

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Geocronologia U-Pb em zircões do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e  
depósito de Nb associado (Amazonas, Brasil)**

MARCO BIMKOWSKI ROSSONI

ORIENTADOR: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Volume I

Porto Alegre – 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Geocronologia U-Pb em zircões do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e  
depósito de Nb associado (Amazonas, Brasil)**

MARCO BIMKOWSKI ROSSONI

ORIENTADOR: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

BANCA EXAMINADORA

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Andréa Ritter Jelinek – Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Juliana Charão Marques – Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Luiz Henrique Ronch – Centro de Desenvolvimento  
Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obtenção  
do Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre – 2016

---

Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS  
Av. Bento Gonçalves 9500 - Agronomia - Cx. P. 15.001 - Prédio 43.113 S-207B  
- 91509-900 - Porto Alegre - RS  
Tel.: (051) 316-6340 Ramais 6340/6332 FAX: (051) 316-6340  
E-mail: ppggeo@ufrgs.br

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitora:** Jane Fraga Tutikian

## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Rossoni, Marco Bimkowski

Geocronologia U-Pb em zircões do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e depósito de Nb associado (Amazonas, Brasil) . / Marco Bimkowski Rossoni. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.  
[108 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Artur Cezar Bastos Neto

1. Seis Lagos 2. Carbonatito 3. Geocronologia 4. Geoquímica I.  
Título.

**CDU 55**

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

## DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado a meus pais e irmãos, aos professores Artur Bastos Neto (orientador) e Vitor Paulo Pereira, aos colegas de pesquisa Artur Giovannini, Tamara Manfredi, Pedro Bastos, Maurício Bidone e Helena Lengler. A todos os colegas e amigos das geociências, em especial ao geólogo Mateus Marcili (*in memoriam*), por ter fomentado o estudo do depósito de Seis Lagos. Agradeço a todos aqueles que dedicam seu tempo e esforço para a excelência da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial aos meus professores de graduação e pós graduação e aos que o gerem o CNPQ, pois tive a sorte de fazer parte de uma geração de estudantes privilegiada por programas nacionais de incentivo à pesquisa e à educação. À equipe de laboratório de geocronologia da UNB. E por fim a Patrícia pelo apoio e compreensão.



## RESUMO

O depósito do Morro dos Seis Lagos (DMSL) é o maior depósito de Nb até hoje encontrado. A mineralização é laterítica, ocorrendo associada ao corpo principal do Complexo Carbonatítico Seis Lagos (CCSL). Este trabalho apresenta resultados da datação U-Pb (por MC-ICP-MS com LASER acoplado) de zircões de sete amostras abrangendo todos os tipos litológicos conhecidos no CCSL/DMSL: rocha encaixante (gnaisse), veio de feldspato na encaixante, siderita carbonatito (3 amostras) e crostas ferruginosas mineralizadas em Nb (2 amostras). Os zircões do gnaisse e do veio de feldspato forneceram idades de, respectivamente,  $1.826 \pm 9$  Ma e  $1.839 \pm 29$  Ma, as quais mostram que a litofácies Tarsira do Complexo Cauaburi (o embasamento do Domínio Imeri na Província Rio Negro) é de 16 Ma a 29 Ma mais antiga do que o anteriormente suposto. Os zircões de duas amostras de carbonatito forneceram idades de  $1.837 \pm 8$  Ma e  $1.841 \pm 7$  Ma, as mais antigas encontradas no Domínio Imeri no Brasil, interpretadas como relacionadas a rochas profundas, cujos zircões foram capturados pelo magma carbonatítico durante sua ascensão. A idade de  $1.818 \pm 8$  Ma obtida em zircões da crosta pisolítica indica que o Complexo Cauaburi foi uma importante fonte para os clastos presentes nesta crosta. A idade de  $1.873 \pm 70$  em zircões da crosta fragmentada pode indicar que rochas mais antigas, de outra província, também participaram como fonte de clastos para a cobertura laterítica do CCSL. Os zircões de uma amostra de carbonatito da parte central do corpo forneceram duas idades:  $1.841 \pm 7$  Ma e  $1.457 \pm 71$  Ma. Esta última idade é interpretada como a idade máxima do CCSL. Análises por microsonda eletrônica indicam que os zircões mesoproterozoicos têm alguma afinidade com carbonatito. A possibilidade do CCSL ter uma idade mesoproterozoica é discutida à luz do atual conhecimento da evolução geológica da Província Rio Negro, concluindo-se por uma relação com a evolução do Cinturão K'Mudku.

## ABSTRACT

The Morro dos Seis Lagos deposit (MSLD) is the world's largest Nb-deposit. The lateritic mineralization occurs associated to the major body of the Seis Lagos Carbonatite Complex (SLCC). This paper presents results of U-Pb dating (by MC-ICP-MS, coupled to LASER) of zircons from seven samples that cover all of the known lithotypes in the SLCC/MSLD: host rock (gneiss), feldspar/kaolin intercalation in the host rock, siderite carbonatite (3 samples), and ferriferous Nb-mineralized crust (2 samples). Zircons from the gneiss and the feldspathic vein provided ages of  $1.826 \pm 9$  Ma and  $1.839 \pm 29$  Ma, respectively, which implies that the lithofacies Tarsira of the Cauaburi Complex (the basement of the Imeri Domain in the Rio Negro Province) is 16 Ma to 29 Ma older than previously supposed. Zircons from two carbonatite samples provided ages of  $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma which are interpreted as ages of deeper host rocks whose zircons were extracted by the rising carbonatitic magma. The age of  $1.818 \pm 8$  Ma obtained in zircons from the pisolitic crust indicate the Cauaburi Complex as the main source of clasts for this crust. The age of  $1.873 \pm 70$  in zircons from the fragmented crust may indicate that rocks from another province older than the Rio Negro Province also contributed as source of clasts to the SLCC lateritic cover. The zircons of a carbonatite sample from the central part of the carbonatite body yield two ages:  $1.841 \pm 7$  Ma and  $1.457 \pm 71$  Ma. The late age is interpreted as the maximum age of the SLCC. Analysis by electron microprobe reveals some evidences that the mid-Proterozoic zircons could be carbonatite zircons. The possible age of 1.457 Ma for the SLCC is discussed in view of the present knowledge on the geology of the Rio Negro Province; a relation with the evolution of the K'Mudku Belt is prognosticated.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapas de localização da área.....	7
Figura 2. Imagem aérea das várias chaminés brancas que formam o OI Doinyo Lengai, e no detalhe a fluidez de suas lavas.....	8
Figura 3. Distribuição global de carbonatitos (extraído de Woolley & Kjarsgaard (2008)).....	9
Figura 4. Distribuição dos complexos carbonatíticos que são ou já foram explorados, separados pelo comodite (extraído de Woolley & Kjarsgaard (2008)). .....	14
Figura 5. Bayan Obo em imagem de satélite e panorâmica de uma das cavas.	15
Figura 6. Vista aérea do pit e modelo geológico do depósito de Palabora com a projeção dos corpos de minério e da mina subterrânea (fonte internet, <a href="http://www.3ds.com/customer-stories/single/palabora-copper/">http://www.3ds.com/customer-stories/single/palabora-copper/</a> (21-09-2015))....	16
Figura 7. Modelo de elevação do terreno. O CASL é marcado pelo círculo branco. As linhas tracejadas mostram a prevalência da direção E-W nos lineamentos regionais. Extraído de Rossoni et al, 2016. ....	19
Figura 8. Mapa regional de morfoestruturas. O círculo marca a posição do CASL, exatamente no cruzamento das faixas NE-SW com NW-SE. Extraído de Rossoni et al, 2016.....	20
Figura 9. Mapa aeromagnetométrico de contagem total (relevo sombreado). A) Linhas tracejadas destacando os lineamentos regionais das anomalias magnéticas. B) Destaque da posição do CCSL sobre o limite entre os terrenos de respostas opostas ao método. Extraído de Rossoni et al, 2016.....	21
Figura 10. Modelo digital de elevação. A) Principais estruturas no entorno do CCSL. B) Estruturas internas ao MSL. Extraído de Rossoni et al, 2016. ....	22
Figura 11. Morro dos Seis Lagos em composição colorida falsa cor sobre a imagem SPOT. A linha amarela delimita o sopé do morro; a linha branca delimita a crosta laterítica; as linhas azuis identificam zonas com resposta espectral característica de argila. Extraído de Rossoni, 2016. ....	23
Figura 12. Minerais descritos por Giovannini, 2013. a) Siderita; b) barita; c) gorceixita.....	25
Figura 13. Minerais descritos por Giovannini, 2013. a) Monazita; b) chumbopirocloro.....	25

Figura 14. Perfil litológico esquemático do testemunho do furo SG-01-AM, descrito por Giovannini (2013), com fotografias das amostras de mão e fotos de feições observadas em lâminas delgadas, obtidas com câmera acoplada a microscópio ótico.....	28
Figura 15. Cadeia de decaimento do $^{238}\text{U}$ como resultado da sucessiva emissão de partículas alfa e beta. O produto final do decaimento é o isótopo estável $^{206}\text{Pb}$ .....	32
Figura 16. Cadeia de decaimento do $^{235}\text{U}$ com a formação do isótopo estável $^{207}\text{Pb}$ . ....	33
Figura 17. Cadeia de decaimento do $^{235}\text{Th}$ com a formação do isótopo estável $^{208}\text{Pb}$ . ....	33
Figura 18. Diagrama concórdia de Wetherill para a interpretação de minerais hospedeiros de U que perderam Pb radiogênico e portanto produzem idades discordantes.....	43
Figura 19. Funcionamento esquemático da microsonda eletrônica.....	46

## Sumário

1	Introdução .....	6
1.1	Apresentação .....	6
1.2	Objetivos .....	6
1.3	Localização e acesso .....	7
2	Revisão bibliográfica e metodologia .....	7
2.1	Definição, gênese e classificação de carbonatitos .....	7
2.2	Importância econômica dos carbonatitos .....	12
2.3	O Complexo Carbonatítico Seis Lagos .....	17
2.4	O método U-Pb, Th-Pb, e Pb-Pb .....	29
2.5	Microsonda Eletrônica (“Wavelength Dispersive Spectroscopy” - WDS) .....	45
2.6	MC-ICP-MS .....	47
	Referências .....	49
3	Publicação científica .....	54
4	Anexos .....	91

## **Introdução**

### **1.1 Apresentação**

A presente dissertação se deu sob a orientação do Prof. Dr. Artur Bastos Neto, em colaboração com o grupo de pesquisas em fosfatos e elementos terras raras (ETRs) da UFRGS. Fazem parte deste, além do autor e do orientador, o Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira e os doutorandos Arthur Lemos Giovanini e Tamara Reginatto Manfredi. Este grupo estuda diversas ocorrências de depósitos de ETRs no Brasil, entre elas o Complexo Alcalino Seis Lagos (CASL), objeto do atual trabalho. Dentre as possibilidades oferecidas pelo objeto de estudo, optou-se, nesta dissertação, pela datação absoluta do complexo, devido à relevância da informação e disponibilidade de materiais e recursos para tanto.

O CASL está situado no município de São Gabriel da Cachoeira, na região noroeste do estado do Amazonas. Ocorre na forma de três corpos circulares alinhados na direção N-S e foi descoberto pelo projeto RADAM Brasil na década de 70, devido a sua intensa anomalia cintilométrica positiva. As pesquisas realizadas no maior dos três corpos nos anos 70 e 80 indicaram a presença do maior depósito de nióbio do mundo além de relevantes quantidades de elementos terras raras (ETRs).

### **1.2 Objetivos**

O objetivo do trabalho é conhecer, por meio de datação absoluta, as idades de cristalização do CASL e do embasamento cristalino, e a partir daí, discutir os possíveis mecanismos geradores destes eventos no contexto da evolução do Cráton Amazonas. Secundariamente, tentar estabelecer uma correlação com outros corpos alcalinos da região.

### 1.3 Localização e acesso

O CASL está localizado no município de São Gabriel da Cachoeira, um dos mais isolados do país, no extremo noroeste do Amazonas (Figura 1), sendo possível acessá-lo apenas por via aérea ou fluvial. As distâncias até Manaus são respectivamente de 850 e 1000 km, aproximadamente. A partir desse município segue-se pela BR 307, na direção norte, por cerca de 65 km, até o Igarapé la Mirim, onde é preciso tomar uma embarcação pequena para seguir por mais seis quilômetros, para oeste, até a borda sul do morro.



Figura 1. Mapas de localização da área.

## 2 Revisão bibliográfica e metodologia

### 2.1 Definição, gênese e classificação de carbonatitos

Carbonatitos são rochas ígneas que contém, em sua mineralogia primária, mais de 50%, em volume, de minerais carbonáticos e ao menos 20% em peso de  $\text{SiO}_2$  (IUGS). Dependendo do carbonato dominante eles recebem a seguinte nomenclatura: calcita: sövito ou alvikito; dolomita: berforsito; siderita ou ankerita: ferrocronatito; carbonatos de sódio: natrocarbonatitos.

Carbonatitos geralmente são intrusivos e ocorrem como parte de complexos alcalinos. Nesses complexos ocorrem associações litológicas bastante características que incluem principalmente: fonolitos, urtitos, ijolitos, melteijitos, peridotitos, piroxenitos, kimberlitos do tipo I e lamprófiros Bell *et al.* (1998).

Segundo Biondi (2003), os carbonatitos ocupam no máximo 30% do volume total destes complexos, que, na maioria das vezes, ocorrem como corpos circulares com poucos quilômetros de diâmetro. A morfologia circular e o tamanho relativamente pequeno, associada aos efeitos que essas intrusões têm na geomorfologia local, como por exemplo, o fraturamento radial da encaixante, que posteriormente leva ao desenvolvimento de um padrão de drenagens circular e/ou radial e que há muito tempo vem sendo utilizado como indicador da presença de rochas alcalinas. Os carbonatitos, no contexto da explanação anterior, ainda podem ocorrer na forma de corpos maciços ou enxames de veios, brechando e metassomatizando as rochas adjacentes, como em Bayan Obo, na China, e no carbonatito Fazenda Varela, Santa Catarina, Brasil. Raramente são efusivos, Woolley & Kjarsgaard (2008), reconhecem 46 ocorrências deste tipo, sendo o único exemplo atual o vulcão Ol Doinyo Lengai, localizado na porção leste do rifte africano (Tanzânia) o qual produz lavas brancas e extremamente fluidas (Fig. 2).

Relativamente às idades, existem registros da ocorrência de carbonatitos desde o Paleo Proterozoico até o recente, com significativa concentração no Mesozoico. Quanto a distribuição global, são encontrados em todos os continentes com importantes concentrações na porção sul da África, no sudeste do Canadá e na Escandinávia. (Fig. 3).



Figura 2. Imagem aérea das várias chaminés brancas que formam o Ol Doinyo Lengai, e no detalhe a fluidez de suas lavas.



Quanto ao ambiente tectônico, ocorrem nos mais variados contextos. Rochas alcalinas e carbonatitos estão associados tanto a regimes compressivos como distensivos, porém a maioria ocorrem em intraplacas continentais. Alguns ocorrem em margens continentais e outros associados com orogêneses ou *rifts*, sendo que apenas dois carbonatitos são conhecidos em bacias oceânicas (intraplacas); um na Ilha de Cabo Verde e outro nas Ilhas Canárias, Winter (2001). De uma forma geral, carbonatitos estão associados às grandes zonas de falhas, ou ainda formando lineamentos, cujas origens e controle estrutural não são conhecidos. Observa-se que a progressão de idades ao longo destes lineamentos é rara, ao contrário do que poderia se esperar se fossem gerados por *hot spots*, Winter (2001).

A gênese dos carbonatitos têm gerado amplas discussões no meio acadêmico. Na década de sessenta foram realizados vários experimentos de síntese de carbonatitos, Tuttle & Guittins (1966), para explicar a origem destes magmas, pois anteriormente se pensava que poderiam ser oriundos de calcários remobilizados, xenólitos de mármore ou precipitados de soluções hidrotermais. É amplamente aceito que os carbonatitos são rochas ígneas formadas a partir de fusões no manto, porém a gênese das rochas alcalinas e carbonatitos é complexa.

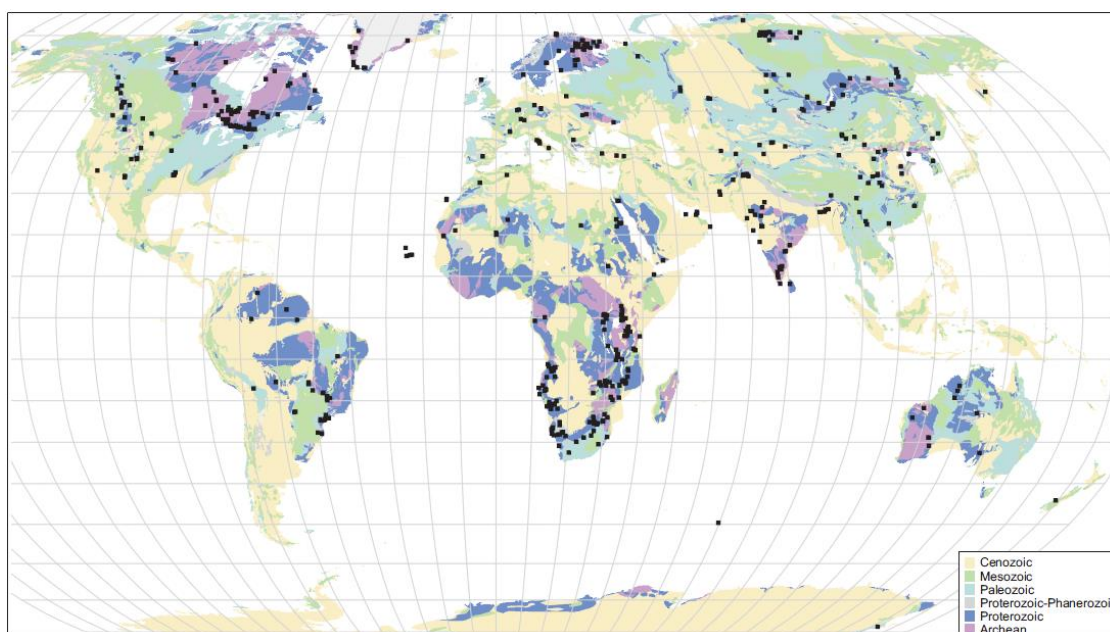


Figura 3. Distribuição global de carbonatitos (extraído de Woolley & Kjarsgaard (2008)).

Existem diferentes teorias para explicar a origem destas rochas como: (i) fusão parcial direta do manto (lherzolito hidro-carbonatado), (ii) cristalização fracionada e (iii) imiscibilidade de líquidos a partir de um magma parental. A maioria dos autores (Gittins, 1989; Wyllie, 1989; Winter, 2001) acredita que os carbonatitos podem ser gerados pelas três possibilidades. Wyllie & Lee (1998); Lee & Wyllie (1998); e Ivanicov *et al.* (1998) acreditam que derivam de cristalização fracionada e Le Bas (1981, 1987) defende a ideia de se originarem por imiscibilidade de líquidos.

A seguir são apresentadas algumas questões levantadas por Winter (2001):

1- Os magmas carbonatíticos e silicáticos alcalinos são desenvolvidos separadamente por fusão parcial do manto peridotítico ou são derivados de um mesmo magma silicático parental formados por diferenciação do manto ou da crosta?

2 - Se o magma carbonatítico é derivado de um magma silicático parental, ele é formado por cristalização fracionada ou por imiscibilidade, e qual a profundidade deste evento?

3 - Se o magma carbonatítico não é gerado por diferenciação de um magma silicático, qual é a natureza do líquido carbonatítico parental?

