granada. Rocha pouco oxidada, muito foliada, gnáissica e ocelar-cataclástica. Foliação média 30°-50° e radioatividade média 70 cps.
- Veio de quartzo (QRTZ) discordante com a foliação (60°) com 3 cm de espessura – 189,70 m
 - Brecha (BRCH) com quartzo – 195,75-196,00 m
 - Albitito ordinário (ALBT) – 198,00-198,30 m
- 212,00 – 235,75 m: Piroxênio-granada-albitito (PGAB) / granada-piroxênio-albitito (GPAB) com anfibólio, magnetita, titanita associada aos máficos e localmente pirita. Ocorre processo de transformação parcial do piroxênio em epidoto e granada. Observa-se por vezes cavidades de dissolução. Rocha pouco oxidada, medianamente fraturada e foliada, levemente gnáissica e ocelar cataclástica. Em 240,00 m observa-se uma microfalha, de pequeno rejeito,

com mudança no valor angular do mergulho da foliação (de cerca de 70° para aproximadamente 30°). Ocorre mineralização primária de uraninita associada principalmente ao piroxênio e a granada. Foliação média de 45°. Os níveis radioativos são: 300/100 cps – 217,50-229,00 m; 6000/700 cps – 229,00-230,00 m; 340/150 cps – 230,00-232,25 m; 160/100 cps – 235,50-235,75 m.

- Albitito ordinário (ALBT) – 212,00-212,50 m; 234,50-235,25 m
 - Brecha (BRCH) composta por quartzo, piroxênio e anfibólio – 212,50-212,70 m
 - Albitito ordinário (ALBT) com níveis centimétricos de POAB – 212,70-215,25 m
 - Piroxênio anfibólio albitito (PAAB) onde ocorre processo de transformação parcial do piroxênio em epidoto e granada – 215,25-217,00 m; 229,50-230,00 m
 - Piroxênio albitito (POAB) – 230,00-230,50 m; 233,75-234,00 m
 - (PAAB) – 230,50-231,75 m
- 235,75 – 248,90 m: Biotita albitito (BIAB) com freqüentes intercalações centimétricas de ALBT. Apresenta anfibólio, magnetita, titanita, granada e pirita ocorrendo em fraturas associada à biotita. Localmente oxidada, medianamente fraturada, muito foliada, gnáissica com flexuras na foliação e ocelar-cataclástica. Foliação média: 45° em 235,75-239,30 m; 10°-20° em 239,30-241,00 m e 40° em 241,00-248,90 m. Radioatividade média 65 cps.
- 248,90 – 276,60 m: Albita-microclina-quartzo-metassomatito e microclina-albita-quartzo-metassomatito (MAQM / AMQM) com oligoclásio, biotita como máfico principal, anfibólio, magnetita, titanita, pirita e localmente carbonato. Pouco oxidada e fraturada, muito fraturada e gnáissica com flexuras na foliação, ocelar cataclástica. Foliação média 30° a 50° e radioatividade média de 70 cps.
- Biotita albitito (BIAB) – 250,75-251,90 m; 257,60-257,90 m; 262,80-263,20 m; 274,80-275,00 m; 275,60-276,20 m
- Albitito ordinário (ALBT) com biotita como máfico predominante, anfibólio, titanita, pirita, raramente granada e, localmente, microclina. Não oxidada, pouco fraturada, muito foliada, gnáissica com flexuras na foliação e ocelar cataclástica. Foliação média 40°/50° e radioatividade média 70 cps.

ANEXO B – DADOS QUANTITATIVOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

Tabela 1 – Dados de microsonda eletrônica para os piroxênios.

Amostra	Na₂O	FeO	TiO₂	MgO	CaO	Al₂O₃	K₂O	SiO₂	Total
200907-13 Contato - Piroxenio-1	3,10	13,88	0,07	9,04	18,52	1,98	0,09	50,80	97,48
200907-13 Contato - Piroxenio-2	2,95	14,71	0,06	9,14	19,28	1,54	0,04	53,24	100,96
200907-13 Contato - Piroxenio-3	3,05	14,43	0,08	9,29	18,71	1,56	0,00	52,72	99,84
200907-13 Gnaisse - Piroxenio-1	2,49	14,69	0,04	9,12	20,05	1,33	0,00	52,58	100,31
200907-13 Gnaisse - Piroxenio-2	2,49	13,65	0,06	9,86	19,60	1,33	0,01	52,82	99,83
200907-21 Piroxenio-1	4,06	17,80	0,08	7,42	16,58	1,68	0,02	49,34	96,98
200907-21 Piroxenio-2	4,39	18,01	0,06	7,41	16,58	1,71	0,02	53,30	101,48

Tabela 2 – Dados de microsonda eletrônica para os anfibólios.

Amostra	Na₂O	FeO	TiO₂	MgO	CaO	Al₂O₃	K₂O	SiO₂	P₂O₅	Total
200907-13 Anfibolio-1	2,08	18,08	0,28	11,18	10,57	8,06	1,61	43,00	0,01	94,87
200907-13 Anfibolio-2	2,29	18,95	0,30	11,46	10,29	8,03	1,64	43,50	0,02	96,49
200907-13 Anfibolio-3	2,29	18,51	0,31	11,46	10,53	8,30	1,58	42,96	0,00	95,94
200907-13 Anfibolio-4	2,47	19,12	0,34	11,49	10,48	8,47	1,62	43,77	0,00	97,77
200907-13 Anfibolio-5	2,16	17,80	0,28	11,46	10,69	8,33	1,62	45,02	0,02	97,38
200907-13 Anfibolio-6	2,03	18,78	0,29	11,61	10,69	8,20	1,63	43,94	0,02	97,19

Tabela 3 – Dados de microsonda eletrônica para as granadas.

