

Comissão Nacional de Energia Nuclear
Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
Mestrado em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA SUPERGÊNICAS DO URÂNIO
- PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL, CAETITÉ – BAHIA**

Adriana Mônica Dalla Vechia Chaves

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 em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais

Área de concentração: Ciência e Tecnologia dos Materiais e Metalogênese

Orientador: Dr. José Marques Correia Neves

Belo Horizonte

2005

Comissão Nacional de Energia Nuclear
Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
Mestrado em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA SUPERGÊNICAS DO URÂNIO
- PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL, CAETITÉ – BAHIA**

Adriana Mônica Dalla Vechia Chaves

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 em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais

Área de concentração: Ciência e Tecnologia dos Materiais e Metalogênese

Orientador: Dr. José Marques Correia Neves

Belo Horizonte

2005

*Aos meus pais José Luiz e Antonieta.
Aos meus tesouros, Alexandre e Pedro,
e a todos os meus alunos.*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro e especial lugar a DEUS, fonte de toda sabedoria. Aos meus queridos pais e familiares pelo incondicional apoio.

À Congregação Agostiniana Missionária de Assistência e Educação – Colégio Santa Rita de Cássia, pelo estímulo permanente ao meu crescimento profissional, em especial à Diretora Ir. Maria Gonçalves Assis, à Supervisora Pedagógica Maria Imaculada Marques Freitas, à Sandra Maria G. Nakaoka Santos e demais colegas professores e aos meus queridos alunos.

Ao Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), representado pelos seus competentes funcionários e professores, pela implementação do mestrado de caráter interdisciplinar que proporcionou a interação de diversos conhecimentos, presentes nas áreas de Química e Geologia, na investigação e compreensão das questões envolvidas neste estudo.

Ao meu orientador Prof. Dr. José Marques Correia Neves, pela constante demonstração de seu papel formador de recursos humanos cientificamente qualificados. Ao Dr. Alexandre de Oliveira Chaves pelas inúmeras e valiosas discussões. Aos geólogos do Laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese (LIFM-CDTN) M.Sc. James Vieira Alves, Dr. Francisco Javier Rios, Dr. Kazuo Fuzikawa e Sônia Pinto Prates, por terem contribuído, direta ou indiretamente, para o desenvolvimento deste estudo. E também aos bolsistas de iniciação científica Aurélio e Wherinéia.

Ao geólogo Walter de Brito, pelo empenho durante as análises de Difração de Raios X e à bolsista Estefania, pelas análises de Infravermelho.

Às Indústrias Nucleares do Brasil (INB) pelo suporte durante os trabalhos de campo em Caetité, Bahia, em especial ao geólogo Evando Carelle de Matos (Gerente de Engenharia, Geologia e Avaliação de Jazidas).

À Universidade José do Rosário Vellano (UNIFENAS), representada pelos colegas e meus queridos alunos dos cursos de Farmácia e Biomedicina, pelo constante apoio.

E a todos que, direta ou indiretamente, me acompanharam nesta jornada científica.

RESUMO

Análises por Difractometria de Raios-X e Espectroscopia de Infravermelho (FTIR) revelaram que a mineralização secundária de urânio dos albititos da Jazida Cachoeira e Ocorrência das Laranjeiras, situadas na região de Lagoa Real – Caetité – BA, é predominantemente constituída pelos seguintes hidroxissilicatos de uranila:

**β -Uranofano - $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$; Uranofano - $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$;
Sklodowskita - $\text{Mg}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$; Haiweeita - $\text{Ca}[(\text{UO}_2)\text{Si}_5\text{O}_{12}(\text{OH})_2] \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$;**

Utilizando-se apenas a Difractometria de Raios-X, os seguintes fosfatos de uranila também puderam ser caracterizados:

Autunita - $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2 \cdot 8-12(\text{H}_2\text{O})$; Meta-autunita - $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2 \cdot 6-8(\text{H}_2\text{O})$;

A coloração natural amarelada característica dos minerais acima foi também encontrada pela mesma metodologia em calcitas e albitas levemente intemperizadas, que estiveram presentes no material coletado para análise. Assim, nem todo material de coloração amarela associado aos albititos uraníferos representa, de fato, mineral secundário de urânio.

β -Uranofano, Uranofano, Sklodowskita e Haiweeita teriam sido resultantes da interação entre os cátions Ca^{+2} , Mg^{+2} e UO_2^{+2} e os complexos aniônicos do tipo hidroxissilicato. Esses íons são provenientes do intemperismo que afetou os principais tipos petrográficos (granitos, gnaisses e albititos) existentes na região. O íon Ca^{+2} foi liberado pelo intemperismo de minerais tais como piroxênio, plagioclásio não albitico e calcita. O íon Mg^{+2} foi liberado pela alteração dos anfibólios e biotitas e o íon uranila a partir da oxidação do U^{+4} presente nas uraninitas disseminadas nos albititos.

A origem do Ca^{+2} e do íon uranila da autunita e meta-autunita é a mesma descrita acima. Os íons PO_4^{-3} são provenientes do intemperismo de apatitas e monazitas dos granitos e ortognaisses da região.

Um modelo geoquímico que permite explicar a formação dos hidroxissilicatos de uranila caracterizados neste trabalho segue a seguinte ordem de eventos:

- Oxidação do U^{+4} presente nas uraninitas (UO_2) a U^{+6} que se manifesta sob a forma de íon uranila (UO_2^{+2});
- Hidrólise do íon uranila e respectiva formação dos complexos de hidróxidos de uranila (de baixa estabilidade);
- Dissociação dos complexos de hidróxidos de uranila e hidrólise dos íons carbonato provenientes da calcita, resultando na elevação do pH das águas subterrâneas, o que favorece a solubilização da sílica dos minerais silicáticos dos albititos e explica o surgimento de hidroxissilicatos de uranila com Ca^{+2} ou Mg^{+2} ;
- Intensificação da dissociação dos complexos de hidróxidos de uranila, que desloca o equilíbrio da hidrólise dos íons carbonato, favorecendo o aparecimento de complexos carbonatados de uranila, estáveis em solução aquosa, e limita a formação de hidroxissilicatos de uranila.

A mineralização secundária de urânio caracterizada neste estudo indica a existência, no perfil de alteração, de um lençol freático duradouro em um passado geológico recente, capaz de manter os albititos uraníferos em constante contato com a água, sem a qual os processos acima descritos não teriam sido desencadeados. Com o rebaixamento do nível do lençol freático conduzido pela erosão em passado geológico ainda mais recente, os minerais secundários de uranila foram expostos, permitindo o entendimento das alterações físico-químicas sofridas pelos albititos uraníferos de Lagoa Real.

A não caracterização de sulfatos e carbonatos de uranila confirma a inexistência de um ambiente de forte evaporação.

ABSTRACT

X Ray Diffraction and Infrared Spectroscopy (FTIR) analysis reveal that the following uranyl hidroxisilicates mainly constitute the uranium secondary mineralogy from albitites of the Cachoeira and Laranjeiras uranium anomalies (Lagoa Real –BA – Brazil):

β -Uranophane-Ca[(UO₂)(SiO₃OH)]₂.5(H₂O); Uranophane-Ca[(UO₂)(SiO₃OH)]₂.5(H₂O); Sklodowskite-Mg[(UO₂)(SiO₃OH)]₂.6(H₂O); Haiweeite-Ca[(UO₂)Si₅O₁₂(OH)₂].3(H₂O).

Using only the X Ray Diffraction, the uranyl phosphates below were also characterized:

Autunite - Ca[(UO₂)(PO₄)]₂ . 8-12(H₂O); Meta-autunite - Ca[(UO₂)(PO₄)]₂ .6-8(H₂O);

The natural yellowish color of the above minerals was also found by the same analytical methodology in slightly weathered calcites and albitites of the sampled material. Thus, yellowish materials from uraniferous albitites do not represent only uranyl minerals.

β -Uranophane, Uranophane, Sklodowskite and Haiweeite resulted from the interaction between Ca⁺², Mg⁺² and UO₂⁺² cationic species and hidroxisilicate anionic complexes. These ions originated from the weathering that affected the mineralogy of the albitites, granites and gneisses found in the Lagoa Real uranium district. The Ca⁺² ion came from pyroxenes, calcium plagioclase and calcite. The Mg⁺² came from amphiboles and biotites. The mobile ion uranyl (hexavalent U) came from the uraninite (UO₂) by the U⁺⁴ oxidation.

The Ca⁺² and uranyl ions of the autunite and meta-autunite originated in the same way as above. The PO₄⁻³ ions came from the weathering that affected the apatites and monazites of the granites and gneisses.

A geochemical model allowing the formation of the aforementioned uranyl hidroxisilicates could be as follows:

1. U^{+4} oxidation to U^{+6} which appears as the mobile uranyl ion $[UO_2]^{+2}$.
2. Uranyl hydrolysis and formation of the uranyl hydroxide complexes (low stability).
3. Dissociation of the uranyl hydroxide complexes and hydrolysis of the carbonate ions from calcite, resulting in groundwater pH increasing which improves the silica dissolution from silicatic minerals and consequent precipitation of the uranyl hidroxisilicates with Ca e Mg.
4. Intensification of the dissociation of uranyl hydroxide complexes, which dislocates the equilibrium of the carbonate ion hydrolysis, allowing the formation of the uranyl carbonate complexes (stable in aqueous solution), and limits the formation of uranyl hidroxisilicates.

The Lagoa Real uranium secondary mineralogy indicates the existence of a permanent groundwater table in the weathering profile during a recent geological past. The climatic oscillation of it maintains the uraniferous albitites in permanent contact with water, allowing the formation of $[UO_2]^{+2}$ and its geochemical immobilization by the $[XO_4]^{x-}$ ou $\{[XO_4][OH]\}^{y-}$ found in the rockpores as well. The erosion in a more recent geological past lowered the groundwater sheet and exposed this uranium secondary mineralogy at the surface.

The inexistence of uranyl sulfates and carbonates corroborates the lack of a strong evaporation setting during the formation of the Lagoa Real uranium secondary mineralogy.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização e acesso à região da Província Uranífera de Lagoa Real.....	18
Figura 1.2 - Unidade de Concentração de Urânio – Caetité/Bahia.....	21
Figura 1.3 - Cavas da Mina da Jazida Cachoeira (AAN-13).....	27
Figura 2.1 - Mapa geológico da parte central do Cráton do São Francisco (Sul da Bahia), segundo Costa et al. 1983, modificado: 1- Cobertura Terciária; 2- Série Chapada Diamantina (Meso a Neoproterozóica); 3- Série Metamórfica Espinhaço (Mesoproterozóica); 4- Complexo granito-gnáissico Lagoa Real (Paleoproterozóico); 5- <i>Greenstone belts</i> Paleoproterozóicos [1` : Urandi; 2` : Brumado, Ibitira; 3` : Boquira; 6- Migmatitos e rochas plutônicas arqueanas (Paramirim); 7- Empurrões; 8- Falhas. Ao lado, perfil interpretativo esquemático (Caetité – São Timóteo)] mostrando o empurrão do Complexo Lagoa Real e o metamorfismo reverso nas séries Urandi e Espinhaço.....	30
Figura 2.2 - Mapa geológico do Complexo granito-gnáissico Lagoa Real (segundo Costa et al., 1983). 1- Cobertura Terciária; 2- Complexo Metamórfico Ibitira-Brumado; 3- Migmatitos Arqueanos (Paramirim). Maciço Lagoa Real: 4- Granito Charnoquítico; 5- Granitos; 6- Ortognaisses; 7- Albititos; 8- Anomalia de Urânio; 9- Jazida de Urânio; 10- Testemunhos de sondagem (Fazenda Gariba).....	32
Figura 2.3 - Albitito uranífero - Mina Cachoeira - (Município de Caetité – Bahia)....	33
Figura 2.4 - Seção geológica vertical da Jazida Cachoeira (Oliveira <i>et al.</i> 1985)....	34
Figura 3.1 - Representação esquemática da sucessão litológica apresentada pelos granitos São Timóteo mediante intenso processo metamórfico/metassomático. Segundo Maruejol <i>et al.</i> 1987, Maruejol 1989.....	39
Figura 4.1 - Representação esquemática das possíveis reações decorrentes do intemperismo químico.....	46
Figura 4.2 - Minerais acessórios dos granitos e ortognaisses de Lagoa Real. a: apatita automórficas (ap) com borda de allanita (al); b: allanita automórfica primária (al ₁) e	

allanita pobre em Th e elementos terras-raras leves (al₂); c: apatita (ap) e monazita (mz) coexistentes com zircão (zr); d: allanita poiquilítica (al) com monazita +/- rica em Th (mz), fluorita (fl), euxenita-aeschynita (Nb); e: ampliação da euxenita-aeschynita mostrando sua textura vacuolar; f: allanita (al) com monazita (mz), thorita (th) e euxenita-aeschynita (Nb). Segundo Maruejol *et al.* 1987.....47

Figura 5.1: Galena (PbS) encontrada em albitito uranífero na região da Província Uranífera de Lagoa Real.....51

Figura 5.2 - Diagrama de Eh-pH (25 °C e 0,987 atm.) referente às espécies estáveis de S em concentração total das espécies de S de 10⁻³ M (Modificado de Krauskopf & Bird 1994) (*esquerda*). Diagrama de Eh – pH (25 °C e P_{CO2} =10⁻² atm.) referente à estabilidade da uraninita e complexos envolvendo o íon uranila [UO₂]⁺² (Modificado de Langmuir 1978) (*direita*).....53

Figura 5.3 - Representação esquemática da paragênese de diversos grupos importantes de minerais de uranila (Modificado de Garrels & Christ – 1959), considerando ambientes ácidos (pH < 7) e alcalinos (pH > 7) e as condições ambientais que permitem o transporte ou a imobilização do U.....56

Figura 6.1: Descrição macroscópica das amostras referentes às cavas 1 e 3 da Mina (Jazida Cachoeira).....57

Figura 6.2: Descrição macroscópica das amostras referentes à cava da Mina (Jazida Cachoeira).....58

Figura 6.3: Biotita presente na lâmina. Bt: biotita. Aumento: 200X – Sob nicóis: paralelos e cruzados (direita). Lâmina (03JUN24-3A).....59

Figura 6.4: Uraninita presente no piroxênio da lâmina (03JUN26-56). Presença de zircão (fonte provável de urânio) incluso no piroxênio. Pl: plagioclásio, Px: piroxênio, U:uraninita e Zr: zircão. 200X – Sob nicóis: paralelos e cruzados (direita).....59

Figura 6.5: Minerais presentes na lâmina (03JUN24-3A). Pl: plagioclásio, Px: piroxênio e U: uraninita. Aumento: 50X – Sob nicóis: paralelos.....60

Figura 6.6: Alteração de piroxênio a anfibólio presentes na lâmina (03JUN26-56). Pl :plagioclásio, Px: piroxênio e Anf: anfibólio. 100X – Sob nicóis: paralelos.....60

Figura 6.7: Espectros de infravermelho das amostras do Grupo 1.....62

Figura 6.8: Espectros de infravermelho das amostras do subgrupo 1A (03JUN24-11 e 03JUN24-3A).....63

Figura 6.9: Espectros de infravermelho das amostras do subgrupo 1B (03JUN25-58, 03JUN25-57 e 03JUN26-56).....64

Figura 6.10: Espectros de infravermelho das amostras do grupo 2 (03JUN24-10A e 03JUN24-7)	65
Figura 6.11: Amostras referentes ao grupo 3.....	66
Figura 7.1: Solubilidade da sílica em função do pH, a 25 ⁰ C (Teixeira <i>et al.</i> , 2000)..	74
Figura 7.2 : Distribuição de complexos aquosos de U ⁺⁶ a 25 ⁰ C e pCO ₂ atmosférica (Suzuki & Banfield 1999).....	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Reservas Geológicas de Urânio na área da Província de Lagoa Real ...	19
Tabela 1.2 – Amostras coletadas na Província Uranífera de Lagoa Real	26
Tabela 1.3: Amostras selecionadas para as análises de difração de raios-X e espectroscopia de infravermelho (FTIR).....	28
Tabela 3.1 – Aspectos petrográficos dos granitos, gnaisses e albitos do Complexo Lagoa Real.....	37
Tabela 3.2 - Análises de elementos maiores e de urânio das rochas gnáissicas e albitos da região de LagoaReal.....	40
Tabela 3.3 - Composição isotópica de oxigênio dos minerais e das rochas das encaixantes e dos minerais dos albitos (zona de mineralização do urânio).....	43
Tabela 5.1 - Configuração eletrônica para o átomo e íons do elemento Urânio.....	49
Tabela 5.2 - Carbonatos de Uranila.....	55
Tabela 5.3 – Silicatos, fosfatos, vanadatos, arsenatos, sulfatos e molibidatos de uranila.....	55
Tabela 6.1 – Agrupamento das amostras de acordo com o padrão espectral obtido..	61
Tabela 6.2 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para a Albita nas amostras do Grupo 1.....	62
Tabela 6.3 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para a Calcita nas amostras do Subgrupo 1A.....	63
Tabela 6.4 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano na amostra 03JUN24-11.....	63
Tabela 6.5 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano nas amostras do Subgrupo 1B.....	64
Tabela 6.6 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Haiweeita nas amostras do Subgrupo 1B.....	64
Tabela 6.7 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para β -Uranofano na amostra 03JUN26-56.....	64

Tabela 6.8 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Sklodowskita na amostra 03JUN26-56.....	65
Tabela 6.9 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Biotita na amostra 03JUN26-56.....	65
Tabela 6.10 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para a Calcita nas amostras do grupo 2.....	66
Tabela 6.11 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano nas amostras do grupo 2.....	66
Tabela 6.12 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Sklodowskita na amostra 03JUN24-2.....	67
Tabela 6.13 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para β -Uranofano na amostra 03JUN24.....	67
Tabela 6.14 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano na amostra 03JUN25-54.....	67
Tabela 6.15 - Intensidades das principais reflexões encontradas para a amostra 03JUN24-3A.....	68
Tabela 6.16 - Intensidades das principais reflexões encontradas para a amostra 03JUN24-11.....	68
Tabela 6.17 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Albita nas amostras do Subgrupo 1B.....	69
Tabela 6.18 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Uranofano nas amostras do Subgrupo 1B.....	69
Tabela 6.19 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Haiweeita nas amostras do Subgrupo 1B.....	69
Tabela 6.20 - Intensidades das principais reflexões encontradas para β -Uranofano na amostra 03JUN26-56.....	69
Tabela 6.21 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Sklodowskita na amostra 03JUN26-56.....	69
Tabela 6.22 - Intensidades das principais reflexões para a Amostra 03JUN24-10A.....	70
Tabela 6.23 - Intensidades das principais reflexões para a Amostra 03JUN24-2.....	70
Tabela 6.24 - Intensidades das principais reflexões para a Amostra 03JUN25-54.....	71
Tabela 6.25 - Intensidades das principais reflexões para a amostra 03JUN26-63.....	71

AGRADECIMENTOS.....	4
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	8
LISTA DE FIGURAS.....	10
LISTA DE TABELAS.....	13
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO.....	17
1.1 – PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL.....	17
1.2 - ACESSO À ÁREA INVESTIGADA.....	22
1.3 – JUSTIFICATIVA.....	22
1.4 – OBJETIVOS.....	23
1.5 - METODOLOGIA	23
1.5.1 - LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	24
1.5.2 - TRABALHOS DE COLETA DE AMOSTRAS EM CAETITÉ – BAHIA.....	24
1.5.3 - SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS COLETADAS	27
1.5.4 - ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	28
1.5.5 - ANÁLISE POR ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR).....	29
CAPÍTULO 2: GEOLOGIA DA PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL.....	30
2.1 – COMPLEXO GRANÍTICO-GNAÍSSICO DE LAGOA REAL.....	30
2.2 – ALBITITOS E ANOMALIAS URANÍFERAS DE LAGOA REAL.....	33
2.3 – ALBITITOS E FASES PORTADORAS DA MINERALIZAÇÃO DE URÂNIO.....	35
CAPÍTULO 3: MODIFICAÇÕES COMPOSICIONAIS ASSOCIADAS À GÊNESE DOS ALBITITOS.....	37
3.1 - CARACTERÍSTICAS COMUNS ÀS JAZIDAS DA REGIÃO.....	37
3.2 - METASSOMATISMO DE LAGOA REAL E MINERALIZAÇÃO URANÍFERA ASSOCIADA.....	40
3.3 – CARACTERÍSTICAS DO FLUIDO MINERALIZANTE.....	42

CAPÍTULO 4: MODIFICAÇÕES COMPOSICIONAIS RESULTANTES DO INTEMPERISMO.....	45
4.1 – INTEMPERISMO QUÍMICO.....	45
4.2 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PROCESSO DE INTEMPERISMO NA ÁREA DE LAGOA REAL.....	47
CAPÍTULO 5: COMPORTAMENTO SUPÉRGENO DO URÂNIO.....	49
5.1 – MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA E SECUNDÁRIA DE URÂNIO.....	49
5.2 - SISTEMÁTICA E PARAGÊNESE DOS MINERAIS DE URÂNIO.....	50
5.2.1 – INTRODUÇÃO.....	50
5.2.2 – ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA DOS ELEMENTOS U E S.....	51
5.2.3 – ÍON URANILA E ARMADILHAS GEOQUÍMICAS.....	53
CAPÍTULO 6: RESULTADOS.....	57
6.1 – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DAS AMOSTRAS.....	57
6.2 – ESTUDOS MICROPRETROGRÁFICOS	59
6.3 – ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)	61
6.3.1 – GRUPO 1 E SEUS SUBGRUPOS.....	62
6.3.2 – GRUPO 2.....	65
6.3.3 – GRUPO 3.....	66
6.4 – DIFRAÇÃO DOS RAIOS-X.....	67
6.4.1 – SUBGRUPO 1A.....	68
6.4.2 – SUBGRUPO 1B.....	69
6.4.3 – GRUPO 2.....	70
6.4.4 – GRUPO 3.....	70
6.4.5 – GRUPO 4.....	71
CAPÍTULO 7: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	72
ANEXO I.....	78
ANEXO II.....	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	94

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL

O Brasil está hoje, ao lado da Austrália, Canadá, Cazaquistão, África do Sul, Estados Unidos, Rússia e Namíbia, entre os países que possuem grandes reservas de urânio, a matéria-prima utilizada para produzir o combustível usado nos reatores nucleares.

Segundo as recentes projeções, [Indústrias Nucleares do Brasil – INB, Matos & Rubini (2000)], as atuais reservas geológicas brasileiras de urânio expressas como U_3O_8 , somam 309 mil toneladas (5,9 % das reservas mundiais conhecidas). Além da existência de importantes reservas, no Brasil já se domina quase toda a tecnologia do ciclo de produção do combustível nuclear, e recentemente venceu-se um desafio de várias décadas que permite ao Brasil fazer parte do restrito círculo de países que conhecem o processo de enriquecimento isotópico do urânio (^{235}U) por ultracentrifugação. Esta tecnologia foi desenvolvida pelo Centro Tecnológico da Marinha de São Paulo (CTMSP) em parceria com o Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) de São Paulo (USP), para servir ao projeto de propulsão nuclear desenvolvido pela Marinha do Brasil. Poucos países têm a estratégica combinação da tecnologia de enriquecimento do ^{235}U e grandes reservas de urânio, como o Brasil.

Entre as reservas já conhecidas, a Província de Lagoa Real, descoberta em 1977 com base em levantamentos aerogeofísicos, abrange uma área de 1200 Km². A área de Lagoa Real localiza-se no centro-sul do Estado da Bahia, sendo limitada pelas coordenadas geográficas 42°07'30" - 42°22'30" e 13°45'00" – 14°07'30" (Figura 1.1). Nesta região se situa a mais importante província uranífera conhecida no Brasil. A área está inserida no quadrilátero formado pelas cidades de Caetité, Lagoa Real, Maniaçu, e São Timóteo, próximo à divisa com Minas Gerais. Após a sua descoberta, diversos trabalhos foram realizados com vistas a cartografar os corpos mineralizados em urânio e suas encaixantes, caracterizar o seu arcabouço estrutural, datar e entender a gênese da mineralização uranífera e sua distribuição espacial. Como referências importantes podemos citar os trabalhos publicados por Sobrinho *et al.* (1980), Raposo

& Matos (1982), Lobato *et al.* (1983), Costa *et al.* (1983), Brito *et al.* (1984), Lobato (1985), Caby & Arthaud (1987), Maruejol *et al.* (1987), Turpin *et al.* (1988), Maruejol (1989), Cordani *et al.* (1992), Pimentel *et al.* (1994), Cruz (2004).

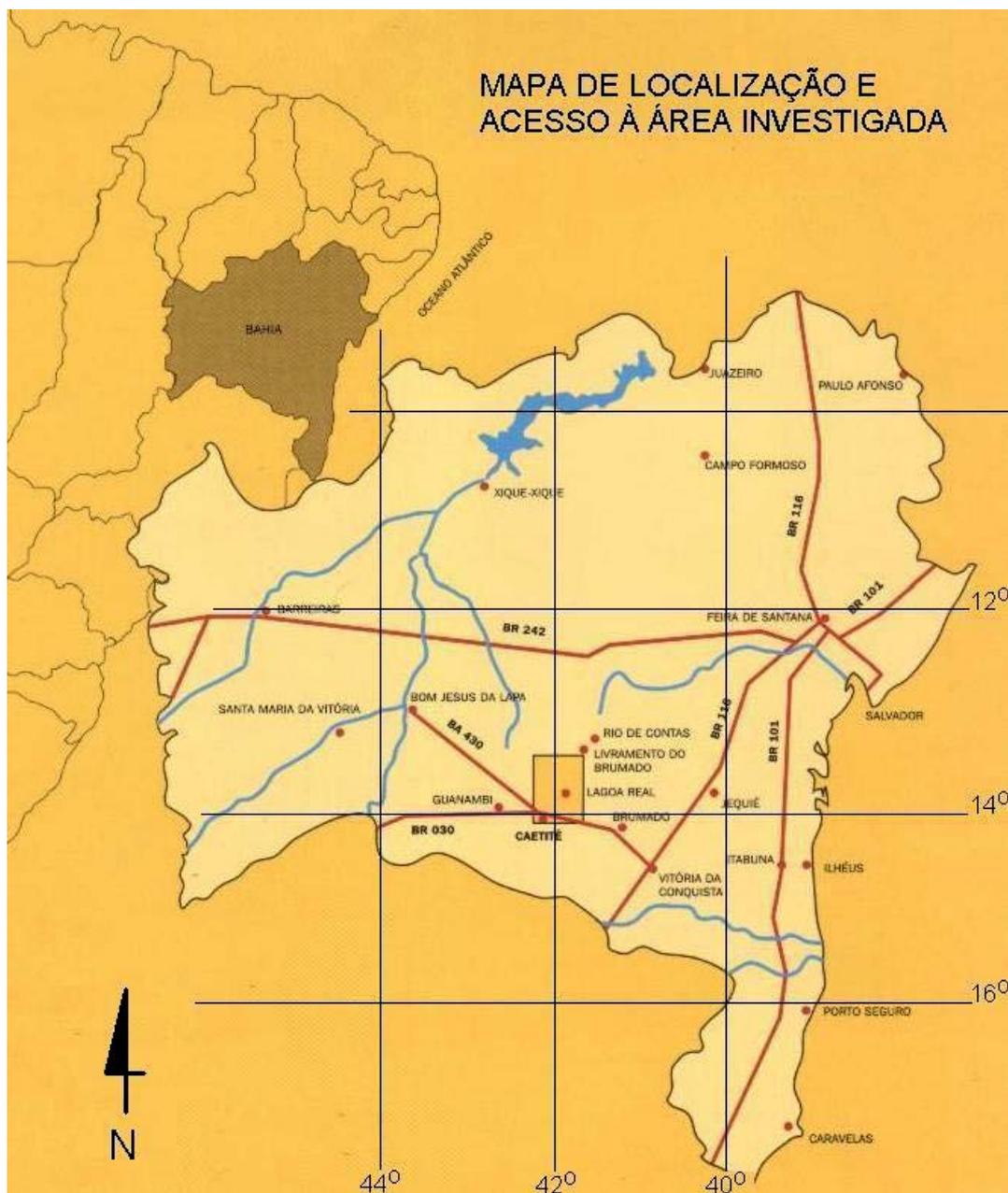


Figura 1.1- Mapa de localização e acesso à região da Província Uranífera de Lagoa Real.