Observa-se que todas as possibilidades foram suportadas por experimentos e dados isotópicos, mas nenhuma foi completamente confirmada. De acordo com Bell & Simonetti (1996), estudos petrológicos integrados suportam todos os três mecanismos sobre a geração dos magmas carbonatíticos.

Segundo Gittins (1989), a gênese dos magmas carbonatíticos considera essencialmente três possibilidades:

a) Fracionamento, a pressão crustal baixa, de um magma parental derivado do manto (usualmente nefelinito carbonatado).

b) Separação de um líquido carbonático e um líquido silicático (nefelínico ou fonolítico), derivados de um magma parental ou oriundo do manto. A separação pode ocorrer em alta ou baixa pressão, no manto ou na crosta.

c) Fusão direta de uma porção metassomatizada do manto e parcialmente carbonatada, que produz separadamente, magmas carbonáticos e silicáticos primários.

Segundo Wyllie (1989), as seguintes hipóteses têm sido propostas para a gênese das rochas alcalinas:

- a) Oriundas de um magma carbonatítico primário rico em álcalis;
- b) Resultado da fusão residual, produto da cristalização fracionada de um magma álcali-peridotítico carbonatado;
- c) Produto do fracionamento, por imiscibilidade de líquidos separados de um magma parental nefelinítico ou kimberlítico.

Para Known *et al.* (1989), os resultados isotópicos possibilitaram propor três origens para os carbonatitos e rochas alcalinas de origem mantélica:

- a) De uma litosfera empobrecida por extração crustal\*<sup>1</sup>.
- b) De uma litosfera empobrecida modificada por metassomatismo.
- c) Da astenosfera.

\*<sup>1</sup> O autor não explica como a rocha alcalina de origem mantélica pode se originar por extração crustal, Manfredi (2013).

Alan Woolley, do museu britânico de história natural, e Bruce Kjarsgard, do serviço geológico canadense, destacam-se entre os cientistas que estudam carbonatitos e complexos alcalinos atualmente. Em 2008 esses autores compilaram dados de 477 associações de rochas correlatas a carbonatitos, eles reconhecem a existência de 527 ocorrências Woolley & Kjarsgard (2008), portanto seu estudo perfaz 90% dos casos conhecidos. Com base na mineralogia e nas características intrusivas ou efusivas eles separam os carbonatitos entre magmáticos e carbohidrotermais (oriundos da precipitação em temperatura sub-solidus a partir de um fluido com proporções variáveis de CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O).

A partir dessa classificação concluíram que 16% dos casos se enquadram como carbonatitos carbohidrotermais e as associações de rochas características são sienitos e nefelina sienitos. O restante dos casos são classificados como magmáticos, dos quais 24% não apresentam associações com rochas ígneas silicáticas, enquanto o restante (76%) apresentam 7 associações que serão listadas em ordem decrescente: 1) nefelina - ijolito; 2) phonolito – sienito com feldspatóide; 3) traquito – sienito; 4) melilitito – melilitolito; 5) lamprófiro; 6) kimberlito; 7) basanita – álcali gabro.

Também reconhecem 46 carbonatitos de origem efusiva, caracterizados por uma alta proporção de detritos mantélicos (xenólitos e xenocristais) e ausência de associação com som rochas silicáticas, levando-os a acreditar que os carbonatitos desse grupo sejam gerados estritamente por fusão mantélica. A

maioria dos demais carbonatitos magmáticos (os intrusivos) apresentam indícios de terem sido gerados por diferenciação magmática, sendo a associação de rochas silicáticas, produto da fusão parcial de uma litosfera metassomatizada, a principal evidência.

## **2.2 Importância econômica dos carbonatitos**

É crescente a quantidade de estudos sobre os complexos alcalino-carbonatíticos em todo o mundo, tanto movidos por interesse petrológico quanto econômico. São associações de rochas relativamente raras, perfazendo menos de 1% da crosta terrestre. A própria rocha pode constituir minério, pois dependendo da sua composição, pode ser utilizada na produção de cimento (quando o carbonato predominantemente for calcita) ou empregada diretamente na agricultura para correção do pH do solo (quando dolomita), mas seu maior uso no Brasil é na indústria de fertilizantes, o fosfato, retirado da apatita, abundante em depósitos supergênicos desenvolvidos sobre carbonatitos, juntamente com o enxofre e o potássio, compõe o grupo designado por agrominerais, sendo todos eles minerais de produção nacional insuficiente, dependendo fortemente de importações. São matérias-primas de grande importância, pois estão no elo-base da cadeia dos fertilizantes químicos NPK, insumos fundamentais da agricultura MME (2009).

Os complexos carbonatíticos são formados por magmas de composição singular e podem ocorrer associados a diversos tipos de depósitos minerais, sua composição química é tão diferente e variada que são portadores de mais de 280 minerais reconhecidos, Hogart (1989), entre eles os de maior interesse econômico são: pirocloro (Nb), barita (Ba), anatásio e rutilo (Ti), zircão (Zr), magnetita (Fe), apatita (P e ETRs), monazita e minerais da série bastnaesita-synchysita (ETRs).

Nesse tipo de depósitos são conhecidas importantes reservas de elementos terras raras (ETR), barita, anatásio, magnetita, vermiculita, cobre, urânio, bauxita e fluorita. A figura 4 exemplifica a diversidade de minérios que os carbonatitos podem hospedar.

No Brasil existem diversos carbonatitos atualmente sendo explorados: O Complexo alcalino de Araxá, anteriormente reportado como complexo Barreiro, localizado no município homônimo, no estado de Minas Gerais, com 4,5 km de diâmetro, hospeda um imenso depósito mineral desenvolvido através da sobreposição de processos supergênicos a processos hidrotermais que acabaram por gerar grande concentração de niobatos e fosfatos no seu manto de alteração. É a partir da exploração desse manto de alteração que a companhia CBMM produz cerca de 90% do nióbio consumido no mundo, enquanto a Fosfértil explora outro setor para obtenção de fosfato a partir de apatita. A Fosfértil também opera nos complexos alcalinos carbonatíticos de Serra Negra, no município de Patrocínio e no Complexo de Tapira, no município homônimo, ambos em Minas Gerais. O Complexo de Mineração de Tapira – CMT constitui hoje a maior mineração de fosfato da América Latina, Santos *et al.* (2002). Os Complexos Catalão I e II, em Goiás, também sob exploração da Fosfértil, representam importantes depósitos de fósforo, terras raras e titânio. O complexo carbonatítico de Angico dos Dias, constitui a primeira ocorrência de carbonatito paleoproterozóico (2,01 Ga, U-Pb em badeleyita e zircão, Silva *et al.* (1987)) descoberta no Brasil. Situa-se na borda sul-sudeste da bacia do Parnaíba e nas imediações do povoado Angico dos Dias, localizado nas proximidades da divisa dos estados da Bahia e Piauí, e é portador de importantes depósitos de fosfato (apatita) Dardene & Schobenhau (2003), sendo explorado pela Mineração Galvani. No município de Anitápolis, SC, a Indústria de Fosfato Catarinense também faz sua exploração nesse tipo de rocha.

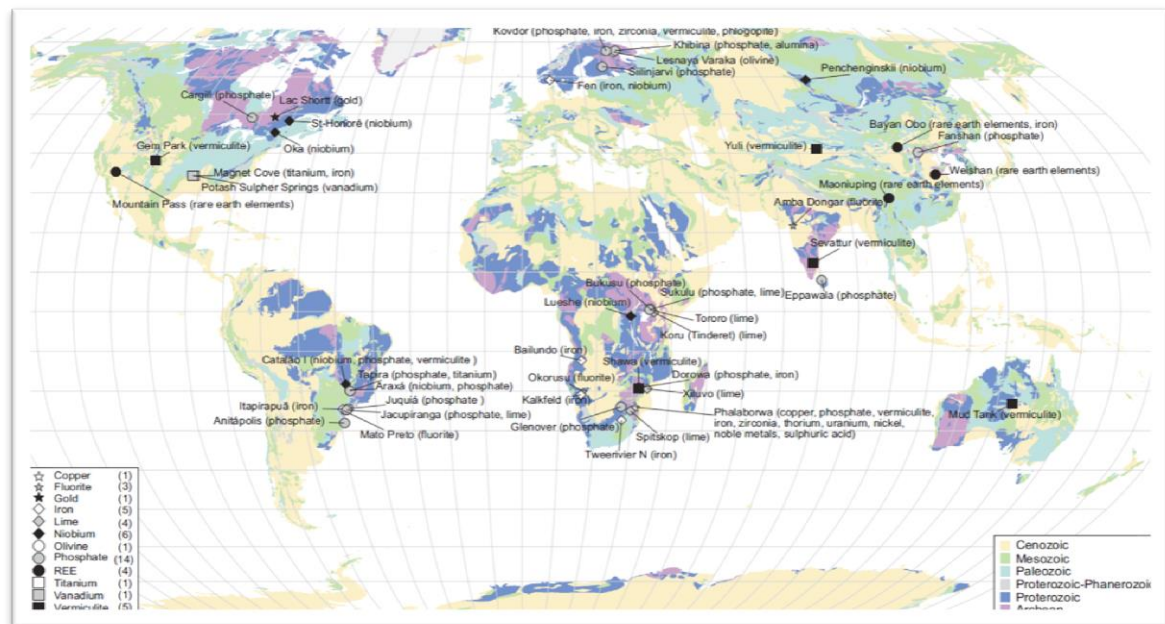


Figura 4. Distribuição dos complexos carbonatíticos que são ou já fora explorados, separados pelo comodite (extraído de Woolley & Kjarsgaard (2008)).

Como exemplos da importância e dos diferentes modelos de mineralização que ocorrem associados aos carbonatitos podemos citar os depósitos de classe mundial de Bayan Obo e Palabora.

O depósito mineral de Bayan Obo localizado no interior da Mongólia, norte da China, constitui uma importante província mineral com reservas extremamente grandes de elementos terras raras, ferro e nióbio. Suas reservas são estimadas em 40 milhões de toneladas de terras raras (70% de todas as reservas conhecidas no mundo) com teores na faixa de 3,5-5%, que são considerados altíssimos, produzindo cerca de 45% de todo óxido de terras raras utilizado no mundo, sendo assim, o principal responsável pela posição de destaque da China no mercado mundial desse recurso. É ainda portador de um milhão de toneladas de  $Nb_2O_5$ , 470 milhões de toneladas de ferro e aproximadamente 130 milhões de toneladas de fluorita, Wu (2007). Bayan Obo é um dos mais estudados e bem conhecidos depósitos de terras raras. Desde a descoberta do principal corpo mineralizado, em 1927, uma série de estudos vem sido desenvolvidos sobre a mineralogia e cronologia desse gigantesco depósito. Entretanto a gênese, o potencial econômico e os processos de enriquecimento das terras raras ainda provocam uma série de discussões entre os pesquisadores.



Um modelo simplificado, elaborado a partir de dados isotópicos e da textura do minério, sugere que a gênese do depósito está relacionada à intrusão de diques de carbonatito nos mármorees do grupo Bayan Obo, durante o Proterozóico, e a posterior deformação desse pacote em dois eventos, entre 550 e 420Ma, e novamente entre 343 e 225Ma, resultando na natureza presente do minério, Yang *et al.* (2011). O complexo está hospedado em mármorees dolomíticos que formam parte da sequência de rochas metassedimentares Proterozóicas (Grupo Bayan Obo) dominadas por arenitos e ardósias. O depósito é composto por três corpos principais, situados no contato das camadas de ardósia, no núcleo de uma dobra sinforme. A figura 5 ilustra a dimensão do depósito.



Figura 5. Bayan Obo em imagem de satélite e panorâmica de uma das cavas. (Fonte internet, <http://www.3ds.com/customer-stories/single/bayan-obo/> (acesso em 11-09-2015))

O carbonatito de Palabora na África do Sul é o único caso conhecido do mundo com concentrações economicamente viáveis de cobre para constituir uma mina. A exploração desse depósito remete ao século XIV, quando tribos nômades descobriram o metal nas rochas da região. Eles fundiam tanto o cobre nativo como o ferro. O fosfato contido no minério de ferro facilitava no processo metalúrgico uma vez que baixa o ponto de fusão. Em 1912 Hans Merensky redescobriu o complexo, tendo sua atenção voltada para os depósitos de vermiculita e apatita e pela presença do cobre. Nas décadas de 30 e 40 tais depósitos foram explorados. Em 1955 a companhia estatal Foskor começou a produzir concentrado de apatita e iniciou um projeto de prospecção de cobre. No início da década de 60 a viabilidade econômica da mina (de cobre) foi comprovada e a exploração começou em 1965, Heinrjch (1970).

Explorada a céu aberto por quase 40 anos, transicionou para subterrânea em 2003, devido ao aprofundamento do minério.

As rochas do complexo e os granitos e gnaisses encaixantes estão afetados por um halo metassomático destrutivo demonstrado por intrusões, zonas de alteração e anomalias aeromagnéticas que se estendem por dezenas de quilômetros. Tal halo é produto de metassomatismo (femitização) por hidrotermalismo magmático rico em K-Na-Ca-Fe-Mg e CO<sub>2</sub> com abundância de voláteis, principalmente fluorita. Dentro do complexo de Palabora existem três corpos de piroxenitos com textura pegmatoide, que exibem cristais de piroxênio e micas com mais de 20 cm. O corpo central possui *pipes* interiormente zonados, variando entre foscoritós (rocha a base de olivina, serpentinita, magnetita, apatita e calcita), e duas gerações de carbonatitos. Estes *pipes* carbonatíticos são os principais hospedeiros do minério de cobre e podem ser vistos na figura 6. Duas fases de mineralização são observadas em Palabora. A primeira é considerada co-magmática ao complexo e ao carbonatito precoce, a segunda, hidrotermal, é associada ao carbonatito mais jovem. As reservas estimadas de minério de cobre são da ordem de 49 milhões de toneladas com teor médio de 0,5%, Heinrich (1970).



Figura 6. Vista aérea do pit e modelo geológico do depósito de Palabora com a projeção dos corpos de minério e da mina subterrânea (fonte internet, <http://www.3ds.com/customer-stories/single/palabora-copper/> (acesso em 21-09-2015)).



### 2.3 O Complexo Carbonatítico Seis Lagos

O termo “Complexo Carbonatítico Seis Lagos” (CCSL) será adota neste trabalho, uma vez que, com a evolução do conhecimento, define melhor a geologia dos corpos quando comparado aos nomes anteriormente propostos, tais como: Morro dos Seis Lagos (CPRM, 1976), ou Complexo Alcalino Seis Lagos (Isler, 1980).

O CCSL despertou a atenção da comunidade técnica científica no início da década de 1970, quando o projeto RADAM executou o sobre voo sistemático da região amazônica, produzindo diversos dados geofísicos e de relevo. Ao analisarem os resultados de cintilometria da Folha NA-19 Pico da Neblina, os técnicos do programa tiveram sua atenção voltada para três corpos de formas proeminentemente circulares, que apresentavam anomalia positiva que ultrapassava o limite de detecção do equipamento (15.000cps), posteriormente verificou-se que essa anomalia atingia 35.000cps. No ano de 1975 uma equipe de geólogos da CPRM foi enviada para realizar os estudos pioneiros. A equipe coordenada por Jose de Ribamar Viegas Filho e Carlos Wetterle Bonnow permaneceu cerca de sete meses no município de São Gabriel da Cachoeira realizando a perfuração de pouco mais de 1.000m de sondagem, divididos em quatro furos, o que resultou em aproximadamente 400m de testemunhos, também foi realizada a coleta sistemática de centenas de amostras de superfície. A análise de todo esse material comprovou o potencial econômico e científico da descoberta, sendo o CCSL então descrito como formado por uma espessa carapaça laterítica desenvolvida pelo intemperismo tropical sobre uma rocha de composição carbonática, possivelmente um carbonatito, e cuja evolução de processos de alteração supergênica levou ao enriquecimento relativo em vários metais, com destaque para o Nb, que em muitas amostras corresponde a até 2,5% do peso da rocha. Também foram descobertas apreciáveis concentrações de ETRs no testemunho do furo denominado SG-04, realizado sobre um paleo-lago completamente preenchido por sedimentos (lago Esperança) até a profundidade de aproximadamente 230m, quando se atingiu um espesso pacote de rochas descritas como brecha carbonática, o furo avançou por cerca de 200m neste material, sem transpassa-lo CPRM

(1976). Na época as concentrações anômalas de ETRs não despertaram maiores interesses.

Justo & Souza (1984 e 1986) quantificaram a reserva de Nb contida no depósito em  $2.898.10^6$ t (reservas inferidas), com teor médio de 2,81% de  $Nb_2O_5$ , representando a maior ocorrência do mundo, porém, também em 1984 o CETEM publicou relatório onde apresenta grandes dificuldades no beneficiamento do minério.

Em 1996, Corrêa, publica sua tese de doutorado pela Universidade Federal do Pará, intitulada: Evolução geoquímica da crosta laterítica e dos sedimentos sobrepostos na estrutura de Seis Lagos, este, o primeiro trabalho de caráter científico acadêmico sobre o complexo. Para realizar o estudo, dispôs de um grande número de amostras superficiais coletadas nos perfis de geoquímica de solo realizados pela CPRM, Corrêa (1996). Entretanto, dos furos de sondagem, receberam apenas as alíquotas das amostras analisadas pela CPRM e somente dos Furos 1, 2 e 4 da primeira fase de sondagem, que corresponde aos primeiros metros das perfurações. Mesmo sem poderem identificar, caracterizar e interpretar as texturas do minério, os referidos autores produziram importantes dados mineralógicos e geoquímicos (incluindo isótopos de O e C, especialmente da brecha carbonática do furo SG-04). Identificaram e analisaram diversos minerais presentes no perfil laterítico do morro de Seis Lagos, caracterizando este como constituído essencialmente por minerais de ferro (hematita, ghoetita) com alguns acessórios importantes, como, hollandita, romanechita, pirolusita, lithioforita, florencita, cerianita, gibbsita, ilmeno-rutilo, brookita niobífera e rutilo niobífero, além de monazita, zircão e quartzo. Estes últimos foram considerados indicativos de que o substrato do morro dos Seis Lagos seria constituído por carbonatito. Os dados químicos da laterita foram comparados com dados de carbonatitos de outras localidades e considerados típicos de alteração deste tipo de rocha. Um dos enfoques do trabalho foi a formação/evolução da bacia Esperança e as relações entre a sedimentação e os processos de alteração e erosão ocorridos na sua margem. Baseados principalmente nos dados isotópicos que teriam uma variabilidade muito grande para um carbonatito, os autores concluíram que a brecha carbonática da base do furo SG-04 seria sedimento lacustre e não carbonatito alterado.

Em dezembro de 2010, o grupo de pesquisa UFRGS-CNPq Mineralogia e Geoquímica de Depósitos Minerais iniciou investigações sobre Seis Lagos. Em 2012, Rossoni apresentou monografia onde utilizou diversos métodos geofísicos e produtos do sensoriamento remoto para discutir os possíveis controles estruturais que posicionam o CCSL e também aqueles que dão forma ao morro dos Seis Lagos, Rossoni (2012). No modelo digital de elevação (MDE) (Fig. 07), com área de 650km (E-W) por 300km (N-S), gerado a partir de 9 imagens Landsat, é possível perceber duas direções de lineamentos que se destacam, a primeira NE-SW, controlando um grande bloco de terrenos mais elevados (em vermelho), representados por granitos e rochas sedimentares proterozóicas, e uma segunda, de direção E-W que se repete, quase invariavelmente, controlando drenagens e rios de 2ª e 3ª ordem, e inclusive, nessa região, a calha do Rio Negro. Esta é também a direção do igarapé la Mirim que circunda o MSL e retoma sua direção assim que completa o perímetro de sua borda (Fig. 10).