Amostra	Na₂O	FeO	TiO₂	MgO	CaO	Al₂O₃	K₂O	SiO₂	P₂O₅	Total
200907-21 Granada-1	0,16	27,11	0,42	0,00	31,00	1,46	0,02	36,38	0,04	96,58
200907-21 Granada-2	0,08	26,60	0,52	0,00	31,21	2,26	0,02	36,50	0,00	97,19
200907-21 Granada-3	0,04	25,51	0,57	0,00	31,74	3,43	0,00	36,25	0,03	97,57

Tabela 4 – Dados de microsonda eletrônica para os feldspatos.

Amostra	Na₂O	FeO	TiO₂	MgO	CaO	Al₂O₃	K₂O	SiO₂	P₂O₅	Total
200907-13 Contato - Albita-1	11,52	0,04	0,02	0,00	1,08	20,13	0,19	67,85	0,00	100,83
200907-13 Contato - Albita-2	11,25	0,11	0,00	0,00	1,31	20,25	0,16	68,16	0,00	101,23
200907-13 Gnaisse - Albita-1	10,91	0,09	0,00	0,00	1,42	20,68	0,25	66,61	0,00	99,96
200907-13 Gnaisse - Albita-2	11,14	0,18	0,00	0,00	1,15	20,16	0,25	67,32	0,00	100,19
200907-21 Microclina-1	0,76	0,07	0,13	0,01	0,02	18,54	15,21	63,82	0,02	98,58
200907-21 Microclina-2	0,75	0,06	0,01	0,00	0,00	18,81	16,47	66,43	0,05	102,57
200907-18 Feldspato-1	10,27	0,07	0,00	0,00	2,86	21,31	0,21	64,13	0,00	98,84
200907-18 Feldspato-2	11,12	0,00	0,00	0,00	1,41	20,24	0,28	66,69	0,00	99,74
200907-18 Feldspato-3	0,82	0,08	0,03	0,00	0,04	18,07	16,16	63,06	0,00	98,26
200907-18 Feldspato-4	0,72	0,02	0,03	0,01	0,10	18,53	16,33	66,39	0,00	102,12
200907-18 Feldspato-5	10,14	0,13	0,00	0,00	2,54	20,48	0,18	64,22	0,00	97,67

Tabela 5 – Dados de microsonda eletrônica para as titanitas.

Amostra	SiO₂	TiO₂	CaO	FeO	Al₂O₃	Nb₂O₅	F	H₂O[†]	PbO	UO₂	Total
200907-23 Titanita-1	29,83	30,11	26,69	3,30	2,96	2,05	1,57	1,00	0,00	0,00	97,51
200907-23 Titanita-2	29,60	35,72	27,56	1,59	1,54	0,58	0,78	1,00	0,02	0,00	98,38
200907-23 Titanita-3	29,60	30,78	27,26	3,35	3,32	0,80	1,90	1,00	0,00	0,07	98,08
200907-13 Anfíbolito - Titanita-1	28,71	34,37	27,01	2,16	1,93	na	na	1,00	na	na	95,18
200907-13 Anfíbolito - Titanita-2	30,01	33,39	27,55	2,87	2,60	na	na	1,00	na	na	97,42
200907-13 Anfíbolito - Titanita-3	30,78	34,09	27,76	2,40	2,41	na	na	1,00	na	na	98,43
200907-13 Anfíbolito - Titanita-4	30,81	36,00	27,96	2,06	1,84	na	na	1,00	na	na	99,67
200907-13 Anfíbolito - Titanita-5	30,26	35,63	27,52	1,98	1,90	na	na	1,00	na	na	98,29
200907-13 Contato - Titanita-1	29,51	35,09	27,92	2,19	1,99	0,27	1,15	1,00	0,00	0,00	99,12
200907-13 Gnaiss - Titanita-1	30,93	33,94	27,13	2,69	2,11	0,00	na	1,00	0,00	0,06	97,87
200907-13 Gnaiss - Titanita-2	31,13	33,57	26,96	2,78	2,18	0,00	na	1,00	0,01	0,00	97,62
200907-13 Gnaiss - Titanita-3	29,85	33,48	27,35	2,57	2,29	0,57	na	1,00	0,02	0,00	97,15
200907-13 Gnaiss - Titanita-4	29,97	37,97	28,26	1,39	0,99	0,19	na	1,00	0,01	0,00	99,78
200907-13 Gnaiss - Titanita-5	29,10	33,78	27,52	2,90	2,19	0,49	na	1,00	0,04	0,04	97,04
200907-13 Gnaiss - Titanita-6	29,56	31,88	27,39	2,95	2,62	0,46	na	1,00	0,00	0,01	95,87
200907-13 Gnaiss - Titanita-7	29,05	32,06	26,91	2,96	2,52	0,49	1,72	1,00	0,04	0,00	96,75
200907-13 Gnaiss - Titanita-8	28,68	33,29	26,96	2,38	2,22	0,63	1,29	1,00	0,00	0,00	96,45
200907-13 Gnaiss - Titanita-9	29,50	36,29	27,45	1,93	0,89	0,63	0,94	1,00	0,03	0,01	98,68
200907-13 Gnaiss - Titanita-10	30,38	37,95	28,08	1,19	1,05	0,20	0,90	1,00	0,03	0,00	100,78
200907-13 Gnaiss - Titanita-11	29,44	32,37	26,91	3,19	2,29	0,74	1,33	1,00	0,00	0,01	97,28
200907-13 Gnaiss - Titanita-12	29,42	31,88	27,50	3,05	2,72	0,42	1,38	1,00	0,01	0,00	97,38
200907-18 Titanita-1	30,20	32,69	27,38	1,56	4,22	0,66	1,38	1,00	0,05	0,02	99,17
200907-18 Titanita-2	29,49	32,29	26,78	1,98	4,20	0,92	1,28	1,00	0,00	0,02	97,95

na = não analisado

**ANEXO C – TABELAS COM OS DADOS RELATIVOS ÀS ANÁLISES DE
LA-ICP-MS**

Tabela 6 – Dados referentes aos elementos traço, obtidos por LA-ICP-MS para as titanitas do anfibolito e gnaiss (amostra 200907-13). Valores normalizados a partir do teor de Si obtido nas análises de ME para este mineral. ($\mu\text{g/g} = \text{ppm}$)