A paragénese mineral e a distribuição da mineralização de urânio e suas condições de formação fazem da Província de Lagoa Real um exemplo de concentração econômica de urânio, ocorrendo primariamente na forma de óxido (U_3O_8), constituindo o mineral-minério denominado uraninita presente em rochas metamórficas de médio a alto grau, associadas com metassomatismo sódico.

Desde 1978, com a implantação do Projeto Lagoa Real e da sistematização da pesquisa, com trabalhos de reconhecimento, sondagem, de cubagem e avaliação econômica de várias anomalias, os resultados obtidos foram sendo tratados e as reservas geológicas de urânio, no âmbito da Província, têm sido periodicamente reavaliadas. Segundo Matos & Rubini (1999, 2000), são consideradas como jazidas/depósitos, dez áreas (doze anomalias) que possuem trabalhos de pesquisa, suficientes, para uma avaliação confiável, apresentando um total de 100.770 toneladas de U_3O_8 (medida, indicada e inferida), com teor médio de 2.100 ppm (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Reservas Geológicas de Urânio na área da Província de Lagoa Real .

ANOMALIA (AN) / JAZIDAS	Classe de Reserva	Tonelada U_3O_8 (t)	Teor médio (ppm) aproximado
LR-13	Medida	12010	3400
CACHOEIRA	Indicada	8450	3600
	Total	20460	3500
LR-08/11	Medida	2800	1600
DAS QUEBRADAS	Indicada	1780	1500
	Total	4580	1550
LR-01	Inferida	600	2700
BAIXA DO ALMEIDA	Total	600	2700
LR-02/12	Inferida	2200	2200
MONS. BASTOS	Total	2200	2200
LR-03	Medida	8310	1800
DA RABICHA	Indicada	15000	2600
	Total	23310	2200
LR-04	Inferida	370	3650
UMBU	Total	370	3650
LR-05	Inferida	2700	1000
BREJAL	Total	2700	1000
LR-06	Medida	2950	2150
LARANJEIRAS	Indicada	580	1500
	Inferida	900	1650
	Total	4430	1900
LR-07	Medida	4760	1200
MODESTO	Indicada	9730	1200
	Total	14490	1200
LR-09	Medida	12390	1900
ENGENHO	Indicada	15240	2000
	Total	27630	1950
TOTAL	Medida	43220	2000
ACUMULADO	Indicada	50780	2050
	Inferida	6770	2250
TOTAL GERAL	MED/IND/INF	100770	2100

Segundo Matos & Rubini 2000.

A reserva medida refere-se aos depósitos uraníferos interceptados e pesquisados por furos de sondagem e outros processos de amostragem. Esta reserva é realmente conhecida e tem os principais parâmetros bem definidos (características geológicas, tamanho, forma, densidade, e teores).

A reserva indicada é quantificada através de uma malha de sondagem ou espaçamento de informações que fornecem razoáveis indicações de continuidade, características geológicas, tamanho, forma, densidade, e teores do depósito, porém, não suficientes nem adequadas para assegurar a continuidade ou para provar o nível de confiabilidade requerido para determinação da reserva medida, ou seja, o depósito pode ter sido pesquisado com baixa densidade de sondagens.

Por extensão, estabelece-se, potencialmente, para a reserva inferida, uma influência além dos limites medidos baseada em razoáveis evidências geológicas, havendo pouco ou nenhum trabalho de pesquisa.

A tonelagem de minério de urânio, relativa à Província, é suficiente para garantir o provimento de Angra 1, Angra 2 e outras usinas a serem instaladas, particularmente Angra 3. Enquadram-se, nesta categoria, 94.000 toneladas de U_3O_8 (reservas medida e indicada), e que estão razoavelmente asseguradas, conforme definição da Agência Internacional de Energia Atômica – AIEA. Todavia, considerando as perdas que comumente ocorrem na mineração e no beneficiamento mineral (cerca de 30 %), obtém-se uma “tonelagem entamborável” da ordem de 65.000 toneladas (Matos & Rubini, 1999, 2000). Por esta razão, a Província de Lagoa Real tornou-se o centro da mineração e beneficiamento do urânio da INB (Indústrias Nucleares do Brasil), sendo atualmente a Jazida Cachoeira objeto de lavra e seu minério tratado na Unidade de Concentrado de Urânio – URA, instalada na área do Projeto Lagoa Real.

A URA (Figura 1.2) é um complexo de tratamento do minério de urânio (denominado comercialmente de “*yellow cake*”), constituído pelas unidades de mineração e beneficiamento. O fornecimento de matéria prima para composição do combustível nuclear requerido pelas Usinas de Angra, que garantem boa parte da energia elétrica consumida no Estado do Rio de Janeiro e dão equilíbrio ao sistema elétrico de toda a

Região Sudeste do País, tem sido objetivo principal da Unidade de Concentração de Urânio.



Figura 1.2 - Unidade de Concentração de Urânio – Caetité/Bahia.

A área ocupada fisicamente pela URA está situada no Distrito de Maniaçú, pertencente ao Município de Caetité – Bahia. Na circunvizinhança do empreendimento localizam-se as Comunidades de Varginha e de Juazeiro e várias comunidades rurais, que se ocupam, basicamente, de culturas de subsistência e de criação de gado bovino.

É importante salientar que na Província Uranífera de Lagoa Real se conhecem atualmente 34 áreas mineralizadas em urânio e distribuídas, aproximadamente, ao longo de uma faixa N-S com cerca de 30 Km de comprimento por 5 Km de largura, apresentando um potencial significativo a ser ainda explorado, já que as reservas avaliadas referem-se apenas a doze dessas anomalias, que foram submetidas à sondagem geológica e/ou cubagem.

As INB não incluem nos dados oficiais divulgados, por exemplo, a quantidade de urânio do campo da mina de Pitinga (no Estado do Amazonas) nem a ocorrência extremamente promissora de Rio Cristalino (no Estado do Pará). Estes dois últimos projetos podem aumentar significativamente a reserva total hoje existente. Ressalte-se ainda que, somente 30 % do território nacional foi prospectado, havendo grandes possibilidades de existirem novas áreas uraníferas, especialmente na região Norte.

Existe, portanto, um potencial muito significativo que necessita ser definido, visando investimentos futuros. Um dos fatores que pode direcionar o maior aproveitamento deste potencial mineral é a pesquisa científica voltada para a gênese de depósitos minerais.

1.2 - ACESSO À ÁREA INVESTIGADA

O acesso rodoviário, a partir de Salvador, se dá através das rodovias asfaltadas BR 116/030 que interligam esta cidade a Vitória da Conquista-Brumado-Caetité, num total de 740 quilômetros. O acesso à lavra da Mina Cachoeira e à URA, a partir de Caetité, é feito percorrendo-se a BR-122 por 28 Km, até Maniaçu. Neste local, toma-se uma estrada sem pavimento asfáltico, em bom estado de conservação, por mais 12 Km.

1.3 - JUSTIFICATIVA

O estudo da mineralogia secundária do Urânio na Jazida Cachoeira e na ocorrência das Laranjeiras - Província de Lagoa Real, Caetité/Bahia – constituem objeto desta dissertação. A Província Uranífera de Lagoa Real é considerada, como vimos, uma das mais importantes áreas de ocorrência de urânio já conhecidas no Brasil. Nesse sentido, este projeto de pesquisa, com o propósito de caracterizar os minerais secundários em que o urânio, sob a forma de uranila $[\text{UO}_2]^{+2}$ é aprisionado por diversos complexos aniônicos originando vários minerais secundários, espera estar contribuindo para a pesquisa de urânio na área investigada, visando posteriormente, a construção de modelos que possibilitem a interpretação das alterações físicas e químicas sofridas pelas rochas portadoras da mineralização primária sob a forma de uraninita em que o urânio aparece como (U^{+4}) , quando submetidas às condições supergênicas oxidantes. Informações a respeito da sistemática e paragênese de minerais de urânio poderão ser preciosas em novas pesquisas, alcançando-se assim, resultados que possibilitem reavaliar as reservas de U_3O_8 .

1.4 - OBJETIVOS

Este trabalho se propõe caracterizar os minerais secundários de urânio presentes em albitos mineralizados, provenientes da Jazida Cachoeira e da ocorrência das Laranjeiras, que sofreram processo de intemperismo e erosão. Além disso, o presente estudo visa alcançar os seguintes objetivos específicos:

- (i) contribuir com a pesquisa a respeito do urânio, descrevendo e interpretando seu comportamento supérgeno;
- (ii) contribuir com a investigação e descrição das principais espécies catiônicas e complexos aniônicos associados ao íon uranila ($[UO_2]^{+2}$) na formação dos minerais secundários de urânio, presentes em albitos mineralizados, caracterizando a paragênese dos minerais portadores do íon uranila ($[UO_2]^{+2}$).
- (iii) estabelecer um modelo geoquímico que permita a interpretação das alterações físico-químicas sofridas pelos albitos uraníferos quando submetidos ao intemperismo.

1.5 - METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos propostos, foram desenvolvidos os seguintes trabalhos:

- levantamento bibliográfico;
- coleta de amostras em Caetité - Bahia;
- seleção e preparação das amostras para microscopia óptica, difração e espectroscopia;
- análise por difração de raios-X;
- análise por espectroscopia de infravermelho (FTIR).

1.5.1 - LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Durante essa etapa, uma pormenorizada revisão da bibliografia relacionada ao tema foi realizada utilizando o acervo das bibliotecas do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN) – Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), e do laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese (LIFM) do referido Centro, com o propósito de pesquisar as publicações em revistas específicas, congressos e reuniões científicas relacionadas com a área de estudo e/ou com o problema em questão.

Ressalta-se a importante contribuição do geólogo MSc. James Vieira Alves (participante por vários anos dos trabalhos de prospecção e pesquisa mineral da Província Uranífera de Lagoa Real), que foi fundamental na determinação e direcionamento das estratégias de estudos desenvolvidos. Listam-se aqui algumas dessas informações sobre:

- a avaliação qualitativa e quantitativa das anomalias radiométricas;
- o histórico de identificação dos 34 alvos anômalos em urânio numa área de 1200 Km² da Província Uranífera de Lagoa Real;
- os mapeamentos geológicos;
- as sondagens;
- a descrição e interpretação de cerca de 112.000 metros de testemunhos de furos de sondagem, em que MSc. James Vieira Alves participou, ativamente;
- informação sobre as análises químicas;
- a elaboração e interpretação de seções geológicas verticais e horizontais;
- a definição dos depósitos de urânio.

1.5.2 - TRABALHOS DE COLETA DE AMOSTRAS EM CAETITÉ – BAHIA

No período de 23 a 28/06/2003 foi realizada a visita técnica à Província Uranífera de Lagoa Real, que possibilitou uma visão local dos problemas geológicos e da lavra do U e, além disso, a coleta de 76 amostras referentes a Jazida Cachoeira (cava da mina e amostras de testemunho de sondagem), ocorrência das Laranjeiras (amostras de

testemunho de sondagem) e amostras de campo (Lagoa do Barro e Morro da Contagem, principalmente).

As amostras coletadas (Tabela 1.2) durante a visita à Província Uranífera de Lagoa Real foram objeto do estudo quer desta dissertação de Mestrado, quer da de Rhaine Matos Gonçalves intitulada “Caracterização de piroxênios associados à mineralização uranífera da Jazida Cachoeira, Província Uranífera de Lagoa Real, Bahia”, também realizada na Pós-Graduação do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear - CDTN.

A visita técnica à Província Uranífera de Lagoa Real, contou com a presença dos pesquisadores Profs. Drs. Kazuo Fuzikawa e José Marques Correia Neves, de forma a promover a integração dos conhecimentos sobre a mineralização uranífera da região de Lagoa Real. Os seguintes aspectos, considerados durante a viagem, podem ser ressaltados:

- apresentação da geologia regional com caracterização das rochas situadas entre os contrafortes das Serras do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina;
- apresentação dos depósitos uraníferos com caracterização dos diversos tipos de albitos (rochas hospedeiras da mineralização uranífera);
- apresentação da geologia da Jazida Cachoeira (atualmente em lavra);
- apresentação dos fundamentos geológicos que permitiram a captação de água necessária para os trabalhos de lavra e processamento *in loco* do minério da Jazida Cachoeira;
- coleta de amostras, especialmente, daquelas contendo mineralização secundária de urânio, para elaboração da dissertação;
- conhecimento das atividades de extração e beneficiamento de urânio das INB, em andamento na região de Caetité.

Tabela 1.2 – Amostras coletadas na Província Uranífera de Lagoa Real .

Localização	Amostras coletadas
Jazida Cachoeira (⁸) (ANTIGA ANOMALIA 13) (AAN-13) (cava 3 da Mina)	03JUN24-2/ 03JUN24-3A/ 03JUN24-3B/ 03JUN24-4A/ 03JUN24-4B/ 03JUN24-5/ 03JUN24-6
Jazida Cachoeira (⁸) (ANTIGA ANOMALIA 13) (AAN-13) (cava 1 da Mina)	03JUN24-7/ 03JUN24-8B/ 03JUN24-8A/ 03JUN24-9/ 03JUN24-10A/ 03JUN24-10B/ 03JUN24-11/ 03JUN24-12/ 03JUN24-13
Jazida Cachoeira (⁸⁸) (ANTIGA ANOMALIA 13) (AAN-13) (testemunhos de sondagem)	03JUN25-1/ 03JUN25-2/ 03JUN25-3/ 03JUN25-4/ 03JUN25-5/ 03JUN25-6/ 03JUN25-7/ 03JUN25-8/ 03JUN25-9/ 03JUN25-10/ 03JUN25-11/ 03JUN25-12/ 03JUN25-13/ 03JUN25-14/ 03JUN25-15/ 03JUN25-16/ 03JUN25-17/ 03JUN25-18/ 03JUN25-19/ 03JUN26-1/ 03JUN26-2/ 03JUN26-3/ 03JUN26-4/ 03JUN26-5
Ocorrência das Laranjeiras (⁸) (ANOMALIA 6) (AN-6) (testemunhos de sondagem)	03JUN25-51/ 03JUN25-52/ 03JUN25-53/ 03JUN25-54/ 03JUN25-55/ 03JUN25-56/ 03JUN25-57/ 03JUN25-58/ 03JUN25-59/ 03JUN25-60/ 03JUN26-51/ 03JUN26-52/ 03JUN26-53/ 03JUN26-54/ 03JUN26-55/ 03JUN26-56/ 03JUN26-57/ 03JUN26-58/ 03JUN26-59/ 03JUN26-60/ 03JUN26-61/ 03JUN26-62 / 03JUN26-63

⁽⁸⁾ Adriana Mônica Dalla Vechia Chaves ; ⁽⁸⁸⁾ Rhaine Matos Gonçalves

Dentre as 76 amostras coletadas, 16 são de albitito mineralizado e foram obtidas nas cavas 1 e 3 da mina (Figura 1.3) da Jazida Cachoeira (AAN-13); 23 amostras são de testemunhos de sondagem da ocorrência das Laranjeiras (AN-6); 24 amostras são de testemunhos de sondagem da Jazida Cachoeira (AAN-13). Além disso, 13 amostras, descritas como amostras de campo, foram coletadas nos locais: Morro da Contagem, Lagoa do Barro e São Timóteo.



Figura 1.3 - Cavas da Mina da Jazida Cachoeira (AAN-13).

1.5.3 - SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS COLETADAS

Foram selecionadas 10 amostras de albitito uranífero apresentando mineralização secundária de urânio de duas anomalias distintas da região da Província de Lagoa Real: a antiga anomalia 13 (Jazida Cachoeira) e a anomalia 6 (Ocorrência das Laranjeiras) para a investigação e caracterização, mediante microscopia óptica e análises de difração de raios-X e espectroscopia de infravermelho (FTIR), dos possíveis minerais secundários de urânio presentes.

A maior parte dos minerais secundários, os quais se destacam por suas cores em tons amarelados, apresentava-se finamente disseminada nos albititos, de tal forma que a remoção destes minerais a partir de suas respectivas amostras manipuladas sob lupa binocular não permitiu uma separação adequada em relação aos demais minerais presentes. Desta forma, por mais refinada que a separação tenha sido conduzida, traços de minerais não pertencentes ao conjunto da mineralogia secundária de urânio estiveram presentes no material coletado para as análises de difração de raios-X e espectroscopia de infravermelho (FTIR).

Tabela 1.3: Amostras selecionadas para as análises de difração de raios-X e espectroscopia de infravermelho (FTIR).

Local da coleta	Amostras apresentando mineralização secundária de urânio
Jazida Cachoeira (AAN-13) (cavas 1 e 3 da Mina)	03JUN24-2 [#] / 03JUN24-3A ^{*#} / 03JUN24-7 [#] 03JUN24-10A [#] / 03JUN24-11 [#]
Ocorrência das Laranjeiras (AN-6) (testemunhos de sondagem)	03JUN25-54 / 03JUN25-57 / 03JUN25-58 03JUN26-56 [*] / 03JUN26-63 ^{**}

^{*} Estudos micropetrográficos realizados.

^{**} Somente analisada por difração de raios-X

[#] Descrição macroscópica realizada.

Num primeiro momento, foi realizada a descrição macroscópica de amostras aparentemente mais ricas em minerais secundários de urânio baseando-se na coloração amarela apresentada. Posteriormente, com o apoio da Geóloga Sônia Pinto Prates efetuaram-se estudos micropetrográficos de amostras de albitito uranífero pertencentes à cava da Mina da Jazida Cachoeira e ocorrências das Laranjeiras. Para a realização dos estudos micropetrográficos foram confeccionadas 3 lâminas delgadas de amostras cortadas segundo a lineação de estiramento, contendo o plano perpendicular à foliação.

1.5.4 - ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As análises por difratometria de raios X pelo método do pó, foram realizadas no CDTN empregando-se um difratômetro de raios X de fabricação Rigaku, modelo Geigerflex, semi-automático e tubo de raios-X de cobre. As condições de operação do difratômetro de raios X foram: fator de escala (8×10^3), constante de tempo (0,5s), velocidade do registrador (40mm/mim), velocidade do goniômetro ($8^{\circ}2\theta/\text{min}$), intensidade de corrente (30mA) e tensão (40KV).

Comparando difratogramas de minerais de referência com os obtidos no CDTN, objetiva-se, em conjunto com outras técnicas analíticas, caracterizar os minerais secundários de urânio presentes nas amostras da Província Uranífera de Lagoa Real.

1.5.5 - ANÁLISE POR ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)

As análises por espectroscopia de infravermelho (FTIR) das amostras em pastilhas de KBr, foram realizadas no CDTN utilizando aparelho BOMEN MB102, com detetor DTGS na região de $4000 - 400 \text{ cm}^{-1}$. O software utilizado foi o BGRAMS/32.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA URANÍFERA DE LAGOA REAL

2.1 – COMPLEXO GRANÍTICO-GNAÍSSICO DE LAGOA REAL

No âmbito restrito das anomalias uraníferas de Lagoa Real, afloram rochas metamórfico-metassomáticas do embasamento cristalino, notadamente granitóides, microlina-plagioclásio-augen-gnaisses e albitos. Os gnaisses de Lagoa Real situam-se no Cráton do São Francisco, no qual afloram formações do Arqueano até o Proterozóico Inferior, e geograficamente localizam-se na parte centro-sul do Estado da Bahia (Figura 2.1).

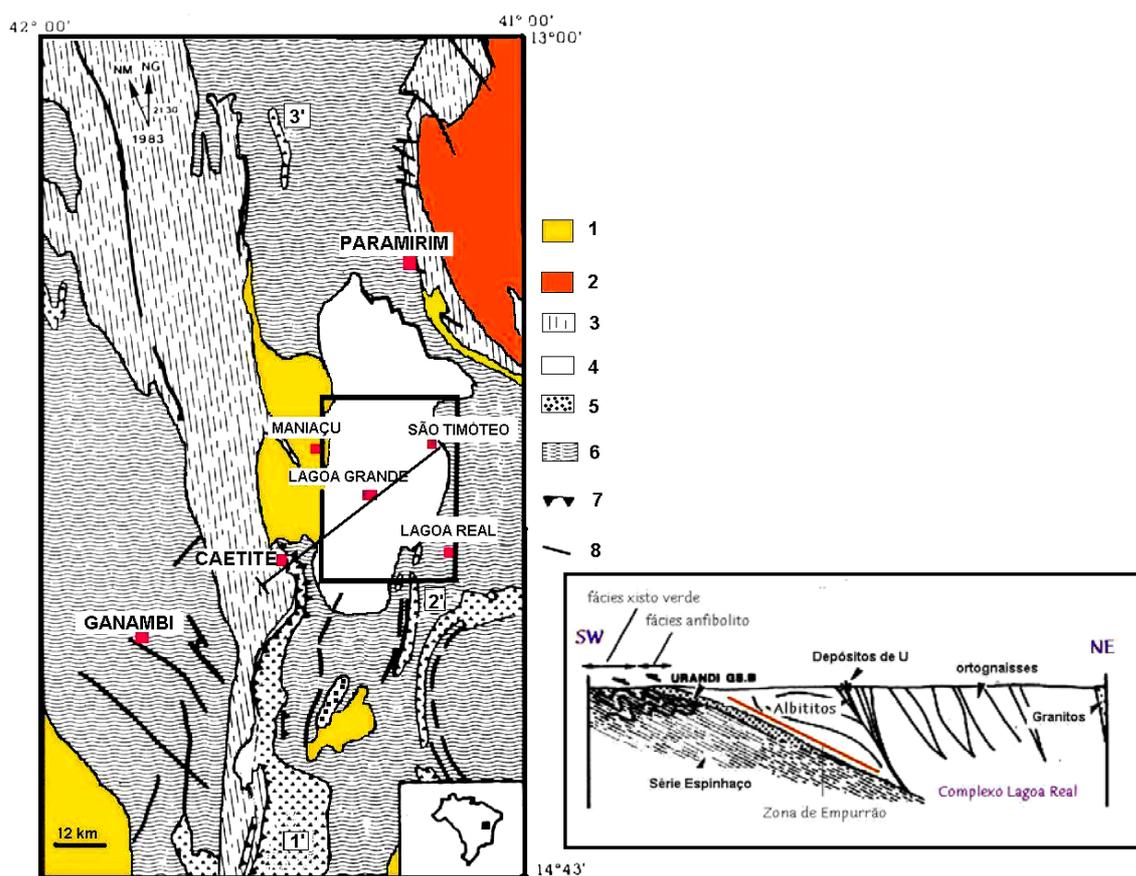


Figura 2.1 - Mapa geológico da parte central do Cráton do São Francisco (Sul da Bahia), segundo Costa et al. 1983, modificado: 1- Cobertura Terciária; 2- Série Chapada Diamantina (Meso a Neoproterozóica); 3- Série Metamórfica Espinhaço (Mesoproterozóica); 4- Complexo granito-gnáissico Lagoa Real (Paleoproterozóico); 5- Greenstone belts Paleoproterozóicos [1': Urandi; 2': Brumado, Ibitira; 3': Boquira]; 6- Migmatitos e rochas plutônicas arqueanas (Paramirim); 7- Empurrões; 8- Falhas. Ao lado, perfil interpretativo esquemático (Caetité – São Timóteo) mostrando o empurrão do Complexo Lagoa Real e o metamorfismo reverso nas séries Urandi e Espinhaço.

Nos gnaisses estão encaixados depósitos metassomáticos de urânio que se relacionam com metassomatismo sódico-cálcico à escala regional (Maruéjol *et al.* 1987).

A associação entre depósitos de urânio e processos de metassomatismo sódico tem sido descrita por diversos autores, tais como como Tugarinov (1980), Zhukova (1980), Laverov *et al.* (1992), Dahlkamp (1993), Singh *et al.* (1998), Saxena *et al.* (1998). De acordo com esses autores, a gênese das mineralizações de urânio estaria associada com a presença de fluidos de alta temperatura, provenientes de fonte magmática que, combinados ou não com outros fluidos, poderiam enriquecer, em urânio e elementos afins, sedimentos, rochas graníticas e gnáissicas de idades diversas (Cruz 2004).

A porção do Cráton do São Francisco onde afloram formações de idade Arqueana (3,1 – 2,7 Ga) e do Proterozóico Inferior (2,0 – 1,8 Ga), têm sido divididas em três unidades principais (Cordani & Brito-Neves, 1982), a saber:

1. Migmatitos e granito-gnaisses, complexos granulíticos do Jequié-Mutuípe e as faixas granito-greenstone de Urandi, Brumado-Anajé;
2. Faixa dobrada do Espinhaço e metasedimentos da Chapada Diamantina com idades variando entre 1,7 e 1,0 Ga;
3. Coberturas do fim do Proterozóico e do Fanerozóico.

Esta área foi afetada por pelo menos quatro eventos tectono-metamórficos, dos quais dois deles devem ter relação com a gênese dos granitos nos quais se situa a mineralização uranífera, também com eles relacionada. Os artigos sobre a geologia da área têm freqüentemente mencionado a existência de uma zona de cisalhamento dúctil através da qual o conjunto de rochas do Complexo de Lagoa Real cavalga as Séries Urandi e Espinhaço em direção a W. Este falhamento, de baixo ângulo, teria induzido nas séries cavalgadas um metamorfismo inverso de alta pressão, deixando marcados efeitos estruturais sobre as rochas (lineação de estiramento mineral, N 60⁰E e foliação metamórfica N-S, com mergulho variável). Essa estrutura foi descrita em maior detalhe no limite SW do Complexo de Lagoa Real por Caby & Arthaud (1987).

Acredita-se que ela possa estar relacionada a um evento de colisão continental no qual o Complexo Lagoa Real teria estado envolvido durante o Ciclo Brasileiro ou Pan-Africano e que originou a gnaissificação dos granitos São Timóteo.

O complexo granítico-gnáissico de Lagoa Real contata a leste e oeste os gnaisses e migmatitos Arqueanos de Paramirim. A cobertura terciária a leste do maciço granitóide não permite ver em planta as relações de contato com as rochas metamórficas do Espinhaço (Figuras 2.1 e 2.2).