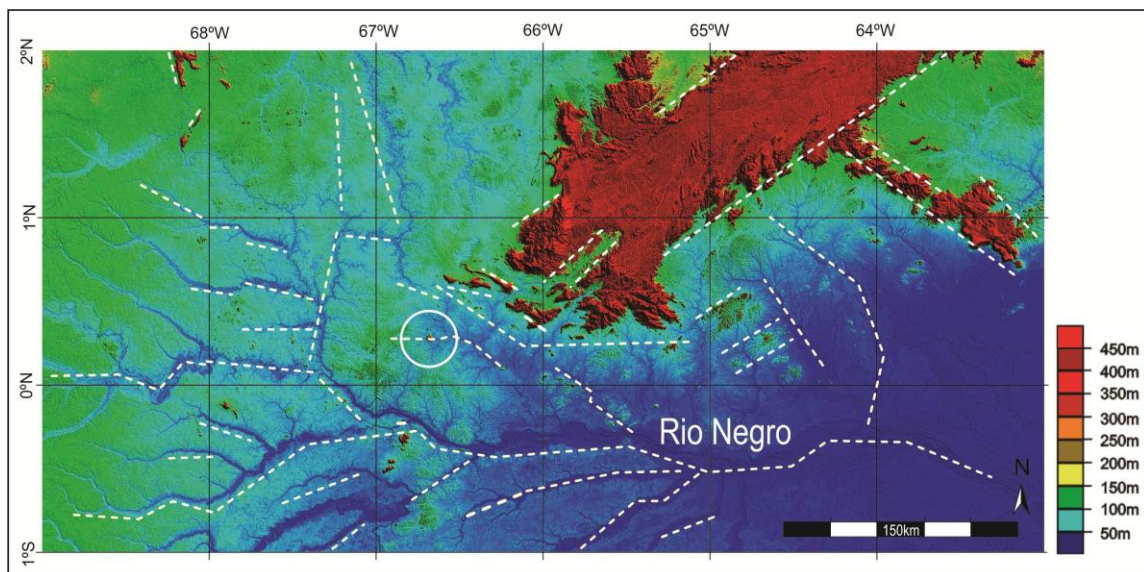


Figura 7. Modelo de elevação do terreno. O CASL é marcado pelo círculo branco. As linhas tracejadas mostram a prevalência da direção E-W nos lineamento regionais. Extraído de Rossoni et al, 2016.

Analisando o mapa de morfoestruturas da área estudada (Fig. 8) o autor destaca duas faixas que representam zonas de concentração de estruturas que podem representar zonas de cisalhamento, onde estas se cruzam está a área em que ocorre o CCSL (círculo preto).

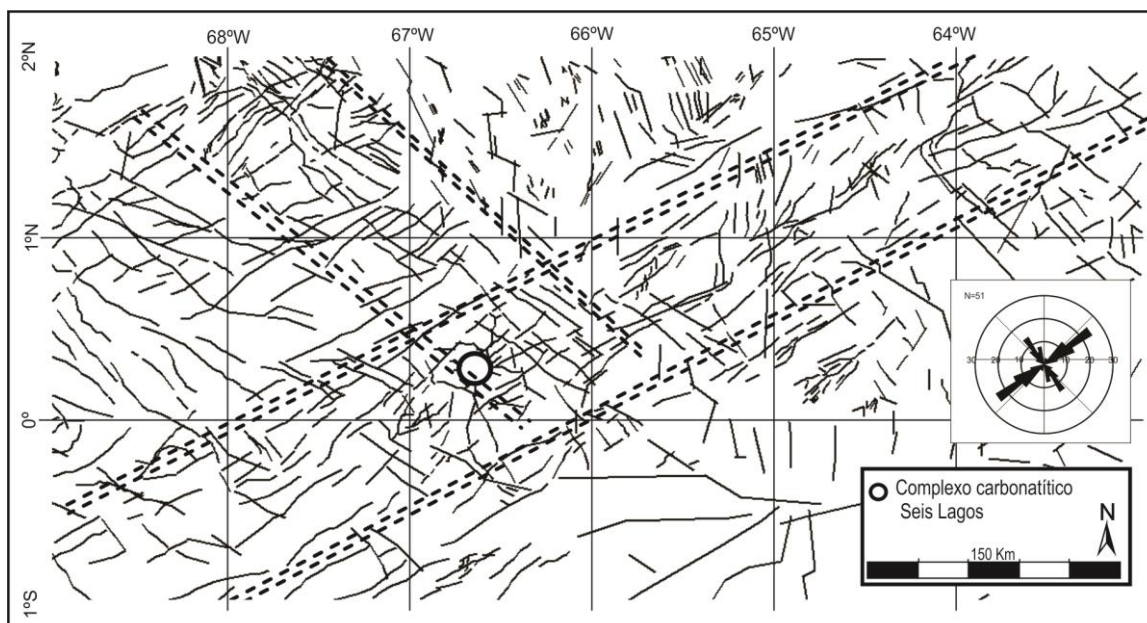


Figura 8. Mapa regional de morfoestruturas. O círculo marca a posição do CASL, exatamente no cruzamento das faixas NE-SW com NW-SE. Extraído de Rossoni et al, 2016.

Dos mapas geofísicos, disponibilizados pela CPRM para o estado amazônico, apenas o aeromagnetométrico (Fig. 9) apresentou dados interessantes (o gravimétrico tem pouco detalhe e o cintilométrico, do qual se esperavam dados promissores, foi desapontador pelo fato de a área do CCSL ter sido removida intencionalmente).

Quando o CCSL é sobreposto (a partir de produtos georreferenciados) à imagem geofísica, este, localiza-se exatamente sobre uma anomalia magnética, cujo efeito gerado é expresso pelos valores de nTesla altos a norte e baixos a sul da mesma, as respostas tem contato abrupto, retilíneo e contínuo por várias dezenas de quilômetros. Nas discussões referentes a morfologia interna do complexo e das estruturas próximas a este os melhores resultados foram obtidos atrás da análise das figuras 10 e 11.



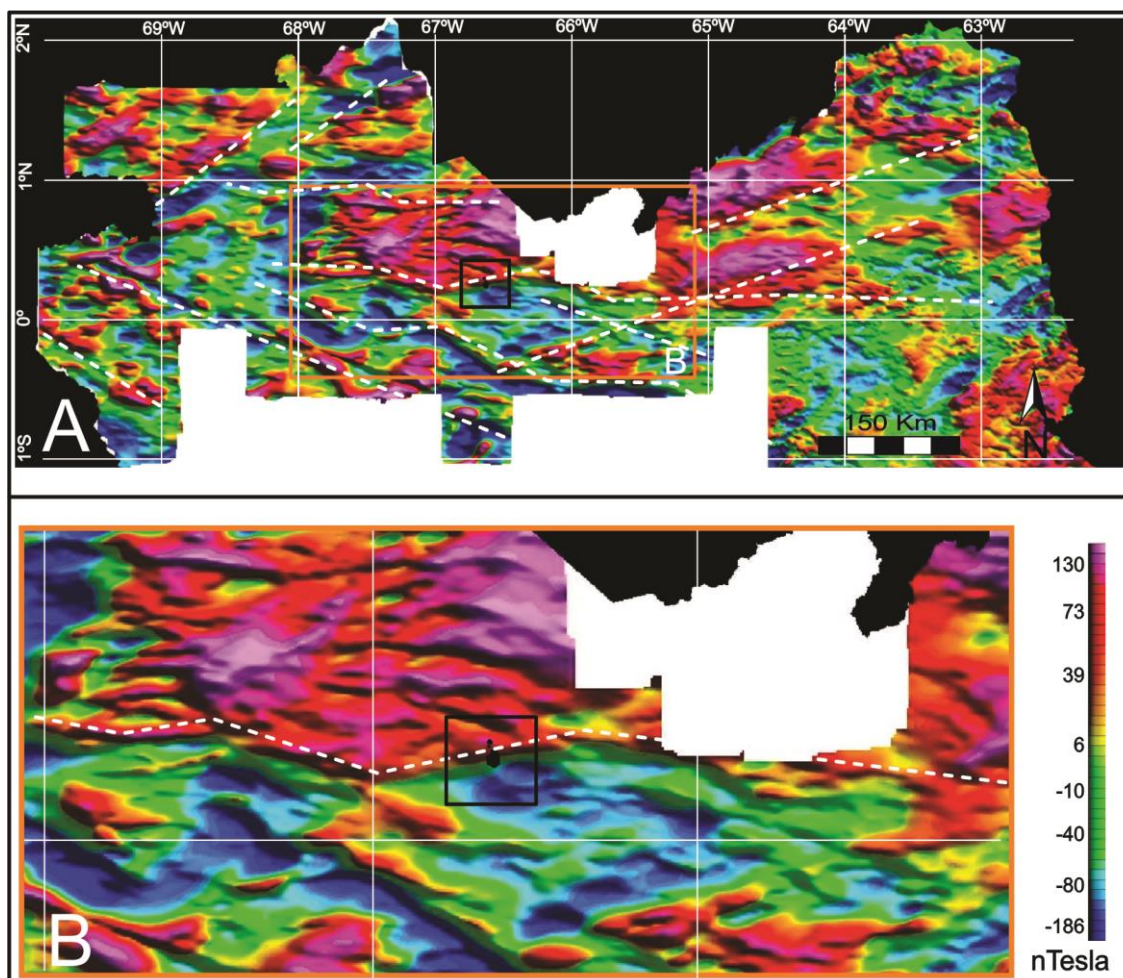


Figura 9. Mapa aeromagnetométrico de contagem total (relevo sombreado). A) Linhas tracejadas destacando os lineamentos regionais das anomalias magnéticas. B) Destaque da posição do CCSL sobre o limite entre os terrenos de respostas opostas ao método. Extraído de Rossoni et al, 2016.

A figura 10 demonstrou que no entorno do CCSL as morfoestruturas mais destacadas têm direção E-W, também ocorrem morfoestruturas NE-SW e WNW-ESE. Todas marcadas principalmente pelos rios, cujos traçados altamente retilíneos indicam seus controles estruturais. O corpo do morro dos Seis Lagos e um dos corpos menores situam-se sobre os traços das duas principais estruturas da área próxima ao complexo, ambas de direção E-W (Fig. 10a). A estrutura mais ao sul da figura 10b controla a direção do igarapé la Mirim, que ao se aproximar do morro dos Seis Lagos, circunda sua borda sul, e após contorná-lo retoma a sua direção original E-W. Na imagem de maior detalhe (Fig. 10b) observa-se que esta estrutura tem uma expressão muito clara dentro do corpo, controlando feições topográficas internas deste. Estas estruturas de direção E-W devem corresponder à expressão superficial

do lineamento E-W identificado no mapa aeromagnetométrico (Fig. 9). As estruturas de direção NE-SW e NW-SE se enquadram, respectivamente, nas duas faixas mostradas na figura 8 e devem ter exercido controle local no posicionamento dos corpos do complexo.

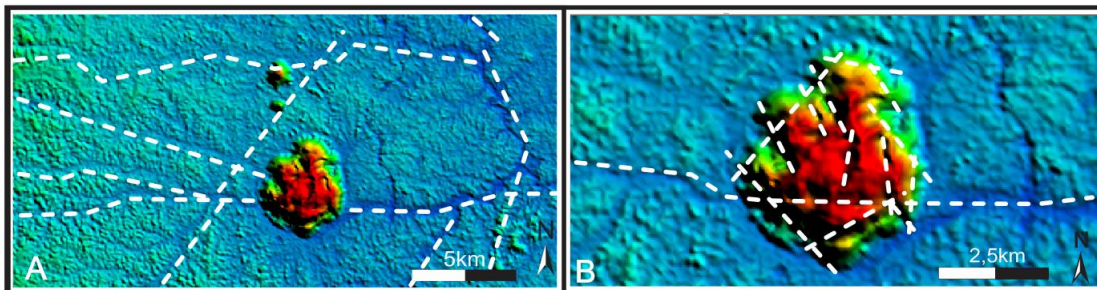


Figura 10. Modelo digital de elevação. A) Principais estruturas no entorno do CCSL. B) Estruturas internas ao MSL. Extraído de Rossoni et al, 2016.

O autor também conseguiu bons resultados através do tratamento digital de uma imagem do satélite francês SPOT, que foi adquirida pelo grupo de pesquisa com recursos do CNPQ. Utilizando a composição de bandas espectrais RGB 234 (Fig. 11) foi possível uma definição bastante precisa dos limites da crosta laterítica ferruginosa, cujo corpo principal cobre uma área de aproximadamente  $8\text{km}^2$  e dos limites e forma dos depósitos de taludes, que dão a forma circular do morro. Ainda foi possível identificar sinais de presença de argila e seis regiões do morro (elipses azuis).



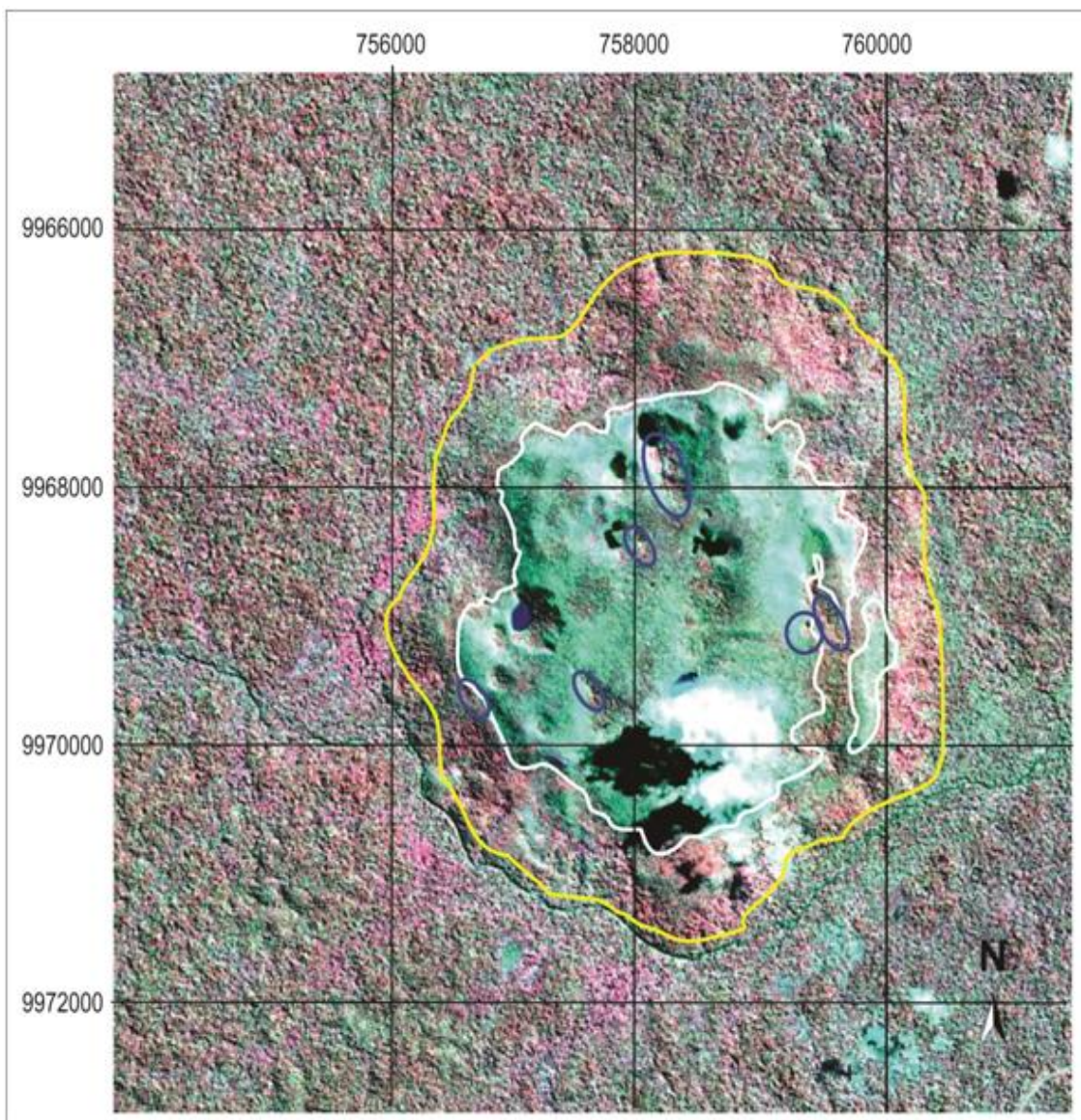


Figura 11. Morro dos Seis Lagos em composição colorida falsa cor sobre a imagem SPOT. A linha amarela delimita o sopé do morro; a linha branca delimita a crosta laterítica; as elipses azuis identificam zonas com resposta espectral característica de argilas. Extraído de Rossoni, 2016.

Em 2013, Giovannini apresentou dissertação de mestrado intitulada: **CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO CARBONATITO E DA JAZIDA (Nb, ETR) DE SEIS LAGOS (AMAZONAS)**. Neste trabalho utilizou de microscopia ótica e eletrônica, difração de raios X e análises químicas de elementos maiores, menores e traços para: caracterizar a crosta laterítica, investigar um intervalo anteriormente descrito como beforsito (carbonatito a base de dolomita) e comparar rocha sã e minério.

A partir das análises constatou-se a presença de siderita, barita, gorceixita, fosfato de ETR (interpretado como sendo monazita) e mineral rico em Nb e Pb (interpretado como sendo pirocloro) (figuras 12 e 13).

A siderita foi identificada como principal carbonato formador do carbonatito, e representa 71,8% do mesmo (siderita carbonatito, segundo Mitchell, 2005). Nas análises por microscopia eletrônica foi possível verificar que seus grãos são euédricos e possuem cor marrom claro, sendo que alguns cristais estão quebrados e apresentam ferruginização nas bordas e nas fraturas. Seus cristais possuem em média 700 micras e apresentam clivagem romboédrica típica dos carbonatos.

A barita constitui o mineral secundário mais abundante do carbonatito, cerca de 15,8% da rocha. Este mineral encontra-se nos interstícios dos grãos de carbonato e, quando observada no microscópio ótico em luz natural, apresenta cor semelhante à dos carbonatos, porém em luz polarizada verifica-se que são grãos policristalinos.

A gorceixita ( $\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ ) é um fosfato de bário e alumínio (Fig. 12 c), comumente formada a partir de alteração de fosfatos primários nos carbonatitos. Em Seis Lagos é verificada em agregados poliminerálicos juntamente com a monazita e o pirocloro. Em análises por Microscopia Eletrônica de Varredura foi possível verificar que forma cristais euédricos com tamanho de 5 micras. As análises por raios X possibilitaram verificar que a gorceixita compõe aproximadamente 7,5% da rocha.

A monazita  $(\text{Ce,La,Nd,Th})\text{PO}_4$ , apresenta hábito fibroradial e seus grãos têm aproximadamente 5 micras. A quantificação com as análises por raios X possibilitaram verificar que esse mineral compõe aproximadamente 4% da rocha.

O pirocloro foi identificado apenas no microscópio eletrônico de varredura e na difração de raio X, e apresenta uma composição compatível com a de chumbo pirocloro.