AMOSTRA	V	Mn	Nb	Sr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu	Hf	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Th ²³²	U ²³⁵	U ²³⁸
	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$	$\mu\text{g/g}$
TIT 1- Anfibolito	577,46	445,89	1652,45	62,64	550,61	310,13	1318,18	888,22	198,25	67,07	38,94	4,96	7,73	19,54	5,40	10,08	86,14	103,02	47,63
TIT 2 - Anfibolito	495,66	315,92	1168,97	34,45	428,87	21,92	154,52	250,03	102,52	46,81	30,12	4,20	3,52	21,80	6,27	4,73	5,57	79,96	32,64
TIT 3- Anfibolito	481,89	329,88	1186,56	193,29	411,76	340,66	1164,62	708,49	146,46	47,96	31,66	3,80	78,59	31,43	6,96	9,80	77,51	195,03	47,84
TIT 4 - Anfibolito	459,44	332,29	1040,92	112,25	403,06	131,35	504,97	385,58	104,54	41,04	29,44	3,58	24,81	24,43	6,85	9,28	30,46	150,68	31,24
TIT 5- Anfibolito	481,06	336,61	1285,87	117,89	455,24	230,84	845,14	585,67	130,40	51,16	31,26	4,23	54,04	23,32	5,62	7,06	59,85	120,97	44,77
TIT 6 - Anfibolito	418,01	255,91	914,61	60,10	352,21	113,58	490,10	387,77	105,55	39,77	22,16	3,12	12,47	25,27	4,51	7,22	32,12	0,00	28,40
TIT 7 - Anfibolito	494,91	340,17	1314,79	58,78	510,68	232,02	950,95	736,59	165,58	60,23	36,24	5,27	18,98	29,08	6,01	8,83	66,05	137,35	46,98
TIT 8 - Anfibolito	506,19	372,58	1379,94	62,77	468,70	276,42	1103,13	766,75	151,30	56,82	28,44	4,39	5,29	30,40	9,11	12,67	80,71	82,41	42,13
TIT 1 - M. Gnaiss	588,41	394,12	3243,07	53,88	2933,69	165,01	957,91	1518,77	704,84	186,74	250,93	30,39	9,23	34,02	7,61	8,02	51,99	330,71	81,16
TIT 2 - M. Gnaiss	205,28	182,67	1269,86	70,66	1091,81	78,32	438,38	665,65	288,71	71,46	97,44	13,26	452,20	65,14	9,56	7,30	25,17	138,64	54,26
TIT 3 - M. Gnaiss	567,71	442,64	2440,64	54,00	2125,36	240,27	1167,22	1373,38	534,35	148,80	180,22	23,16	17,46	38,24	7,90	10,10	66,56	208,70	82,85
TIT 4 - M. Gnaiss	240,55	165,71	1205,27	51,58	1043,31	67,27	387,26	608,79	265,57	68,35	95,74	12,52	4,71	19,75	5,30	6,03	19,65	126,39	32,92
TIT 5 - M. Gnaiss	453,14	371,18	2058,17	42,41	1328,25	264,20	1174,62	1303,44	443,20	98,61	107,98	13,43	10,75	25,23	7,30	11,29	78,64	77,43	54,36
TIT 6 - M. Gnaiss	176,75	134,01	546,69	59,96	227,10	75,30	342,76	322,43	79,84	26,95	26,18	3,00	1,68	17,89	4,79	4,84	18,85	60,80	19,05

Tabela 7 – Dados referentes aos elementos traço, obtidos por LA-ICP-MS para os anfibólios e albitas do albitito não mineralizado (amostra 200907-20). Valores normalizados a partir do teor de Si obtido nas análises de ME para este mineral. ($\mu\text{g/g} = \text{ppm}$)

AMOSTRAS	Ni $\mu\text{g/g}$	Sr $\mu\text{g/g}$	Y $\mu\text{g/g}$	La $\mu\text{g/g}$	Ce $\mu\text{g/g}$	Nd $\mu\text{g/g}$	Sm $\mu\text{g/g}$	Eu $\mu\text{g/g}$	Yb $\mu\text{g/g}$	Lu $\mu\text{g/g}$	Hf $\mu\text{g/g}$	Pb $\mu\text{g/g}$	Th ²³² $\mu\text{g/g}$	U ²³⁸ $\mu\text{g/g}$
Anfibólio 1	0,00	13,13	32,80	3,31	16,51	22,40	6,22	2,67	3,51	0,70	1,19	2,25	0,00	0,00
Anfibólio 2	0,00	13,82	33,92	2,83	14,76	21,38	6,18	2,67	4,19	0,84	1,54	2,52	0,00	0,00
Anfibólio 3	0,86	12,18	28,09	2,68	14,35	17,09	5,68	2,09	3,17	0,54	0,87	2,33	0,00	0,00
Anfibólio 4	0,00	13,07	34,68	3,41	16,84	22,52	7,47	2,85	3,61	0,85	1,16	2,59	0,00	0,00
Anfibólio 5	0,00	13,26	31,10	2,35	13,72	18,41	5,10	2,38	3,94	0,63	0,89	2,44	0,00	0,00
Anfibólio 6	0,00	13,15	27,78	2,47	13,73	16,44	6,60	2,09	3,99	0,69	0,58	2,52	0,00	0,00
Anfibólio 7	0,00	13,27	33,73	3,17	15,74	19,19	6,90	2,84	4,87	0,81	1,15	2,18	0,00	0,00
Anfibólio 8	0,00	13,08	30,95	3,04	15,05	19,85	7,34	2,71	3,66	0,75	1,21	2,44	0,00	0,00
Anfibólio 9	0,00	13,87	37,72	2,80	14,85	19,42	7,27	2,95	4,36	0,72	1,22	2,41	0,00	0,00
Anfibólio 10	0,00	13,32	37,33	3,32	15,65	19,07	7,85	2,26	4,88	0,76	1,10	2,31	0,00	0,00
Anfibólio 11	0,00	12,48	21,09	2,44	10,39	13,25	4,39	1,94	2,30	0,44	1,01	3,61	0,00	0,09
Anfibólio 12	0,00	13,28	32,13	2,65	13,70	17,39	5,59	2,12	3,74	0,75	1,27	2,49	0,00	0,00
Albita 1	0,00	231,89	0,00	0,32	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,11	0,00	0,00
Albita 2	0,00	230,11	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,74	0,00	0,00
Albita 3	0,00	215,12	0,00	0,16	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,50	0,00	0,00
Albita 4	0,00	321,76	32,42	1981,36	3884,69	1172,55	108,85	30,51	2,07	0,27	0,00	37,41	345,95	14,38