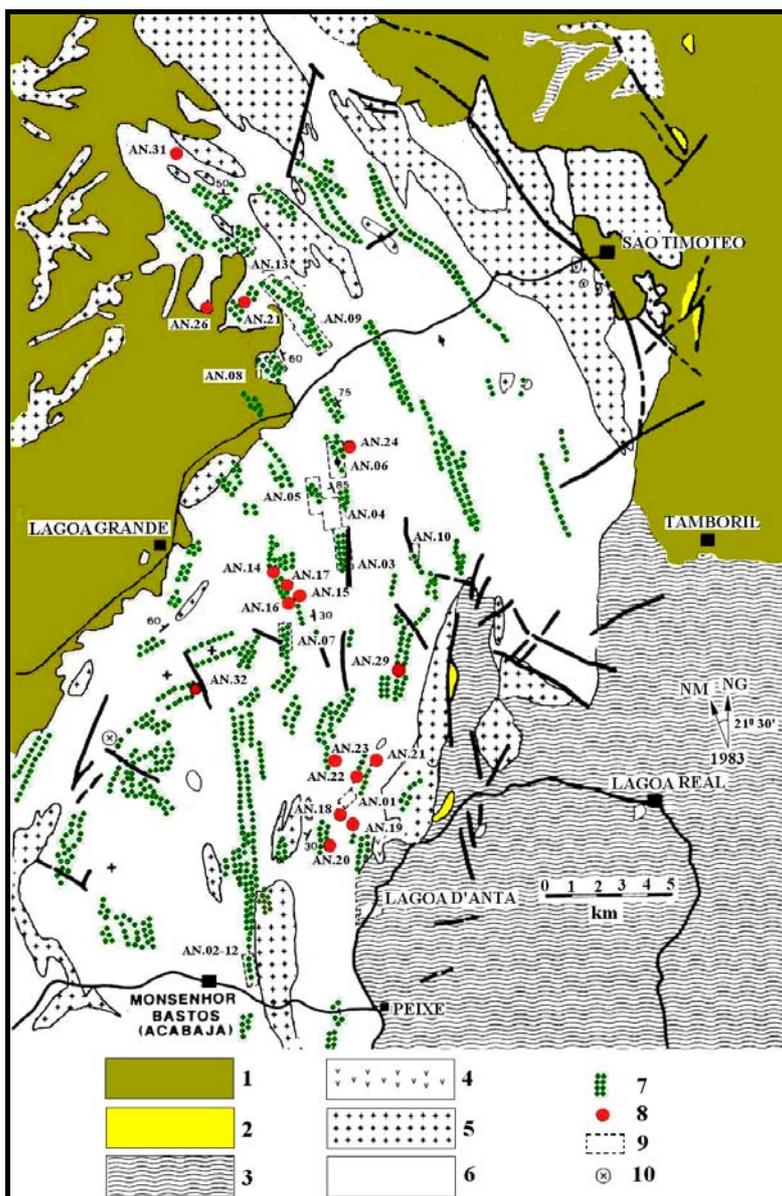


Figura 2.2 - Mapa geológico do Complexo granito-gnáissico Lagoa Real (segundo Costa et al., 1983). 1- Cobertura Terciária; 2- Complexo Metamórfico Ibitira-Brumado; 3- Migmatitos Arqueanos (Paramirim). Maciço Lagoa Real: 4- Granito Charnoquítico; 5- Granitos; 6- Ortognaisses; 7- Albititos; 8- Anomalia de Urânio; 9- Jazida de Urânio; 10- Testemunhos de sondagem (Fazenda Gariba).

Os granitóides de Lagoa Real consistem essencialmente de ortognaisses que resultaram da deformação de granitos homônimos, dos quais se encontram ainda preservadas porções residuais não metamorfizadas. O complexo é constituído por ortognaisses homogêneos derivados da deformação e metamorfismo de granitos de afinidade sub-alcalina (feldspato potássico \geq oligoclásio-albita) e ricos em Fe, podendo localmente apresentar manifestações de anatexia (Costa *et al.* 1983). A alteração metassomática desses granitos está manifestada por corpos albíticos com teores variáveis de cálcio, que podem caracterizar-se por várias dezenas de quilômetros, como faixas orientadas para N e NW. Com estes últimos corpos está relacionada a concentração do Urânio, essencialmente sob a forma de uraninita, que atualmente se lavra para suprir as necessidades brasileiras deste metal.

2.2 – ALBITITOS E ANOMALIAS URANÍFERAS DE LAGOA REAL

Os albititos (Figura 2.3), com os quais se associam as anomalias uraníferas da Região (Figura 2.2), são o produto de evento geológico com idade 1395 ± 4 Ma (U-Pb, uraninita) que afetou os granitos São Timóteo de idade 1725 ± 5 Ma (U-Pb, zircão) (Maruejol *et al.* 1987, Maruejol 1989). Foram caracterizados primeiramente por Geisel Sobrinho *et al.* (1980) na área de Lagoa Real, como uma rocha metassomática constituída por albita em percentagem igual ou superior a 70% e com segregação ou faixas ricas em minerais máficos (piroxênio, biotita, anfibólio etc.).



Figura 2.3 - Albitito uranífero - Mina Cachoeira - (Município de Caetité – Bahia).

Os albititos do Complexo Lagoa Real apresentam coloração cinza-esbranquiçada e aspecto sacaroidal. Afloram, predominantemente, entre as cidades de Maniaçu e Caetité, apresentando-se encaixados concordantemente e com contatos bruscos nos gnaisses do embasamento. Como são os principais hospedeiros da mineralização de urânio, foram amplamente estudados por diversos autores, dentre eles Sobrinho *et al.* (1980), Costa *et al.* (1983), Raposo & Matos (1982), Lobato *et al.* (1985), Brito *et al.* (1984), Ribeiro *et al.* (1984), Maruejol *et al.* (1987), Lobato & Fyfe (1990), Cruz (2004).

As rochas albitíticas ocorrem sob a forma de corpos tabulares descontínuos, como mostra a fig. 2.4, de larguras de até 30m e comprimentos variáveis, entre milimétricos a centenas de metro. Existem registros de que podem atingir extensão de até 480 metros, e extensão máxima em profundidade de até 850 metros (Ribeiro *et al.* 1984).

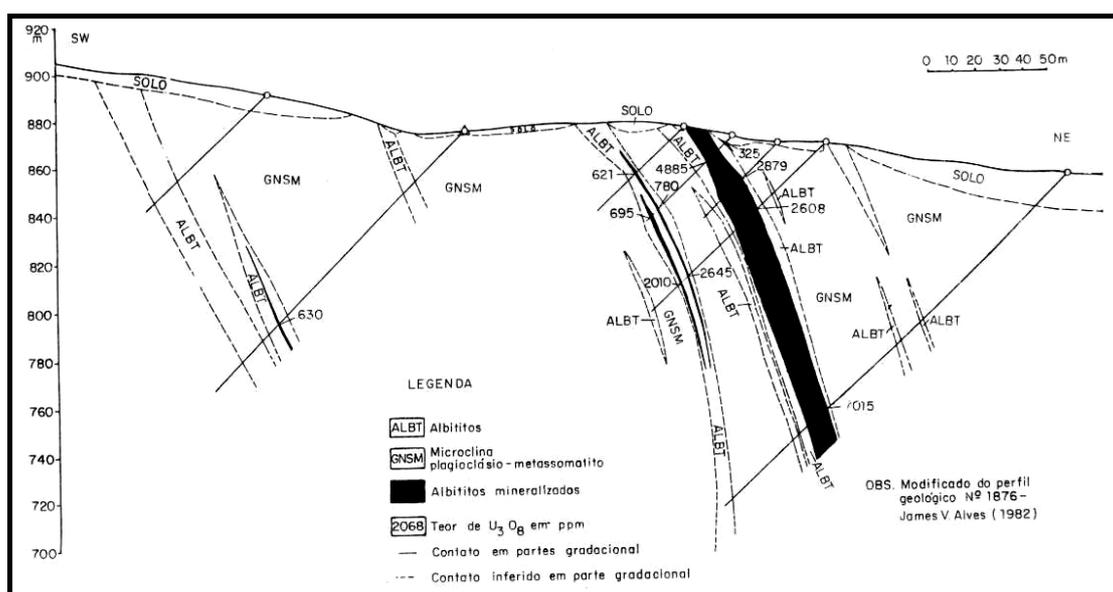


Figura 2.4 - Seção geológica vertical da Jazida Cachoeira (Oliveira *et al.* 1985).

Em todos os depósitos, a mineralização uranífera possui um controle eminentemente litológico, estando associada a albititos, cujos minerais varietais predominantes são piroxênio, anfibólio, biotita, magnetita, hematita, granada, titanita, microclina, epídoto e calcita. Embora menos freqüente, o quartzo pode ocorrer nos albititos, sendo que, sua porcentagem, raramente ultrapassa os 20% (Cruz 2004). Quando um desses minerais atinge mais que 5% da rocha, ele passa a adjetivar o albitito. Dessa forma, tem-se o piroxênio albitito, anfibólio albitito, carbonato albitito, etc. Quando ocorrem dois constituintes varietais, são caracterizados os piroxênio-granada-albitito,

anfíbólio-piroxênio-albitito etc., predominando no caso, o primeiro sobre o segundo (Geisel Sobrinho *et al.* 1980, Prates & Fuzikawa 1984). Os minerais acessórios são a titanita, apatita, zirconita, opacos (magnetita, hematita, uraninita) e alanita, com predomínio da titanita.

Os albititos receberam uma classificação de campo baseada nas características mineralógicas e radiométricas (Raposo & Matos 1982). Assim sendo, foram classificados em albititos férteis (mineralizados) e albititos estéreis (Maruejol *et al.* 1987, Maruejol 1989). Oliveira *et al.* (1985) salienta que não existem registros, na região de Lagoa Real, de rochas não albitizadas, que contivessem o mesmo tipo de enriquecimento em urânio.

Os albititos mineralizados exibem, geralmente, radioatividade bastante elevada, atingindo, por vezes, valores superiores a 15.000 cps (contagem por segundo) ao cintilômetro SRAT SPP-2. Trata-se de albititos que contêm, via de regra, uma percentagem de minerais ferro-magnesianos e/ou calcíferos da ordem de 20 a 30 %.

Os albititos não mineralizados apresentam as características texturais/estruturais e mineralógicas, macroscopicamente, semelhante aos albititos mineralizados, mas são desprovidos de valores radiométricos significativos.

Já os albititos estéreis apresentam radioatividade baixa, da ordem de 100 cps (que corresponde ao “*back-ground*”), e são representados, na maioria dos casos, por albititos com percentagem de albita em torno de 80%, contendo acessoriamente biotita e quartzo.

2.3 – ALBITITOS E FASES PORTADORAS DA MINERALIZAÇÃO DE URÂNIO

Cada corpo de albitito pode conter um ou mais níveis mineralizados em urânio que, por sua vez, podem apresentar extensões não mineralizadas. A passagem da zona mineralizada para estéril é geralmente nítida e brusca. A mineralização é do tipo estratiforme e apresenta preferência por níveis de albititos portadores de minerais ferro-magnesianos e/ou calcíferos.

A associação mineralógica mais característica de corpos mineralizados é, principalmente, composta por piroxênio, biotita, anfibólio, carbonato, granada, magnetita e hematita. Segundo Cruz (2004) a presença de uraninita está diretamente relacionada com a de hematita, estando a uraninita, preferencialmente alojada em albititos em que a transformação da magnetita em hematita se deu mais extensivamente.

A uraninita (UO_2), mineral em que o urânio se encontra como U^{+4} , apresenta aspecto submetálico a fosco, alterada para um complexo mineralógico amarelo a que se dá no campo o nome de “uranofana” em que o urânio se encontra como U^{+6} , sob a forma de íon uranila ($[\text{UO}_2]^{+2}$). A uraninita que ocorre isolada e disseminada ou em bolsões, associa-se com as faixas máficas, ricas em piroxênio, biotita e granada. Nessas faixas ela ocorre na forma de diminutas inclusões ou grânulos intersticiais com tamanhos em torno de 20 a 200 μm (Oliveira *et al.* 1985), indicando que o urânio não integra os retículos cristalinos dos minerais essenciais e acessórios dos albititos aos quais está associado. Os grânulos de uraninita apresentam-se arredondados e, mais raramente, cúbicos, produzindo halos pleocróicos e microfissuras nos minerais hospedeiros.

As radiações emitidas a partir do mineral uranífero causam danos ao retículo cristalino do mineral hospedeiro dentro de um raio usualmente relacionado ao alcance de penetração das partículas alfa. A destruição do retículo torna as áreas afetadas suscetíveis à alteração, deixando o caminho aberto para processos de oxidação-redução, dissolução ou substituição (Rocha 1992).

Maruejol (1989), através de análises de microsonda em albititos mineralizados de Lagoa Real, revela que as uraninitas são homogêneas quanto aos teores de U, desprovidas de Th, ricas em Ca (albititos cálcicos), e apresentam, em geral, teores muito variáveis em Y (sempre significativos nas uraninitas pobres em Ca). Segundo Frondel (1958), no processo de alteração da uraninita, sob condições oxidantes, o U e especialmente o Th exibem maior mobilidade pelas águas meteóricas quando comparados ao Pb, sendo este praticamente imóvel na maioria das águas subterrâneas (Mann & Deutscher 1980).

CAPÍTULO 3

MODIFICAÇÕES COMPOSICIONAIS ASSOCIADAS À GÊNESE DOS ALBITITOS

3.1 - CARACTERÍSTICAS COMUNS ÀS JAZIDAS DA REGIÃO

Granitos, gnaisses e albititos representam as principais fácies petrográficas encontradas na região das jazidas de urânio. A Tabela 3.1 resume algumas características petrográficas típicas destas rochas.

Tabela 3.1 – Aspectos petrográficos dos granitos, gnaisses e albititos do Complexo Lagoa Real.

Rocha	Textura/Estrutura	Paragênese mineral	
		(análises modais em % volumétrica)	
		Dominante	Acessória
<u>Granito</u>	Porfírica (fenocristais de feldspato potássico) ou fanerítica .	Qz (20-30), Or (40-55), Pl (Ol-Ab) (5-15), Anf (10-20), Bi (5), Cpx (0-5)	Il > Mt, Zi, Alla, Ap, OSMR (no total, 1-5)
<u>Gnaisse</u>	Granoblástica poligonal, às vezes ocelar; intensa recristalização. Estrutura gnáissica bem desenvolvida.	Qz (30-35), Mi (20-30), Pl (20-40), Anf (0-15), Bi (0-15)	Mt, Es > Alla, Zi, Ap, OSMR (no total, 1-15)
<u>Albitito</u>	Granoblástica poligonal, fortemente recristalizada, granulação de tamanho variado. Estrutura foliada.	Pl (50-90), Px (0-30), Anf (0-5), Gr (0-30), Bi (0-10), Qz (0-30), Mi (0-10)	Es, Mt, Alla, Zi, OSMR, U (no total, 1-15) Cal (0-20)

Qz: quartzo, Or: ortoclásio, Pl: plagioclásio, Ol: oligoclásio, Ab: albita, Anf: anfibólio, Bi: biotita, Cpx: (clino) piroxênio, Il: ilmenita, Mt: magnetita, Zi: zircão, Alla: allanita, Ap: apatita, OSMR: óxidos/silicatos de metais raros (Ti-Nb-TR-Y), Mi: microclina, Es: esfero, Gr: granada, U: (UO₂) uraninita, Cal: calcita.

Fonte: Maruejol, 1989.

Os granitóides do Complexo Lagoa Real, tipo São Timóteo de 1,7 Ga, foram classificados por Maruejol (1989) como intracontinentais, metaluminosos e de filiação subalcalina rica em ferro. A cristalização do magma que deu origem a esses granitos teria ocorrido em condições iniciais de baixa P_{H_2O} e fO_2 , favorecendo a formação do clinopiroxênio e da ilmenita, seguida de um aumento daqueles índices, permitindo o aparecimento da hastingsita e magnetita a partir do piroxênio e da ilmenita, respectivamente. Segundo Maruejol (1989), a tipologia dos zircões obtidos em amostras dos granitóides do Complexo Lagoa Real teria indicado a sua formação a partir de magmas com elevada temperatura.

Os granitóides São Timóteo experimentaram variados graus de deformação ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis (Cruz 2004) e sofreram alterações metassomáticas (Maruejol, 1989), dando origem a gnaisses, albititos, oligoclasitos e microclinitos. As fácies deformadas (гнаisses e albititos) apresentam-se fortemente recrystalizadas. Microscopicamente, a recrystalização sin-metamórfica é nitidamente marcada por texturas granoblásticas e lepidoblásticas poligonais. A intensidade dessa recrystalização apagou as texturas contemporâneas da alteração sódico-cálcica que produziu os albititos.

Caby & Arthaud (1987), Maruejol *et al.* (1987) e Maruejol (1989) sugerem que o metassomatismo que deu origem aos albititos é anterior ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Essas estruturas teriam um papel secundário na formação dos corpos de albititos e da mineralização de urânio, sendo responsável por alguma redistribuição da mineralização.

Maruejol (1989), baseando-se nos resultados U/Pb apresentados por Turpin *et al.* (1988), propôs que a circulação dos fluidos responsáveis pela alteração das rochas do Complexo Lagoa Real e pelo transporte do urânio teria ocorrido até 300 Ma após a colocação dos granitos anorogênicos desse complexo (granitos tipo São Timóteo), sendo, portanto, de idade mesoproterozóica. Segundo Maruejol *et al.* (1987) e Maruejol (1989) as transformações metassomáticas a que estiveram submetidos os granitos engendraram o desaparecimento do feldspato potássico, do plagioclásio

(oligoclásio-albita), da biotita e do anfibólio; a dissolução do quartzo; e a cristalização da albita e dos minerais cálcicos anidros (piroxênio e granada). Assim, de acordo com o evento metassomático pós-magmático pré-deformacional a seguinte sucessão litológica pode ser identificada na Figura 3.1.

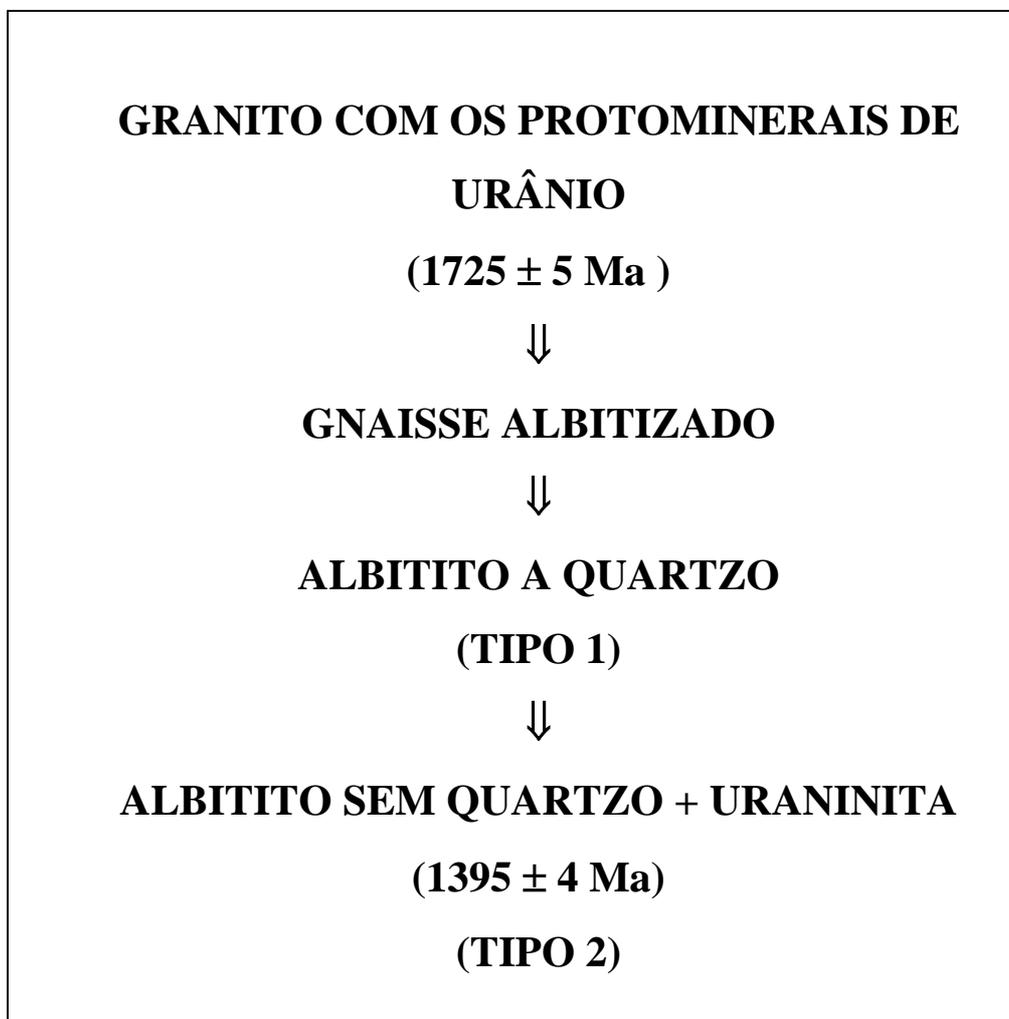


Figura 3.1 - Representação esquemática da sucessão litológica apresentada pelos granitos São Timóteo mediante intenso processo metamórfico/metassomático. Segundo Maruejol *et al.* 1987, Maruejol 1989.

Lobato *et al.* (1983), através das análises de elementos maiores e de urânio em rochas gnáissicas e em albititos (Tabela 3.2), revela que a albitização das rochas encaixantes (gnaiesses) causou a perda de SiO_2 e K_2O e ganho de Na_2O , CaO , Al_2O_3 e Fe .

Tabela 3.2 - Análises de elementos maiores e de urânio das rochas gnáissicas e albititos da região de Lagoa Real.

	ROCHAS GNAISSICAS					ALBITITOS						
	(% PONDERAL)					(% PONDERAL)						
	34	37	33	7	8	10568	10670	18600	18580	18760	18510	17
SiO ₂	74,96	73,68	72,70	73,81	67,90	62,08	58,20	55,60	60,83	61,08	60,43	58,70
TiO ₂	0,33	0,30	0,38	0,17	0,30	0,46	0,24	0,76	0,55	0,33	0,39	0,37
Al ₂ O ₃	11,80	11,97	12,00	12,28	14,27	14,05	13,30	13,80	17,41	16,48	15,85	15,70
Fe ₂ O ₃ (Fe _t)*	3,58	3,16	4,25	2,91	4,27	11,06	9,05	11,50	8,15	5,63	6,19	5,80
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,27	0,18	0,03	0,09	0,11	0,10
MgO	0,04	0,07	0,14	-	-	-	0,37	0,73	0,05	0,02	0,25	0,78
CaO	0,63	0,95	0,98	0,66	2,02	2,63	9,69	7,33	1,19	5,78	6,45	6,96
Na ₂ O	4,00	3,80	3,46	2,97	3,97	8,86	8,40	8,72	8,28	10,90	10,05	8,48
K ₂ O	4,54	4,85	4,63	6,42	6,00	0,31	0,59	1,30	3,93	0,27	0,04	0,59
P ₂ O ₅	-	-	0,06	-	0,02	0,05	0,05	0,14	0,06	0,02	0,06	0,08
LOI	0,03	0,20	0,39	0,04	0,08	0,02	0,47	0,08	-	0,03	0,09	1,93
(ppm)												
U	3	7	4	5	5	5	7	14	25	2914	2464	3566

(Fe_t)* : Ferro total

Fonte: Lobato *et al.* (1983).

Os resultados estão de acordo com as composições mineralógicas observadas nos gnaisses e nos albititos e evidenciam que a principal mudança na mineralogia dessas rochas consistiu na transformação do feldspato potássico (K) em feldspato sódico (Na).

3.2 - METASSOMATISMO DE LAGOA REAL E MINERALIZAÇÃO URANÍFERA ASSOCIADA

Desde a descoberta dos depósitos de urânio de Lagoa Real várias hipóteses têm sido formuladas para explicar a sua gênese. O aperfeiçoamento dos modelos genéticos tem ocorrido graças ao acúmulo de novos dados, sobretudo petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos.

A gênese dos albititos vem sendo atribuída a processos metassomáticos por diversos autores, dentre eles Fyfe (1979, apud Brito *et al.* 1984), Stein *et al.*(1980), Brito *et al.*

(1984), Raposo *et al.* (1984), Lobato (1985), Maruejol *et al.* (1987), Maruejol (1989), Lobato & Fyfe (1990).

De acordo com Stein *et al.* (1980), Brito *et al.* (1984), Raposo *et al.* (1984), Maruejol *et al.* (1987), Maruejol (1989), o metassomatismo que deu origem aos albititos mineralizados em urânio do Complexo Lagoa Real teria desencadeado reações minerais que têm sido observadas nas rochas metassomatizadas do Complexo:

1. metassomatismo sódico
- ⇓
2. desilicificação dos minerais
- ⇓
3. metassomatismo cálcico

Segundo esses autores, o metassomatismo teria ocorrido em duas fases principais:

(1ª fase) – metassomatismo sódico, permitindo a substituição do feldspato potássico por feldspato sódico e neoformação da albita, a aparição de piroxênio sódico e a desilicificação dos minerais;

(2ª fase) – metassomatismo cálcico, acompanhado de desidratação do anfibólio, com o aparecimento de piroxênio e granada – com os quais o urânio se associa -, neoformação de piroxênio, granada, calcita e fluorita, sendo essas duas últimas, fases tardias.

Segundo Maruejol *et al.* (1987) e Maruejol (1989) o balanço geoquímico da alteração geral mostra uma perda em Si, K, Fe⁺², Ba, Rb, um ganho em Na, Fe⁺³, Nb, Zr, V, ± Ca, Sr, U e teores constantes em Al, Ti, Th, Terras Raras e Ytrio.

Para Stein *et al.* (1980), o metassomatismo sódico seria antecedido por um metassomatismo potássico, que teria dado origem aos granitóides alcalinos da região.

Lobato (1985) e Lobato & Fyfe (1990) consideraram a existência apenas do metassomatismo sódico nessas rochas.

De acordo com Stein *et al.* (1980), o metassomatismo que deu origem aos albitos de Lagoa Real teria favorecido o desenvolvimento de um zoneamento no que diz respeito à distribuição espacial das principais ocorrências minerais da região de Caetité. A mineralização de urânio teria ficado no centro, envolvida pelas mineralizações de chumbo, zinco e cobre da Chapada Diamantina.

Na verdade, o que os modelos procuram explicar basicamente são essas diferentes transformações minerais produzidas durante as várias etapas do processo de alteração metassomática a que estiveram submetidos os granitos São Timóteo sub-alcalinos e alcalinos do Complexo de Lagoa Real. Isso implica, por um lado, na necessária reconstituição das condições físico-químicas da alteração metassomática, ou seja, na definição das características físico-químicas dos fluidos metassomáticos em circulação.

3.3 – CARACTERÍSTICAS DO FLUIDO MINERALIZANTE

As características do fluido que deu origem a mineralização primária do urânio foram estudadas por diversos autores, dentre eles Fuzikawa (1980), Alves & Fuzilkawa (1984), Fuzikawa *et al.* (1988), Maruejol *et al.* (1987) e Maruejol (1989).