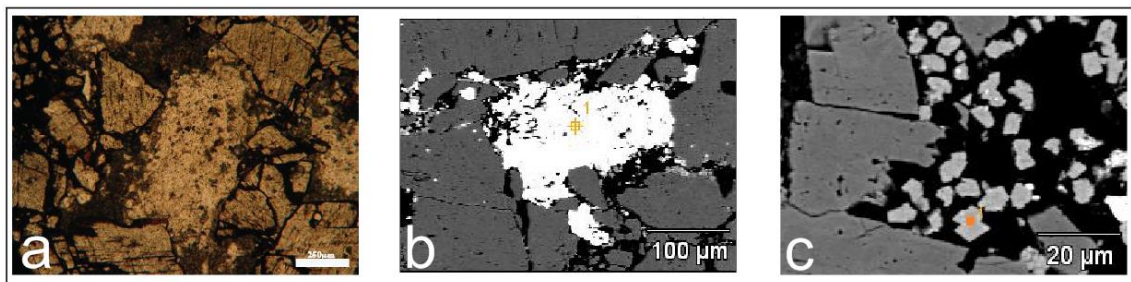


Figura 12. Minerais descritos por Giovannini, 2013. a) Siderita; b) barita; c) gorceixita

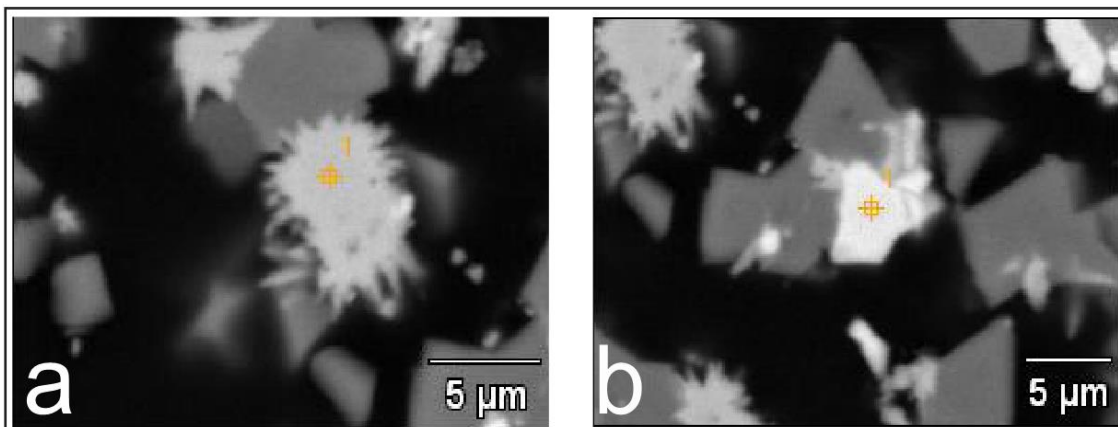


Figura 13. Minerais descritos por Giovannini, 2013. a) Monazita; b) chumbopirocloro

Giovannini (2013) analisou a química de rocha total para cinco amostras pertencentes a um intervalo previamente descrito como rocha carbonatítica (beforsito), e cujo aspecto macroscópico é compatível com a litologia. Com base nos resultados das análises foi possível verificar que se tratava de carbonatito e que este caracteriza-se por apresentar teores relativamente altos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (50%), LOI ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ) (24%),  $\text{MnO}$  (7%),  $\text{Ba}$  (>5%),  $\text{Sr}$  (1.000ppm), e  $\text{Nb}$  (2.000ppm) e valores baixos de  $\text{SiO}_2$  (0,36%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,15%),  $\text{CaO}$  (0,24%) e  $\text{Na}_2\text{O}$  (<0,01%). Com base nessa composição química, o carbonatito de Seis Lagos pode ser classificado como ferrocronatito.

Os teores do ferrocronatito de Seis Lagos foram comparados com os de outras localidades normalizando os resultados das análises pelos teores médios dos elementos dos ferrocronatitos apresentados por Woolley & Kempe (1989). Em relação aos elementos maiores, o ferrocronatito de Seis Lagos mostra-se enriquecido em Fe e Mn, possui teores de Al, Mg, Ti e P próximos ao da média e é relativamente empobrecido em Si, Ca, Na e K. Isso se explica pelo fato de que o carbonatito de Seis Lagos possuir siderita como

carbonato principal, por isso um aumento nos teores de ferro, e teores muito baixos de Ca, inferiores aos da média dos ferrocarbonatitos. Em relação aos elementos traço, o carbonatito possui teores mais elevados de Pb, Th, Y, Nb, Sc, Ga e Zn, teores relativamente médios de Ba, Zr, Co, Cr e V, e teores mais baixos de Cs, Sr, U, Ta, Cr, W e Cu.

Os ETRs do carbonatito de Seis Lagos, quando normalizados por condrito, possuem uma distribuição similar a de outros carbonatitos, onde se verifica o enriquecimento relativo dos ETRL em relação aos ETRP, porém quando comparado a outros ferrocarbonatitos conhecidos possui padrão anômalo, sendo possível verificar altos teores de ETRP em relação aos ETRL, especialmente de Nd. Além disso, observa-se que o enriquecimento em ETRP é muito importante do ponto de vista econômico, tendo em vista que os ETR do ferrocarbonatito de Seis Lagos tem, em média, valores 6 vezes maiores que a média dos ferrocarbonatitos de outras localidades e que os ETRPs têm valor de mercado muito maior do que os ETRLs.

Giovannini estudou a crosta laterítica a partir do furo SG-01-AM (Fig. 14), o qual possui 255 metros de profundidade e foi interrompido antes de atingir rocha sã ou a encaixante, na época da sondagem relatou-se a baixa recuperação dos testemunhos, fato este atribuído a presença de muitas cavidades no subsolo e do comprimento total, apenas 100m foram recuperados. A crosta foi subdividida em 7 tipos, com base nas suas características texturais e mineralógicas. Foram apresentados os resultados das análises por difratometria de raios X, as observações petrográficas e os resultados das análises químicas, separando-se maiores, elementos em traço e elementos terras raras para cada intervalo. Todos os litotipos descritos podem ser vistos na figura 14.

**Crosta pisolítica**, vai de 0,00 até 2,20 metros de profundidade. É formada principalmente por bandas de ferro e bandas de argila ocre. As bandas de ferro são constituídas principalmente por óxido de ferro maciço. As bandas de argilas são amareladas e encontram-se agrupadas. As amostras possuem densidade alta e cor predominantemente cinza.

**Crosta fragmentada**, ocorre em 2 intervalos do furo: de 2,20 m a aproximadamente 9,00 m e de 17,00 m a 19,75 m de profundidade. Ela tem

cor marrom avermelhada e é composta por nódulos ferrosos dentro de uma matriz ocre argilosa.

**Crosta mosqueada**, ocorre no intervalo de 9,00 m a 17,00 m de profundidade. Caracteriza-se por apresentar bandas verticalizadas com goethita e argila esverdeada. A verticalização deve-se provavelmente ao colapso interno da crosta laterítica, inerente ao seu processo de formação e também ao comportamento cárstico do substrato carbonatítico.

**Crosta roxa com oólitos**, ocorre no intervalo de 19,75 m até 31,00 m. Ela é tipicamente de cor roxa e com espaços vazios de formas e dimensões muito irregulares. Ela é menos coesa do que os demais tipos de crosta e apresenta alguns níveis mais maciços de composição goethítica. Os níveis argilosos são raros. A grande particularidade desta crosta é a ocorrência de Nb-brookita formando oólitos, que ocorrem no intervalo entre 20m e 35m do furo SG-01-AM, onde foram encontrados os maiores teores de Nb na laterita.

**Crosta manganesífera**, ocorre no intervalo de 31m a 40m de profundidade. A crosta manganesífera é constituída por faixas argilosas ocre com muitas intercalações de óxido de manganês que ocorrem de duas formas. Podem formar faixas irregulares que conferem à crosta um aspecto bandado. O segundo caso é constituído por brechas com elementos de goethita e matriz de óxidos de manganês. Os elementos são também cortados por veios de óxidos de manganês que mostram continuidade com a matriz.

**Crosta roxa**, avermelhada e com textura cavernosa, parece muito a crosta roxa anterior (com oólitos), porém possui faixas argilosas ocre. Possui 19 metros de espessura, indo de 40 a 59 metros de profundidade.

**Crosta marrom**, homogênea e de coloração amarelo amarronzada, devido a baixa recuperação da sonda nesta faixa, não foi possível determinar mais variações. Possui 41 metros de espessura, vai de 59 a 100 metros de profundidade.

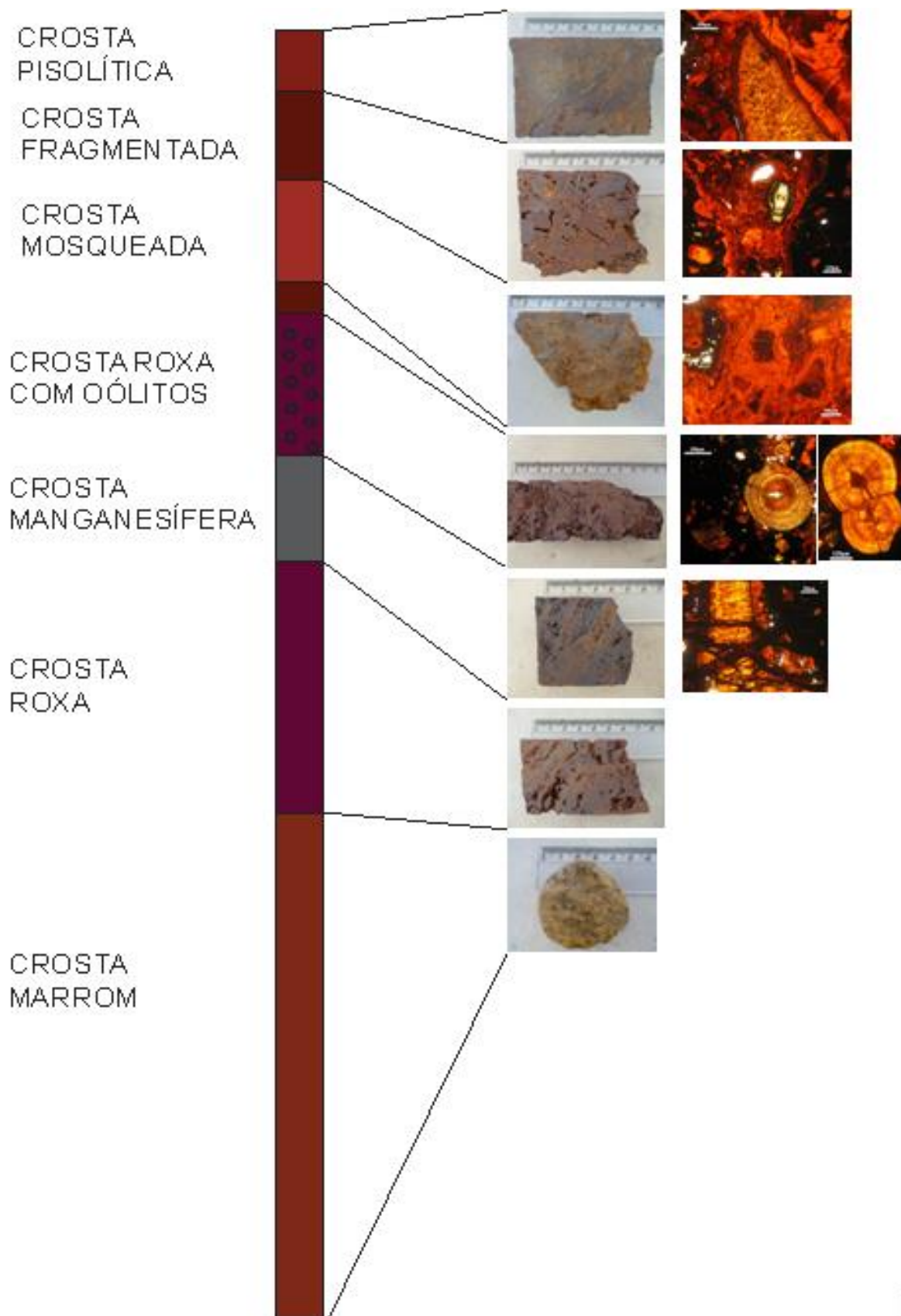


Figura 14. Perfil litológico esquemático do testemunho do furo SG-01-AM, descrito por Giovannini (2013), com fotografias das amostras de mão e fotos de feições observadas em lâminas delgadas, obtidas com câmera acoplada a microscópio ótico.

## 2.4 O método U-Pb, Th-Pb, e Pb-Pb

O decaimento do U e Th para isótopos estáveis de Pb é a base para vários métodos importantes de datação. Estes surgem não só a partir da transformação de U e Th para Pb, mas também derivam da evolução dependente do tempo de Pb comum, da deterioração dos isótopos filhos do U e da composição isotópica resultante do He, bem como a partir da acumulação de danos por radiação em cristais. Datações de rochas baseadas no decaimento de U e no acúmulo resultante de Pb e He foram tentadas pela primeira vez nos primeiros anos do século XX, por Ernest Rutherford e BB & Atwood. Posteriormente, A. Holmes usou dados de U-Pb e U-He para propor a primeira escala de tempo geológica em seu livro sobre a idade da Terra, publicado em 1913. Após a invenção de espectrômetros de massa, por J. Thomson e F.W. Aston, em meados de 1920, datações baseadas na composição isotópica de Pb tornaram-se possíveis, não só com base no decaimento do U e do Th para Pb, mas também nas proporções de isótopos de Pb comum. Como resultado do refinamento permanente dos procedimentos analíticos e de instrumentação, os métodos U,Th-Pb de datação, se tornaram os mais precisos para determinar a idade das rochas.

### Geoquímica do U e do Th

Urânio e Th são membros da série dos actínídeos, elementos em que os orbitais 5f são progressivamente preenchidos com elétrons. Por causa das configurações eletrônicas semelhantes, Th ( $Z = 90$ ) e U ( $Z = 92$ ) têm propriedades químicas semelhantes. Ambos os elementos ocorrem na natureza no estado de oxidação trivalente e seus íons têm raios semelhantes ( $U^{4+} = 1.05 \text{ \AA}$ ,  $Th^{4+} = 1.10 \text{ \AA}$ ). Por conseguinte estes elementos se substituem extensivamente, o que explica sua semelhança geoquímica. Entretanto, sob condições oxidantes, o U forma o íon uranil ( $UO_2^{2+}$ ) no qual o U tem valência +6. Portanto, U é um elemento móvel sob condições de oxidação e é separado do Th, que só existe no estado tetravalente e cujos compostos são geralmente insolúveis em água.

As concentrações médias de U e Th em meteoritos condríticos (tabela 1) são 1 x

$10^{-2}$  e  $4 \times 10^{-2}$  ppm, respectivamente. Estes valores podem ser tomados como uma indicação da abundância muito baixa destes elementos no sistema solar. No decurso da fusão parcial de rochas no manto da Terra, U e Th estão concentrados na fase líquida e, portanto, são incorporados nos produtos mais ricos em sílica. Por essa razão, a diferenciação geoquímica progressiva do manto superior da Terra tem enriquecido as rochas da crosta continental em U e Th, em comparação com as rochas do manto superior.

Tipo de Rocha	Concentração (ppm)			Proporção
	U	Th	Pb	
Condritos	0.01	0.04	1.0	4.0
Acondritos	0.07	0.36	0.4	5.1
Ferro Meteoritos	0.08	0.01	0.1	1.2
Rochas Ultramáficas	0.01	0.05	0.3	3.6
Gabros	0.84	3.8	2.7	4.5
Basaltos	0.43	1.6	3.7	3.7
Andesitos	-2.4	-8	5.8	3.3
Nefelina Sienitos	8.2	17.0	14.	2.1
Rochas Graníticas	4.8	21.5	23.	4.5
Folhelhos/Xistos	32	11.7	22.	3.7
Arenitos	1.4	3.9	13.	2.8
Rochas Carbonáticas	1.9	1.2	5.6	0.63
Gneisses	3.5	12.9	19.	3.7
Granulitos	1.6	7.2	18.	4.5

Tabela 1. Concentrações médias de U, Th e Pb em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Nota. Os valores para o U e o Th vem de de Roger e Adams (1969a, b) e os valores de Pb, de Wedepohl (1974). As concentrações dadas nesta tabela são na maioria dos casos médias aritméticas não ponderadas. As concentrações desses elementos variam grandemente nos diferentes tipos de rocha. Tendo como fator principal de variação a composição mineral da rocha.

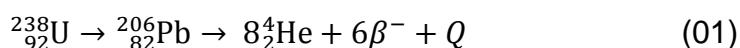
As concentrações de U, Th e Pb (Tabela 1) aumentam das rochas basálticas para os granitos, ainda que as razões de Th / U permaneçam praticamente constantes. As rochas graníticas são enriquecidas em U/ Th, talvez porque uma parte do U é removido em soluções aquosas como ião uranil, durante as fases finais de cristalização de magmas graníticos. As razões de Th / U de rochas sedimentares são semelhantes aos das rochas ígneas, com a exceção de que carbonatos sedimentares são enriquecido em U e têm uma baixa relação de Th / U, de cerca de 0,63. O enriquecimento de U de rochas carbonáticas resulta do

fato de que o U ocorre nos oceanos como o ião uranil, que co-precipitam com o carbonato de cálcio, enquanto Th está principalmente associada a sedimento insolúvel em água.

As concentrações de U e Th nos minerais constituintes das rochas silicáticas são uniformemente baixas, da ordem de algumas partes por milhão, ou menos. Estes dois elementos ocorrem principalmente em certos minerais acessórios, onde são os principais constituintes ou substituem outros elementos. A lista destes minerais inclui uraninita e thorianita (óxidos), zircão, torita e alanita (silicatos), monazita, apatita e xenotima (fosfatos) e esfeno (nesossilicato). Muitos outros minerais de U e Th existem (Heinrich. 1958). A maioria destes ocorrem sob condições oxidantes e contém o íon uranila. Informações adicionais sobre a geoquímica do U, Th, e do Pb podem ser encontradas no *Handbook of Geochemistry*, Wedepohl (1978).

### **Decaimento dos isótopos de U e Th**

O urânio apresenta três formas de ocorrências naturais,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ , todas radioativas. O tório existe principalmente como  $^{232}\text{Th}$ . Cinco isótopos radioativos de tório existem na natureza porque eles são isótopos filhos intermediários de vida curta do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  e do  $^{232}\text{Th}$ . As abundância dos isótopos, tempos de meia vida e as constantes de decaimento do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  e do  $^{232}\text{Th}$  estão listadas na Tabela 2. Os principais isótopos de U e Th, são pais de uma cadeia de isótopos filhos radioativos que terminam como isótopos estáveis de Pb. O decaimento do  $^{238}\text{U}$  da origem a série do urânio, que inclui o  $^{234}\text{U}$  como isótopo filho intermediário e termina com o isótopo estável  $^{206}\text{Pb}$ . O decaimento do  $^{238}\text{U}$  para  $^{206}\text{Pb}$  pode ser descrito pela equação:



Onde  $Q = 47,4 \text{ MeV/atom}$  ou  $0,71 \text{ cal/g}$ , Wetherill (1966). Cada átomo de  $^{238}\text{U}$  que decai acaba por produzir um átomo de  $^{206}\text{Pb}$  pela emissão de oito partículas alfa e seis partículas beta.  $Q$  representa a soma de energias de decaimento de toda a série em unidades de milhões de elétron volts.