Tabela 8 – Dados referentes aos elementos traço, obtidos por LA-ICP-MS para os anfibólios, piroxênios e albitas do albitito mineralizado (amostra 200907-23). Valores normalizados a partir do teor de Si obtido nas análises de ME para este mineral. ($\mu\text{g/g} = \text{ppm}$)

AMOSTRAS	Ni $\mu\text{g/g}$	Sr $\mu\text{g/g}$	Y $\mu\text{g/g}$	La $\mu\text{g/g}$	Ce $\mu\text{g/g}$	Nd $\mu\text{g/g}$	Sm $\mu\text{g/g}$	Eu $\mu\text{g/g}$	Yb $\mu\text{g/g}$	Lu $\mu\text{g/g}$	Hf $\mu\text{g/g}$	Pb $\mu\text{g/g}$	Th ²³² $\mu\text{g/g}$	U ²³⁸ $\mu\text{g/g}$
Anfibólio 1	0,00	18,14	12,16	1,09	7,31	8,19	2,62	0,82	1,00	0,14	1,12	5,54	0,00	64,40
Anfibólio 2	0,00	18,54	13,39	1,53	8,05	10,22	2,04	0,77	0,96	0,22	2,08	5,54	0,00	0,17
Anfibólio 3	0,00	18,60	19,22	2,29	10,74	12,10	3,46	1,47	1,56	0,21	1,99	5,97	0,00	3,85
Anfibólio 4	0,00	21,54	14,67	1,62	7,87	9,35	2,35	1,19	1,34	0,34	1,24	5,12	0,00	19,98
Anfibólio 5	0,00	18,29	20,38	2,90	14,15	16,74	3,42	1,34	1,70	0,42	2,33	5,43	0,00	2,08
Anfibólio 6	0,00	17,61	17,81	1,83	10,68	15,48	3,40	1,40	1,65	0,43	1,74	4,91	0,00	0,00
Anfibólio 7	0,00	17,66	19,06	1,40	7,46	10,72	3,50	1,70	1,49	0,42	1,30	4,52	0,00	0,00
Anfibólio 8	0,00	18,89	25,59	2,32	12,12	16,58	3,88	1,78	1,85	0,39	1,93	4,54	0,00	26,13
Piroxênio 1	1,58	10,70	4,26	0,00	0,40	1,05	1,15	0,00	0,61	0,46	2,28	2,57	0,00	0,00
Piroxênio 2	0,00	9,98	4,43	0,00	0,70	1,47	0,81	0,00	1,27	0,34	1,87	2,33	0,00	0,88
Piroxênio 3	0,00	12,58	6,59	0,14	0,87	2,15	1,16	0,43	1,64	0,48	1,68	2,92	0,00	0,10
Albita 1	0,00	279,98	0,00	0,30	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,56	0,00	0,00
Albita 2	0,00	299,33	0,00	0,26	0,19	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	24,49	0,00	9,43
Albita 3	0,00	268,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	21,50	0,00	49,01
Albita 4	0,00	292,00	0,00	0,31	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,44	0,00	0,00
Albita 5	0,00	288,75	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,05	0,00	0,00
Albita 6	0,00	311,82	0,00	0,25	0,26	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	26,51	0,00	0,68
Albita 7	0,00	310,45	0,00	0,12	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,58	0,00	0,00
Albita 8	1,68	308,63	0,00	0,19	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,72	0,00	19,45
Albita 9	0,00	322,51	0,00	0,27	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,77	0,00	0,00
Albita 10	0,00	243,57	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,18	0,00	1,26
Albita 11	0,00	266,62	75,50	0,31	8,49	12,46	7,91	4,42	6,19	0,84	0,00	21,10	16,19	2171,90
Albita 12	0,00	87,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,60	0,00	0,86
Albita 13	0,00	251,91	0,00	0,17	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,77	0,00	0,00
Albita 14	0,00	240,17	0,00	0,26	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,55	0,00	0,33
Albita 15	0,00	269,15	0,33	0,30	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,59	0,00	10,72
Albita 16	0,00	284,51	0,00	0,25	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,61	0,00	0,00
Albita 17	0,00	303,37	0,44	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,72	0,00	8,14
Albita 18	0,00	263,04	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,59	0,00	0,00
Albita 19	0,00	276,54	0,00	3,05	5,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,98	0,00	7,57
Albita 20	0,00	274,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,38	0,00	10,60

Albita 21	0,00	259,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	19,11	0,00	6,22
Albita 22	0,00	238,87	0,48	0,20	0,54	0,00	0,74	0,29	0,00	0,00	0,00	17,49	0,00	48,64
Albita 23	0,00	311,68	0,30	0,00	0,22	0,00	1,10	0,00	0,79	0,00	0,00	18,43	0,00	4,86
Albita 24	0,00	283,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,76	0,00	0,00
Albita 25	0,00	286,68	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	0,00	0,00
Albita 26	0,00	280,65	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,64	0,00	0,00

ANEXO D – DADOS MICROTERMOMÉTRICOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS

TABELA 9 - Dados microtermométricos de IF no plagioclásio tardio no microclina gnaiss tratados no programa MacFlinCor para o sistema H₂O-NaCl-[KCl] (Bodnar & Vityk).