Os resultados obtidos por Fuzikawa (1980), indicaram uma mistura de fluidos de elevada salinidade (~23% de NaCl) com fluidos de baixa salinidade (~2,3% de NaCl), contendo moléculas de hidrocarbonetos (provavelmente CH₄) e CO₂. A presença de CO₂, em condições oxidantes, teria proporcionado o transporte de urânio através da formação de complexos de carbonato de uranila. Por outro lado, uma grande atividade de CO₂ teria possibilitado o aumento do processo de dissolução do quartzo, o que explicaria, em parte, a remoção do quartzo dos minerais. A deposição de urânio ocorreria em função de barreiras geoquímicas em ambientes redutores. Alves & Fuzilkawa (1984) confirmaram a idéia de que os fluidos mineralizantes devem ter possuído elevada salinidade e demonstraram que esses fluidos são encontrados tanto nas rochas mineralizadas quanto nas suas encaixantes. Fuzikawa *et al.* (1988)

analisaram inclusões fluidas primárias em granitos, gnaisses e albitos do Complexo Lagoa Real e em veios de quartzo truncando essas últimas. No Complexo Lagoa Real, as inclusões em quartzo, albita, piroxênio e calcita apresentaram ampla variação de salinidade, desde 0 até 30% de equivalente de NaCl. O fluido seria constituído por uma mistura de H₂O e CO₂. As inclusões em veios de quartzo também apresentaram um amplo espectro de salinidade, atingindo 32% de equivalente de NaCl. O fluido também seria constituído por H₂O e CO₂.

Já os resultados obtidos por Maruejol *et al.* (1987) e Maruejol (1989), revelam uma fase fluida alcalina, de origem magmática. O fluido mineralizante teria sido aquoso, oxidante, de elevada temperatura (400 – 500 °C), salobro (entre 2 e 3g de íons Na⁺ por litro), rico em cloretos (HCl – KCl) e fluoretos, permitindo lixiviar o urânio dos óxidos de Nb-Ti-U-Terras Raras-Y dos minerais acessórios ricos nesses constituintes e que foram cristalizados durante a formação dos granitos do Complexo Lagoa Real.

As análises isotópicas δ¹⁸O (Tabela 3.3) desenvolvidas por Lobato *et al.* (1983) nos gnaisses e albitos indicaram a presença de uma fase fluida de origem metamórfica e meteórica, respectivamente.

Tabela 3.3 - Composição isotópica de oxigênio dos minerais e das rochas das encaixantes e dos minerais dos albitos (zona de mineralização do urânio).

Descrição das amostras	Nº das amostras	δ ¹⁸ O (qz)	δ ¹⁸ O (fsp)	δ ¹⁸ O (pyr)	δ ¹⁸ O (mt)	δ ¹⁸ O (rt)	Δ ¹⁸ O (qz-fsp)	Δ ¹⁸ O (qz-pyr)	Δ ¹⁸ O (qz-mt)	T (°C)	δ ¹⁸ O fluido
Gnaisses	1	12.15	9.85 ⁽¹⁾		2.54	10.12	2.3		9.6		
qz oligoclásio	2	10.87	8.50		1.03		2.4		9.8		
K-fsp, pyr, biotita											
± mt	3	11.35	8.64		1.18	8.28	2.7		10.2		
	4	8.76	6.99	6.04	0.40		1.8	2.7	8.4		+ 6%
	5	9.05	7.16			7.19	1.9				
	6	9.86	7.67				2.2				
Zona de Mineralização de Urânio											
	M1	-1.20	-2.63 ⁽²⁾		-9,47		1.4		8.3	540	- 4%
albita, pyr, qz, mt	M2	+0.53	-1.37		-8,44		1.9		9.0	500	- 3%
	M3	-0.02	-1.75	-4.15	-8,70		1.7	4.1	8.7	520	- 3%

⁽¹⁾ δ¹⁸O do oligoclásio no gnaisse

qz = quartzo; fsp = feldspato; pyr = piroxênio; mt = magnetita; rt = rocha total

⁽²⁾ δ¹⁸O da albita da rocha uranífera

Fonte: Lobato *et al.* 1983.

As análises de isótopos leves estáveis mostram que o $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo, feldspato e magnetita dos gnaisses para os albitos sofreu uma diminuição aproximada de 10%. De acordo com Oliveira *et al.* (1985), isso é uma indicação inequívoca de que os fluidos albitizantes tinham composição isotópica leve. Os cálculos resultaram em $\delta^{18}\text{O} = -4\%$ para esses fluidos, revelando que a composição isotópica de oxigênio do fluido envolvido na alteração que causou a albitização e mineralização uranífera era de filiação meteórica (Taylor Jr. 1974). Valores dessa origem são incompatíveis com fluidos de filiação magmática ou metamórfica (Taylor Jr. 1974). Além disso, condições oxidantes necessárias a remoção da sílica, durante a albitização e mineralização uranífera, só seriam possíveis por fluidos de origem meteórica (Fyfe 1979). Fluidos magmáticos ou metamórficos normais, seriam redutores e adicionariam sílica ao invés de lixívia-la. Os mesmos cálculos com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos minerais dos gnaisses resultaram em $\delta^{18}\text{O} = +6\%$, indicando fluidos de conotação ígneo-metamórfica.

CAPÍTULO 4

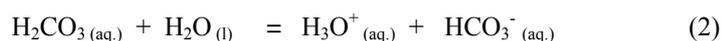
MODIFICAÇÕES COMPOSICIONAIS RESULTANTES DO INTEMPERISMO

4.1 – INTEMPERISMO QUÍMICO

O ambiente da superfície da Terra, caracterizado por pressões e temperaturas baixas e riqueza de água e oxigênio, é muito diferente daquele onde as rochas mais abundantes se formaram. Por esse motivo, quando as rochas afloram à superfície da Terra, seus minerais entram em desequilíbrio e, através de uma série de reações químicas, transformam-se em outros minerais, mais estáveis nesse novo ambiente.

O principal agente do intemperismo químico é a água da chuva, que infiltra e percola as rochas. Essa água, rica em O_2 e CO_2 em interação com o ar atmosférico desempenha importante função no processo de intemperismo das rochas.

O ar atmosférico não poluído, de locais distantes de mangues, pântanos e erupções vulcânicas, contém, além de nitrogênio, oxigênio e argônio, uma série de outros gases em pequenas quantidades, entre eles o gás carbônico, CO_2 . O gás carbônico é um óxido ácido e, portanto, reage com a água da chuva produzindo o ácido carbônico que, em parte, ioniza-se formando íon hidrônio, $H_3O^+_{(aq)}$, e íon hidrogenocarbonato, $HCO_3^-_{(aq)}$, e em parte volta a formar água e gás carbônico, como mostram as equações abaixo:



Assim, a água da chuva apresenta, naturalmente, um caráter ácido em maior ou menor intensidade. A medida do grau de acidez de uma solução (como a chuva) é definida pelo teor de íons hidrônio, $H_3O^+_{(aq)}$, livres por unidade de volume que ela apresenta, o que é denominado potencial hidrogeniônico e simbolizado por pH. As chuvas em

regiões onde o ar é considerado não poluído costumam ter $\text{pH} = 5,6$ (Teixeira *et al.*, 2000). Convencionou-se, então, chamar de *chuva ácida* aquela cujo pH é menor que 5,6. A chuva ácida, definida dessa maneira, pode ocorrer tanto devido a processos naturais como ser o resultado da atividade industrial e o uso dos combustíveis fósseis. A água da chuva em contato com o solo, onde a respiração das plantas e a oxidação da matéria orgânica enriquecem o ambiente em CO_2 , tem seu pH ainda mais diminuído.

Quando a degradação da matéria orgânica não é completa, vários tipos de ácidos orgânicos são formados e incorporados às águas percolantes, tornando-as muito ácidas e, conseqüentemente, aumentando seu poder de ataque em relação aos minerais, intensificando assim o intemperismo químico. Na maior parte dos ambientes da superfície da Terra, as águas percolantes têm pH entre 5 e 9 (Teixeira *et al.*, 2000). Nesses ambientes, as principais reações de intemperismo são hidratação, dissolução, hidrólise e oxidação. Em alguns ambientes, o pH das águas pode ser inferior a 5 e, neste caso, ao invés da hidrólise, a reação predominante é a acidólise.

As espécies químicas mais solúveis das rochas intemperizadas são transportadas pelas soluções de percolação que drenam o perfil de alteração constituindo a fase solúvel. Em conseqüência, o material que resta no perfil de alteração, denominado de fase residual, torna-se progressivamente enriquecido nas espécies químicas menos solúveis. A fase residual contém os minerais que resistiram à ação intempérica. Os minerais neoformados resultam da precipitação de substâncias presentes na fase solúvel mediante condições físico-químicas favoráveis. Já os minerais que se formam pela interação entre as soluções de percolação e os minerais originais da rocha são denominados de minerais transformados. As reações do intemperismo químico podem ser representadas, de forma genérica e esquemática, segundo a Figura 4.1.

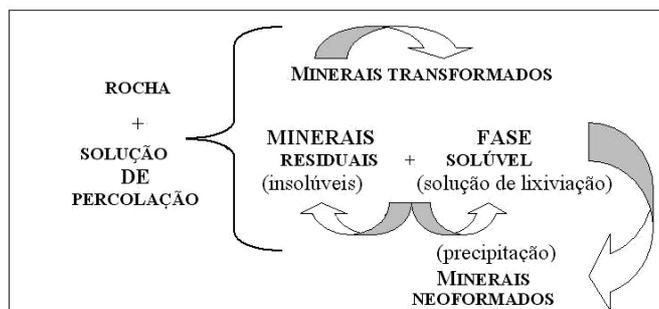


Figura 4.1 - Representação esquemática das possíveis reações decorrentes do intemperismo químico.

4.2 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E PROCESSO DE INTEMPERISMO NA ÁREA DE LAGOA REAL

Na fase de geração dos granitos tipo São Timóteo do Complexo de Lagoa Real, em condições de distensão da Crosta, há cerca de 1,7 Ga, o urânio estava inicialmente contido em Niobo-titanatos, enriquecidos em ETR (elementos terras-raras), do tipo do euxenita, em fosfatos do tipo da monazita, e outros minerais acessórios (Figura 4.2), onde o urânio se concentra na forma de U^{+4} , denunciando um potencial redox muito baixo. Durante a remobilização/precipitação do urânio, o potencial redox, ainda que baixo, deve ter oscilado em torno do valor que separa o campo de estabilidade dos sulfetos, promovendo a precipitação da uraninita - UO_2 , da dos sulfatos, possibilitando a mobilização do urânio.

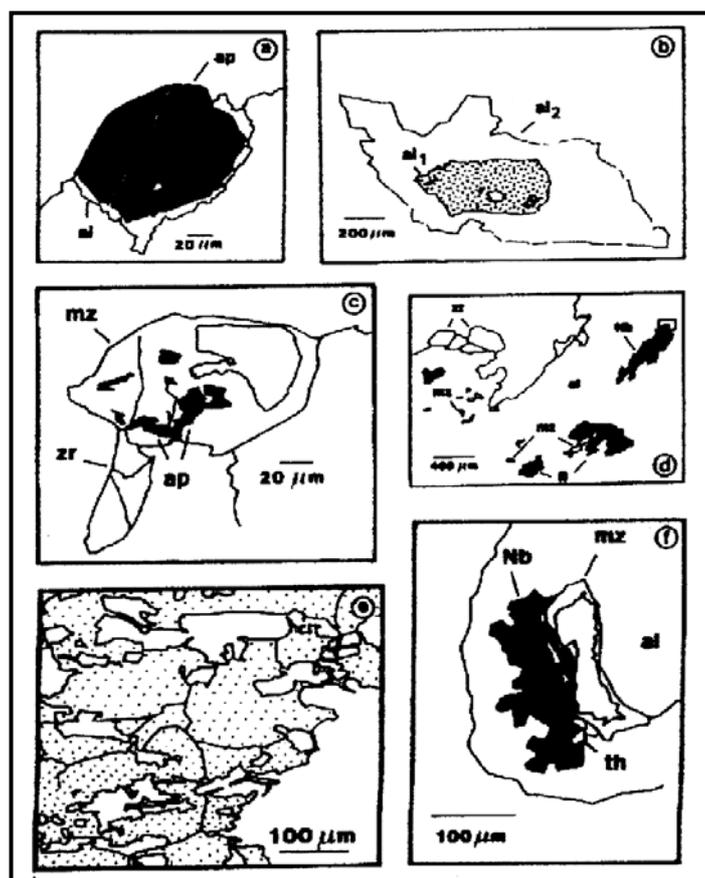


Figura 4.2 - Minerais acessórios dos granitos e ortogneisses de Lagoa Real. a: apatita automórficas (ap) com borda de allanita (al); b: allanita automórfica primária (al_1) e allanita pobre em Th e elementos terras-raras leves (al_2); c: apatita (ap) e monazita (mz) coexistentes com zircão (zr); d: allanita poiquilítica (al) com monazita +/- rica em Th (mz), fluorita (fl), euxenita-aeschynita (Nb); e: ampliação da euxenita-aeschynita mostrando sua textura vacuolar; f: allanita (al) com monazita (mz), thorita (th) e euxenita-aeschynita (Nb). Segundo Maruejol *et al.* 1987.

No decurso da evolução geológica instalou-se um processo de intemperismo e erosão, já em condições de oxidação que determinaram o aparecimento da espécie uranila, $[UO_2]^{+2}$, em que o urânio apresenta a valência +6. O transporte de U nas superfícies oxidantes e nas águas subterrâneas se dá, mais comumente, por meio da espécie uranila ou dos inúmeros complexos de uranila. Em condições oxidantes, o urânio permanece móvel, a não ser que existam armadilhas geoquímicas que levem à sua precipitação, originando-se assim a notável variedade de minerais secundários de urânio, caracterizados por cores vivas.

Em condições superficiais ou sub-superficiais, a solubilidade dos minerais de urânio e a conseqüente mobilização do urânio é fortemente influenciada pela formação de vários compostos urano-complexos (U^{+4}) e uranil-complexos $[U^{+6}$, sob a forma de íon uranila - $[UO_2]^{+2}$], seja com ligantes aniônicos tais como carbonatos, hidróxidos, fosfatos, fluoretos, sulfatos e até mesmo silicatos. Os minerais primários de U^{+4} , uraninita e cofinita, por exemplo, apresentam baixa solubilidade sob condições normais de pH (4-8), das águas subterrâneas, mantendo o urânio praticamente imóvel em ambientes de baixo potencial oxidação. Já sob condições intermediárias de Eh, a oxidação e lixiviação desses minerais são significativas na presença de fosfatos e/ou carbonatos levando à formação de seus respectivos uranil-complexos.

Segundo Langmuir (1978), no caso do urânio, a adsorção física sobre superfícies ativas (alta capacidade de adsorção), é geralmente um fator mais importante para sua concentração geoquímica em baixas temperaturas do que a precipitação mineral a partir da solução. Para materiais com alta capacidade de adsorção, como matéria orgânica, oxi-hidróxidos de Fe, Mn e Ti e, secundariamente, argilo-minerais, o intervalo de máxima uranil-adsorção corresponde aos valores de pH entre 5 e 8,5.

CAPÍTULO 5

COMPORTAMENTO SUPÉRGENO DO URÂNIO

5.1 – MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA E SECUNDÁRIA DE URÂNIO

A grande diversidade de minerais, com os quais o elemento químico urânio (U) se encontra associado, resulta da existência de condições físico-químicas específicas, sob as quais os minerais de urânio são formados.

O elemento químico urânio (U) apresenta vários estados de oxidação (+2, +3, +4, +5 e +6), como mostra a Tabela 5.1, mas somente os estados de oxidação +4 e +6 são de interesse geológico pela sua estabilidade nos ambientes naturais.

Tabela 5.1 - Configuração eletrônica para o átomo e íons do elemento químico urânio.

Átomo ou íon	Configuração eletrônica
U^0	$[Rn] 5f^3 6d^1 7s^2$
U^{+2}	$[Rn] 5f^3 7s^1$
U^{+3}	$[Rn] 5f^3$
U^{+4}	$[Rn] 5f^2$
U^{+5}	$[Rn] 5f^1$
U^{+6}	$[Rn] 5f^0$

Assim, a maior parte dos minerais de urânio é disposta em dois grupos, segundo os estados de oxidação mais importantes para o elemento químico urânio: U^{+4} e U^{+6} .

Os minerais de urânio que apresentam o U no estado de oxidação +4, pertencem ao grupo das espécies de minerais uraníferos em que o U aparece naturalmente em sua forma reduzida constituindo o que se costuma designar por mineralização primária do U. Já os minerais de urânio que apresentam U com estado de oxidação +6, na forma do íon uranila $[UO_2]^{+2}$, pertencem ao grupo das espécies oxidadas (mineralização secundária). Poucos minerais de urânio apresentam o elemento químico U possuindo uma mistura dos estados de oxidação +4 e +6, denunciando, quando isso ocorre, oscilação das condições de oxidação/redução na fronteira que separa a estabilidade do

U^{+4} e U^{+6} . Um número ainda mais reduzido de minerais de urânio apresenta o elemento químico urânio com o estado de oxidação +5.

5.2 - SISTEMÁTICA E PARAGÊNESE DOS MINERAIS DE URÂNIO.

5.2.1 – INTRODUÇÃO

Em ambientes de baixo potencial de oxidação, capazes de preservar a matéria orgânica, os minerais de urânio do grupo das espécies reduzidas (U^{+4}), por exemplo, uraninita e cofinita, apresentam baixa solubilidade sob condições normais de pH (4-8) das águas subterrâneas, mantendo assim o urânio, praticamente imóvel. Sendo o ambiente aquoso oxidante, o estado de oxidação mais freqüente para o urânio na natureza é o +6, onde o U^{+6} liga-se fortemente a dois átomos de oxigênio formando o íon uranila $[UO_2]^{+2}$. Como já mencionado no capítulo 4, espécies que apresentam o íon uranila estabelecem uma importante função no transporte e redistribuição do urânio na superfície. Assim, o urânio adquire mobilidade e passa a ser lixiviado, a não ser que existam armadilhas geoquímicas que levem à sua precipitação, originando-se assim a notável variedade de minerais secundários de urânio.

Em condições geológicas como as encontradas na Província Uranífera de Lagoa Real, quando se compara a precipitação de minerais contendo o íon U^{+4} (mineralização primária) com a dos minerais contendo o íon uranila (mineralização secundária), muito pouco urânio é depositado na forma de minerais do grupo das espécies oxidadas. Nesta Província, a formação dos minerais de U portadores do íon uranila é observada de modo limitado em fraturas existentes nas rochas portadoras da mineralização primária de urânio (espécies reduzidas de urânio) por onde os fluídos meteóricos predominantemente percolam a rocha.

Na busca pelo entendimento da gênese desses minerais de uranila, a identificação do tipo de armadilha geoquímica (silicatos, fosfatos, carbonatos etc.) constitui uma etapa importante na construção de modelos que possibilitem avaliar as condições de Eh e pH que determinaram e possibilitaram a formação desses minerais através das alterações físicas e químicas sofridas pelas rochas portadoras da mineralização

primária em que o urânio aparece como (U^{+4}), quando submetidas às condições supergênicas oxidantes.

5.2.2 – ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA DOS ELEMENTOS U E S.

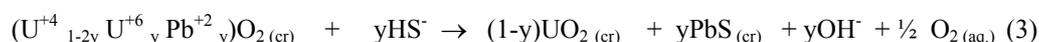
As condições de Eh e pH que tornam estável a espécie reduzida do U (U^{+4}), praticamente coincidem com as condições que estabilizam as espécies reduzidas de S (H_2S , HS^- e S^{-2}), sendo que estes dois elementos químicos (S e U) ocorrem em conjunto em sedimentos depositados numa época em que as águas na crosta praticamente eram muito pobres em O_2 livre. Como exemplo desta associação, observa-se a ocorrência simultânea da pirita (FeS_2) e da uraninita (UO_2) nos metaconglomerados aluviais auríferos e uraníferos da Serra da Moeda (Quadrilátero Ferrífero). O mesmo deve acontecer na região da Província Uranífera de Lagoa Real onde são verificadas ocorrências de galena (PbS) associada a albitos uraníferos (Figura 5.1).



Figura 5.1: Galena (PbS) encontrada em albitos uraníferos na região da Província Uranífera de Lagoa Real.

Pelo fato do U ser radioativo e decair para Pb, sua mineralogia se encontra associada a mineralogia do chumbo. O Pb radiogênico que se acumula em um mineral de U provoca diminuição do conteúdo de U e, devido ao raio iônico das espécies Pb^{+2} e U^{+4} serem muito diferentes; este acúmulo de Pb desestabiliza a estrutura dos minerais de U, os quais deverão ser antigos para conter substancial Pb radiogênico.

O chumbo é incompatível na estrutura da uraninita (Berman 1957, Janeczek & Ewing 1995), embora possa ocupar sítios intersticiais. Os estudos de raios-X indicam que o volume da cela unitária da uraninita rica em Pb é maior do que aquele da uraninita pobre em chumbo (Janeczek & Ewing 1992, 1995). Isto sugere que a acumulação radiogênica de Pb em minerais de U pode induzir deformação do cristal. O Pb é relativamente imóvel na maioria das águas subterrâneas (Mann & Deutscher 1980), e sob condições redutoras, o Pb derivado dos minerais de U normalmente forma galena (PbS), se a quantidade de S for suficiente. A recristalização da uraninita sob condições redutoras deve ocorrer segundo a seguinte reação:



Uma consequência interessante desta reação é que o volume da uraninita diminui sem que nenhum U tenha sido lixiviado por águas subterrâneas. A galena apresenta um volume molar maior do que a uraninita (31,490 cm³/mol e ~24,62 cm³/mol, respectivamente), e a precipitação de galena dentro da uraninita pode induzir deformação, ajudando a fragmentar os cristais e abrir caminhos para infiltração de águas subterrâneas.

Já em condições de potencial redox situadas acima do potencial que estabiliza as espécies reduzidas de S, portanto no campo das espécies oxidadas de S ([SO₄]⁻² e [HSO₄]) e de U ([UO₂]⁺²), a oxidação e a lixiviação dos minerais do grupo das espécies reduzidas se tornam significativas. A equação abaixo mostra o valor do potencial redox padrão que é necessário ultrapassar para que o U⁺⁴ se transforme em U⁺⁶ sob a forma de uranila.



Este valor do potencial redox padrão caracteriza os ambientes dos perfis de intemperismo acima do lençol freático.

A semelhança existente entre as condições que limitam a estabilidade das espécies reduzidas e oxidadas dos elementos químicos S e U pode ser compreendida pela observação dos diagramas de Eh – pH dos respectivos elementos na Figura 5.2.

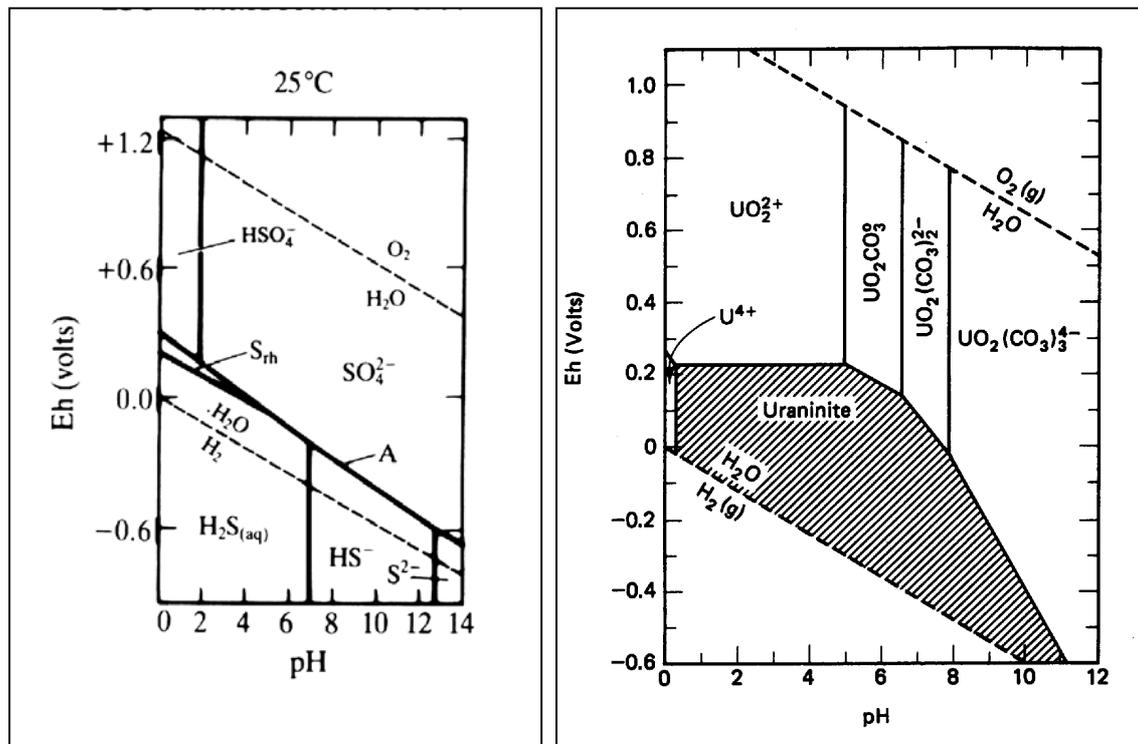
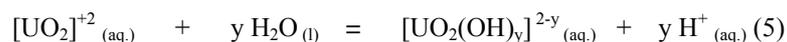


Figura 5.2 - Diagrama de Eh-pH (25 °C e 0,987 atm.) referente às espécies estáveis de S em concentração total das espécies de S de 10⁻³ M (Modificado de Krauskopf & Bird 1994) (*esquerda*). Diagrama de Eh – pH (25 °C e P_{CO2} = 10⁻² atm.) referente à estabilidade da uraninita e complexos envolvendo o íon uranila [UO₂]⁺² (Modificado de Langmuir 1978) (*direita*).

5.2.3 – ÍON URANILA E ARMADILHAS GEOQUÍMICAS

O íon uranila, na ausência do íon fluoreto (F⁻), é a espécie aquosa dominante abaixo de pH = 5. Já para valores de pH acima de 5, verifica-se que o íon uranila sofre hidrólise formando um grande número de complexos de uranila, segundo a reação geral de hidrólise:

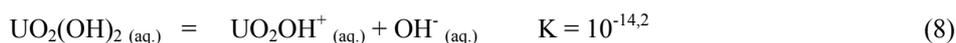


Já em soluções que apresentam quantidades apreciáveis de urânio a hidrólise segue a seguinte reação:



Em locais onde as condições são suficientemente oxidantes para estabilizar a espécie uranila, $[\text{UO}_2]^{+2}$, e seus complexos, o urânio torna-se móvel podendo migrar por muitos quilômetros a partir de sua origem em rochas que continham o U^{+4} e que sofreram intemperismo, até que mudanças nas condições físico-químicas da solução conduzam à precipitação dos minerais de urânio (Finch e Murakami 1999).