Isótopo	Abundancia (%)	Meia vida (anos)	Constante de decaimento ( $y^{-1}$ )	Referencia*
$^{238}\text{U}$	99.2743	$4.468 \times 10^9$	$1.55125 \times 10^{-10}$	1
$^{235}\text{U}$	0.7200	$0.7038 \times 10^9$	$9.8485 \times 10^{-10}$	1
$^{234}\text{U}$	0.0055	$2.45 \times 10^5$	$2.829 \times 10^{-6}$	2
$^{232}\text{Th}$	100.00	$14.010 \times 10^9$	$4.9475 \times 10^{-11}$	1

Tabela 2. Abundâncias, tempos de meia vida e constantes de decaimento dos principais isótopos naturais do U e do Th. \*1- Steiger & Jäger, 1977; 2- Lide & Frederikse, 1995.

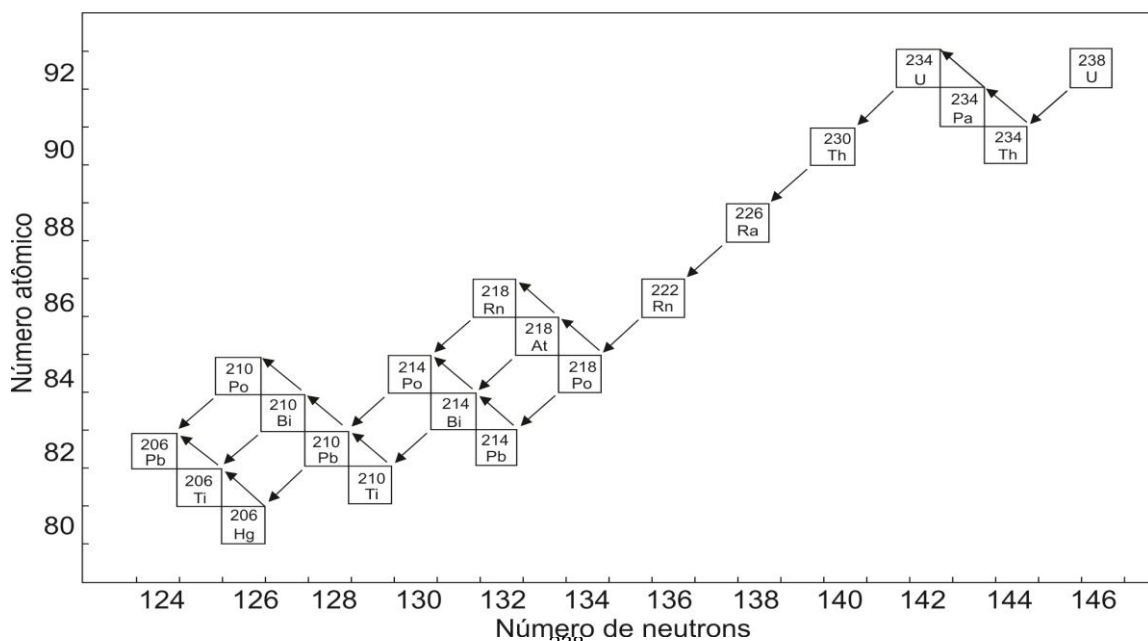
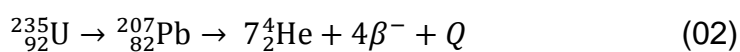


Figura 15. Cadeia de decaimento do  $^{238}\text{U}$  como resultado da sucessiva emissão de partículas alfa e beta. O produto final do decaimento é o isótopo estável  $^{206}\text{Pb}$ .

Vários isótopos filhos são gerados (figura 15) pelo decaimento ramificado envolvendo tanto a emissão de uma partícula  $\alpha$  como de uma partícula  $\beta$ . Por conseguinte, a cadeia se divide em ramos distintos, mas o  $^{206}\text{Pb}$  é o produto final estável de todos os caminhos possíveis de decaimento. O decaimento do  $^{235}\text{U}$  dá origem à série dos actínídeos que termina no isótopo estável  $^{207}\text{Pb}$  após a emissão de sete partículas  $\alpha$  e quatro partículas  $\beta$ .



Onde  $Q = 45,2 \text{ MeV/atom}$  ou  $4,3 \text{ cal/g}$  (Wetherill, 1966). Esta série se ramifica conforme a figura 16.



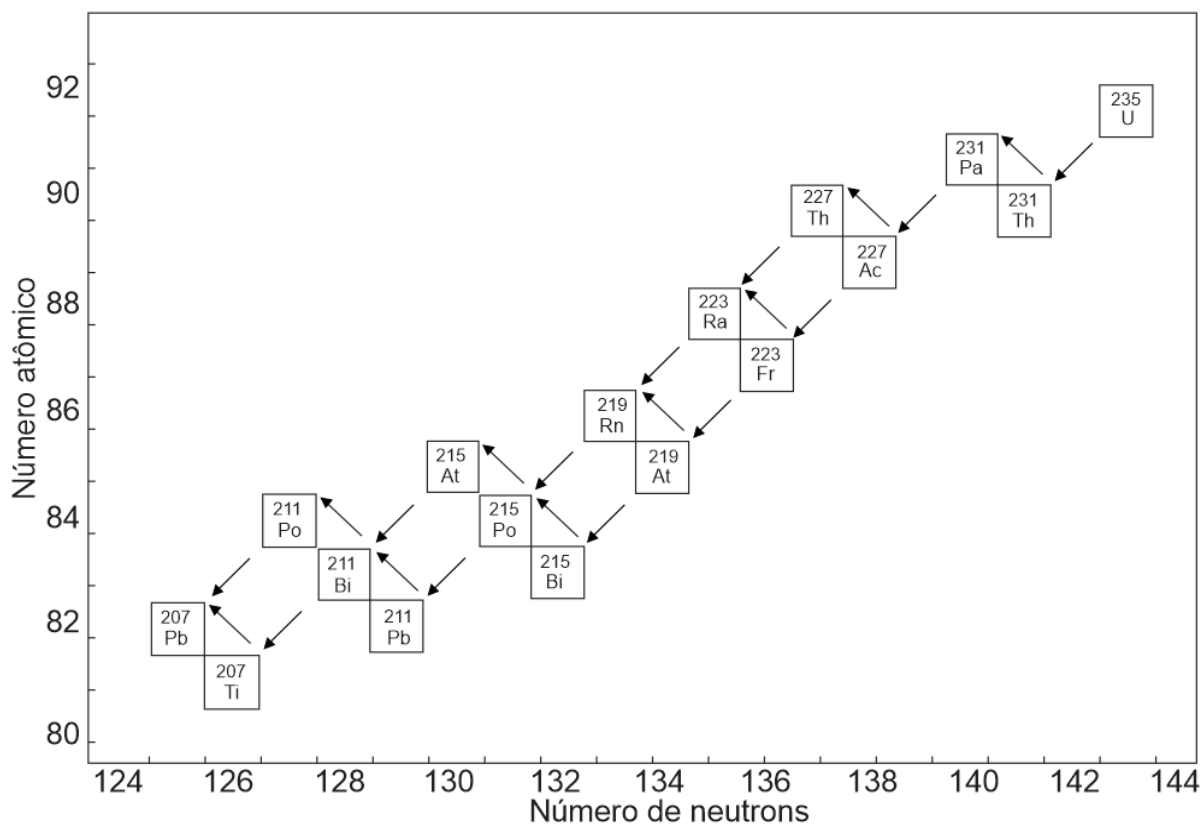


Figura 16. Cadeia de decaimento do  $^{235}\text{U}$  com a formação do isótopo estável  $^{207}\text{Pb}$ .

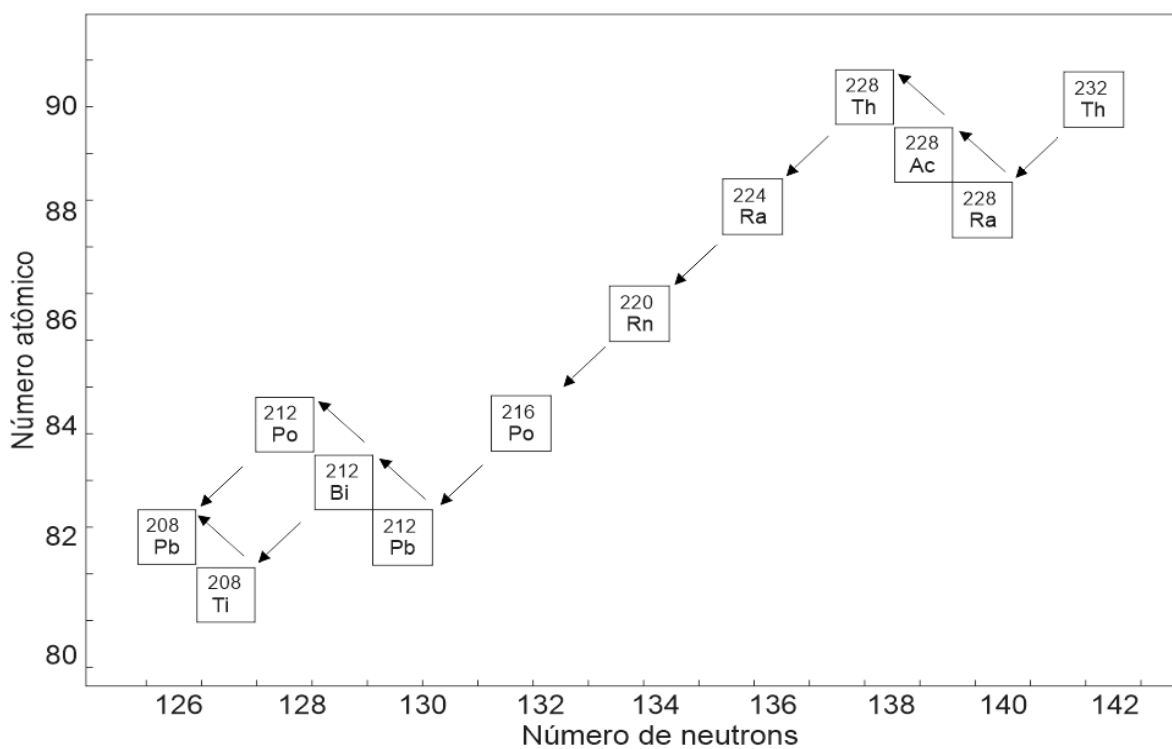
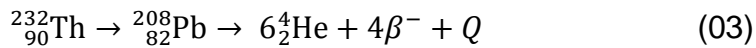


Figura 17. Cadeia de decaimento do  $^{235}\text{Th}$  terminando com a formação do  $^{208}\text{Pb}$ .

O decaimento do  $^{232}\text{Th}$  resulta na emissão de seis partículas  $\alpha$  e quatro partículas  $\beta$  levando à formação do isótopo estável  $^{208}\text{Pb}$ . Esta série de decaimento pode ser escrita como:



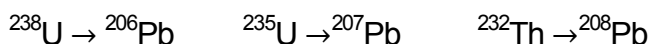
Onde  $Q = 39,8 \text{ MeV/atom}$  ou  $0,20 \text{ cal/g}$  (Wetherill, 1966).

Apesar do fato de que 43 isótopos filhos intermediários são formados como resultado das séries de decaimento de 12 elementos (sem contar o  $^4\text{He}$ ) nenhum é membro de mais de uma série. Em outras palavras, cada cadeia de decaimento sempre conduz a formação de um isótopo específico de Pb. O decaimento do  $^{238}\text{U}$  produz  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  produz  $^{207}\text{Pb}$  e o  $^{232}\text{Th}$  produz o  $^{208}\text{Pb}$ . As meias vidas do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  são muito mais longas que dos seus respectivos isótopos filhos (Tabela 2). Portanto estas séries de decaimento satisfazem as condições para o estabelecimento do equilíbrio secular (Faure & Mensing, 2005).

Quando o equilíbrio secular está presente em um mineral hospedeiro de U ou Th, as taxas de atenuação dos isótopos filhos intermediários são iguais às de seus respectivos isótopos pais:

$$N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = N_3\lambda_3 = \dots \quad (04)$$

Se um mineral é um sistema fechado e o equilíbrio secular foi estabelecido, a taxa de produção do isótopo filho estável no final da cadeia de decaimento é igual a taxa de desintegração do isótopo pai do início da cadeia. Portanto, o decaimento dos isótopos de U e Th em minerais em que o equilíbrio secular foi atingido, pode ser estimado diretamente a partir dos respectivos isótopos de Pb.



Como resultado, o aumento de isótopos radiogênicos de Pb pode ser descrito por meio de uma equação semelhante àquela utilizada para representar o decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  para  $^{87}\text{Sr}$  e do  $^{147}\text{Sm}$  para o  $^{143}\text{Nd}$ , ou seja:

$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$  onde  $D_0$  é o número inicial de átomos filhos (para mais informações ver Faure & Mensing, 2005b).

### Princípios e Metodologia

A acumulação dos isótopos radiogênicos de Pb por decaimento dos seus respectivos isótopos pais é governado pelas equações deriváveis a partir da lei de radioatividade. Essas equações são escritas em termos das razões atômicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , porque o  $^{204}\text{Pb}$  é o único isótopo estável não radiogênico do Pb:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (05)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (06)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1) \quad (07)$$

onde  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ , e  $\lambda_3$  são as constantes de decaimento do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e do  $^{232}\text{Th}$ , respectivamente.  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  são razões desses isótopos, calculadas a partir das concentrações medidas de U, Th e Pb, e o  $i$  subscrito se refere aos valores iniciais das razões de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . A razão  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  também é representada pela letra grega mu ( $\mu$ ).

Para datar minerais de U (ou minerais de Th) pelo método U, Th - Pb, as concentrações de U, Th e Pb são medidas por técnicas analíticas apropriadas (i.e., dissolução isotópica, por exemplo (ver Faure & Mensing, 2005)) e a composição isotópica do Pb é determinada por espectômetro de massa de fonte sólida, entretanto espectômetros de massa com sonda iônica e espectômetros de massa com plasma de indução acoplado (ICP-MS) vem sendo cada vez mais utilizados. As idades U-Pb e Th-Pb são calculadas por meio das equações 05, 06 e 07 utilizando valores de razões isotópicas iniciais de Pb propostas por Ludwig (1993).

$$t_6 = \frac{1}{\lambda_1} \ln \left( \frac{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}} + 1 \right) \quad (08)$$

As outras equações são resolvidas de forma similar, resultando em três dados independentes, com base em cada uma das três séries de decaimento.

As datações U-Pb e Th-Pb são concordantes somente se as amostras satisfizerem as condições para datação:

- 1) O mineral permaneceu fechado à entrada de U, Th e Pb, bem como a todos seus respectivos isótopos filhos, durante toda a sua história.
- 2) Valores corretos de razões isotópicas iniciais de Pb foram utilizados.
- 3) As constantes de decaimento do  ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{235}\text{U}$  e  ${}^{232}\text{Th}$  são conhecidas com precisão.
- 4) A composição isotópica do U é normal e não foi modificada pelo fracionamento isotópico ou pela ocorrência da reação natural baseada na fissão induzida do  ${}^{235}\text{U}$ .
- 5) Todos resultados analíticos são precisos e livres de erros sistemáticos.

A hipótese de que as amostras datadas permaneceram fechadas a entrada de U, Th, Pb, e todos os isótopos filhos intermediários é satisfeita apenas em casos raros, porque o U é um elemento móvel em ambientes oxidantes e, portanto, perdas podem ocorrer durante o intemperismo químico. Além disso, a emissão de partículas alfa acarreta em danos aos cristais, o que facilita a perda de Pb e dos isótopos intermediários, em cada uma das três cadeias de desintegração. Conseqüentemente, as datações de rochas e minerais pelo método U-Pb e Th-Pb raramente são concordantes. Felizmente procedimentos foram concebidas para superar este problema.

A possibilidade das razões isotópicas iniciais de Pb serem um problema, somente ocorrerá na datação de rochas ou minerais cuja razões U/Pb (ou Th/Pb) sejam baixas e adicionalmente a isto apresentem idades jovens. Os valores numéricos das razões isotópicas iniciais de Pb não afetam significativamente as idades calculadas U/Pb (ou Th/Pb) de rochas pré-cambrianas ou minerais com altas razões U/Pb porque suas razões isotópicas de Pb, na maioria dos casos, atingem valores altos. Por exemplo Krogh (1973) reportou razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  da ordem de 126.000 vezes, para cristais de zircão do Pré-cambriano. Portanto a abundancia isotópica de Pb comum pode ser usada neste caso para calcular a razão isotópica inicial do Pb:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 17.21$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 37.43$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15.78$$

A constante de decaimento de isótopos naturais de vida longa de U e Th foram fixadas pela subcomissão de Geocronologia da USGS durante o vigésimo quinto Congresso Internacional de Geologia, em Sidnei, Austrália (Steiger & Jäger, 1977). Adicionalmente a subcomissão adotou o valor de 137,88 para a razão atômica entre  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ . Hoje estes valores devem ser usados por todos os estudos envolvendo geocronologia, para evitar problemas causados pela utilização de constantes diferentes nos cálculos das idades isotópicas. Os valores das constantes de decaimento do U e Th são mais precisos que os de outros isótopos de vida longa, provavelmente por sua importância na indústria nuclear. Portanto, alguns minerais refratários portadores de U que produzam razões concordantes de U/Pb e Th/Pb podem ser usados para refinar as constantes de decaimento de outros radionuclídeos utilizados em geoquímica (Begemann et al., 2001).

A questão sobre as abundâncias dos isótopos de U merece atenção porque diferenças reais na composição isotópica do U terrestres e extraterrestres têm sido relatados. Por exemplo, o depósito de U de idade Pré-cambriana de Oklo, no Gabão, África, é significativamente depletado em  $^{235}\text{U}$ , porque este isótopo foi consumido pela fissão

induzida de nêutrons quando o depósito se tornou um reator de fissão natural a 1.8Ga (Lancelot et al., 1975; Cowan, 1976; Kuroda, 1982). A abundância de  $^{235}\text{U}$  no minério extraído em Oklo é tão baixa que atinge valores de cerca de 0,3%, em comparação com 0,72% encontrados normalmente no U. Felizmente para a geoquímica isotópica, reatores naturais de fissão são raros na natureza. Portanto, na ausência de evidências convincentes para o contrário, as determinações de idade pelo método de U-Pb de rochas terrestres e lunares e meteoritos baseiam-se num valor de 137,88 para a razão  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  nos dias de hoje.

O efeito da perda de chumbo, em datações pode ser minimizado através do cálculo de uma idade com base na relação  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  que não é sensível à perda recente de Pb, desde que o Pb que foi perdido do mineral tenha a mesma composição isotópica que o Pb que permaneceu. A relação entre a razão  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  e o tempo resulta da diferença nas constantes de decaimento (ou meias vidas) do  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$ . A equação desejada é obtida através da combinação de equações 5 e 6:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left( \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) \quad (09)$$

Esta equação tem diversas propriedades interessantes:

1. Ela envolve a razão  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  que é uma constante (= 1/137,88) para todos os U de composição isotópica normal na Terra, na Lua, em Marte e em meteoritos no tempo presente.
2. A equação não exige o conhecimento das concentrações de U e Pb e envolve apenas as razões isotópicas de Pb.
3. O lado esquerdo da equação 9 é igual a razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  do Pb radiogênico.

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i} = \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)^* \quad (10)$$

Onde o asterisco identifica o isótopo radiogênico.

4. A equação 9 não pode ser resolvida por métodos algébricos porque é transcendental, mas pode ser resolvida por iteração ou por interpolação numa tabela.