Amostra	IF	T _f (°C)	T _h (°C)	T _h to	NaCl/(NaCl+KCl)	T _e (°C)	M NaCl (mol/kg)	%p/p NaCl	X (NaCl)	T _c (°C)	P _c (bar)	d _(l) (g/cm ³)	Vol. molar _(l) (cm ³ /mol)
200907-18	1	-2,0	174	L	1	-41,5	0,580	3,278	0,010	404	296	0,92	20,02
200907-18	2	-6,7	293	L	1	-39,7	1,923	10,101	0,033	467	468	0,841	23,02
200907-18	3	-2,6	174	L	1	-39,7	0,756	4,232	0,013	413	320	0,927	20,01
200907-18	4	-0,9	193	L	1	-42,2	0,258	1,487	0,005	388	252	0,886	20,55
200907-18	5	-0,2	193	L	1	-42,0	0,057	0,331	0,001	377	225	0,877	20,59
200907-18	6	-0,7	177	L	1	-39,5	0,200	1,158	0,004	384	244	0,902	20,15
200907-18	7	-4,2	293	L	1	-55,1	1,223	6,669	0,022	436	382	0,798	23,68
200907-18	8	-5,5	293	L	1	-51,1	1,592	8,513	0,028	453	429	0,822	23,30
200907-18	9	-5,0	231	L	1	-42,3	1,451	7,818	0,025	446	411	0,896	21,24
200907-18	10	-2,4	202	L	1	-45,7	0,697	3,916	0,012	410	312	0,896	20,66
200907-18	11	-5,9	263	L	1	-52,0	1,703	9,054	0,030	458	442	0,869	22,12
200907-18	12	-1,3	263	L	1	-39,7	0,375	2,143	0,007	394	267	0,791	23,12
200907-18	13	-4,8	231	L	1	-48,0	1,394	7,536	0,025	444	404	0,893	21,30
200907-18	14	-1,1	183	L	1	-43,0	0,316	1,816	0,006	391	260	0,9	20,28
200907-18	15	-1,3	233	L	1	-44,8	0,375	2,143	0,007	394	267	0,839	21,80
200907-18	16	-2,1	263	L	1	-49,0	0,609	3,438	0,011	406	300	0,807	22,87

T_f = temperatura de fusão do gelo; T_h = temperatura de homogeneização para líquido (L) ou vapor (V); T_e = temperatura eutética; M = molalidade; X = fração molar; T_c = temperatura crítica; P_c = pressão crítica; d_(l) = densidade da fase líquida; Vol. Molar_(l) = volume molar da fase líquida.

TABELA 10 - Dados microtermométricos de IF no plagioclásio tardio no albitito tratados no programa MacFlinCor para o sistema H₂O-NaCl-[KCl] (Bodnar & Vityk).

Amostra	IF	T _f (°C)	T _h (°C)	T _h to	NaCl/(NaCl+KCl)	T _e (°C)	M NaCl (mol/kg)	%p/p NaCl	X (NaCl)	T _c (°C)	P _c (bar)	d _(l) (g/cm ³)	Vol. molar _(l) (cm ³ /mol)
200907-22	1	-1,7	225	L	1	-41,8	0,492	2,794	0,009	400	284	0,857	21,44
200907-22	2	-4,3	333	L	1	-54,1	1,251	6,815	0,022	437	386	0,728	25,98
200907-22	3	-0,8	233	L	1	-39,1	0,229	1,322	0,004	386	248	0,831	21,88
200907-22	4	-0,7	238	L	1	-40,8	0,200	1,158	0,004	384	244	0,821	22,13
200907-22	5	-1,2	243	L	1	-40,8	0,346	1,979	0,006	392	263	0,822	22,20
200907-22	6	-1,2	224	L	1	-41,1	0,346	1,979	0,006	392	263	0,851	21,46
200907-22	7	-2,2	223	L	1	-41,1	0,639	3,598	0,011	407	304	0,867	21,28
200907-22	8	-2,4	246	L	1	-42,1	0,697	3,916	0,012	410	312	0,839	22,05
200907-22	9	-1,2	235	L	1	-40,5	0,346	1,979	0,006	392	263	0,835	21,87
200907-22	10	-2,4	227	L	1	-38,4	0,697	3,916	0,012	410	312	0,865	21,38
200907-22	11	-1,2	253	L	1	-45,0	0,346	1,979	0,006	392	263	0,806	22,64
200907-22	12	-1,7	223	L	1	-39,7	0,492	2,794	0,009	400	284	0,860	21,37
200907-22	13	-2,2	236	L	1	-32,6	0,639	3,598	0,011	407	304	0,850	21,72
200907-22	14	-2,7	306	L	1	-48,2	0,786	4,389	0,014	415	324	0,743	25,01
200907-22	15	-0,4	243	L	1	-41,3	0,114	0,662	0,002	380	232	0,808	22,41
200907-22	16	-2,3	304	L	1	-41,2	0,668	3,757	0,012	409	308	0,737	25,10
200907-22	17	-1,3	323	L	1	-42,0	0,375	2,143	0,007	394	267	0,669	27,33
200907-22	18	-0,5	358	L	1	-46,0	0,143	0,827	0,003	381	236	0,552	32,85
200907-22	19	-0,1	306	L	1	-41,9	0,028	0,166	0,001	376	221	0,675	26,74
200907-22	20	-0,3	297	L	1	-44,1	0,085	0,497	0,002	379	229	0,701	25,81
200907-22	21	-2,5	253	L	1	-39,7	0,727	4,074	0,013	412	316	0,830	22,33
200907-22	22	-1,8	253	L	1	-41,9	0,521	2,956	0,009	401	288	0,818	22,48
200907-22	23	-1,6	253	L	1	-43,3	0,462	2,632	0,008	398	280	0,814	22,53
200907-22	24	-2,2	253	L	1	-41,3	0,639	3,598	0,011	407	304	0,825	22,38
200907-22	25	-2,6	253	L	1	-41,1	0,756	4,232	0,013	413	320	0,832	22,29

T_f = temperatura de fusão do gelo; T_h = temperatura de homogeneização para líquido (L) ou vapor (V); T_e = temperatura eutética; M = molalidade; X = fração molar; T_c = temperatura crítica; P_c = pressão crítica; d_(l) = densidade da fase líquida; Vol. Molar_(l) = volume molar da fase líquida.