A concentração de U^{+4} ou de $[\text{UO}_2]^{+2}$, em solução, é limitada pela solubilidade dos vários compostos ou complexos formados com estes cátions. Como exemplo desta limitação observa-se a constante de equilíbrio (25 °C e 0,987 atm) para alguns hidróxidos:



Uma reflexão acerca dos valores dessas constantes revela que as concentrações das espécies UO_2^{+2} e UO_2OH^+ em solução neutra e levemente ácida são apreciáveis, porém a concentração de U^{+4} é extremamente pequena comparada às demais espécies provenientes dos hidróxidos.

A oxidação do urânio (U^{+4}) e posterior lixiviação deste elemento sob a forma U^{+6} , na forma de íon uranila ($[\text{UO}_2]^{+2}$), é aumentada pela presença de certos íons como fosfato ($[\text{PO}_4]^{-3}$) e carbonato ($[\text{CO}_3]^{-2}$), levando à formação dos respectivos complexos de uranila $[\text{UO}_2]^{+2}$ estáveis. Abaixo, podemos observar os valores das constantes de equilíbrio na formação de dois complexos de uranila envolvendo o íon carbonato (K, 25 °C e 0,987 atm.):



De acordo com esses equilíbrios, é possível compreender o fato dos complexos de carbonato de uranila apresentarem estabilidade elevada, na maioria das águas

subterrâneas, e entender porque parte do U dissolvido próximo à superfície das águas subterrâneas se encontra na forma de carbonato de uranila. Na tabela a seguir (Tabela 5.2), podemos observar alguns exemplos de minerais de uranila envolvendo o íon carbonato.

Tabela 5.2 - Carbonatos de Uranila.

NOME	FÓRMULA QUÍMICA
Liebigita	$\text{Ca}_2[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 1\text{H}_2\text{O}$ ^(a)
Bayleyita	$\text{Mg}_2[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ ^(b)
Cejkaita	$\text{Na}_4[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ ^(c)
Zellerita	$\text{Ca}[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ^(d)

^(a)(Amairy *et al.* 1997); ^(b)(Mayer & Mereiter 1986); ^(c)(Ondrus *et al.* 1997); ^(d)(Jones & Jackson 1993).

Outros ânions, como silicatos, sulfatos, fosfatos, vanadatos, arsenatos e molibdatos também formam complexos com o cátion uranila, $[\text{UO}_2]^{+2}$, produzindo uma variedade de minerais de uranila (Tabela 5.3), relativamente insolúveis.

Tabela 5.3 – Silicatos, fosfatos, vanadatos, arsenatos, sulfatos e molibdatos de uranila.

NOME	FÓRMULA QUÍMICA
Autunita	$\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2] \cdot (10-12)\text{H}_2\text{O}$ ^(a)
Meta-autunita	$\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2] \cdot (2-6)\text{H}_2\text{O}$ ^(b)
Uranofano	$\text{Ca}[(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3\text{OH})_2] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ^(c)
Carnotita	$\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8)] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ^(d)
Uranopilita	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot (12-13)\text{H}_2\text{O}$ ^(e)
Johannita	$\text{Cu}[(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ^(f)
Heinrichita	$\text{Ba}[(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ^(g)
Tengchongita	$\text{CaO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 2\text{MoO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ^(h)

^(a)(Leonova 1958); ^(b)(Cejka *et al.* 1985); ^(c)(Urbanec *et al.* 1985); ^(d)(Baran and Botto 1976); ^(e)(Cejka *et al.* 1996); ^(f)(Cejka *et al.* 1988); ^(g)(Vochten *et al.* 1986); ^(h)(Chen Zhangru *et al.* 1986).

A paragênese de muitos minerais de uranila pode ser compreendida em termos da composição química das águas subterrâneas presente no ambiente de formação, bem como a partir da relativa solubilidade dos minerais e a estabilidade dos complexos em solução. A composição química das águas que circulam através do manto de intemperismo é determinada essencialmente pela composição das rochas intemperizadas.

Segundo Garrels & Christ (1959) é possível estabelecer uma idéia geral acerca da paragénese de diversos grupos importantes de minerais de uranila de acordo com a representação esquematizada a seguir (Figura 5.3).

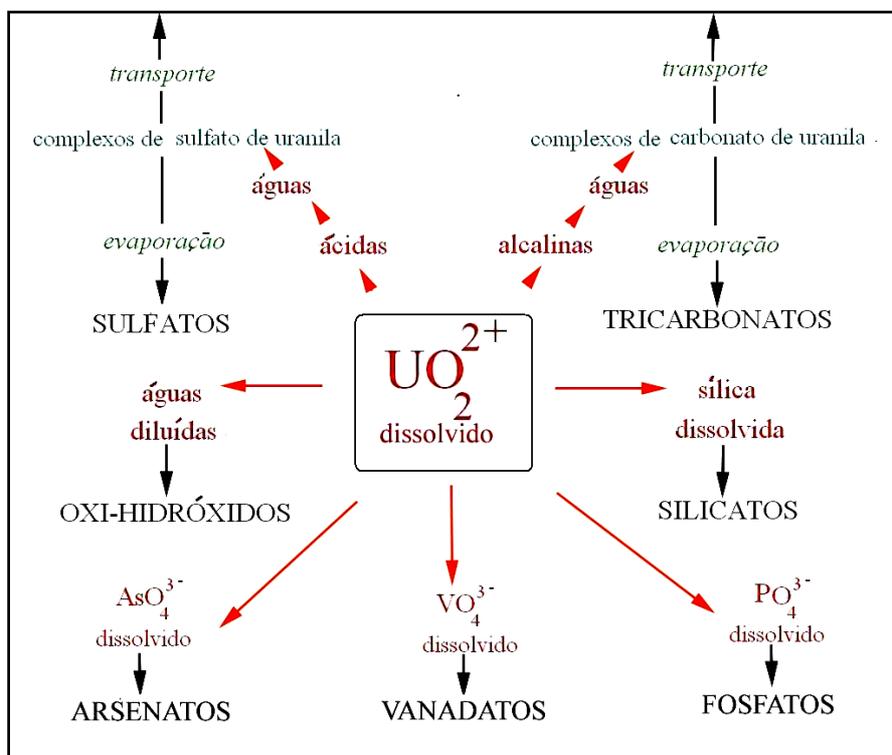


Figura 5.3 - Representação esquemática da paragénese de diversos grupos importantes de minerais de uranila (Modificado de Garrels & Christ – 1959), considerando ambientes ácidos ($\text{pH} < 7$) e alcalinos ($\text{pH} > 7$) e as condições ambientais que permitem o transporte ou a imobilização do U.

Grande parte dos sulfatos e carbonatos de uranila mostra-se solúvel em águas subterrâneas diluídas, podendo precipitar se o processo de evaporação dessas águas for intenso. Assim, no caso dos sulfatos e tricarbonatos a sua gênese denuncia uma forte evaporação compatível com regiões de clima quente e árido e com baixa pluviosidade. Já os oxihidróxidos de uranila são menos solúveis quando comparados a grande maioria dos carbonatos de uranila.

Silicatos, vanadatos, fosfatos, e arsenatos de uranila são relativamente insolúveis, e necessitam da dissolução de Si, V^{+5} , P e As provavelmente provenientes da composição química das rochas presentes no ambiente, para sua formação.

RESULTADOS

6.1 – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DAS AMOSTRAS

Conforme já mencionado no capítulo 1, item 1.5.3 (Seleção e preparação das amostras coletadas), as amostras descritas correspondem às amostras aparentemente mais ricas em minerais secundários de urânio baseando-se na coloração amarela apresentada. As amostras descritas a seguir são provenientes das cavas 1 e 3 da Mina Cachoeira – Província Uranífera de Lagoa Real (Pranchas I e II das figuras 6.1 e 6.2).



Figura 6.1: Descrição macroscópica das amostras referentes às cavas 1 e 3 da Mina (Jazida Cachoeira).

Amostra 03JUN24-3A: Rocha acinzentada, foliada, rica em máficos (piroxênios/anfibólios?), feldspato e biotita. Discreta mineralização secundária de urânio (amarelada) por toda rocha, mas principalmente, sobre a superfície da biotita e em planos de fratura. Granulação: média a grossa.

Amostra 03JUN24-2: Rocha com textura ocellar, acinzentada, rica em feldspato, máficos (piroxênio/anfibólio?), biotita e quartzo presente em pequena quantidade. Foliação penetrativa, cujas superfícies contém discreta mineralização secundária

(coloração amarela) de urânio, que aparece também em planos de fratura perpendiculares à foliação. Granulação média a grossa.

Amostra 03JUN24-10A: Rocha cinza, foliada, rica em feldspato, biotita, máficos, calcita e quartzo presente em pequena quantidade. Discreta mineralização secundária de urânio (coloração amarela) presente nos planos de foliação (planos ricos em biotita) e em fraturas perpendiculares a esses planos. Granulação: fina à média.

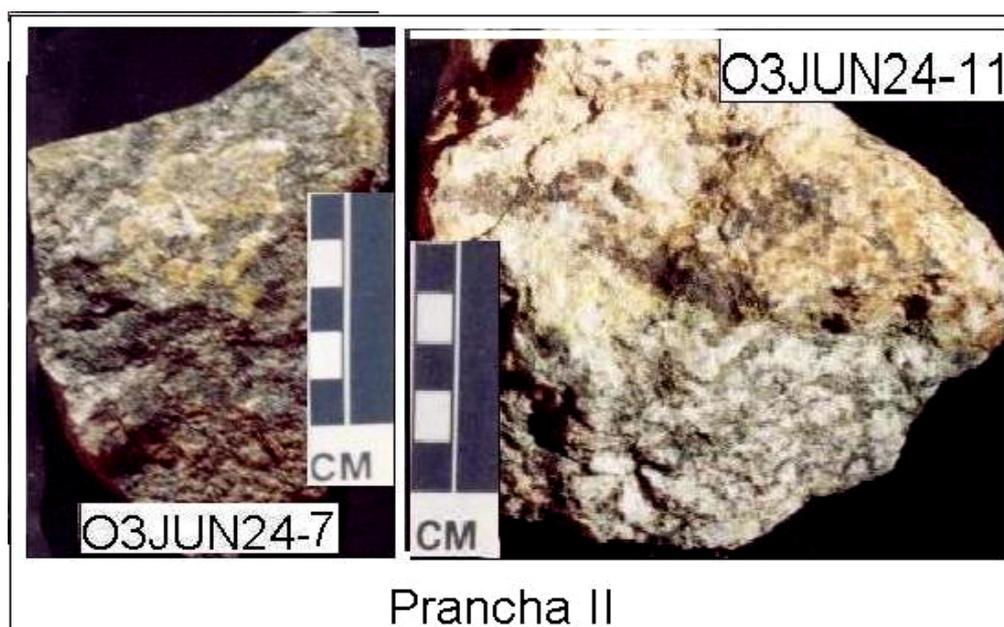


Figura 6.2: Descrição macroscópica das amostras referentes à cava da Mina (Jazida Cachoeira).

Amostra 03JUN24-7: Rocha cinza escura, foliada, contendo feldspato, biotita, máficos, calcita e quartzo. Discreta mineralização secundária de urânio (coloração amarela) presente nos planos de foliação (planos ricos em biotita) e em fraturas perpendiculares a esses planos. Granulação: fina à média.

Amostra 03JUN24-11: Amostra intemperizada. Rocha acinzentada, foliada, apresentando feldspato, biotita, máficos e quartzo. Discreta mineralização secundária de urânio (amarelada) por toda rocha, mas principalmente, em planos de fratura. Granulação: média a grossa.

6.2 – ESTUDOS MICROPRETROGRÁFICOS

A análise micropetrográfica das amostras mencionadas na Tabela 1.3 revelou uma rocha contendo essencialmente plagioclásio (com maclas polissintéticas típicas) e piroxênio (pleocroísmo esverdeado). A textura é granoblástica, típica de rochas metamórficas, na qual se percebe intensa poligonização dos minerais essenciais acima descritos. Outros minerais, que aparecerem em menor proporção, apresentados nas Figuras 6.3 e 6.4, são o anfibólio, granada, lamelas de biotita, zircão e uraninita (mineral primário de urânio).

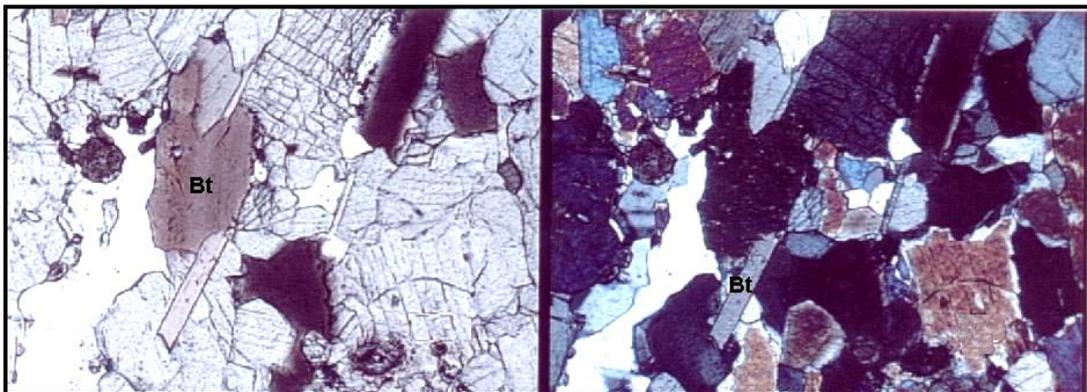


Figura 6.3: Biotita presente na lâmina. Bt: biotita. Aumento: 200X – Sob nicóis: paralelos e cruzados (direita). Lâmina (03JUN24-3A).

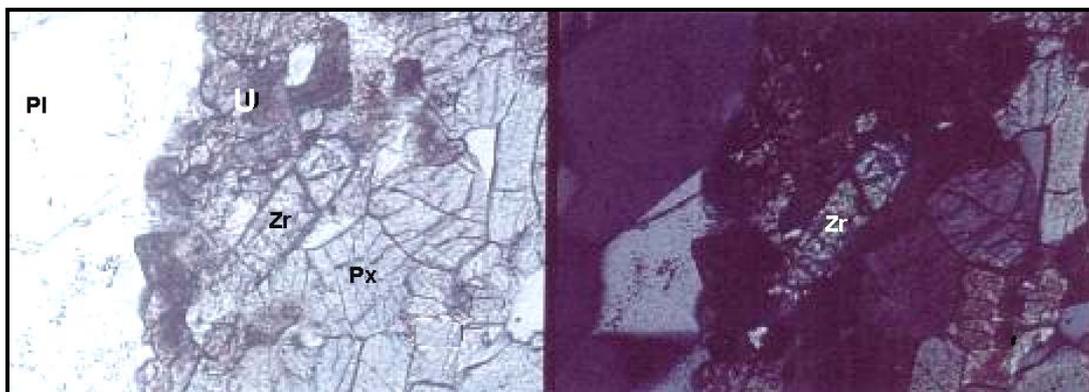


Figura 6.4: Uraninita presente no piroxênio da lâmina (03JUN26-56). Presença de zircão (fonte provável de urânio) incluído no piroxênio. Pl: plagioclásio, Px: piroxênio, U: uraninita e Zr: zircão. Aumento: 200X – Sob nicóis: paralelos e cruzados (direita).

Granadas e grãos de uraninita são, na maioria das vezes, encontradas na interface entre cristais de plagioclásio e piroxênio, sugerindo que a granada foi formada às custas da reação metamórfica, em condições de fácies anfibolito alto, ocorrida entre os últimos (Fig. 6.5).

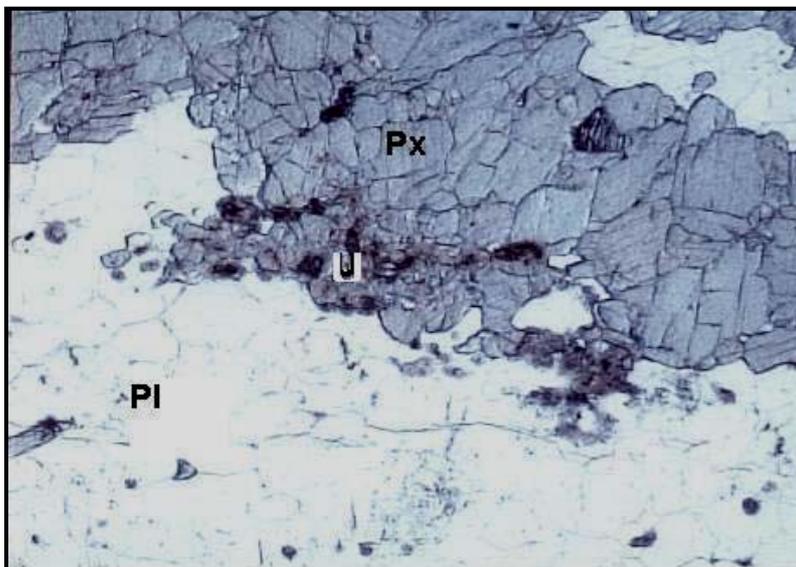


Figura 6.5: Minerais presentes na lâmina (03JUN24-3A). Pl: plagioclásio, Px: piroxênio e U: uraninita. Aumento: 50X – Sob nicóis: paralelos.

Nota-se também a alteração de piroxênio para anfibólio, indicando que houve a presença de fluidos que hidrataram o piroxênio e promoveram sua alteração (Fig. 6.6).

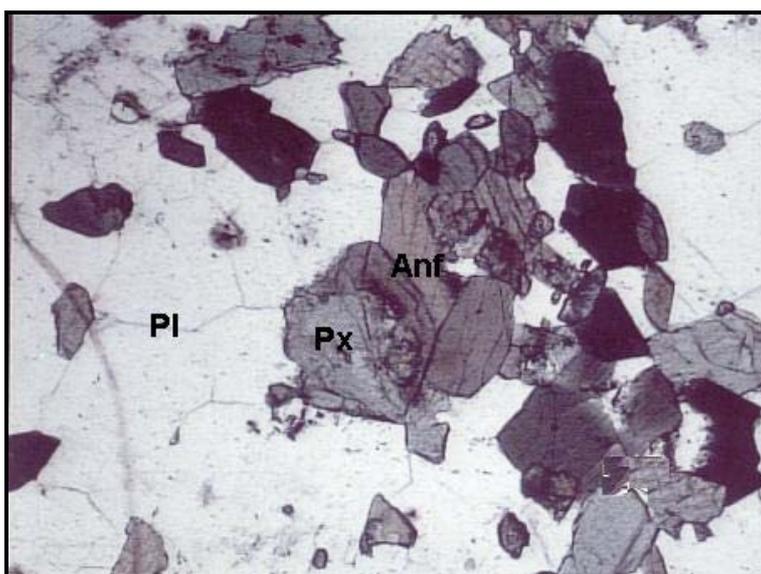


Figura 6.6: Alteração de piroxênio a anfibólio presentes na lâmina (03JUN26-56). Pl :plagioclásio, Px: piroxênio e Anf: anfibólio. Aumento: 100X – Sob nicóis: paralelos.

6.3 – ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)

Como já mencionado no capítulo 1, traços de minerais não pertencentes ao conjunto da mineralogia secundária de urânio estiveram presentes no material coletado para análise. Levando-se em conta tal fato, optou-se por agrupar as amostras, num primeiro momento, de acordo com os padrões de espectros obtidos (anexo I). Esse critério foi adotado com o objetivo de conduzir a investigação e a interpretação dos espectros.

A identificação das fases minerais pertencentes ao conjunto da mineralogia secundária de urânio foi obtida por comparação do espectro de infravermelho das amostras do presente estudo (anexo I) com as intensidades relativas definidas por Cejka (1999). Já a identificação das demais fases minerais como albita, calcita e biotita, foi obtida por comparação do espectro de infravermelho das amostras do presente estudo com as intensidades relativas definidas por Moenke (1974), White (1974) e Farmer (1974) respectivamente.

Para cada padrão observado designou-se um grupo para dar-lhe representação. Dentro do grupo, através de uma observação mais refinada, se constatou subgrupos com padrões de espectros semelhantes. Dessa forma, verificou-se um total de três grupos e dois subgrupos. A tabela a seguir mostra a relação amostra/grupo e amostra/subgrupo adotada (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 – Agrupamento das amostras de acordo com o padrão de espectro obtido.

LOCALIZAÇÃO*	GRUPOS	AMOSTRAS	SUBGRUPOS	AMOSTRAS
AAN-13		03JUN24-11	1A	03JUN24-11
AAN-13		03JUN24-3A		03JUN24-3A
AN-6	1	03JUN25-58		
AN-6		03JUN25-57	1B	03JUN25-58
AN-6		03JUN26-56		03JUN25-57 03JUN26-56
AAN-13	2	03JUN24-7		
AAN-13		03JUN24-10A		
AN-6	3	03JUN25-54		
AAN-13		03JUN24-2		

* AAN-13: Antiga anomalia 13 (Jazida Cachoeira); AN-6: Ocorrência das Laranjeiras.

6.3.1 – GRUPO 1 E SEUS SUBGRUPOS

As amostras pertencentes ao grupo 1 (Figura 6.7), provenientes da Mina Cachoeira e ocorrências das Laranjeiras, apresentaram como mineral predominante a albita (Tabela 6.2). Este mineral apresenta bandas nas regiões compreendidas entre 1165-1000 cm^{-1} e 786-428 cm^{-1} (Moenke 1974). Calcita (Tabela 6.3) e biotita (Tabela 6.9) também estiveram presentes neste grupo. Uranofano (Tabelas 6.4 e 6.5), Haiweeita (Tabela 6.6), β -Uranofano (Tabela 6.7) e Sklodowskita (Tabela 6.8) foram os minerais de uranila presentes neste grupo.

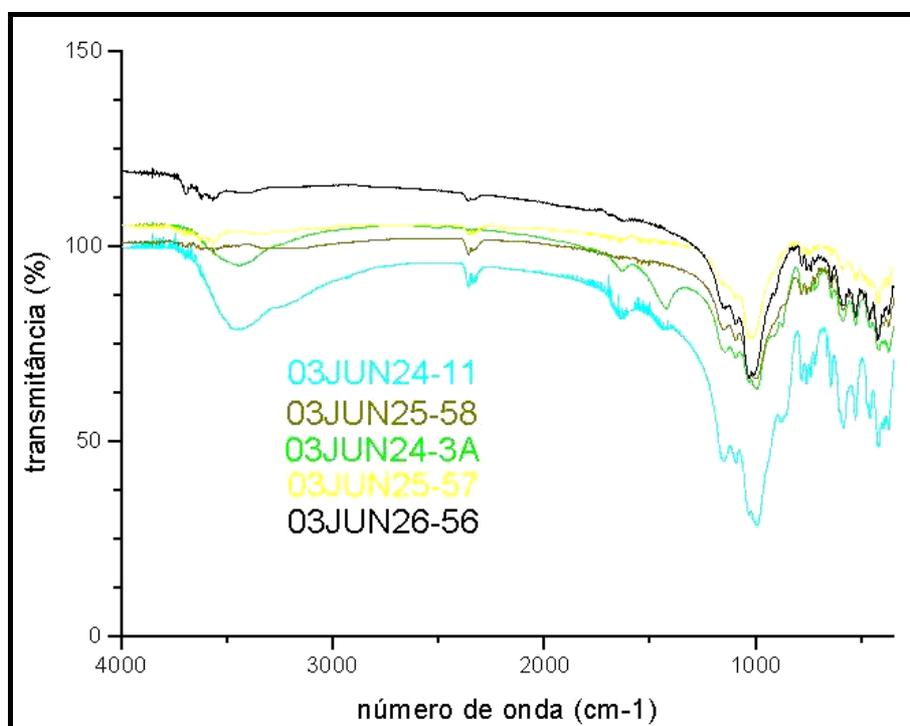


Figura 6.7: Espectros de infravermelho das amostras do Grupo 1.

Tabela 6.2 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para a Albita nas amostras do Grupo 1.

03JUN24-11	786	760	743	723	648	589	532	473	463	424
03JUN24-3A	787	762	743	723	646	590	532	475	460	420
03JUN25-58	787	762	743	723	648	590	532	473	463	420
03JUN25-57	787	760	745	723	648	590	530	-	460	424
03JUN26-56	785	759	743	725	648	592	530	475	463	426
Albita (Moenke 1974)	786	762	742	723	650	590	532	475	463	428

A seguir encontram-se os espectros dos subgrupos definidos a partir do grupo 1.

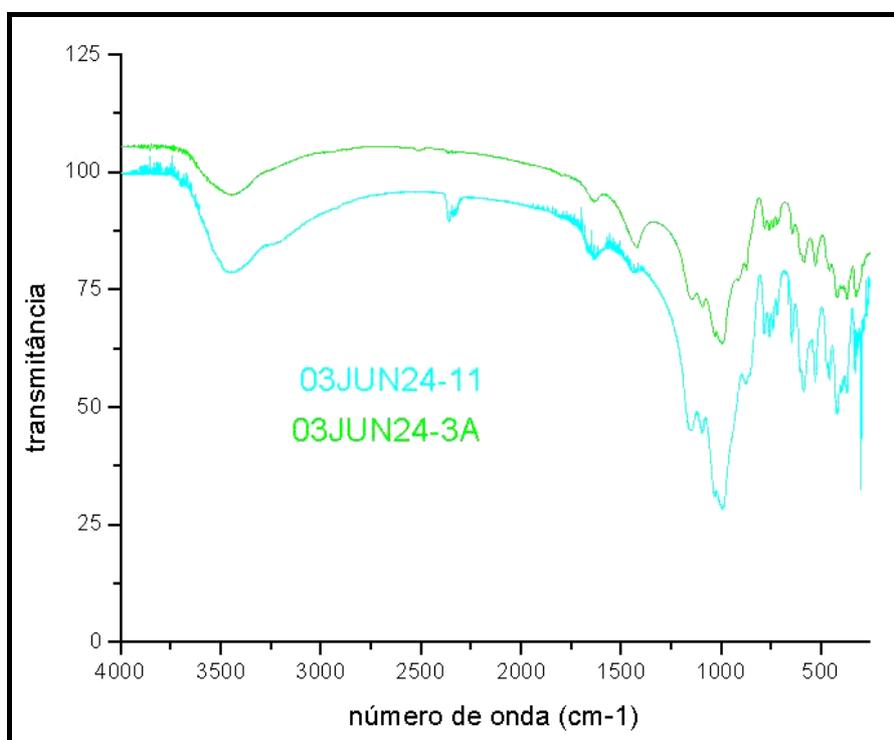


Figura 6.8: Espectros de infravermelho das amostras do subgrupo 1A (03JUN24-11 e 03JUN24-3A).

Tabela 6.3 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Calcita nas amostras do Subgrupo 1A.

03JUN24-11	1435	-	1155	1096	1035	994	880	-
03JUN24-3A	-	1421	1148	1095	1036	997	-	877
Calcita (White 1974)	1435	1424	1155	1099	1029	994	881	877

Tabela 6.4 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano na amostra 03JUN24-11.