A dificuldade surge na solução da equação 9, quando  $r = 0$ , que produz o resultado indeterminado 0/D. Essa dificuldade é superada por meio da primeira lei de Hôpital, que afirma que

$$\lim_{t \rightarrow 0} \left( \frac{f(t)}{g(t)} \right) = \lim_{t \rightarrow 0} \left( \frac{f'(t)}{g'(t)} \right)$$

onde  $f'(t)$  e  $g'(t)$  são as primeiras derivadas das funções  $f$  e  $g$  em relação a  $t$ . Portanto de acordo com primeira regra de Hôpital.

$$\lim_{t \rightarrow 0} \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} = \lim_{t \rightarrow 0} \frac{\lambda_2 e^{\lambda_2 t}}{\lambda_1 e^{\lambda_1 t}} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$$

Portanto, o valor de  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  no tempo presente ( $t=0$ ) é:

$$\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)^* = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (11)$$

A equação 1 indica que a razão  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  que se forma pelo decaimento do  $^{238}\text{U}$  e do  $^{235}\text{U}$  no momento presente é igual às taxas de decaimento dos dois isótopos de U no momento presente. Este resultado é consistente com a afirmação da lei de radioatividade. Portanto,

$$\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)^*_{t=0} = \frac{1}{137.88} \times \frac{9.8485 \times 10^{-10}}{1.55125 \times 10^{-10}} = 0.04604$$

Os valores numéricos de  $e^{\lambda_1 t} - 1$  e  $e^{\lambda_2 t} - 1$  na Tabela 3 produzem as razões  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  para valores crescentes de  $t$ , desde  $t = 0$  até  $t = 4,6 \times 10^9$  anos. Esta tabela pode ser utilizada para resolver a equação 9 por interpolação linear de  $t$  com base na razão  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$  calculada a partir da equação 10.

$t, \times 10^9 \text{ y}$	$e^{\lambda_1 t} - 1$	$e^{\lambda_2 t} - 1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$
0	0.0000	0.0000	0.04604
0.2	0.0315	0.2177	0.05012
0.4	0.0640	0.4828	0.05471
0.6	0.0975	0.8056	0.05992
0.8	0.1321	1.1987	0.06581
1.0	0.1678	1.6774	0.07250
1.2	0.2046	2.2603	0.08012
1.4	0.2426	2.9701	0.08879
1.6	0.2817	3.8344	0.09872
1.8	0.3221	4.8869	0.11004
2.0	0.3638	6.1685	0.12298
2.2	0.4067	7.7292	0.13783
2.4	0.4511	9.6296	0.15482
2.6	0.4968	11.9437	0.17436
2.8	0.5440	14.7617	0.19680
3.0	0.5926	18.1931	0.22266
3.2	0.6428	22.3716	0.25241
3.4	0.6946	27.4597	0.28672
3.6	0.7480	33.6556	0.32634
3.8	0.8030	41.2004	0.37212
4.0	0.8599	50.3878	0.42498
4.2	0.9185	61.5752	0.48623
4.4	0.9789	75.1984	0.55714
4.6	1.0413	91.7873	0.63930

Tabela 3. Valores numéricos de  $e^{\lambda_1 t} - 1$  e  $e^{\lambda_2 t} - 1$  e da razão entre  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$  como função da idade  $t$  na concórdia de Wetherill.

Embora o U e o Th ocorram em uma grande variedade de espécies minerais, apenas algumas são adequadas para a datação pelo método U, Th-Pb. Para ser utilizável para datação, o mineral precisa ser capaz de reter U, Th e Pb, bem como seus isótopos intermediários e deve estar presente em uma grande diversidade de tipos de rochas. Alguns minerais que satisfazem estas condições e suas características podem ser conhecidas através das seguintes referências:



Zircão: Beakhouse et al, 1988. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 72:337-351.  
Anderson et al, 1999, *Precamb. Res.*, 98:151-171.

Badeleita: Krogh et al, 1987, *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper* 34:147-152. Heaman and LeCheminant, 1993, *Chem. Geol.*, 110:95-126. Reischmann, 1995, *S. African J. Geol.*, 98:98.

Monazita: Crowley and Ghent, 1999, *Chem. Geol.*, 157:285-302. Mezger et al., 1991, *J. Geol.*, 99:415-428. Parrish, 1990. *Can. J. Earth Sci.*, 27:1431-1450. Copeland et al., 1988, *Nature*, 333:760-762.

Apatita: Berger and Braun, 1997, *Chem. Geol.*, 142:23-40. Baadsgaard, 1983, *Grönlands Geol. Unders.*, 112:35-42. Oosthuyzen and Burger, 1973. *Earth Planet. Sci. Lett*, 18: 29-36.

Esfeno (Titanita): Essex and Gromet 2000, *Geology*. 28:419-422. Pidgeon et al., 1996, *Earth Planet Sci. Lett*, 141:187-198. Mezger et al., 1991. *J. Geol.*, 99:415-428. Barrie, 1990, *Can. J. Earth Sci.*, 27:1451-1456. Catanzaro and Hanson, 1971, *Can. J. Earth Sci*, 8:1319-1324. Hanson et al., 1971. *Earth Planet. Sci. Lett*, 12:231-237. Tilton and Grünenfelder, 1968, *Science*. 159:1458-1461.

Granada: Mezger et al, 1989a. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101:136-148. Mezger et al., 1991, *J. Geol.*, 99:415-428.

Rutilo: Mezger et al., 1989b, *Earth Planet Sci. Lett*, 96:106-1118.

Perovskita: Smith et al., 1989, *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.*, 10:137-146.

Ilmenita: Burton and O'Nions, 1990, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:2593-2602.  
Burton and O'Nions, 1993, 57:4533-4535.

Cassiterita: Gulson and Jones, 1992, *Geology*. 20:355-358.

Calcita: Richards et al., 1998, *Geochim. Cosmochim. Acta*. 62:3683-3688. Smith et al., 1991, *Earth Planet. Sci Lett*, 105:474-491.

Todos estes minerais contem quantidades significativas de U e Th, e baixas

concentrações de Pb, dando-lhes uma alta relação U/ Pb e Th / Pb, tornando-os favoráveis para a datação. As concentrações de U e Th em zircões variam de algumas centenas a alguns milhares de partes por milhão, as médias ficam em torno de 1350 e 550 ppm, respectivamente. Zircões em pegmatitos contêm mais U e Th do que aqueles encontrados em rochas ígneas comuns. A abundância destes elementos pode ser atribuída tanto a substituição isomórfica de  $Zr^{4+}$  (raio iônico 0,87 Å) por  $U^{4+}$  (1,05 Å) e  $Th^{4+}$  (1,10 Å) como a presença de inclusões de torita ( $ThSiO_4$ ).

A substituição de  $Zr^{4+}$  por  $U^{4+}$  e  $Th^{4+}$  é limitada pela diferença em seus raios iônicos. Enquanto o  $U^{4+}$  e  $Th^{4+}$  são admitidos pelo cristal de zircão, o  $Pb^{2+}$  é excluído, devido ao seu raio iônico grande (1,32 Å) e sua baixa carga (+2). Portanto, zircões contém muito pouco Pb no momento da formação, e altos valores para as razões U/Pb e Th/Pb, o que aumenta a sua sensibilidade como geocronômetro. Por esta razão o zircão é mais comumente utilizado para a datação pelos métodos isotópicos U, Th-Pb (Doe, 1970).

### A Concórdia de Wetherill

O efeito da perda de Pb ou U e o ganho de U em datações por U, Th-Pb pode ser compensada por um procedimento desenvolvido por Ahrens (1955) e Wetherill (1956, 1963) como descrito abaixo. As equações 5 e 6 que governam a acessão das razões  $^{206}Pb/^{204}Pb$  e  $^{207}Pb/^{204}Pb$  pelo tempo em minerais ou rochas hospedeiras de U podem ser rearranjadas para gerarem as as razões radiogênicas do  $^{206}Pb$  para o  $^{238}U$  e do  $^{207}Pb$  para o  $^{235}U$ . Para a equação 5 tem-se,

$$\frac{^{206}Pb/^{204}Pb - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i}{^{238}U/^{204}Pb} = \frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (12)$$

e, por uma manipulação semelhante, a equação 6 é reformulado para a forma

$$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (13)$$

Onde o asterisco é utilizado para identificar a origem do Pb radiogênico. Os valores de  $e^{-\lambda_1 t}$  e  $e^{-\lambda_2 t}$  para diferentes valores de t são listadas na tabela 3 e foram usadas para

traçar a curva na Figura 18. As coordenadas de todos os pontos desta curva são as razões de  $^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U}$  que produzem idades concordantes de U-Pb. Portanto, a curva na Figura 18 é conhecida como concórdia e está associada com o nome de seu inventor Dr. O. W. Wetherill (Wetherill 1956, 1963), a fim de distingui-la da concórdia desenvolvidas mais tarde por Tera e Wasserburg (1972). Minerais portadores de urânio que não contêm  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}$  apresentam  $t = 0$  porque, se  $^{206}\text{Pb}^* = 0$  na equação 12,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = 0$  e  $e^{-\lambda_1 t} = 1$ . Tomando logaritmos naturais produzimos  $\lambda_1 t = 0$ , o que exige  $t = 0$ . Minerais portadores de urânio e rochas com idades de 1,0 Ga, 1,5 Ga, e assim por diante, estão plotados sequencialmente na concórdia de Wetherill.

A figura 18 ilustra a história hipotética de grãos de zircão que cristalizaram a partir de um magma e passaram posteriormente por um processo de metamorfismo térmico. No momento da cristalização, os cristais de zircão são representados graficamente na origem do diagrama Concordia porque não contêm Pb radiogênico. Durante os 2,5 bilhões de anos seguintes as razões de  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  aumentam pelo decaimento do  $^{238}\text{U}$  e do  $^{235}\text{U}$ , fazendo com que eles se movam ao longo da concórdia.

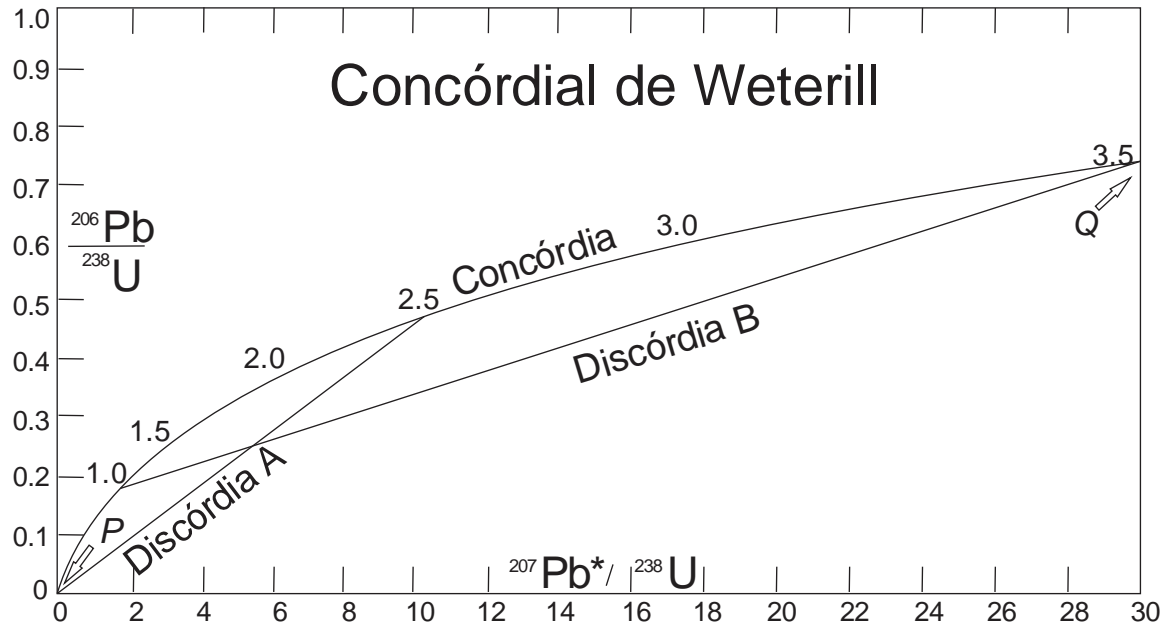


Figura 18. Diagrama concórdia de Weterill para a interpretação de minerais hospedeiros de U que perderam Pb radiogênico e portanto produzem idades discordantes.

Depois de 2,5 bilhões de anos, os grãos de zircão perderam quantidades variáveis de Pb radiogênico durante um episódio de metamorfismo térmico. Alguns dos cristais perderam todo o Pb radiogênico acumulado e, portanto, voltaram à origem. Outros perderam apenas frações variáveis de Pb radiogênico, o que acabou por gerar uma linha abaixo da concórdia, denominada discórdia A, na figura 18, que se estende do ponto da concórdia equivalente a idade de 2,5Ga, até a origem. Todos os zircões sobre esta linha teriam gerado idades discordantes, o que explica por que ela é chamada de "discórdia". Ao fim do curto episódio metamórfico, todos os zircões retomaram sua evolução através do decaimento de isótopos de U e acumulação de isótopos de Pb. Os cristais de zircão que tinha perdido todo o Pb radiogênico acumulado moveram-se ao longo da Concórdia, enquanto todos os cristais de zircão que tinham perdido apenas frações variadas de Pb radiogênico mantiveram a relação linear entre si. No presente momento, 1 bilhão de anos após o final do episódio de metamorfismo, a discórdia B estende-se desde um ponto na Concordia equivalente a 3,5 Ga (ou seja, 2,5 + 1,0 Ga) a um ponto que representa 1.0 Ga (isto é, o tempo decorrido desde o metamorfismo). Portanto, 1 bilhão de anos após o final do evento metamórfico, os pontos que anteriormente formavam a discórdia A, formam a discórdia B, que intersecta a concórdia em dois pontos, denominados P e Q na figura 18. O local do ponto Q fornece idades concordantes que representam o tempo decorrido desde a cristalização dos zircões que agora definem a discórdia B.

As coordenadas do ponto P também geram idades concordantes, mas a interpretação depende das circunstâncias. Se a perda de Pb radiogênico realmente ocorreu durante um episódio de metamorfismo térmico, a data calculada a partir das coordenadas do ponto P representam o tempo decorrido desde o fim desse episódio. Neste caso, a perda episódica de Pb radiogênico dos zircões também deve ter causado a perda de  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico de biotita ou mesmo de muscovita. Desta forma a idade U-Pb obtida no ponto P pode ser confirmada através da datação K-Ar em micas da mesma rocha.

Alternativamente a perda de chumbo pode ter ocorrido por difusão contínua a uma temperatura elevada. Neste caso, a trajetória de minerais U-Pb segue uma linha reta que se torna não-linear perto da origem. Como resultado, uma extrapolação linear das discórdias produz uma intersecção inferior com concórdia que pode corresponder a uma idade fictícia. Portanto, a idade calculada a partir das coordenadas do intercepto inferior (P) de discórdia B na figura 18, deve ser confirmada por datação de K-Ar em micas antes que possa ser interpretada como a idade de um episódio de metamorfismo

térmico. Ludwig (1988) e Davis (1982) desenvolveram um método estatístico para ajustar as discórdias aos dados analíticos e para calcular as coordenadas dos pontos de intersecção com a concórdia.

## **2.5 Microsonda Eletrônica (“Wavelength Dispersive Spectroscopy” - WDS)**

O desenvolvimento da microsonda eletrônica (ME) foi impulsionado pela corrida espacial, durante a Guerra Fria. Um dos principais objetivos das missões espaciais era, e continua sendo até hoje, a análise da composição química dos materiais que formam os corpos celestes. Atualmente as sondas enviadas a planetas vizinhos e asteroides contam com equipamentos que podem ser comparados a microsondas miniaturizadas, realizando as análises no próprio espaço e enviando os resultados à Terra. Nos anos 60, entretanto, as amostras tinham que ser trazidas a bordo das naves espaciais para serem analisadas. As técnicas disponíveis exigiam grandes volumes de amostras e muitas vezes eram destrutivas, o que limitava, em muito, as pesquisas, pois o custo de se trazer qualquer material do espaço é, literalmente, astronômico. Surge então a ME, capaz de realizar análises químicas quantitativas em áreas extremamente diminutas (atualmente é capaz de analisar pontos com um micrômetro), dessa forma preservando as preciosas amostras.

O princípio da ME consiste no fato de que quando uma corrente elétrica passa por um tubo de ródio são gerados raios X, com comprimento de onda de  $0,615\text{Å}$  ( $\text{RhK}\alpha$ ). Estes raios X são direcionados para incidir sobre uma amostra a ser analisada. Quando os raios X incidem sobre os elementos químicos existentes na amostra, ocorre ionização dos diferentes orbitais pelo efeito fotoelétrico, ou seja, a radiação arranca elétrons de determinados níveis atômicos, com isso os elétrons dos níveis mais externos (mais energéticos) transicionam para os níveis mais internos. Com esta transição sobra energia, que é liberada (fluorescência secundária). Assim, o átomo instável decai para uma configuração mais estável, sendo o fenômeno governado pelas leis da mecânica quântica. Como todas as transições liberam fótons com quantidades diferentes de energia (frequência e comprimento de onda diferentes), é

possível identificar de qual elemento químico provém uma determinada radiação. Por exemplo, se for arrancado um elétron do nível atômico K do sódio, e se este nível for preenchido por um elétron proveniente do nível L, a radiação terá  $\lambda = 1,40098\text{\AA}$ , enquanto que esta mesma transição no Mg terá  $\lambda = 1,2536\text{\AA}$ . O  $\lambda$  é determinado através da lei de Bragg, que relaciona o ângulo da radiação incidente,  $\theta$ , a distância entre planos num cristal,  $d$ , e o comprimento de onda da radiação incidente,  $\lambda$ , através da fórmula  $n\lambda = 2d \sin\theta$ . Como  $d$  e  $\theta$  são conhecidos a única incógnita que permanece é  $\lambda$ .

Observa-se que com a transição do elétron não ficará um vazio no nível L, pois um elétron de outra órbita mais externa vai decair para esta posição, formando um movimento como uma cascata de energia, onde os elétrons dos níveis mais externos preenchem os espaços deixados pelos elétrons arrancados nos níveis mais internos da eletrosfera. Como o feixe incidente é contínuo, existe a liberação contínua de energia. Observa-se que nem sempre o elétron que preenche a órbita desocupada provém do nível de energia mais próximo.

A comparação do número de contagens obtidas com a análise de um elemento químico em padrões com aquele obtido no ponto que está sendo analisado na amostra possibilita a quantificação deste elemento na amostra.

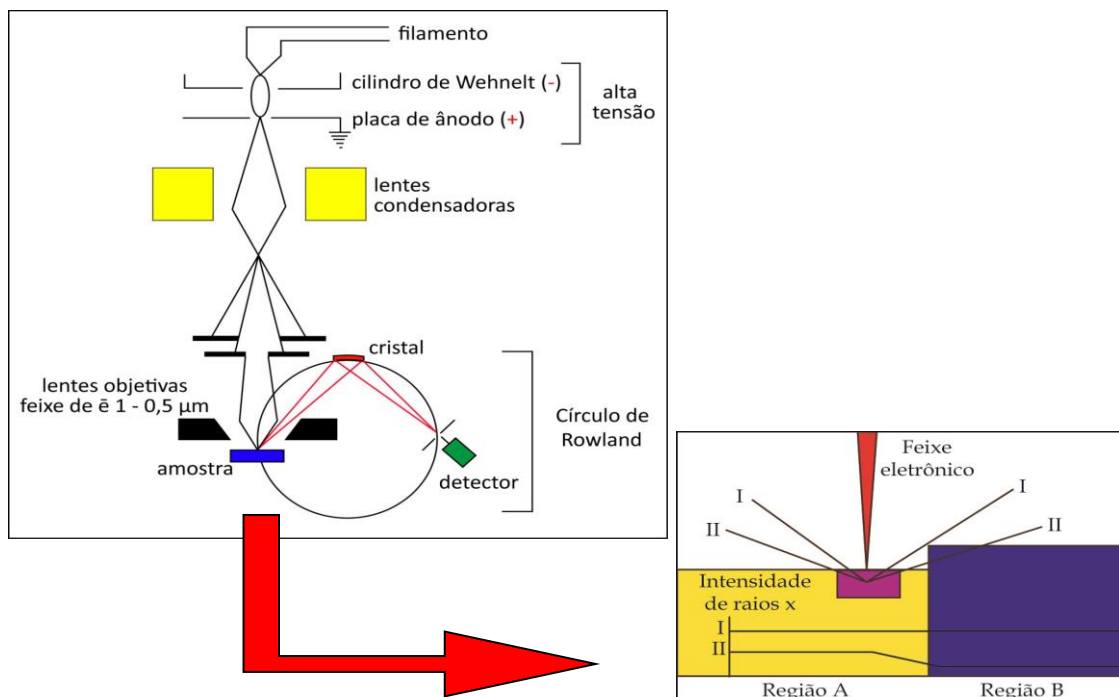


Figura 19. Funcionamento esquemático da microsonda eletrônica.