TABELA 11 - Dados microtermométricos de IF no piroxênio metamórfico no albitito tratados no programa MacFlinCor para o sistema H₂O-NaCl-[KCl] (Bodnar & Vityk).

Amostra	IF	T _f (°C)	T _h (°C)	T _h to	NaCl/(NaCl+KCl)	T _e (°C)	M NaCl (mol/kg)	%p/p NaCl	X (NaCl)	T _c (°C)	P _c (bar)	d _(l) (g/cm ³)	Vol. molar _(l) (cm ³ /mol)
200907-24	1	-6,60	224	L	1	-49,1	1,895	9,973	0,033	466	465	0,921	21,01
200907-24	2	-8,80	243	L	1	-51,1	2,473	12,630	0,043	490	531	0,923	21,39
200907-24	3	-7,00	238	L	1	-49,6	2,003	10,481	0,035	470	478	0,911	21,33
200907-24	4	-6,40	267	L	1	-49,3	1,841	9,714	0,032	463	459	0,871	22,17
200907-24	5	-8,30	264	L	1	-48,7	2,345	12,055	0,041	484	517	0,897	21,94
200907-24	6	-8,50	261	L	1	-49,1	2,397	12,287	0,041	486	522	0,902	21,81
200907-24	7	-7,00	273	L	1	-50,3	2,003	10,481	0,035	470	478	0,871	22,31
200907-24	8	-8,00	265	L	1	-50,1	2,268	11,702	0,039	481	508	0,892	21,96
200907-24	9	-6,70	271	L	1	-50,5	1,923	10,101	0,033	467	468	0,870	22,25
200907-24	10	-6,20	288	L	1	-51,7	1,786	9,452	0,031	461	452	0,840	22,93

T_f = temperatura de fusão do gelo; T_h = temperatura de homogeneização para líquido (L) ou vapor (V); T_e = temperatura eutética; M = molalidade; X = fração molar; T_c = temperatura crítica; P_c = pressão crítica; d_(l) = densidade da fase líquida; Vol. Molar_(l) = volume molar da fase líquida.

TABELA 12 – Dados microtermométricos de IF na granada no albitito tratados no programa MacFlinCor para o sistema H₂O-NaCl-[KCl] (Bodnar & Vityk).

Amostra	IF	T _f (°C)	T _h (°C)	T _h to	NaCl/(NaCl+KCl)	T _e (°C)	M NaCl (mol/kg)	%p/p NaCl	X (NaCl)	T _c (°C)	P _c (bar)	d _(l) (g/cm ³)	Vol. molar _(l) (cm ³ /mol)
200907-22GR	1	-8,3	203	L	1	-53,9	2,345	12,055	0,041	484	517	0,956	20,59
200907-22GR	2	-8,1	213	L	1	-52,4	2,294	11,821	0,040	482	511	0,945	20,77
200907-22GR	3	-8,8	207	L	1	-53,2	2,473	12,630	0,043	490	531	0,956	20,66
200907-22GR	4	-8,7	217	L	1	-52,8	2,448	12,516	0,042	489	528	0,947	20,82
200907-22GR	5	-8,5	209	L	1	-53,0	2,397	12,287	0,041	486	522	0,952	20,66
200907-22GR	6	-10,7	236	L	1	-52,8	2,942	14,673	0,050	509	582	0,945	21,19
200907-22GR	7	-10,4	237	L	1	-53,7	2,870	14,364	0,049	506	574	0,942	21,22
200907-22GR	8	-9,5	229	L	1	-51,7	2,649	13,408	0,046	497	550	0,943	21,09
200907-22GR	9	-10,2	234	L	1	-52,4	2,822	14,156	0,048	504	569	0,944	21,15
200907-22GR	10	-8,0	218	L	1	-44,6	2,268	11,702	0,039	481	508	0,940	13,00
200907-22GR	11	-6,9	220	L	1	-49,6	1,977	10,355	0,034	469	475	0,928	20,89
200907-22GR	12	-7,2	225	L	1	-48,5	2,057	10,731	0,036	473	484	0,926	21,02
200907-22GR	13	-7,4	216	L	1	-48,2	2,110	10,978	0,037	475	490	0,937	20,83

T_f = temperatura de fusão do gelo; T_h = temperatura de homogeneização para líquido (L) ou vapor (V); T_e = temperatura eutética; M = molalidade; X = fração molar; T_c = temperatura crítica; P_c = pressão crítica; d_(l) = densidade da fase líquida; Vol. Molar_(l) = volume molar da fase líquida.