	$\delta \text{H}_2\text{O}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_1 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$
03JUN24-11	1635	994	943	859	786	608	463
Uranofano (Cejka 1999)	1636	1006	942	859	790	609	460

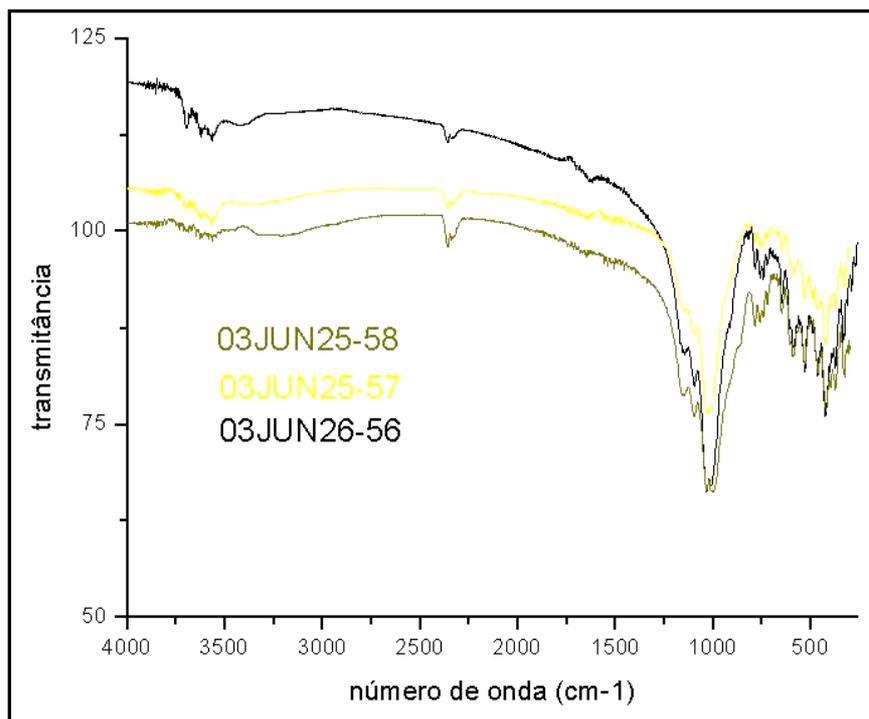


Figura 6.9: Espectros de infravermelho das amostras do subgrupo 1B (03JUN25-58, 03JUN25-57 e 03JUN26-56).

Tabela 6.5 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano nas amostras do Subgrupo 1B.

	$\delta \text{H}_2\text{O}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_1 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$
03JUN25-58	-	999	-	860	787	607	567	493	453
03JUN26-56	1639	-	939	859	808	607	557	492	463
Uranofano (Cejka 1999)	1636	1006	942	859	790	609	560	485	460

Tabela 6.6 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Haiweeita nas amostras do Subgrupo 1B.

	νOH	$\delta \text{H}_2\text{O}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$
03JUN25-57	3566	1637	-	-	1097	912	530	-	-
03JUN26-56	3570	1639	1167	1134	1097	906	530	475	451
Haiweeita (Cejka 1999)	3570	1639	1170	1130	1097	911	529	474	450

Tabela 6.7 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para β -Uranofano na amostra do 03JUN26-56.

	$\delta \text{H}_2\text{O}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_1 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$
03JUN26-56	-	-	928	880	853	557	-	-
β -Uranofano (Cejka 1999)	1636	946	930	880	854	555	472	460

Tabela 6.8 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Sklodowskita na amostra 03JUN26-56.

	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_3 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_1 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_1 \text{UO}_2^{+2}$	$\nu_4 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$	$\nu_2 \text{SiO}_4^{-4}$
03JUN26-56	1167	-	868	853	759	571	503	438
Sklodowskita (Cejka 1999)	1163	934	864	850	763	570	502	441

Tabela 6.9 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Biotita na amostra 03JUN26-56.

03JUN26-56	3699	3622	3570	808	725	689	662	503
Biotita (Farmer 1974)	3700	3622	3571	807	724	689	659	503

6.3.2 – GRUPO 2

Neste grupo (Figura 6.10), o mineral predominante foi a calcita, com principais bandas posicionadas em torno de 712, 876 e 1420 cm^{-1} (Tabela 6.10). Uranofano foi o mineral de uranila identificado nas amostras 03JUN24-10A e 03JUN24-7 (Tabela 6.11).

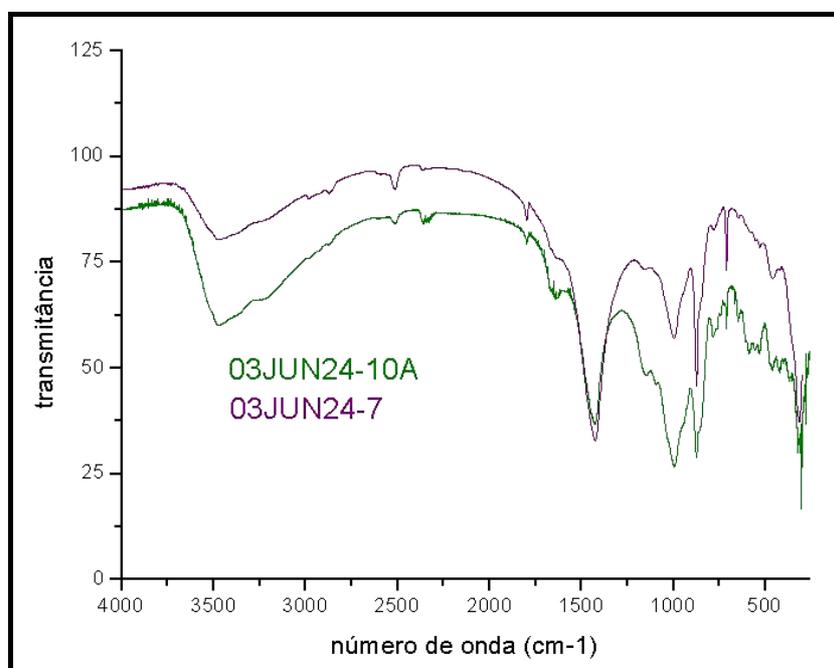
**Figura 6.10:** Espectros de infravermelho das amostras do grupo 2 (03JUN24-10A e 03JUN24-7).

Tabela 6.10 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para a Calcita nas amostras do grupo 2.

ν_2	ν_3	ν_4	Referência
875	1428	712	03JUN-10A
875	1425	711	03JUN-7
873	1425	710	(a)
881	1432	712	(a)
876	1435	712	(a)
876	1410	713	(a)

(a) White (1974).

Tabela 6.11 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano nas amostras do grupo 2.

	ν OH	ν OH	δ H ₂ O	δ H ₂ O	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 UO ₂ ⁺²	ν_4 SiO ₄ ⁻⁴	ν_2 SiO ₄ ⁻⁴
03JUN24-7	3226	2984	2874	1637	997	945	848	609	460
03JUN24-10A	3233	-	-	1638	995	945	860	607	462
Uranofano (Cejka 1999)	3200	2920	2850	1636	1006	942	859	609	460

6.3.3 – GRUPO 3

Neste grupo (Figura 6.11), pelo fato da albita e calcita não serem predominantes, os minerais de uranila puderam ser nitidamente observados. Na amostra 03JUN24-2 foram identificados Sklodowskita (Tabela 6.12) e β -Uranofano (Tabela 6.13). Já a amostra 03JUN25-54 revelou a presença de Uranofano (Tabela 6.14).

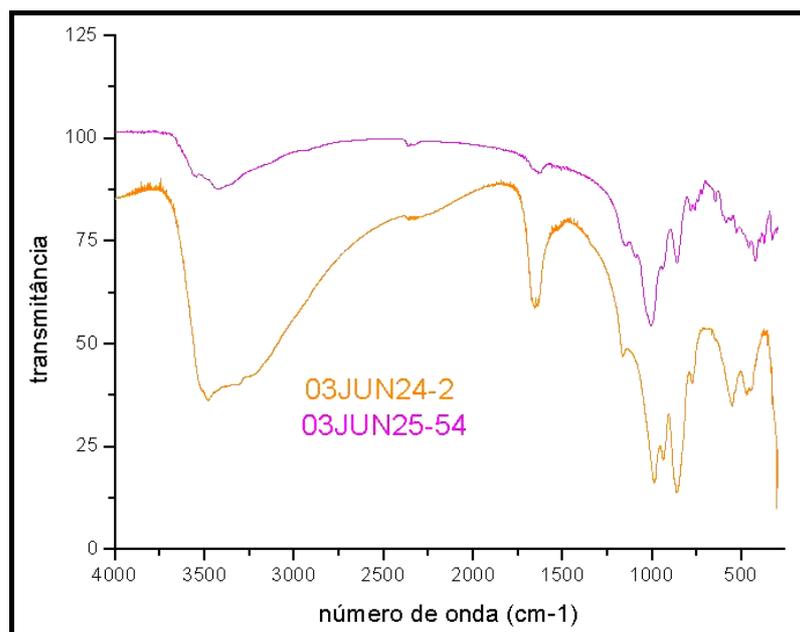
**Figura 6.11:** Amostras referentes ao grupo 3.

Tabela 6.12 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Sklodowskita na amostra 03JUN24-2

	ν OH	ν OH	δ H ₂ O	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 UO ₂ ⁺²
03JUN24-2	3483	3200	1656	1163	989	864
Sklodowskita (Cejka 1999)	3490	3200	1653	1163	989	864

Tabela 6.13 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para β -Uranofano na amostra 03JUN24-2

	ν OH	δ H ₂ O	ν_1 UO ₂ ⁺²	ν_4 UO ₂ ⁺²	ν_2 SiO ₄ ⁻⁴	ν_2 UO ₂ ⁺²
03JUN24-2	3200	1638	777	555	473	460
β -Uranofano (Cejka 1999)	3225	1636	777	555	472	460

Tabela 6.14 - Comparação dos números de onda (cm^{-1}) observados para Uranofano na amostra 03JUN25-54

	δ H ₂ O	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 SiO ₄ ⁻⁴	ν_3 UO ₂ ⁺²	ν_1 UO ₂ ⁺²	ν_4 SiO ₄ ⁻⁴	ν_2 SiO ₄ ⁻⁴
03JUN25-54	1636	1006	941	860	787	609	460
Uranofano (Cejka 1999)	1636	1006	942	859	790	609	460

6.4 – DIFRAÇÃO DOS RAIOS-X

A identificação das fases minerais quer pertencente ao conjunto da mineralogia secundária de urânio ou não, foi obtida por comparação do difratograma de raios X das amostras do presente estudo (anexo II) com o banco de dados da ICDD – International Center for Diffraction Data / Joint Committee on Powder Diffraction Standards – JCPDS (Sets 01 – 50; 2003). As análises das fases cristalinas levam em consideração as intensidades das principais reflexões das fases cristalinas e as comparações relativas entre as mesmas. Os mesmos grupos e subgrupos apresentados no item 6.3 encontram-se abaixo, tendo sido, porém, adicionado um quarto grupo referente à amostra 03JUN-26-63 que foi analisada somente por difratometria de raios-X.

6.4.1 – GRUPO 1 - SUBGRUPO 1A

Tabela 6.15 - Intensidades das principais reflexões encontradas para a amostra 03JUN24-3A.

03JUN24-3A dhkl – (I)	Albita dhkl – (I)	Calcita dhkl – (I)
6,417 – (~36%)	6,39 – (20%)	-
3,867 – (~27%)	3,857 – (8%)	3,86 – (12%)
3,786 – (~39%)	3,780 – (25%)	-
3,739 – (~26%)	3,7624 – (34,6%)	-
3,678 – (~37%)	3,684 – (20%); 3,6735 – (20%)	-
3,351 – (~65%)	3,375 – (8%)	-
3,255 – (~81%)	-	-
3,209 – (>100%)	3,196 – (100%)	-
3,048 – (~46%)	-	3,035-(100%)
2,940 – (~30%)	2,933 – (16%); 2,9536 – (~31,6%)	-
2,876 – (~21%)	2,866 – (8%)	2,845 – (3%)
2,287 – (~12%)	-	2,285 – (18%)
2,080 - (~12%)	-	2,095 – (18%)
1,914 – (~15%)	-	1,913 – (17%)
1,877 - (15%)	-	1,875 – (5%)

Tabela 6.16 - Intensidades das principais reflexões encontradas para a amostra 03JUN24-11.

03JUN24-11 dhkl – (I)	Albita dhkl – (I)	Calcita dhkl – (I)	Uranofano dhkl – (I)
7,563 – (>100%)	-	-	7,8602 - (78,8%)
6,281 – (27%)	6,2736 – (3,8%)	-	-
4,484 - (~20%)	-	-	4,4652 - (~32,3%)
3,818 – (~73%)	3,8364 – (12,8%)	3,86 - (12%)	3,8602 - (8,3%)
3,739 – (41%)	-	-	3,7172 – (7,5%)
3,633 – (33%)	3,663 – (16%); 6480 – (39,7%)	-	-
3,453 – (37%)	3,4331 – (0,4%); 3,4739 – (5,5%)	-	3,4925 - (12%)
3,302 – (~26%)	-	-	3,3102 – (7,3%)
3,153 – (>100%)	3,151 – (10%); 3,1584 – (31,1%)	-	3,1401 – (7,1%)
2,988 – (25%)	-	3,035 - (100%)	2,9776 – (17,7%)
2,823 – (31%)	2,843 – (2%); 2,8351 – (3,7%)	2,845 – (3%)	2,8136 – (2,1%)
2,550 – (25%)	2,538 – (2%); 2,563 – (8%); 2,5548 – (15,6%)	-	2,5523 – (1,6%)
2,495 - (~12%)	-	2,495 - (14%)	-
2,292 - (12%)	-	2,285 - (18%)	-
2,108 - (~17%)	-	2,095 - (18%)	-
1,922 - (~18%)	-	1,927 - (5%)	-
1,881 - (~14%)	-	1,875 - (17%)	-

6.4.2 – GRUPO 1 - SUBGRUPO 1B

Tabela 6.17 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Albita nas amostras do Subgrupo 1B.

03JUN25-57 dhkl – (I)	6,417 (~26%)	4,040 (~30%)	3,855 (~24%)	3,786 (~42%)	3,678 (~43)	3,198 (>100%)	2,969 (~24%)	2,931 (~30%)	1,804 (16%)
03JUN25-58 dhkl – (I)	6,417 (28%)	4,058 (28%)	3,883 (41%)	3,786 (57%)	3,678 (39%)	3,209 (>100%)	2,969 (32%)	2,931 (57%)	1,828 (~24%)
03JUN26-56 dhkl – (I)	6,371 (~29%)	4,040 (27%)	3,867 (~25%)	3,786 (~47%)	3,663 (~36%)	3,198 (>100%)	2,969 (25%)	2,931 (~27%)	1,824 (~14%)
Albita dhkl – (I)	6,39 (20%)	4,03 (16%)	3,857 (8%)	3,78 (25%)	3,66 (16%)	3,190 (100%)	2,964 (10%)	2,933 (16%)	1,824 (18%)

Tabela 6.18 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Uranofano nas amostras do Subgrupo 1B.

03JUN25-58 dkl – (I)	7,830 (~54%)	6,417 (38%)	-	-	-	-	-	1,722 (~17%)
03JUN26-56 dhkl – (I)	-	-	6,371 (~30%)	3,198 (>100%)	2,969 (25%)	-	-	-
Uranofano dhkl – (I)	7,8602 (78,8%)	6,583 (17%)	6,3783 (99,9%)	3,1916 (18,3%)	2,9886 (16%)	1,7226 (1,8%)	-	-

Tabela 6.19 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Haiweeita nas amostras do Subgrupo 1B.

03JUN25-57 dhkl – (I)	4,552 (~21%)	-	3,678 (39%)	3,376 (~27%)	3,351 (~26%)	3,198 (>100%)	3,008 (~21%)	2,276 (~13%)
03JUN26-56 dhkl – (I)	4,552 (~22%)	3,786 (~46%)	3,663 (~36%)	-	3,3507 (25%)	3,198 (>100%)	3,048 (~17%)	2,281 (~12%)
Haiweeita dhkl – (I)	4,53 (80%)	3,80 (10%)	3,67 (8%)	3,40 (10%)	3,34 (30%)	3,18 (40%)	3,037 (30%)	2,280 (20%)

Tabela 6.20 - Intensidades das principais reflexões encontradas para β -Uranofano na amostra 03JUN26-56.

03JUN26-56 dhkl – (I)	7,76 (10%)	4,552 (~22%)	3,867 (~25%)	3,507 (25%)	3,198 (>100%)	2,281 (~12%)	1,824 (~14%)
β -Uranofano dhkl – (I)	7,72 (99,9%)	4,5406 (15,4%)	3,8607 (23,6%)	3,4904 (22,8%)	3,1806 (20,7%)	2,2861 (<1%)	1,8240 (<1%)

Tabela 6.21 - Intensidades das principais reflexões encontradas para Sklodowskita na amostra 03JUN26-56.

03JUN26-56 dhkl – (I)	6,371 (~29%)	4,552 (~22%)	4,040 (27%)	3,507 (25%)	3,008 (~21%)	2,867 (20%)	2,281 (~12%)	2,191 (12%)	2,127 (~17%)	1,824 (~14%)	1,804 (~17%)
Sklodowskita dhkl – (I)	6,37 (20%)	4,51 (10%)	4,00 (50%)	3,52 (60%)	3,00 (60%)	2,87 (50%)	2,27 (5%)	2,19 (20%)	2,13 (30%)	1,821 (5%)	1,801 (10%)

6.4.3 – GRUPO 2

Tabela 6.22 - Intensidades das principais reflexões para a amostra 03JUN24-10A.

03JUN24-10A dhkl – (I)	Albita dhkl – (I)	Calcita dhkl – (I)	β -Uranofano dhkl – (I)
7,694 – (82%)	-		7,72 – (~99%)
3,850 – (~61%)	3,857 – (8%); 3,8364 – (12,8%)	3,86 – (12%);	3,8606 – (23,6%)
3,754 – (~23%)	3,7624 – (34,6%);	-	3,7211 – (1,8%)
3,633 – (36%)	3,648 – (39,7%);	-	-
3,018 – (93%)	-	3,035 – (100%)	3,0229 – (15%)
3,466 – (~41%)	3,4739 – (5,5%); 3,484 – (2%);	-	-
3,175 – (>100%)	3,190 – (100%); 3,1584 – (31,1%);		3,1806 – (100%)
2,950 – (33%)	2,9536 – (31,6%);	-	-
2,912 – (22%)	2,9201 – (21,5%);	-	2,9137 – (4,4%)
2,840 – (24%)	2,843 – (2%); 2,8351 – (3,7%);	2,845 – (3%);	2,8434 – (5,6%)
2,797 – (35%)	2,787 – (2%); 2,7792 – (9%);	-	2,787 – (1,4%)
2,755 – (24%)	-	-	2,7478 – (0,7%)
2,571 – (22%)	2,5548 – (15,6%);	-	2,5738 – (5,3%)
1,953 – (16%)	1,9547 – (0,8%);	-	1,9529 – (2,7%)
1,863 – (23%)	1,8616 – (0,4%);	1,875 – (17%);	1,8648 – (4,4%)

6.4.4 – GRUPO 3

Tabela 6.23 - Intensidades das principais reflexões para a amostra 03JUN24-2.

03JUN24-2 dhkl – (I)	β -Uranofano dhkl – (I)	Skolodowiskita dhkl – (I)	Albita dhkl – (I)
8,346 – (~62%)	-	8,42 – (100%)	-
7,628 – (>100%)	7,7215 – (~100%)	-	-
4,529 – (~22%)	4,54 – (15,4%)	4,51 – (10%)	-
4,159 – (~42%)	-	4,19 – (80%)	-
3,867 – (~91%)	3,8607 – (~23%)	4,00 – (50%)	3,857 – (8%)
3,4796 – (42%)	3,4904 – (22,8%)	3,52 – (60%)	-
3,3265 – (35%)	3,3363 – (6,4%)	3,27 – (70%)	3,327 – (1,4%)
3,1866 – (91%)	3,1806 – (~20,7%)	-	3,190 – (100%)
3,018 – (35%)	3,022 – (15%)	3,00 – (60%)	2,964 – (10%)

Tabela 6.24 - Intensidades das principais reflexões para a amostra 03JUN25-54.

03JUN25-54 dhkl – (I)	Uranofano dhkl – (I)	Albita dhkl – (I)
7,971– (>100%)	7,8602 – (79%)	-
3,986– (>100%)	3,9301 – (26%)	4,0191 – (77,2%)
3,867– (~50%)	3,8602 – (~9%)	3,857– (~8%)
3,363– (~76%)	3,3786 – (~5%)	-
3,209 – (>100%)	-	3,2147– (~56%); 3,196– (~100%)
3,008– (~42%)	-	-
2,931– (~42%)	2,9304 – (~5%)	-

6.4.5 – GRUPO 4

Tabela 6.25 - Intensidades das principais reflexões para a amostra 03JUN26-63.

03JUN26-63 dhkl – (I)	Autunita dhkl – (I)	Haiweeita dhkl – (I)	Meta-autunita dhkl – (I)	β -Uranofano dhkl – (I)	Uranofano dhkl – (I)
8,425 - (45%)	-	7,97 – (20%)	8,4 – (100%)	-	-
5,372 - (~28%)	5,185 – (65%)	5,347 – (20%)	5,45 – (70%)	-	5,40 – (12%)
4,928 - (~19%)	4,93 – (35%)	-	4,99 – (80%)	-	-
3,590 - (~71%)	3,569– (100%)	3,57 – (20%)	3,64 – (90%)	-	3,5884 – (8%)
3,480 - (34%)	3,502 – (40%)	-	3,48 – (60%)	3,49-(22,8%)	3,492-(11,4%)
3,220 - (~20%)	-	3,21 – (25%)	3,215 – (80%)	3,2361-(1,7%)	-
2,921- (~16%)	2,903 – (12%)	2,904 – (20%)	2,94 – (60%)	2,9137-(4,4%)	2,9340-(4,5%)
2,607 - (25%)	2,591 – (5%)	2,616 – (30%)	2,62 – (30%)	2,6077-(1,2%)	2,6106-(4,7%)
2,501-(~13%)	2,501 -(7%)	2,503-(5%)	-	-	2,5028-(1,9%)
2,206 - (~15%)	2,213 – (30%)	2,188 – (20%)	2,15 – (30%)	2,2123-(2,7%)	2,1951-(4,2%)
2,108 - (~30%)	2,074 – (60%)	2,096 – (10%)	2,10 – (30%)	2,1078- (0,3%)	2,1038-(3,4%)
2,090 - (21%)	2,074 – (60%)	2,096 – (10%)	2,04 – (50%)	2,0925-(1,4%)	2,0958-(5,5%)
2,027 - (~17%)	2,036 – (18%)	2,010 – (10%)	2,04 – (50%)	2,0230 -(1,6%)	2,0339- (3,3%)
1,937- (15%)	1,936 – (3%)	1,934 – (12%)	1,95 – (20%)	1,9384-(1,9%)	1,9355-(0,5%)
1,598 - (21%)	-	1,592 – (10%)	1,60 – (30%)	-	1,5972 -(1,8%)
1,523 - (~14%)	1,5138– (10%)	1,526 – (5%)	-	-	1,5269-(1,1%)
1,794 – (12%)	1,785 – (10%)	1,781 – (10%)	1,80 – (30%)	1,7943-(2,1%)	1,8029-(0,7%)
1,749 – (12%)	1,7525 - (11%)	1,745 – (10%)	1,72 – (20%)	1,7488-(0,3%)	1,7457-(3,2%)

CAPÍTULO 7

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O estudo das amostras de albitos uraníferos provenientes da Jazida Cachoeira (AAN-13) e Ocorrência das Laranjeiras (AN-6), região de Lagoa Real – Caetité – Bahia, através de análises por Difractometria de Raios-X e Espectroscopia de Infravermelho (FTIR), permitiu a compreensão sobre a mineralização secundária de urânio destas localidades a partir da caracterização dos seguintes hidroxissilicatos de uranila:

- β - Uranofano: $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$;
- Uranofano: $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$;
- Sklodowskita: $\text{Mg}[(\text{UO}_2)(\text{SiO}_3\text{OH})]_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$;
- Haiweeita: $\text{Ca}[(\text{UO}_2)\text{Si}_5\text{O}_{12}(\text{OH})_2] \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$;

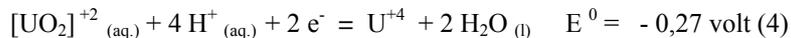
Utilizando-se apenas a Difractometria de Raios-X, os seguintes fosfatos de uranila também puderam ser caracterizados, levando-se em consideração a maior contribuição das suas intensidades quando comparadas àquelas dos hidroxissilicatos de uranila também observadas (Tabela 6.25 e difratograma 03JUN26-63 do anexo II):

- Autunita: $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2 \cdot 8-12(\text{H}_2\text{O})$;
- Meta-autunita: $\text{Ca}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2 \cdot 6-8(\text{H}_2\text{O})$;

A origem dos ânions fosfato (PO_4^{-3}), essenciais para o surgimento da autunita e meta-autunita, pode ser explicada a partir da ação do intemperismo sobre as apatitas e monazitas acessórias dos granitos e ortognaisses de Lagoa Real (Figura 4.2). Cabe ainda ressaltar que já havia sido descrita, por Ribeiro *et al.* (1984), a ocorrência da torbernita na região de Lagoa Real, que corresponde a um fosfato de uranila, cuja fórmula é $\text{Cu}[(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)]_2 \cdot 8-12 (\text{H}_2\text{O})$. Esses autores, entretanto, não discutem a origem do cobre deste fosfato.

A coloração natural amarelada característica de todos os minerais acima foi também encontrada em minerais não pertencentes ao conjunto da mineralogia secundária de urânio que estiveram presentes no material coletado para análise. Como exemplo, citam-se calcitas e albitas levemente amareladas por processos de alteração que foram definidas por Difractometria de Raios-X e Espectroscopia de Infravermelho (FTIR). Dessa forma, torna-se importante ressaltar que nem todo material de coloração amarela em amostra de mão representa, de fato, mineral secundário de urânio.

Uma reflexão sobre os resultados indica-nos que β -Uranofano, Uranofano, Sklodowskita e Haiweeita teriam sido resultantes da interação entre os cátions Ca^{+2} , Mg^{+2} e $[\text{UO}_2]^{+2}$ e os complexos aniônicos do tipo hidroxissilicato. Esses íons são provenientes do intemperismo que afetou os principais tipos petrográficos (granitos, gnaisses e albititos) existentes na região de Lagoa Real. O íon Ca^{+2} foi liberado pelo intemperismo de minerais como piroxênio, plagioclásio não albitico e calcita. O íon Mg^{+2} foi liberado pela alteração dos anfibólios e biotitas e o íon uranila a partir da oxidação do U^{+4} presente nas uraninitas disseminadas nos albititos (Equação 4).



O intemperismo de fato teria se estabelecido em condições oxidantes, uma vez que as amostras foram coletadas próximas à superfície. A formação dos minerais de uranila deve ter sido condicionada por variações nos valores de pH das águas subterrâneas. Provavelmente as águas do lençol freático adquiriram caráter alcalino anteriormente à formação desses minerais, o qual pode ser explicado pelos equilíbrios químicos que envolvem a hidrólise das espécies uranila $[\text{UO}_2]^{+2}$ e carbonato $[\text{CO}_3]^{-2}$.