## 2.6 MC-ICP-MS

A sigla MC-ICP-MS é amplamente utilizada para abreviar o equipamento composto por um Multi Coletor (MC) e um Espectômetro de Massa (MS) com Indutor de Plasma Acoplado (ICP), operando em sistema, para realizar análises químicas quali/quantitativas. De forma simplificada o processo funciona através da ablação (ação de arrancar) de uma fração do material que se pretende analisar, através da vaporização ou sublimação deste material, pela irradiação de um feixe de laser sobre uma pequena área da amostra. A energia absorvida no ponto em que o laser atinge a amostra é tão grande que o material é ejetado na forma de um jato superaquecido de partículas, estas são então transportadas (geralmente é utilizado gás de argônio ou hélio) até o Indutor de Plasma. No Indutor de Plasma as temperaturas atingem os 8.000°C, fazendo com que os átomos da amostra sejam convertidos a íons, que por sua vez, são introduzidos no Espectrômetro de Massa.

Um Espectômetro de massas pode ser subdividido em três componentes fundamentais. Um ionizador, um analisador e um detector, operando sob alto vácuo, para que os íons possam se deslocar com interferência mínima do meio. Uma vez dentro do equipamento, a amostra é ionizada e os íons são extraídos para o interior do analisador, onde são separados pela razão entre suas massas e cargas. Existem diversos tipos de analisadores bem como de ionizadores que podem operar conjuntamente. A escolha dos conjuntos deve levar em conta os intervalos de razão massa/carga que se pretende cobrir, bem como a resolução esperada.

Os analisadores mais comuns encontrados em espectômetros de massa são os quadrupolos. Eles possuem tamanho compacto, taxa de varredura rápida, alta eficiência de transmissão e dispensam a necessidade de um alto vácuo. A desvantagem é a limitação da resolução alcançada, que em geral tem um alcance (“*mass range*”) que varia entre 1.000 e 4.000 Daltons de relação massa/carga. Dentro do espectômetro de massa um campo elétrico acelera os íons para fora do ionizador e em direção ao analisador de quadrupolo. O analisador consiste em quatro hastes (eletrodos), dispostos em forma de cruz.

Quando os íons cruzam o quadrupolo esses são filtrados de acordo com seu valor de razão massa/carga, apenas um desses valores de relação massa/carga, relativo ao íon de interesse, pode atingir o detector. Para permitir que apenas os íons com a razão massa/carga de interesse são determinados pela radiofrequência e corrente direta, aplicadas aos eletrodos, produzindo oscilações de campo elétrico que funcionam como uma banda de passagem que filtra e transmite um valor massa/carga selecionado.

O detector monitora os íons, os amplifica e transmite o sinal ao sistema de dados onde é gravado na forma de espectro de massa. Os valores da razão massa/carga são plotados contra sua intensidade mostrando o número de componentes a amostra, a massa molecular de cada componente, além da sua abundância relativa nos diversos componentes da amostra. Muitos detectores ampliam o sinal do íon usando um coletor similar a um tubo fotomultiplicador. Esses detectores amplificadores incluem elétron-multiplicadores e placas multicanal, conhecida como MCP. O efeito de multiplicação de elétrons se baseia no fato de que alguns materiais condutores apresentam a propriedade denominada emissão secundária, que é caracterizada pelo fato de a colisão de um elétron resultar na emissão de dois ou três elétrons. A multiplicação de elétrons ocorre quando são provocadas sucessivas emissões secundárias. Este princípio é a base do multiplicador com feixe de capilares. Os elétrons secundários gerados por todos os capilares são coletados pelo MCP. Para cada íon incidente no elétron-multiplicador o MCP recebe o equivalente a  $10^{10}$  elétrons.

Os laboratórios de geologia isotópica rapidamente adotaram o uso de ICP-MS (lançado em 1983) devido a sua capacidade superior de detecção, em especial para Elementos Terras Raras, quando comparada a outras técnicas de detecção como Absorção Atômica ou Espectrometria de Emissão Óptica.



## Referências

- Ahrens, L.H. 1955. Implications of the Rodesia age pattern. *Geochimistry Cosmochimistry Acta*. 8: 1-15.
- Begemann, F., Ludwig, K.R., Lugmair, G.W., Min, K., Nyquist, L.E., Patchett, P.R., Renne, P.R., Shih, C.Y., Vila, I.M. & Walker, R.J. 2001. Call for an improved set of decay constants for geochronological use. *Geochemistry Cosmochemistry. Acta*, 65: 111-121.
- Bell, K.; Kjarsgaard, B.A.; Simonetti, A. 1998. Carbonatites - into the twenty-first century. *Journal of Petrology*. v. 39, p.1839-1845.
- Bell, K. & Simonetti, A. 1996. Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldinyo Lengai. *Journal of Petrology*. 37, p. 1321-1339.
- Biondi, J. C. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- Corrêa, A.S. 1996. *Evolução geoquímica da crosta laterítica e dos sedimentos sobrepostos na estrutura de Seis Lagos (Amazonas)*. Manaus, 212p. Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Cowan, G.A., 1976. A natural fission reactor. *Scientific American*, No. 7, pp. 36-47
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 1976. Projeto Seis Lagos, v. 1. Manaus, CPRM, 136p. Relatório Final.
- Dardene, M.A. & Schobbenhaus, C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. & Gonçalves, J. H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. p. 365-447.
- Davis, D.W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Science*. 19: 2141-2149.

- Faure, G. & Mensing, M.M, 2005. *Isotopes principles and applications*. New Jersey, John Wiley & Sons, 875p.
- Giovannini, A.L. 2013. *Contribuição à geologia e geoquímica do carbonatito e da jazida (Nb, ETR) de Seis Lagos (Amazonas)*. Porto Alegre, 128p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gittins, J. 1989. The origin and evolution of carbonatite magmas. In: Bell, K. (Ed.) *Carbonatites – Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman. P.560-600.
- Heinrich, E.W.M. 1970. THE PALABORA CARBONATITICOMPLEX - A UNIQUE COPPER DEPOSIT. *The Canadian Mineralogist*, 10: 585-598.
- Hogarth, d.d. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, K. (Ed.) *Carbonatites – Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman. P.31-97.
- Issler, S.R. 1980. The Seis Lagos Carbonatite Complex. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 1564-1573.
- Ivanicov, V.V., Rukhlov, A.S. & Bell, K. 1998. Magmatic evolution of the melilite-carbonatite-nephelinite dykes series of the Turiy Peninsula (Kadalaksha Bay, White Sea, Russia). *Journal of Petrology*, 39:11-12. p.2043-2059.
- Known, S.T., Tilton, R.G & Grünenfelder, M.H. 1989. Lead isotope relationships in carbonatite and alkaline complexes: an overview. In: Bell, K. (Ed.) *Carbonatites – Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman. p. 360-387.
- Kuroda, P.K. 1982. *The Origin of the Chemical Elements and the Oklo Phenomenon*. Springer-Verlag, New York.
- Lancelot, J.R., Vitrac, A. & Allégre, C.J. 1975. The Oklo natural reactor: Age and evolution studies of U-Pb and Rb-Sr systematics. *Earth Planetary Science Letter*. 25: 189-196.
- Le Bas, M.J. 1981. Carbonatite magmas. *Mineralogical Magazine*. V.44, p. 133-140.

- Le Bas, M.J. 1987. Nephelinites and carbonatites. In: Fitton, I.G., Upton, B.G.J. (Ed.) Alkaline Igneous Rocks. London. The Geological Society by Blackwell Scientific Publications. P. 53-84.
- Lee, W.J. & Wyllie, P.J. 1998. Process of crustal carbonatite formation by immiscibility and differentiation, elucidated by model systems. *Journal of Petrology*, 39:11-12. P 2005-2014.
- Lide, D.R. & Frederikse, H.P.R. 1995. Handbook of Chemistry and Physics. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Ludwig, K.R. 1988. ISOPLOT – A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope Data for IBM-Compatible Computers, Version 2.10, USGS Open-File.
- Ludwig, K.R. 1993. A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotopes Data, USGS Open-File Rep. 88-542, p 32 U.S. Geological Survey, Washington, D.C.
- Manfredi, T. R. (2013). A mineralização de parisita-(Ce) associada ao carbonatito Fazenda Varela (Correia Pinto, SC). Porto Alegre, 59p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mitchell, R.H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. In. *Canadian Mineralogist*, v. 43, p. 2049–2068.
- MME. Ministério de Minas e Energia. 2009. DESENVOLVIMENTO DE ESTUDOS PARA ELABORAÇÃO DO PLANO DUODECENAL (2010 - 2030) DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL. PRODUTO 29. AGROMINERAIS. Relatório Técnico 53. Perfil do Fosfato. CONSULTORA: Yara Kulaif. CONTRATO Nº 48000.003155/2007-17
- Rogers, J.J.W. & Adams, J.A.S., 1969a. Thorium. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*, Vol. II-5, Chapter 90. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Rogers, J.J.W. & Adams, J.A.S., 1969b. Uranium. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*, Vol. II-5, Chapter 90. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Rossoni, M.B. 2012. Identificação de estruturas geológicas e anomalias de contraste espectral na região do carbonatito Morro dos Seis Lagos, NW do

Amazonas. Porto Alegre, 73p. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Rossoni, M.B., Bastos Neto, A., SALDANHA, D.J., Souza, V.S., Giovannini, A.L. & Porto, C.G. 2016. Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na investigação do controle do posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e no estudo do depósito (Nb) laterítico associado (Amazonas, Brasil). *Pesquisas em Geociências*. 44(1): 1-25.

Santos, R.L.C., Sobral, L.G.S., Araújo, R.V.V. & Equipe técnica Fosfertil. 2002. PRODUÇÃO DE FOSFATO NO BRASIL: COMPLEXO DE MINERAÇÃO DE TAPIRA . XIX ENTMME- Recife. Pernambuco - 2002

Silva A.B., Liberal G.S., Issa Filho A., Rodrigues C.S. & Riffel B.F. 1987. Depósito de fosfato em carbonatito pré-cambriano Angico dos Dias- BA. SBG, Salvador.

Steiger, R.H. & Jäger, E. 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letter*, 36: 359-362.

Tuttle, O. F. & Gittins, J. (1966). *Carbonatites*, Wiley, London.

Wedepohl, K.H. 1974 Lead. In: Wedepohl, K.H.(Ed.), *Handbook of Geochemistry*, Sections C-D, Vol. II-5, Chapter 82. Springer-Verlag, Heidelberg.

Wedepohl, K.H. *Handbook of Geochemistry*, Part II, Vol. 5, Springer-Verlag, Berlin.

Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, 37: 320-326.

Wetherill, G.W. 1963. Discordant uranium-lead ages- Pt 2; discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Journal of Geophysics Research*. 68: 2957-2965.

Wetherill, G.W. 1966. Radioactive decay constants and energies, In Clarke, S.E. (Ed.), *Handbook of Physical Constants*, Geological Society of America Memoir. 97, pp. 514-519. Geological Society of America, Boulder, Colorado. D.C.

- Winter, J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. New Jersey. Prentice Hall, 697p.
- Wooley, A.R. & Kempe, D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical, composition, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.) Carbonatites – Genesis and Evolution. London, Unwin Hyman. p. 546-618.
- Woolley, A.R. & Kjarsgaard, B.A. 2008. Carbonatite occurrences of the world: map and database. Geological Survey of Canada, Open File 5796. 1 CD-ROM and 1 map.
- Wu, C. 2007. "Bayan Obo Controversy: Carbonatites versus Iron Oxide-Cu-Au-(REE-U)". *Resource Geology*, 58 (4): 348-365.
- Wyllie, P.J. 1989. Origin of carbonatites: evidence from phases equilibrium studies. In: Bell, K. (Ed.) Carbonatites – Genesis and Evolution. London, Unwin Hyman. p. 500-545.
- Wyllie, P.J. & Lee, W.J. 1998. Model system controls and conditions for formation of magnesiuncarbonatites e calcicarbonatite magmas from mantle. *Journal of Petrology*. V. 39, p.1985-1893.
- Yang, K.F., Fan, H.R., Santosh, M., Hu, F.F, Wang, K.Y. 2011. Mesoproterozoic carbonatitic magmatism in the Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, North China: Constrains for the mechanism of super accumulation of rare earth elements. *Ore Geology Reviews*. 40: 122 –131.

## **3. Artigo científico**

● Your co-authored submission ★● **Journal of South American Earth Sciences** <Evisesupport@elsevier.com>

Hoje em 17:36 ★

Para marcobimkowski@yahoo.com.br

Dear Mr. Rossoni,

You have been listed as a Co-Author of the following submission:

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Title: U-Pb zircon geochronology of the Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb-deposit (Amazonas, Brazil)

Corresponding Author: Artur Bastos Neto

Co-Authors: Marco Rossoni, Valmir Souza, Elton Dantas, Nilson Botelho, Arthur Giovannini, Vitor Pereira

Artur Bastos Neto submitted this manuscript via Elsevier's online submission system, EVISE®. If you are not already registered in EVISE®, please take a

moment to set up an author account by navigating to [http://www.evises.com/evises/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=SAMES](http://www.evises.com/evises/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES)

If you already have an ORCID, we invite you to link it to this submission. If the submission is accepted, your ORCID will be transferred to ScienceDirect and CrossRef and published with the manuscript.

To link an existing ORCID to this submission, or sign up for an ORCID if you do not already have one, please click the following link: [Link ORCID](#)

What is ORCID?

ORCID is an open, non-profit, community-based effort to create and maintain a registry of unique researcher identifiers and a transparent method of linking research activities and outputs to these identifiers.

More information on ORCID can be found on the ORCID website, <http://www.ORCID.org>, or on our ORCID help page:[http://help.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/2210/p/7923](http://help.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/2210/p/7923)If you did not co-author this submission, please contact the Corresponding Author directly at [artur.bastos@ufrgs.br](mailto:artur.bastos@ufrgs.br).

Thank you,

Journal of South American Earth Sciences

**This message was sent automatically. Please do not reply**[← Responder](#) [↩ Responder a todos](#) [→ Encaminhar](#) [\\*\\*\\* Mais](#)

E-mail enviado automaticamente após a submissão do artigo no site da revista Journal of South American Earth Sciences.

**Manuscript number** SAMES\_2016\_133

**Title** U-Pb zircon geochronology of the Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb-deposit (Amazonas, Brazil)

**Article type** Research Paper

**Abstract**

The Morro dos Seis Lagos deposit (MSLD) is the world's largest Nb-deposit. The lateritic mineralization occurs associated to the major body of the Seis Lagos Carbonatite Complex (SLCC). This paper presents results of U-Pb dating (by MC-ICP-MS, coupled to LASER) of zircons from seven samples that cover all of the known lithotypes in the SLCC/MSLD: host rock (gneiss), feldspar/kaolin intercalation in the host rock, siderite carbonatite (3 samples), and ferriferous Nb-mineralized crust (2 samples). Zircons from the gneiss and the feldspathic vein provided ages of  $1.826 \pm 9$  Ma and  $1.839 \pm 29$  Ma, respectively, which implies that the lithofacies Tarsira of the Cauaburi Complex (the basement of the Imeri Domain in the Rio Negro Province) is 16 Ma to 29 Ma older than previously supposed. Zircons from two carbonatite samples provided ages of  $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma which are interpreted as ages of deeper host rocks whose zircons were extracted by the rising carbonatitic magma. The age of  $1.818 \pm 8$  Ma obtained in zircons from the pisolitic crust indicate the Cauaburi Complex as the main source of clasts for this crust. The age of  $1.873 \pm 70$  in zircons from the fragmented crust may indicate that rocks from another province older than the Rio Negro Province also contributed as source of clasts to the SLCC lateritic cover. The zircons of a carbonatite sample from the central part of the carbonatite body provided two ages:  $1.841 \pm 7$  Ma and  $1.457 \pm 71$  Ma. The late age is interpreted as the maximum age of the SLCC. Analysis by electron microprobe reveals some evidences that the mid-Proterozoic zircons could be carbonatite zircons. The possible age of 1.457 Ma for the SLCC is discussed in view of the present knowledge on the geology of the Rio Negro Province; a relation with the evolution of the K'Mudku Belt is prognosticated.

**Keywords** Seis Lagos deposit; carbonatite; geochronology; Guyana Shield; Rio Negro Province; Cauaburi Complex;

**Taxonomy** Regional Geology, Economic Geology, Geochronology

**Corresponding Author** Artur Bastos Neto

**Corresponding Author's Institution** UFRGS

**Order of Authors** Marco Rossoni, Artur Bastos Neto, Valmir Souza, Elton Dantas, Nilson Botelho, Arthur Giovannini, Vitor Pereira

**Suggested reviewers** Hilton Costi, Candido Moura, Marcelo Esteves Almeida, João Santos



## U-Pb zircon geochronology of the Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb-deposit (Amazonas, Brazil)

Marco B. ROSSONI<sup>1</sup>

Artur C. BASTOS NETO<sup>2</sup>

Valmir S. SOUZA<sup>3</sup>

Elton DANTAS<sup>3</sup>

Nilson F. BOTELHO<sup>3</sup>

Arthur L. GIOVANNINI<sup>1</sup>

Vitor P. PEREIRA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; Avenida Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, 91501-970, RS, Brasil. marco\_rossoni@hotmail.com, [arthur\\_giovannini@hotmail.com](mailto:arthur_giovannini@hotmail.com)

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; Avenida Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. [artur.bastos@ufrgs.br](mailto:artur.bastos@ufrgs.br), [vitor.pereira@ufrgs.br](mailto:vitor.pereira@ufrgs.br)

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, 70910-900, Brasília, DF, Brasil. [angicos63@gmail.com](mailto:angicos63@gmail.com), [nilsonfb@unb.br](mailto:nilsonfb@unb.br).