ANEXO E – ISÓCORAS

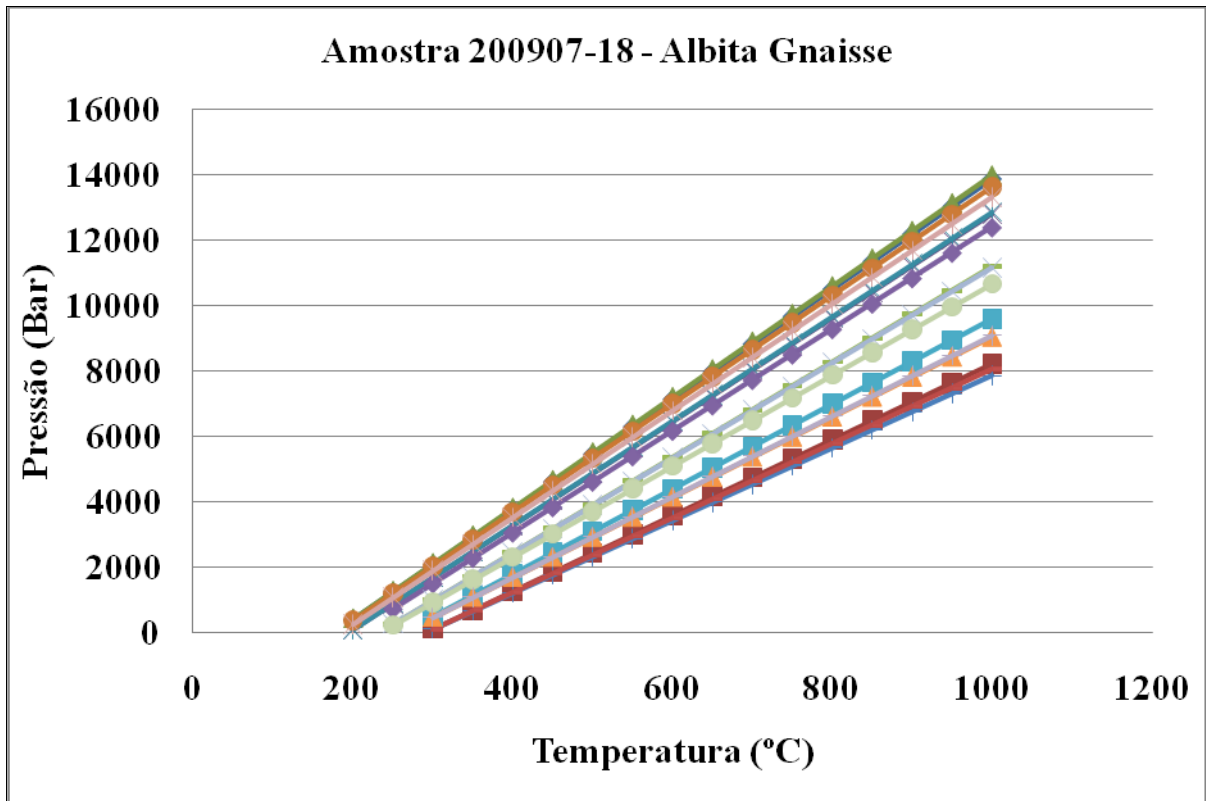


Figura 1 – Isócoras dos fluidos no plagioclásio tardio (albita) no microclina gnaiss obtidas a partir dos dados fornecidos pelo software MacFlincon.

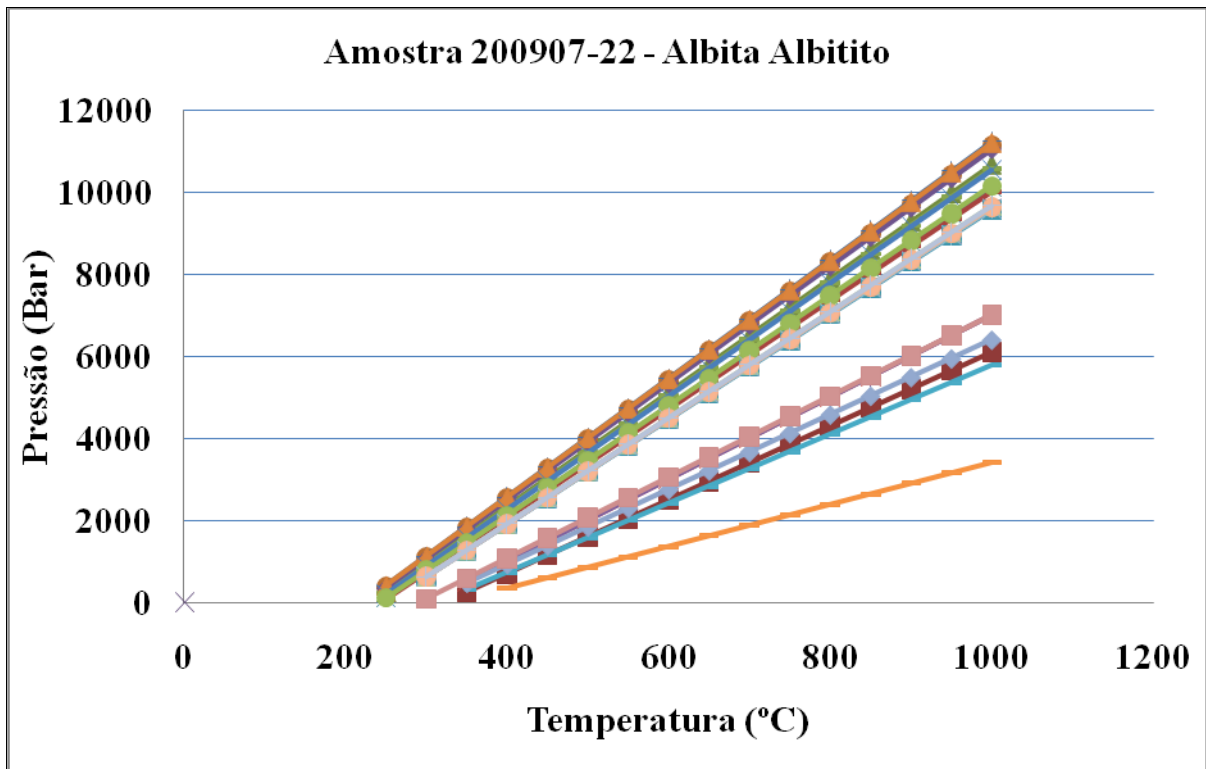


Figura 2 – Isócoras dos fluidos no plagioclásio tardio (albita) no albitito obtidas a partir dos dados fornecidos pelo software MacFlincon.