Conforme apresentado no Capítulo 5 (item 5.2.3), a hidrólise do íon uranila segue a seguinte reação (Equação 6):



Paralelamente ao processo de hidrólise, os complexos formados acima estariam sofrendo dissociação e liberando íons OH^{-} (Equação 12).



Os valores das constantes de equilíbrio para os diferentes complexos, representados na equação 12, determinam as suas respectivas estabilidades e controlam as concentrações de $[\text{UO}_2]^{+2}$ e OH^- em solução.

Os processos descritos nas equações 6 e 12 contribuem diretamente para o valor de pH das águas subterrâneas que percolam os albitos uraníferos. Por exemplo, a baixa dissociação do complexo (alta estabilidade) referida na equação 12 impediria o aumento do pH, e a hidrólise descrita na equação 6 responderia pela redução no valor de pH. Entretanto, este exemplo não deve ter ocorrido na Província de Lagoa Real, já que hidróxidos de uranila não foram caracterizados neste trabalho, indicando que estes estavam realmente dissociados. Além disso, os minerais secundários de urânio, caracterizados pelo presente estudo, apresentam grupo aniônico do tipo hidroxissilicato, necessitando, portanto, da disponibilidade de sílica nas águas subterrâneas da região, cuja dissolução é favorecida em pH levemente alcalino (Fig.7.1).

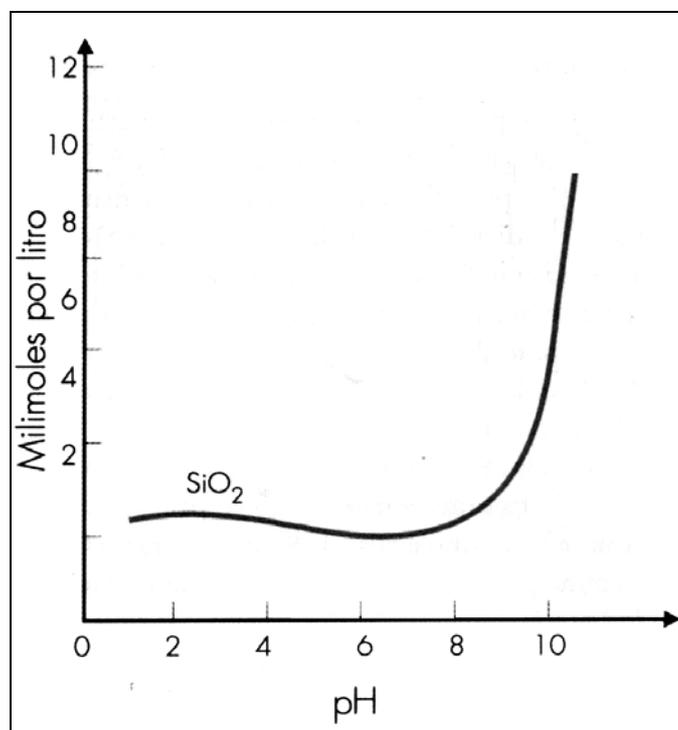
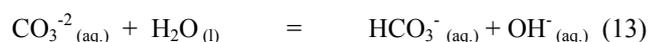


Figura 7.1: Solubilidade da sílica em função do pH, a 25 °C (Teixeira *et al.*, 2000).

A presença da calcita (CaCO_3) disseminada nas rochas da Província Uranífera de Lagoa Real representa um fator adicional ao surgimento de um pH levemente alcalino para tais águas. Este caráter alcalino poderia ser explicado pelo fato de o íon carbonato ($[\text{CO}_3]^{-2}$) – fornecido pelo equilíbrio de dissolução da calcita – ser uma base fraca do íon bicarbonato ($[\text{HCO}_3]^-$), e, por isso, sofrer hidrólise. Assim, são produzidos íons hidróxido (OH^-) que contribuem para o aumento do pH dessas águas e dissolução da sílica necessária para a formação dos minerais secundários de urânio caracterizados. Este equilíbrio pode ser representado pela seguinte equação:



A albita e o feldspato potássico, minerais abundantes dos albititos, quando dissolvidos nesse ambiente alcalino, liberam íons silicato, Na^+ e K^+ . Os íons silicato, adicionados a íons hidróxido, por sua vez, se combinariam com os outros cátions em solução (Ca^{+2} , Mg^{+2} e $[\text{UO}_2]^{+2}$), levando à precipitação dos minerais secundários de urânio caracterizados neste estudo.

É importante considerar que a pronunciada dissociação dos complexos de hidróxido de uranila (Equação 12) nas águas subterrâneas desloca o equilíbrio da hidrólise dos íons carbonato (Equação 13) devido ao incremento da concentração de íons OH^- , favorecendo o surgimento de complexos de carbonato e/ou hidroxicarbonato de uranila. Esses últimos são extremamente estáveis em solução de pH levemente alcalino (Fig. 7.2), sendo facilmente transportados em meio aquoso, principalmente junto aos íons Na^+ e K^+ .

A formação desses complexos concorre com a formação de hidroxissilicatos de uranila, já que os íons carbonato ($[\text{CO}_3]^{-2}$) por ora predominantes, se ligam mais intensamente aos íons uranila ($[\text{UO}_2]^{+2}$) presentes em solução do que os ânions hidroxissilicatos. Desta forma, poderia ser explicada a limitada exposição dos hidroxissilicatos de uranila, caracterizados neste estudo, em toda a área de amostragem.

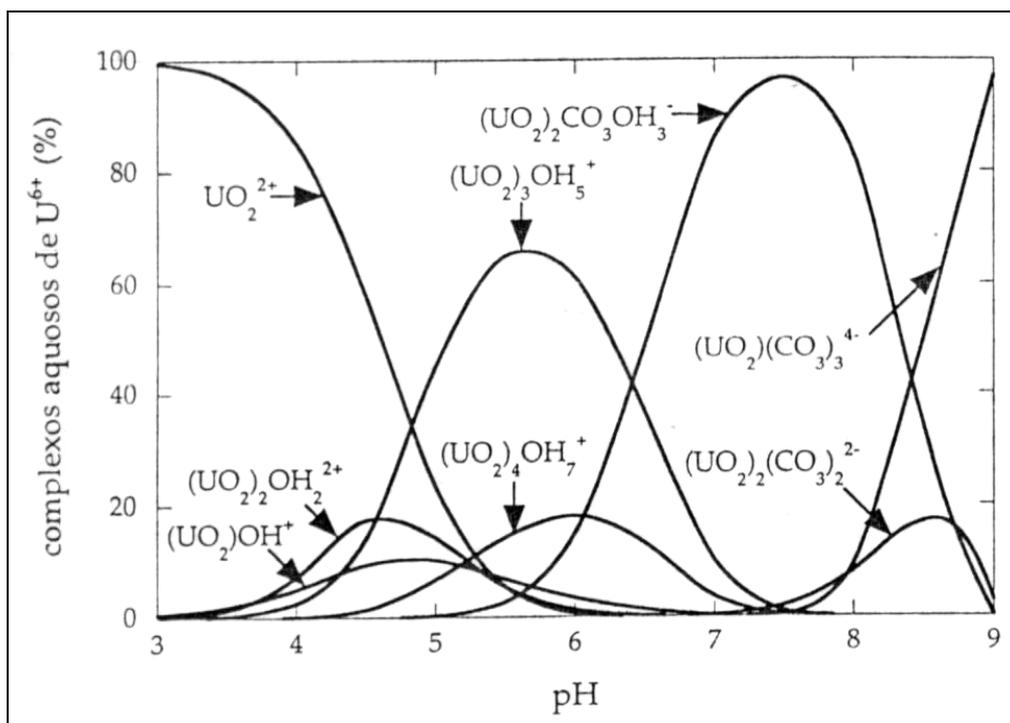


Figura 7.2 : Distribuição de complexos aquosos de U^{6+} a $25^{\circ}C$ e pCO_2 atmosférica (Suzuki & Banfield 1999).

Em suma, é possível estabelecer um modelo geoquímico com as seguintes etapas que levaram à formação dos hidroxissilicatos de uranila:

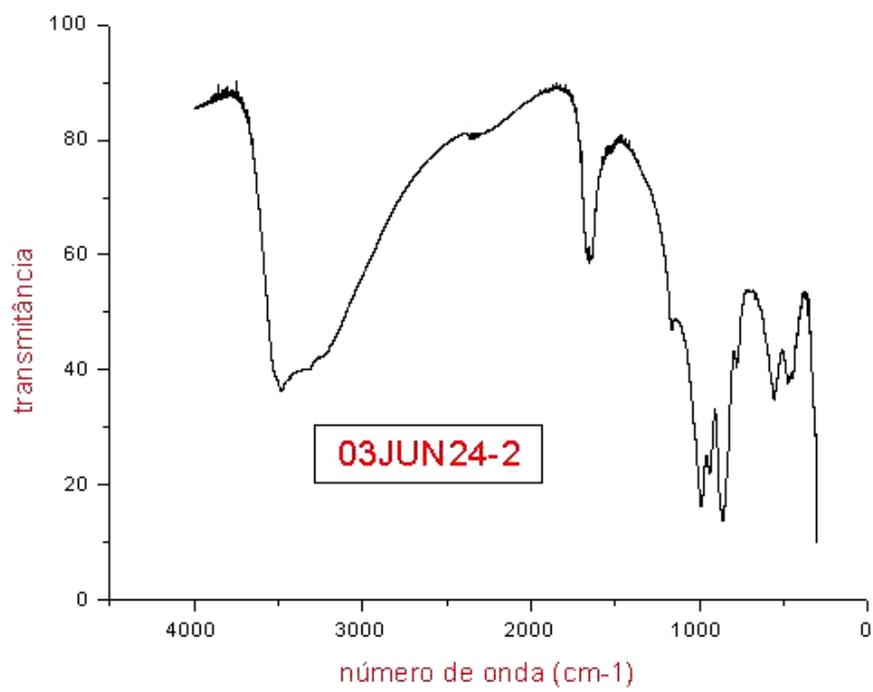
- 1) Oxidação do U^{+4} presente nas uraninitas (UO_2) a U^{+6} que se manifesta sob a forma de íon uranila ($[UO_2]^{+2}$);
- 2) Hidrólise do íon uranila e respectiva formação dos complexos de hidróxidos de uranila (de baixa estabilidade);
- 3) Instauração dos processos de dissociação dos complexos de hidróxidos de uranila e de hidrólise dos íons carbonato provenientes da calcita, resultando na elevação do pH das águas subterrâneas, o que favorece a solubilização da sílica dos minerais silicáticos dos albitos, explicando-se assim o surgimento de hidroxissilicatos de uranila com Ca^{+2} ou Mg^{+2} ;
- 4) Intensificação da dissociação dos complexos de hidróxidos de uranila, que desloca o equilíbrio da hidrólise dos íons carbonato, favorecendo o aparecimento de complexos carbonatados de uranila, estáveis em solução aquosa, e limita a formação de hidroxissilicatos de uranila.

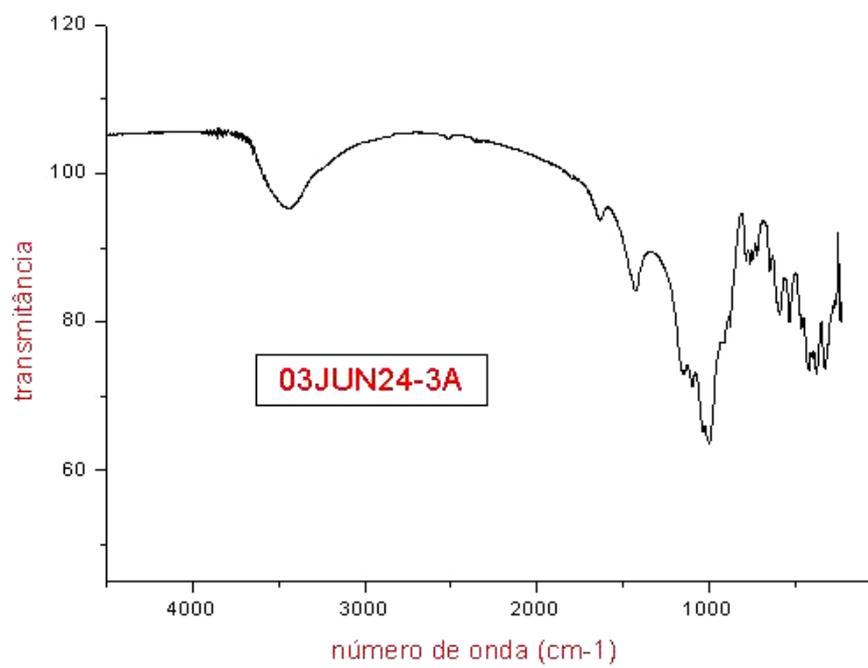
O perfil de alteração, palco do intemperismo, pressupõe a existência de um lençol freático perene em um passado geológico recente, capaz de manter os albitos uraníferos em constante contato com a água, sem a qual os processos acima descritos não teriam sido desencadeados. A propósito, a presença da água é notada na composição dos hidroxissilicatos de uranila identificados, uma vez que são minerais hidratados. Com o rebaixamento do nível do lençol freático conduzido pela erosão em passado geológico ainda mais recente, os minerais secundários de uranila foram expostos, permitindo a caracterização e interpretação das alterações físico-químicas ocorridas nos albitos uraníferos de Lagoa Real.

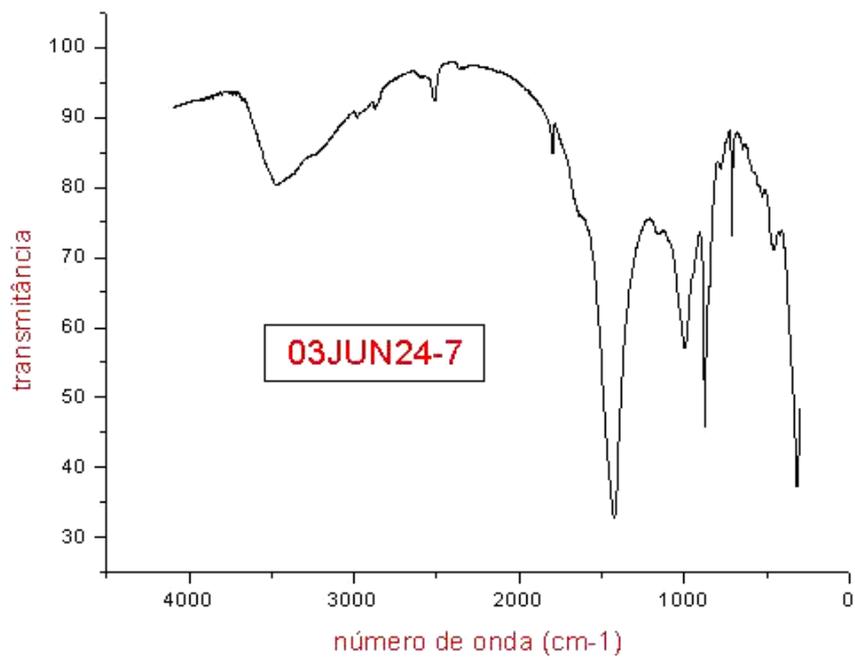
A não caracterização de sulfatos e/ou carbonatos de uranila no material estudado parece indicar, de fato, a inexistência de um ambiente de forte evaporação que seria típico de clima árido ou semi-árido, conforme apresentado no esquema da Figura 5.3.

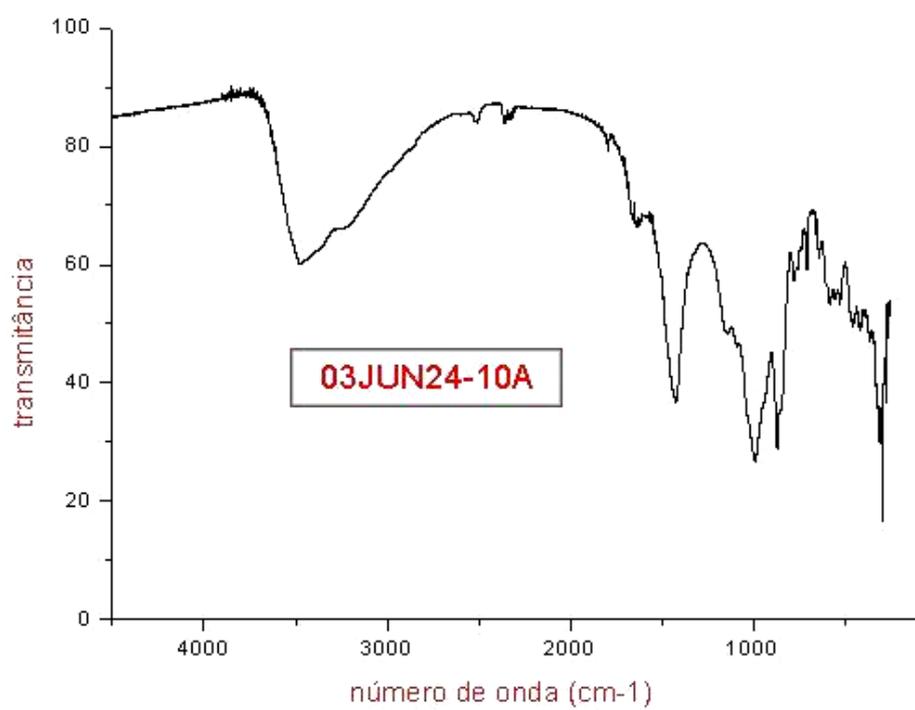
Apesar de não terem sido caracterizados neste estudo, a ocorrência de outros fosfatos e hidroxissilicatos de uranila, tais como saleeita – $Mg[(UO_2)(PO_4)]_2 \cdot 10H_2O$, ankoleita e/ou meta-ankoleita – $K_2[(UO_2)(PO_4)]_2 \cdot 6H_2O$ e boltwoodita – $K(UO_2)(SiO_3OH) \cdot H_2O$, não pode ser descartada, considerando o ambiente químico do intemperismo dos tipos litológicos de Lagoa Real.

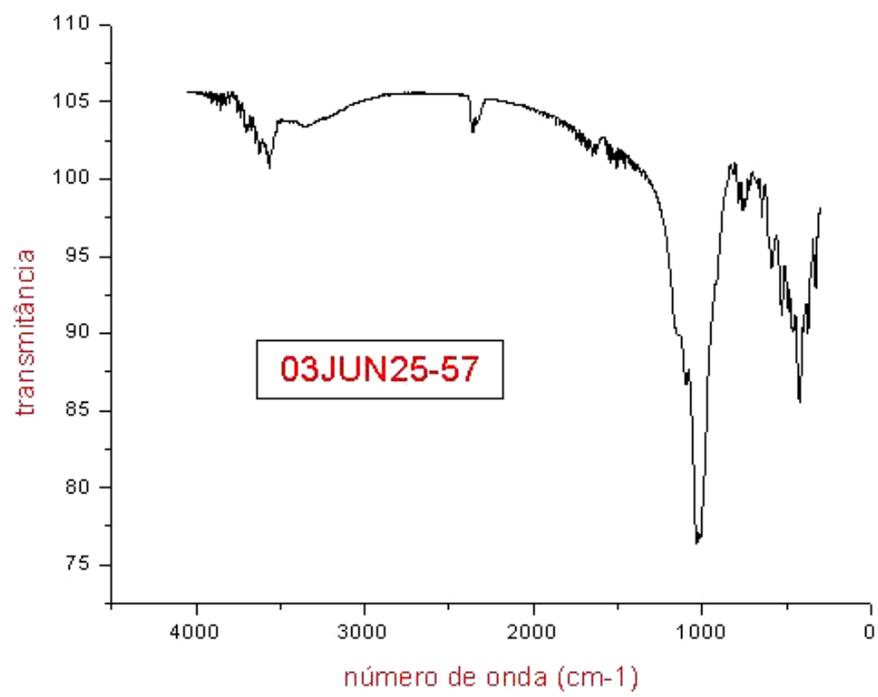
ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)

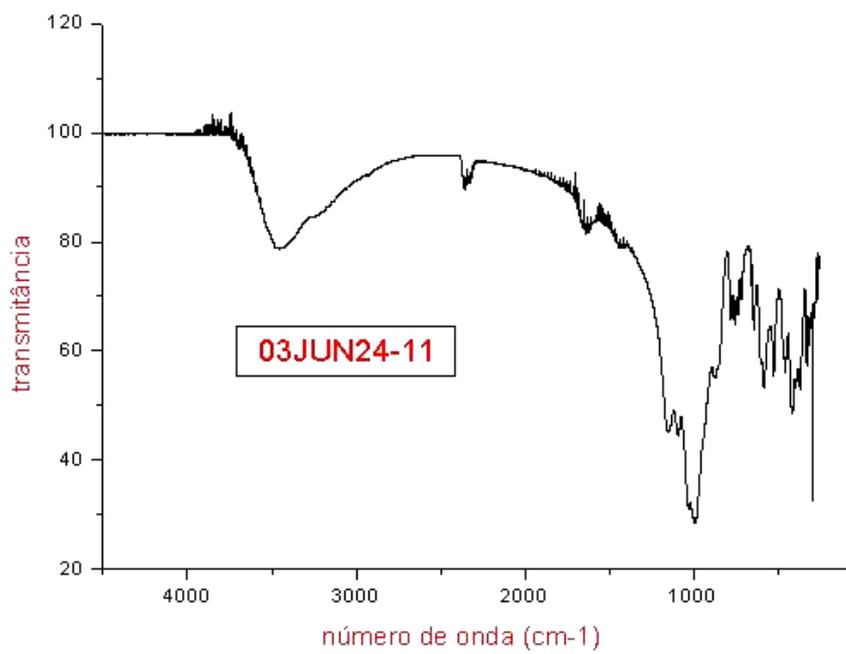


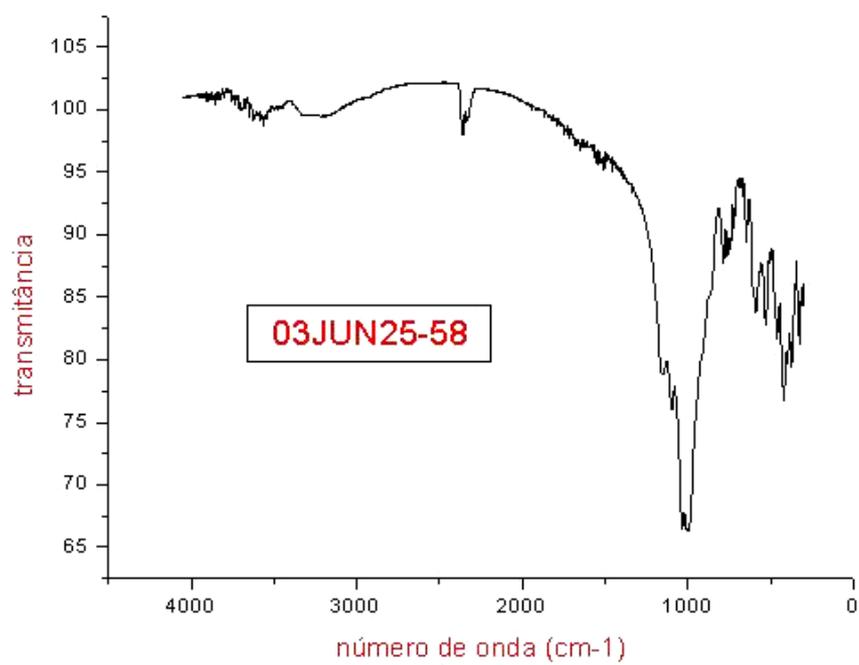


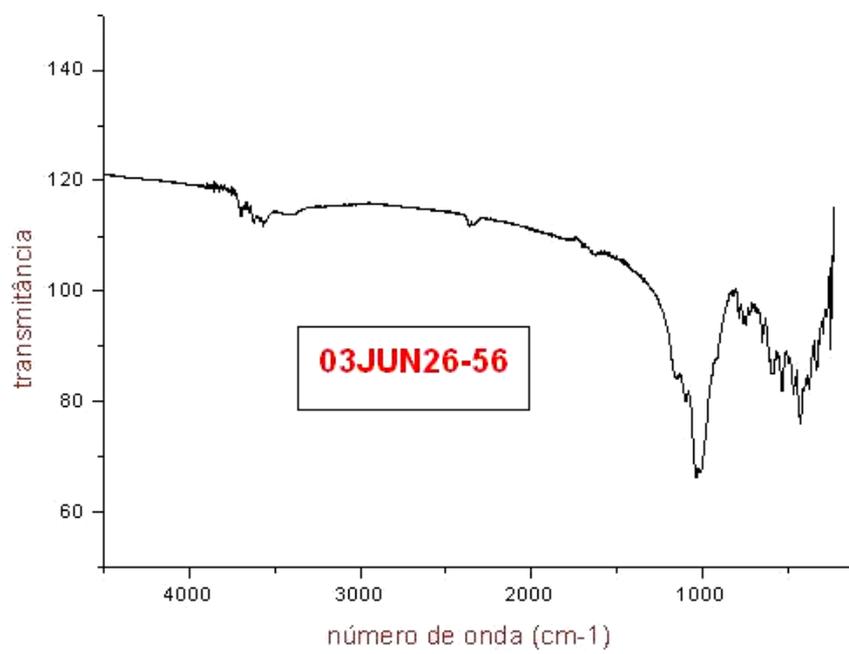


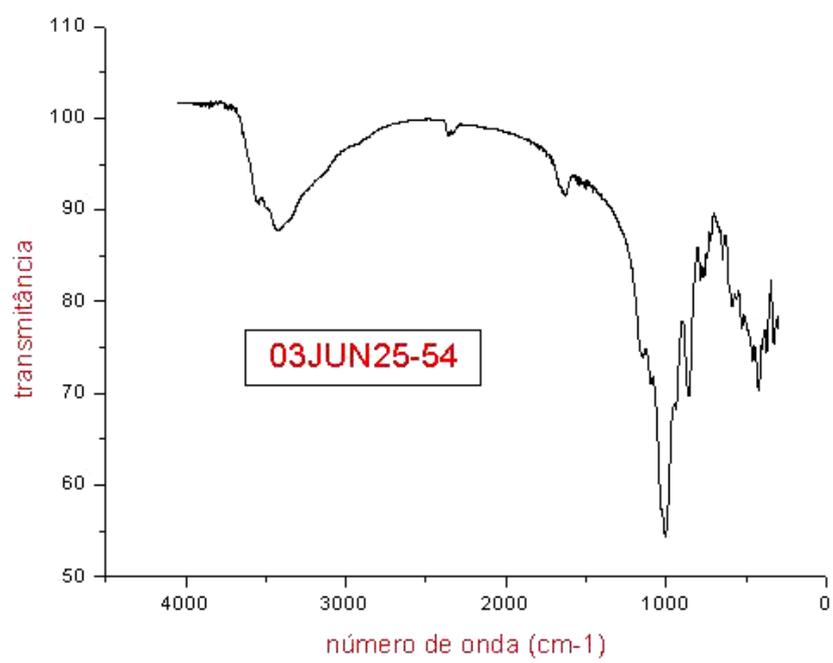




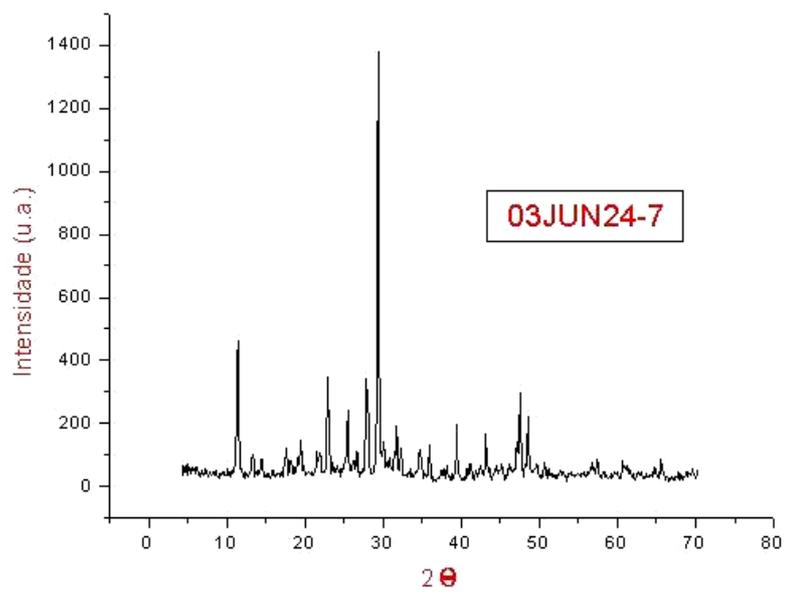
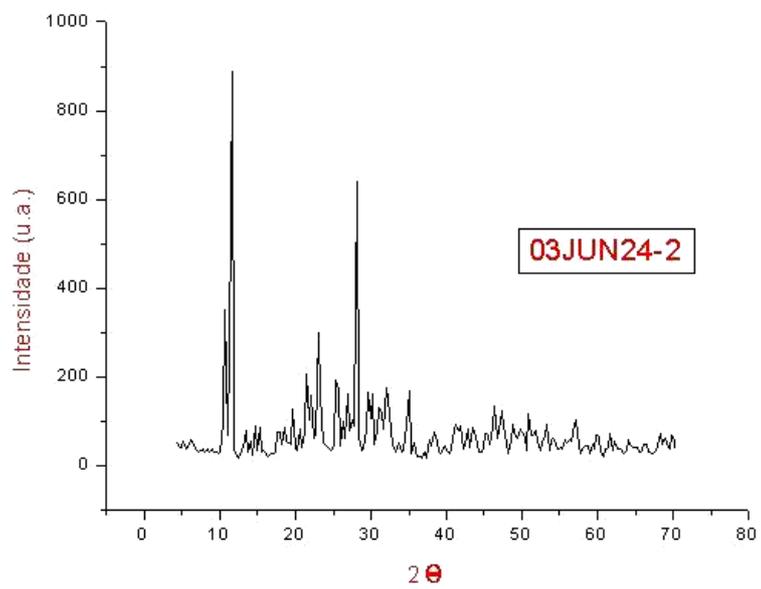