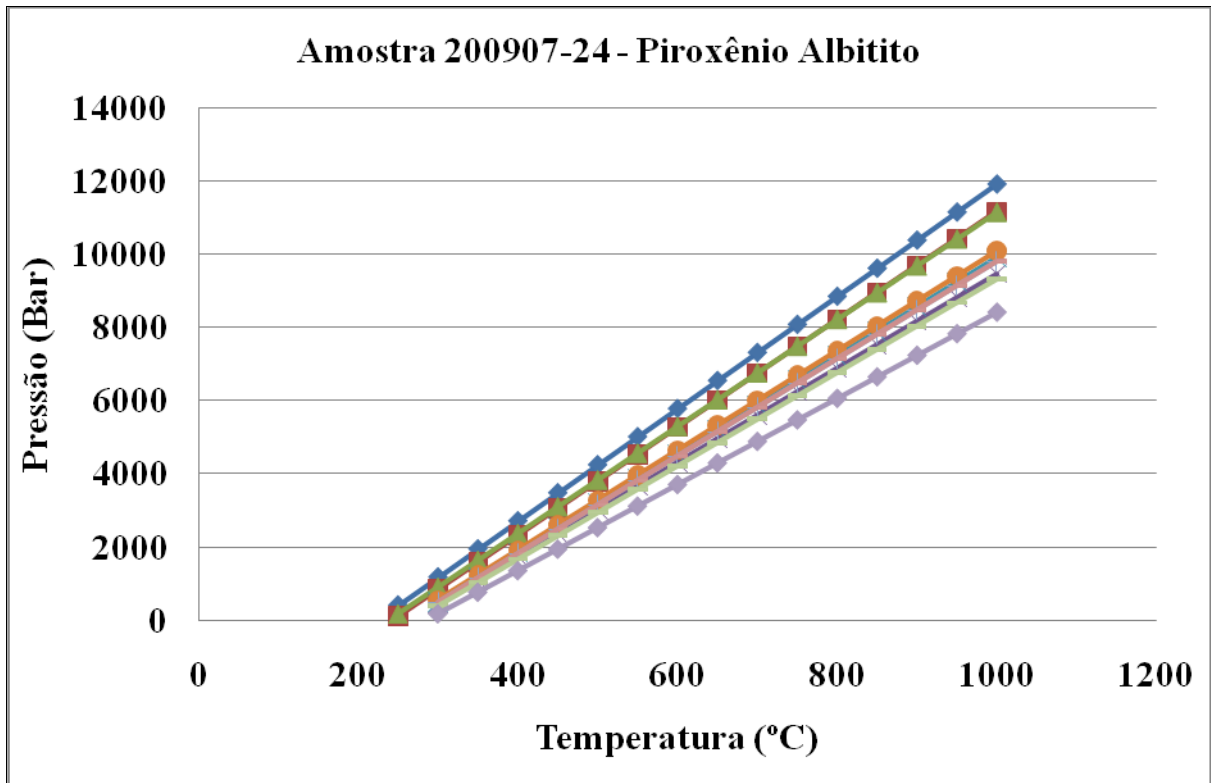


Figura 3 – Isócoras dos fluidos do piroxênio no albitito obtidas a partir dos dados fornecidos pelo software MacFlincor.

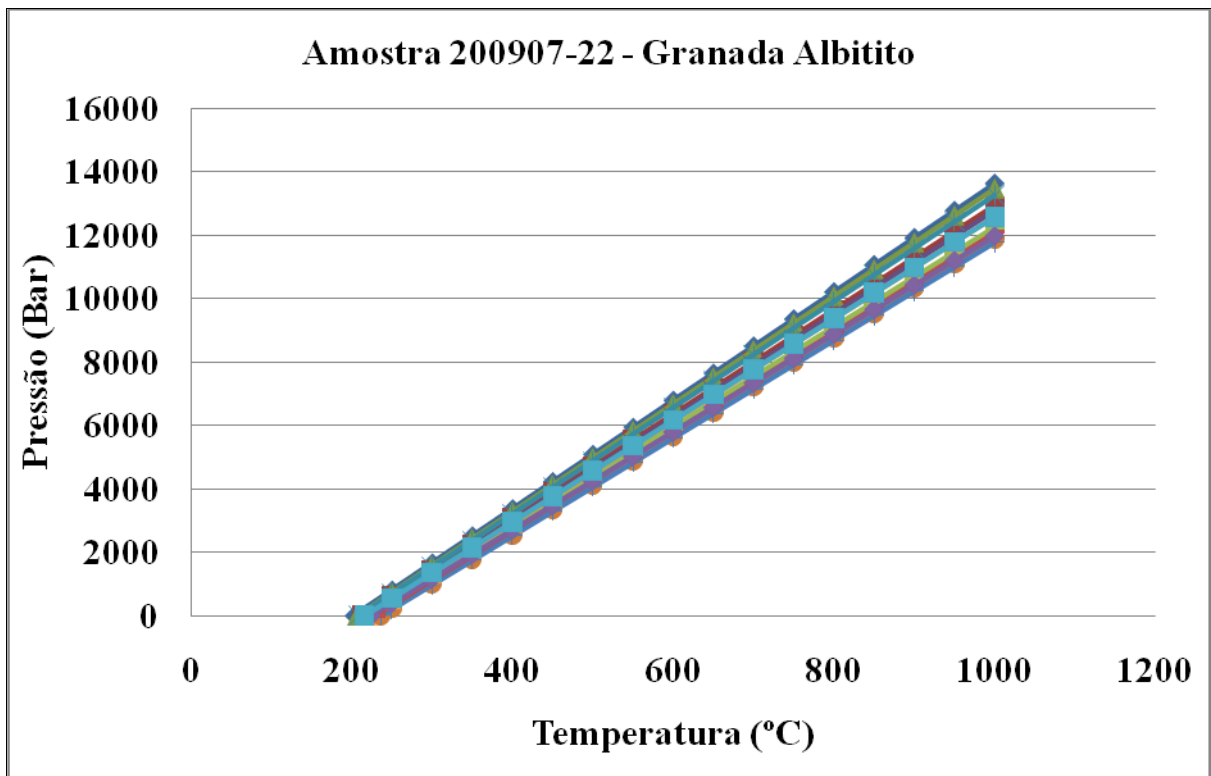


Figura 4 – Isócoras dos fluidos da granada no albitito obtidas a partir dos dados fornecidos pelo software MacFlincor.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)