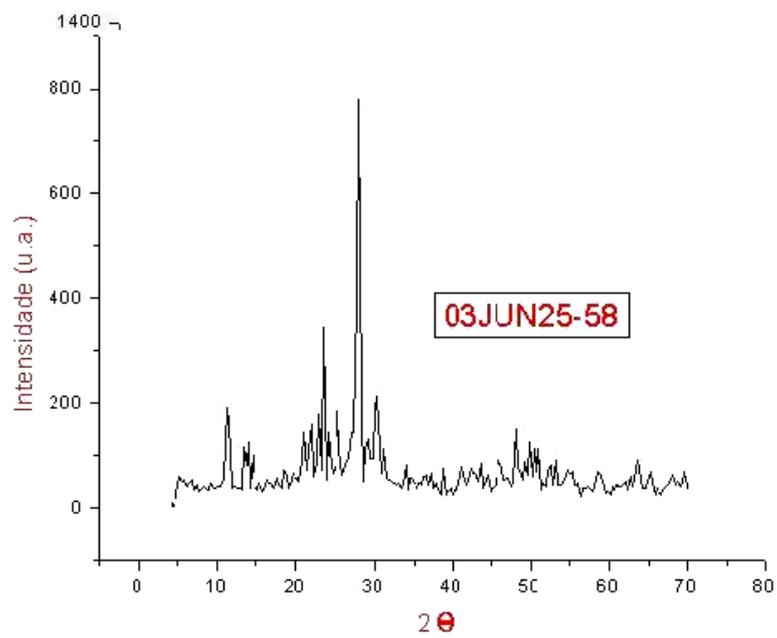
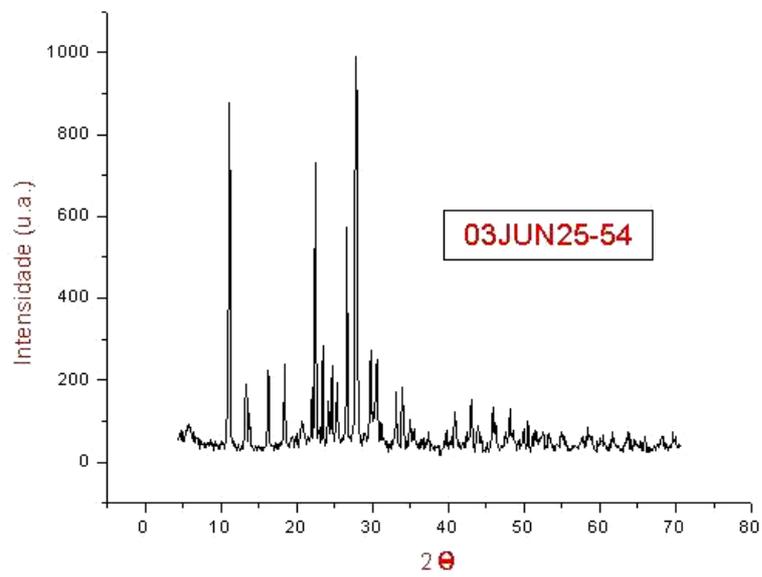


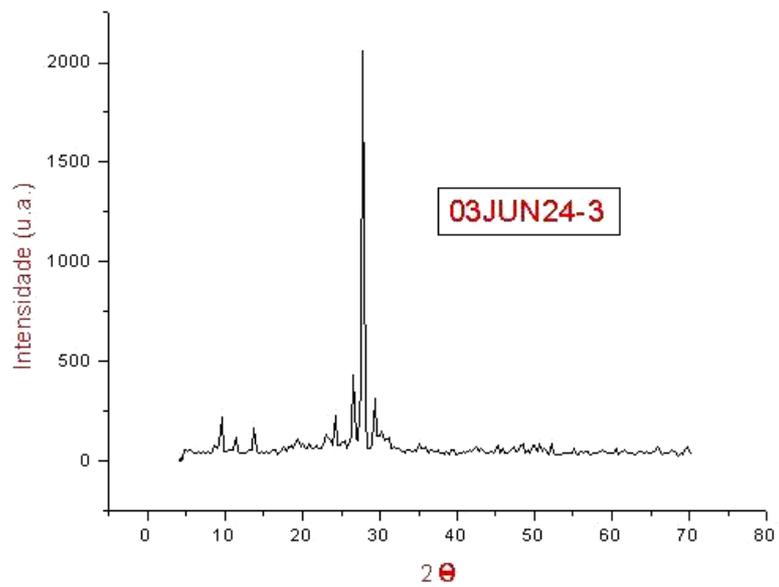
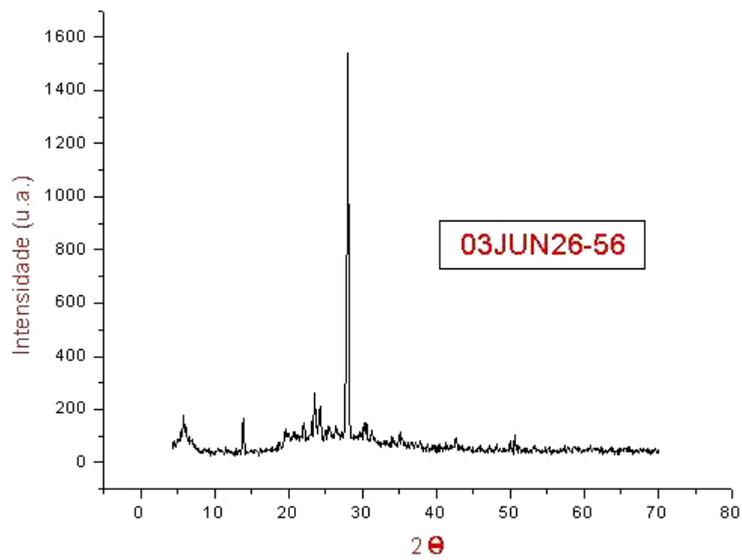


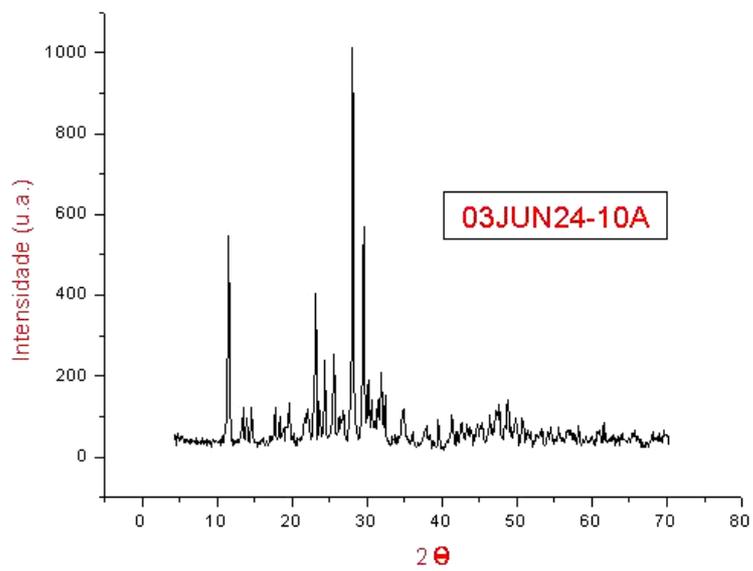
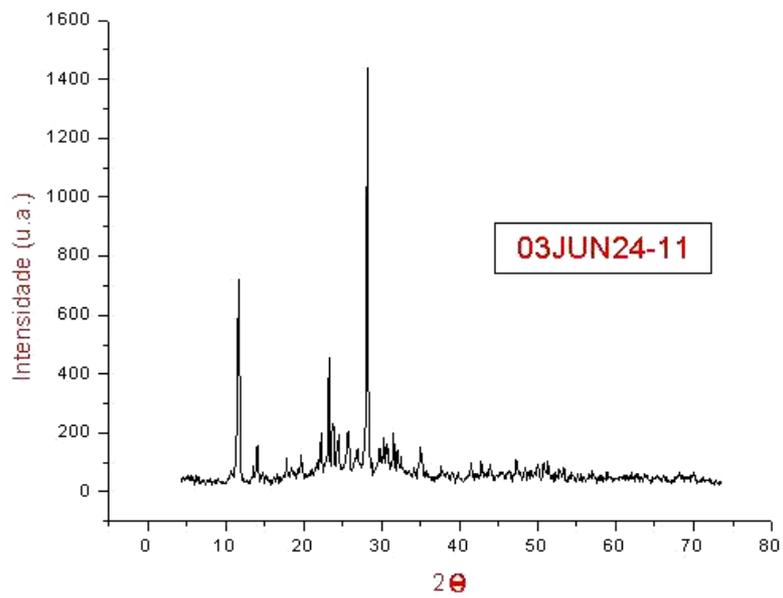


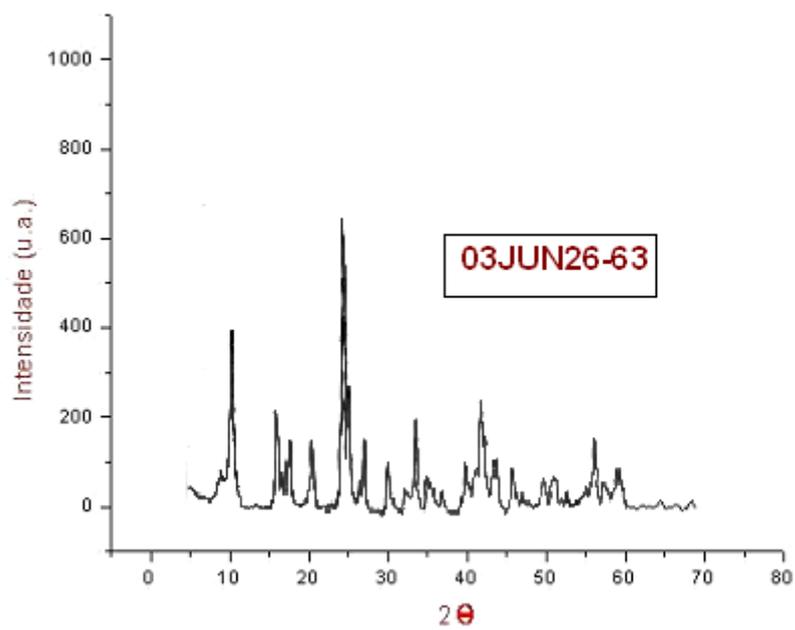
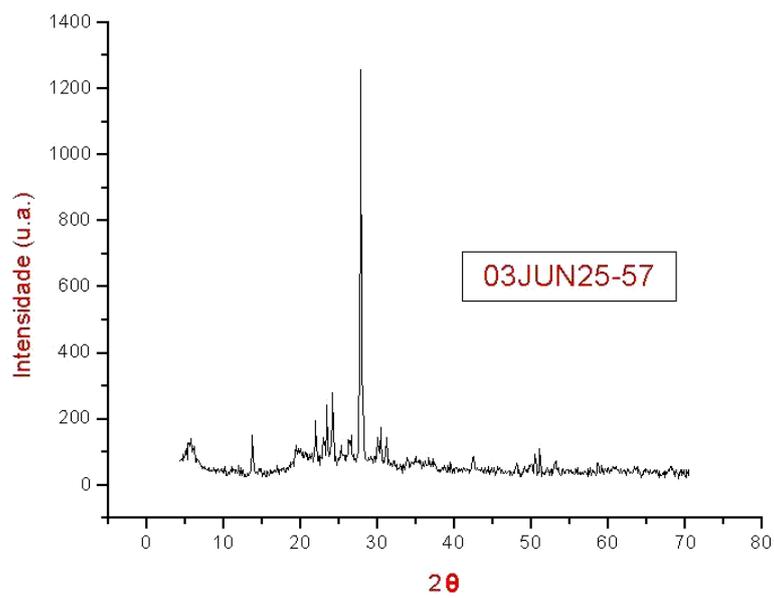
DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X











REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, J. & Fuzikawa, K 1984. O Estudo de inclusões fluidas da jazida uranífera de cachoeira, Caetité, BA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, v. 3: 1.503-1517.
- Amairy, S., Geipel, G., Matz W., Schuster, G., Baraniak, L., Bernhard, G., Nistsche, H. 1997. Synthesis and characterization of calcium uranyl carbonate: $\text{Ca}_2[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (Liebigite). Annual Report 1997, p. 14-15, Inst. Radiochem Forschungszentrum, Rossendorf.
- Baran, E. J., Botto, I. L. 1976. Das Schwingungsspektrum des synthetischen Carnotits. Monatshefte Chem 107: 633-639.
- Berman, R. M. 1957. The role of lead and excess oxygen in uraninite. Am Mineral 42: 705-731.
- Brito, W., Raposo, C., Matos, E. C. 1984. Os albitos uraníferos de Lagoa Real. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, p. 1475-1488.
- Caby, R. & Arthaud, M. 1987. Petrostructural evolution of the Lagoa Real Subalkaline Metaplutonic Complex (Bahia, Brasil). Rev. Bras. Geoc. 17(4):636.
- Cejka, J., Cejka, J. Jr., Muck, A. 1985. Thermal analysis and infrared spectra of some natural and synthetic uranium micas. Thermochem Acta 86: 387-390.
- Cejka, J., Urbanec, Z., Cejka, J.Jr., Mrázek, Z. 1988. Contribution to the thermal analysis and crystal chemistry of johannite, $\text{Cu}[(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2] \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$. Neues Jb Miner Abh 159: 297-309.
- Cejka, J., Sejkora, J., Mrázek, Z., Urbanec, Z., Jarchovsky, T. 1996. Jáchymovite, $(\text{UO}_2)_8(\text{SO}_4)(\text{OH})_{14} \cdot 13 \text{H}_2\text{O}$, a new uranyl mineral from Jáchymov, the Krušné Hory Mts., Czech Republic. Neues Jb Miner Abh 170: 155-170.

- Cejka, J. 1999. Infrared Spectroscopy and Thermal Analysis of the Uranyl Minerals. In: Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment. Burns & Finch (Eds). Reviews in Mineralogy. V. 38. p. 521-608.
- Chen Zhangru, Luo Keding, Tan Falan, Zhang Yi, Gu Xiaofa 1986. Tengchongite, a new mineral of hydrated calcium uranyl molybdate. *Kewue Tongbao* 31: 396-401.
- Cordani, U. G. & Neves, B. B. de B. 1982. The geologic evolution of South América during the Archaean and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1-3): 78-88.
- Cordani, U. G., Iyer, S. S., Taylor, P. N., Kawashita, K., McCreath, I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *J.Sout. Amer. Eart. Sci.*, 1: 33-46.
- Costa, P. H.; Vianna, I.; Lopes, G.; Souza, S. 1983. Projeto Lagoa Real. Mapeamento Geológico 1:50000. Salvador, CBPM.
- Cruz, S. C. P. 2004. A interação entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Contribuições às Ciências da Terra – Série D. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).
- Dahlkamp, F. J. 1993. Uranium ore deposits. Springer-Verlag, Berlin, 460p.
- Farmer, V. C. 1974. The layer silicates. In: The Infrared Spectra of Minerals. Farmer, V. C. (ed.). Mineralogical Society, London. p.331-364.
- Finch, R. & Murakami, T. 1999. Systematics and Paragenesis of uranium minerals. In: Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment. Burns & Finch (Eds). Reviews in Mineralogy. V. 38. p. 91-166.

- Fron del, C. 1958. Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. US Geol Surv Bull 1064, 400p.
- Fuzikawa, K. 1980. Estudos Preliminares de Inclusões Fluidas em albitas dos albititos do Projeto Lagoa Real, Caetité, BA, Brasil. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú. SBG, Vol. 4: 2038-2049.
- Fuzikawa, K., Alves, J., V., Maru jol, P., Cuney, M., Kostolany, C., Poty, B. 1988. The Lagoa Real uranium province, Bahia state, Brazil: Some petrographic aspects and fluid inclusion studies. Geoch. Brasil., 2: 109-118.
- Fyfe, W. S. 1979. Report to NUCLEBRÁS – University of Western Ontário, London, Ontário, Canadá (Inédito).
- Garrels, R. M., Christ, C. L. 1959. Behavior of uranium minerals during oxidation. In Geochemistry and Mineralogy of the Colorado Plateau Uranium Ores. Garrels RM, Larsen Es (Eds) US Geol Surv Prof Paper 320: 81-89.
- Geisel Sobrinho, E., Raposo, C., Alves, J. V., Brito, W., Vasconcelos, T. G. 1980. O Distrito Uran fero de Lagoa Real, BA – Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Cambori , V. 3.
- ICDD – International Center for Diffraction Data. 2003. Joint Committee on Powder Diffraction Standards – JCPDS (Sets 01 – 50).
- Janeczek, J., Ewing, R. C. 1992. Dissolution and alteration of uraninite under reducing conditions. J Nucl Mater 190:157-173.
- Janeczek, J., Ewing, R. C. 1995. Mechanisms of lead release from uraninite in the natural fission reactors in Gabon. Geochim Cosmochim Acta 59: 1917-1931.
- Jones, G. C., Jackson, B. 1993. Infrared transmission spectra of carbonate minerals. Chapman and Hall, London.

- Krauskopf, K. B. & Bird, D. K. 1994. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill. 3rd edition, London 640p.
- Langmuir, D. 1978. Uranium solution-minerals equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim Cosmochim Acta* 42:547-569.
- Laverov, N. P., Velichkin, V. I., Shumilim, M. V. 1992. U deposits of the Commonwealth of independent states: Principal economic-genetic types and their distribution. *Intern. Geol. Rev.*, 6: 439-549.
- Leonova, E. N. 1958. Synthesis of secondary uranium phosphates and arsenates. *Trudy Inst Geol Rudnykh Mestorozhd Petrografii Mineralogii I Geokhimii Akad Nauk SSSR* 30: 37-55.
- Lobato, L. M., Forman, J. M. A., Fuzikawa, K., Fyfe, W. 1983. Uranium enrichment in Archean basement: Lagoa Real, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 21: 484-486.
- Lobato, L. M. 1985. Metamorphism, metassomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. Tese de Doutorado, University Western Ontario, 306p.
- Lobato, L. M. & Fyfe, W. 1990. Metamorphism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brasil. *Econ. Geol.*, 5: 968-989.
- Mann, A. W., Deutscher, R. L. 1980. Solution chemistry of lead and zinc in water containing carbonate, sulfate and chloride ions. *Chem Geol* 29: 293-311.
- Maruejol, P., Cuney, M., Fuzikawa, K., Netto, A. M., Poty B. 1987. The Lagoa Real subalkaline granitic complex (south Bahia, Brazil): A source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism. *Rev. Bras. Geog.*, 17 (4):578-594.
- Maruejol, P. – 1989 – Métasomatose alcaline et minéralisations uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brésil) et exemples

- complémentaires de Xihuashan (SE Chine), Zheltorechensk (Ukraine) et Chhuling Khola (Nepal central). These de doctorat. Centre de Recherches Sur la Géologie de L'Uranium – CREGU. Nancy, France. 428 p.
- Mayer, H., Mereiter, K. 1986. Synthetic bayleyite, $Mg_2[UO_2(CO_3)_3] \cdot 18H_2O$: Thermochemistry, crystallography and crystal structure. *TMPM Tschermaks mineral petrogr Mitt* 35: 133-146.
- Matos, E. C. & Rubini, L. A. 1999. Reservas Brasileiras de Urânio e sua Capacidade de Atendimento à Demanda Interna. In *Anais do VII Congresso Geral de Energia Nuclear (CGEN) – Belo Horizonte – MG, Brasil, ABEN*
- Matos, E. C. & Rubini, L. A. 2000. Província Uranífera de Lagoa Real – Bahia: considerações gerais, situação atual e perspectivas. [S.L.]: Indústrias Nucleares do Brasil. Relatório Técnico (Inédito).
- Moenke, H. H. W. 1974. Sílica, the three-dimensional silicates, borosilicates and beryllium silicates. In: *The Infrared Spectra of Minerals*. Farmer, V. C. (ed.). Mineralogical Society, London. p.365-382.
- Oliveira, A. G., Fuzikawa, K., Moura, L. A. M., Raposo, C. 1985. Província Uranífera de Lagoa Real – Bahia. In: *Principais depósitos minerais do Brasil*. Vol. 1: 105-120.
- Ondrus, P., Veselovsky, F., Skála, R., Císarová, I., Hlousek, J., Fryda, J., Vavřín, I., Cejka, J., Gabasová, A. 1997. New naturally occurring phases of secondary origin from Jáchymov. *J Czech Geol Soc* 42: 77-107.
- Pimentel, M. M., Machado, N., Lobato, L. M. 1994. Geocronologia U/Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de urânio. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Boletim de Resumos Expandidos, p. 389-390.

- Prates, S. P., Fuzikawa, K. 1984. Aspectos petrográficos da Jazida Cachoeira – Província Uranífera de Lagoa Real. Nota técnica, EBHO. PM. Nuclebrás, 09-84, 40p. (Inédito).
- Raposo, C. & Matos de E.C. – 1982 – Distrito uranífero de Lagoa Real. A história de um exemplo. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais, SBG. V.5, p. 2035-2047.
- Raposo, C., Matos, E. C., Brito, W. 1984. Zoneamento cálcio-sódico nas rochas da província uranífera de Lagoa Real. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, p. 1489-1502.
- Ribeiro, C. I., Carvalho Filho, C. A., Hashizume, S. 1984. As jazidas de urânio de Lagoa Real. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, p. 1463-1474.
- Rocha, E. B. 1992. Dispersão e redistribuição de urânio e acompanhadores em mineralizações uraníferas submetidas a alteração lateritizante: exemplo da Jazida Laranjeiras. Província Uranífera de Lagoa Real, Bahia. Tese de Doutorado, IAG-USP, 153 p.
- Saxena, V. P., Bahukhandi, N. K., Reddy, S. V. S., Sabot, H. K., Verma, S. C. 1998. uranium mineralization in Surguja crystalline complex, Madhya Pradesh, India – A review for involving a new exploration strategy. Expl. Res. Atom. Mineral., 11: 61-75.
- Singh, G., Singh, R. Sharma, D. K., Yadav, O. P., Jain, R. B. 1998. Uranium and REE potential of the albitite-piroxenite-microcline Bel of Rajasthan, India. Expl. Res. Atom. Mineral., 11: 1-12.
- Sobrinho, E. G., Raposo, C., Alves, J. V., Brito, W., Vasconcelos, T. G. 1980. O distrito uranífero de Lagoa Real, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais., p. 1499-1512.

- Stein, J. H., Netto, A. M., Drummond, D., Angeiras, A. G. 1980. Nota preliminar sobre os processos de albitização uranífera de Lagoa Real (Bahia) e sua comparação com os da URSS e Suécia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, p. 1758-1775.
- Suzuki, Y. & Banfield, J. F. 1999. Geomicrobiology of uranium. In: Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment. Burns & Finch (Eds). Reviews in Mineralogy. V. 38. p. 393-424.
- Taylor, Jr. H. P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, V.69: 843-883.
- Teixeira, W., Toledo, M. C. M., Fairchild, T. R., Taioli, F., 2000. *Decifrando a Terra*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. 557 p.
- Tugarinov, A. I. 1980. Complex metassomatic uranium deposits. In: USA Department of Energy and Redix Engineering Company (eds): Albitized uranium deposits: six articles translated from Russian literature, p. 35-53.
- Turpin, L., Maruejol, P., Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 139-147.
- Urbanec, Z., Mrázek, Z., Cejka, J. 1985. Thermal and infrared spectrum analysis of some uranyl silicate minerals. In: Proc 8th Int'l Conf Thermal Analysis ICTA 2: 525-528. *Thermochim Acta* 93: 525-528.
- Vochten, R., De Grave, E., Pelsmaekers, J. 1986. Synthesis, crystallographic and spectroscopic data, solubility and electrokinetic properties of metakahlerite and its Mn analogue. *Am Mineral* 71: 1037-1044.
- White, W. B. 1974. The carbonate minerals. In: *The Infrared Spectra of Minerals*. Farmer, V. C. (ed.). Mineralogical Society, London. p.227-284.

Zhukova, V. Y. 1980. Mineralogy and primary zoning of hidrothermal metassomatic uranium deposits. In: USA Departament of Energy and Redix EGINEERING Company (eds): Albitized uranium deposits: six articles translated from Russiam literature, p. 91-114.