### Abstract

The Morro dos Seis Lagos deposit (MSLD) is the world's largest Nb-deposit. The lateritic mineralization occurs associated to the major body of the Seis Lagos Carbonatite Complex (SLCC). This paper presents results of U-Pb dating (by MC-ICP-MS, coupled to LASER) of zircons from seven samples that cover all of the known lithotypes in the SLCC/MSLD: host rock (gneiss), feldspar/kaolin intercalation in the host rock, siderite carbonatite (3 samples), and ferriferous Nb-mineralized crust (2 samples). Zircons from the gneiss and the feldspathic vein provided ages of  $1.826 \pm 9$  Ma and  $1.839 \pm 29$  Ma, respectively, which implies that the lithofacies Tarsira of the Cauaburi Complex (the basement of the Imeri Domain in the Rio Negro Province) is 16 Ma to 29 Ma older than previously supposed. Zircons from two carbonatite samples provided ages of  $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma which are interpreted as ages of deeper host rocks whose zircons were extracted by the rising carbonatitic magma. The age of  $1.818 \pm 8$  Ma obtained in zircons from the pisolitic crust indicate the Cauaburi Complex as the main source of clasts for this crust. The age of  $1.873 \pm 70$  in zircons from the fragmented crust may indicate that rocks from another province older than the Rio Negro Province also contributed as source of clasts to the SLCC lateritic cover. The zircons of a carbonatite sample from the central part of the carbonatite body yield two ages:  $1.841 \pm 7$  Ma and  $1.457 \pm 71$  Ma. The late age is interpreted as the maximum age of the SLCC. Analysis by electron microprobe reveals some evidences that the mid-Proterozoic zircons could be carbonatite zircons. The possible age of 1.457 Ma for the SLCC is discussed in view of the present knowledge on the geology of the Rio Negro Province; a relation with the evolution of the K'Mudku Belt is prognosticated.

## Resumo

O depósito do Morro dos Seis Lagos (DMSL) é o maior depósito de Nb até hoje encontrado. A mineralização é laterítica, ocorrendo associada ao corpo principal do Complexo Carbonatítico Seis Lagos (CCSL). Este trabalho apresenta resultados da datação U-Pb (por MC-ICP-MS com LASER acoplado) de zircões de sete amostras abrangendo todos os tipos litológicos conhecidos no CCSL/DMSL: rocha encaixante (gnaisse), veio de feldspato na encaixante, siderita carbonatito (3 amostras) e crostas ferruginosas mineralizadas em Nb (2 amostras). Os zircões do gnaisse e do veio de feldspato forneceram idades de, respectivamente,  $1.826 \pm 9$  Ma e  $1.839 \pm 29$  Ma, as quais mostram que a litofácies Tarsira do Complexo Cauaburi (o embasamento do Domínio Imeri na Província Rio Negro) é de 16 Ma a 29 Ma mais antiga do que o anteriormente suposto. Os zircões de duas amostras de carbonatito forneceram idades de  $1.837 \pm 8$  Ma e  $1.841 \pm 7$  Ma, as mais antigas encontradas no Domínio Imeri no Brasil, interpretadas como relacionadas a rochas profundas, cujos zircões foram capturados pelo magma carbonatítico durante sua ascensão. A idade de  $1.818 \pm 8$  Ma obtida em zircões da crosta pisolítica indica que o Complexo Cauaburi foi uma importante fonte para os clastos presentes nesta crosta. A idade de  $1.873 \pm 70$  em zircões da crosta fragmentada pode indicar que rochas mais antigas, de outra província, também participaram como fonte de clastos para a cobertura laterítica do CCSL. Os zircões de uma amostra de carbonatito da parte central do corpo forneceram duas idades:  $1.841 \pm 7$  Ma e  $1.457 \pm 71$  Ma. Esta última idade é interpretada como a idade máxima do CCSL. Análises por microsonda eletrônica indicam que os zircões mesoproterozoicos têm alguma afinidade com carbonatito. A possibilidade do CCSL ter uma idade mesoproterozoica é discutida à luz do atual conhecimento da evolução geológica da Província Rio Negro, concluindo-se por uma relação com a evolução do Cinturão K'Mudku.

## 1. INTRODUCTION

The Seis Lagos Carbonatite Complex (SLCC; Fig. 1) is located in the municipality of São Gabriel da Cachoeira in the Upper Rio Negro region, Amazonas state. The SLCC was discovered in the 1970s by the RADAM-BRASIL project (Pinheiro et al. 1976). The Morro dos Seis Lagos deposit (MSLD), the world-largest Nb deposit ( $2,898 \times 10^6$  t with an average Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> content of 2.81%; Justo & Souza 1986), is associated with the main body of the SLCC. The MSLD consists of a thick ferruginous crust formed by carbonatite alteration and contains anomalous Ti and rare-earth-element (REE) concentrations (Issler 1980). The MSLD has not been studied in detail, but the recent global demand for REEs has renewed the interest in the MSLD and motivated a series of studies under the framework of cooperation between the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), the Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) and the Universidade de Brasília (UNB).

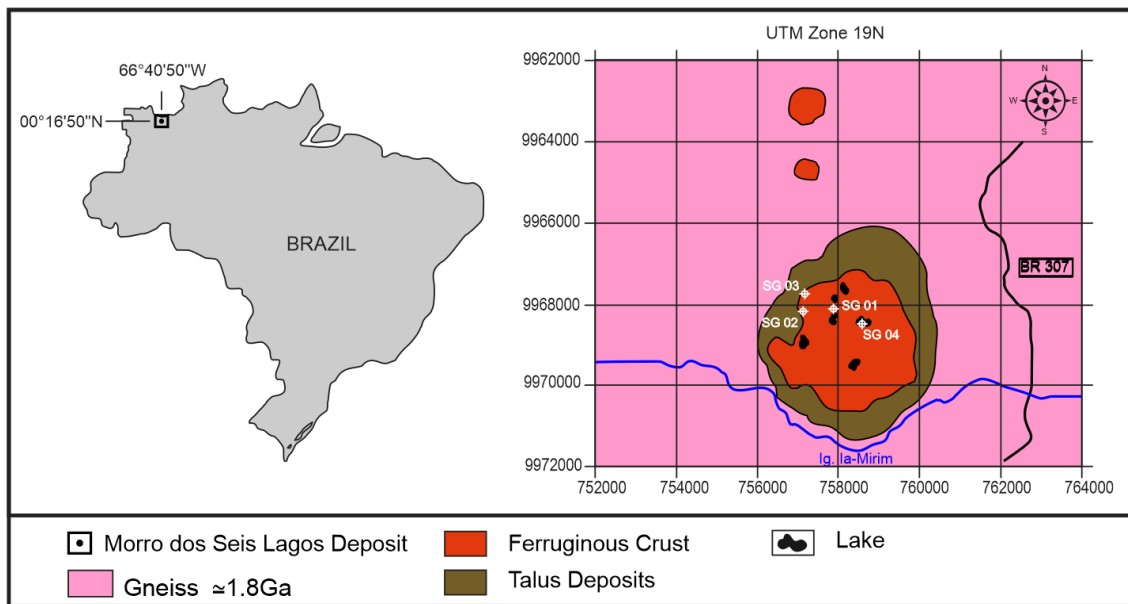


Figure 1. Location of the Seis Lagos Carbonatite Complex and simplified geological map showing the locations of the boreholes drilled by CPRM in 1976.

The SLCC has not been dated by geochronological methods, but a Mesozoic age and a possible relationship with the evolution of the Brazilian Equatorial Continental Margin have been suggested. This interpretation, which was initially based on a possible correlation between the SLCC and basic rocks located hundreds of kilometers away that were dated at between 200 and 250 Ma by the K-Ar method (Pinheiro et al. 1976), is accepted until recent studies (CPRM 2006). However, other carbonatites, including the Maicurú ( $586 \pm 18$  Ma; cf. Lemos and Gaspar 1998) and Mutum (1.0 Ga; cf. Gomes et al. 1990), are located in the southern part of the Guiana Shield and have ages that preclude being related to the continental margin. The SLCC host rock has also not been dated. It has been tentatively correlated with the Cauaburi Complex ( $\sim 1.81$  Ga to 1.78 Ga), which forms the geological framework of the region (CPRM 2006, Santos *et al.* 2000, Almeida et al. 2013).

This study focused on dating the SLCC and the gneissic host rock and determine the age of the sources of clasts associated to the ferruginous crust that cover the SLCC, discussing the results in the context of current knowledge of the geological evolution of the region. Zircons were extracted from the carbonatite, host rock and ferruginous crust and dated using the U-Pb method. A mineralogical study was conducted using an electron microprobe to tentatively distinguish carbonatite zircons from those inherited from granitic rocks, whose results are also reported and discussed herein to interpret the ages.

## 2. PREVIOUS STUDIES

### *Regional Geology*

The SLCC is located in the SW part of the Guiana Shield (Fig. 2). According to the geotectonic model of Tassinari and Macambira (2004), the SLCC is located in the Tapajós-Ventuari Province (1.98-1.81 Ga), whereas the model of Santos et al. (2000) places it in the Rio Negro Province (1.82-1.53 Ga). In the model by Santos et al. (2006a), the SLCC is located approximately at the boundary between the Rio Negro Province and the K'Mudku Belt (Fig. 2). The SLCC is embedded in the Tarsira lithofacies of the Cauaburi Complex (Fig. 3), which forms the basement of the Imeri Domain of the Rio Negro Province (CPRM, 2006). The Imeri Domain is characterized by NE-SW-trending regional structures related to dextral shear zones, and its basement comprises orthogneisses and calc-alkaline metagranitoids with compositions that range from monzogranite to granodiorite, locally tonalite (Santa Isabel facies), and monzogranite augen gneiss (Tarsira facies) with ages of 1810 to 1790 Ma (igneous protolith ages; Almeida et al. 2013).

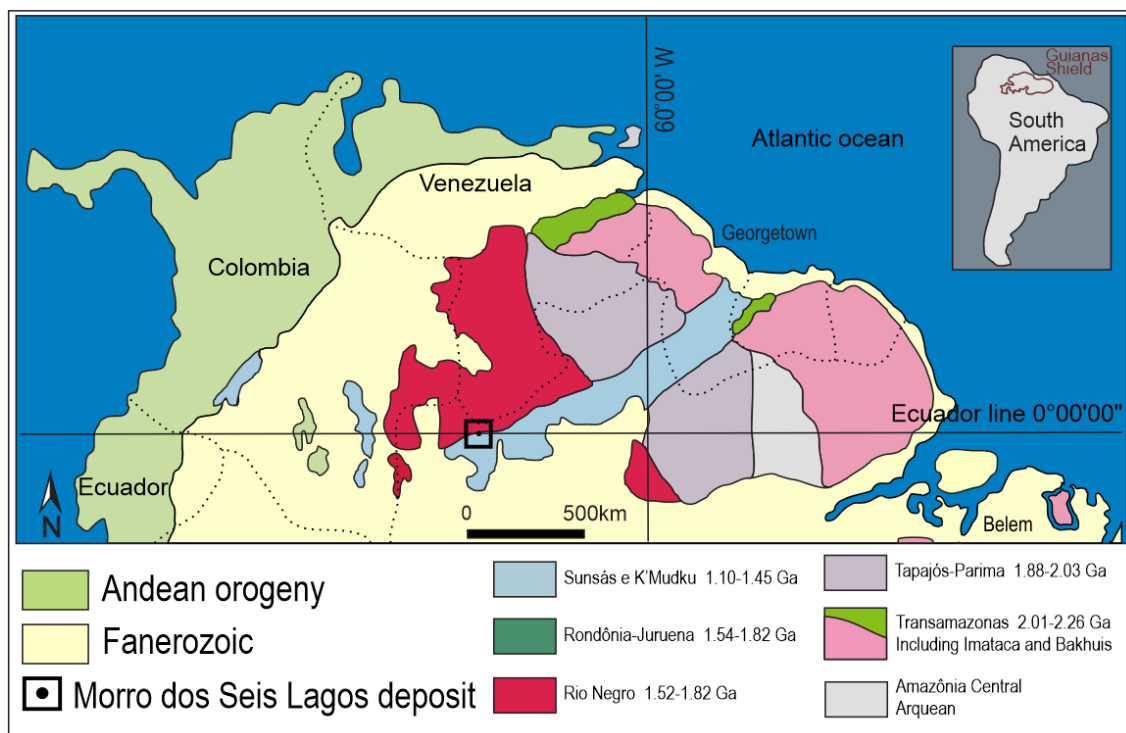


Figure 2. Geochronological provinces of the Guiana Shield (modified from Santos et al. 2006a) showing the location of the Seis Lagos Carbonatite Complex.



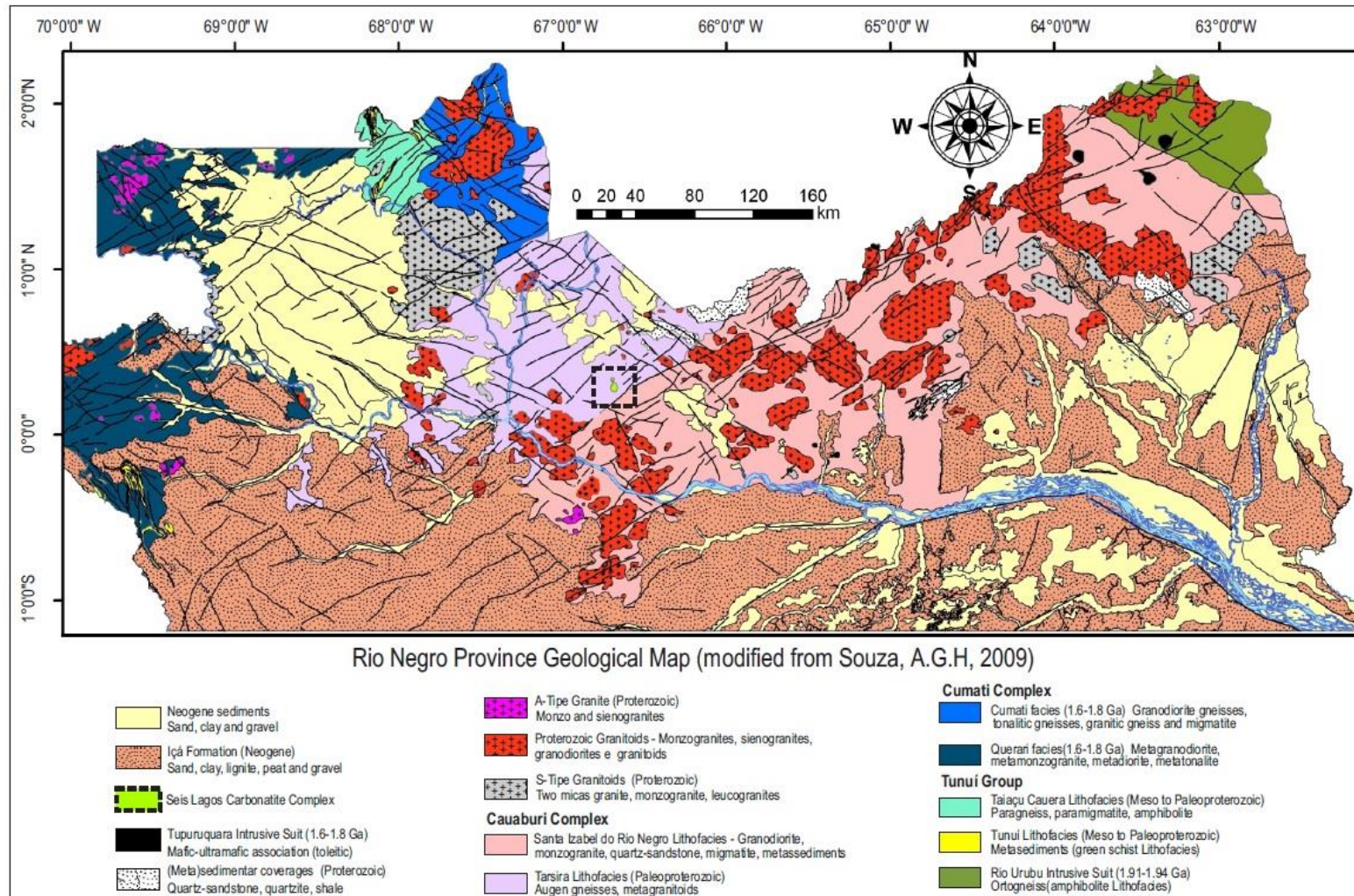


Figure 3. Geological map of the Brazilian part of the Rio Negro Province (modified from Souza, 2009) showing the location of the Seis Lagos Carbonatite Complex.

A series of geochronological studies (Table 1) has significantly furthered the understanding of the geological evolution of the region. Almeida et al. (2013) interpret the calc-alkaline basement of the Imeri Domain (from 1.81 Ga to 1.78 Ga) as a continental magmatic arc that dives beneath the Tapajós-Parima Province and includes late- to post-collisional A-type granites (1.75 Ga); this set of units represents the Cauaburi Orogeny. To the north (Uaupés Domain), the basement is younger (from 1.74 Ga to 1.70 Ga) and is interpreted as a juvenile magmatic arc (island arc?) that is associated with the Tunuí meta-volcano-sedimentary succession (Fig. 3); these units represent the Querari Orogeny. S-Type (and hybrid) granites of the Içana Suite and transitional granites between I- and A- (ambiguous) of the Uaupés Suite, which were derived from predominantly crustal sources and were generated between 1.54 Ga and 1.48 Ga, represent a key collisional system in the area (Içana Orogeny). In summary, according to Almeida et al. (2013), the northwestern craton consists of two Staterian accretionary orogens, the Cauaburi Arc (1.81-1.78 Ga) and the Querari Arc (1.74-1.70 Ga), that amalgamated during a Calimínia-age collisional process and are embodied by S-type S and A-I granitoids (1.54-1.48 Ga). The region was also affected by younger intracratonic collisional processes, which can be attributed to the K'Mudku Event (1.38-1.20 Ga) and have an age similar to that of the Sunsás Orogen.

Unit	Lithology	Crystallization	Metamorphism	Reference
Rio Uapés	Granite	1459±32 (Rb-Sr)		Dall'Agnol & Macambira (1992)
Rio Uapés	Granite	1518±25 (U-Pb)		Santos et al. (2000)
Içana/Reilau	Granite	1521±32 (Pb-Pb)	1318±22	Almeida et al. (1997)
Igarapé Reilau	Muscovite leucogranite	1534 (Sm-Nd)		CPRM 2006
Igarapé Reilau	Granite	1787±13 (U-Pb)	1423±14	Santos et al. (2006b)
Marauíá		1652±57 (Rb-Sr)		Basei (1975)
Marauia	Monzogranite	1746 (Sm-Nd)		CPRM 2006
Marié-Mirim	Sienogranite	1756 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Monzogranite	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Hornb. gneiss monzogranitic	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Gneiss	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
Complexo Cauaburi	Milonitic Monzogranite	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
LF Santa Isabel	Gneiss	1796 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Granodiorite	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Tonalitic Gneiss	1796 (Sm-Nd)		Santos et al. (2003)
	Granite	1798 (Sm-Nd)		CPRM 2006
	Gneiss	1789±6 (U-Pb)		Santos et al. (2002)
	Gneiss	1798±3 (U-Pb)	1468±8	Santos et al. (2003)
Cauaburi Complex (LF Santa Isabel)	Gneiss		1490±3	Santos et al. (2006)
Cauaburi Complex	MSLD laterite	1810±9 (U-Pb)		Santos et al. (2000)

Table 1. Geochronological data from the Imeri Domain.

The granites located south and southwest of the SLCC (Fig. 3) are part of the Rio Uaupés Intrusive Suite. The term Rio Uaupés granite (Dall'Agnol & Macambira 1992) designates titanite-biotite monzogranites (predominant type) with an Rb-Sr age of  $1459 \pm 32$  Ma and an initial  $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$  isotopic ratio of 0.070631, which were directly formed from crustal rocks (or derived from a mantle source but strongly affected by crustal contamination) during a continental collision event. Santos *et al.* (2000) highlight the difficulty in distinguishing them from the basement because they are syntectonic, folded and sheared together with the host rock and were locally deformed and sheared during the K'Mudku event (1.2 Ga). One of these bodies, the São Gabriel da Cachoeira granite, was generated by partial melting of the dominantly crustal trans-Amazonian source in a collisional environment at 1.5 Ga and was affected by NE-SW transcurrent shears with an age similar to the granite crystallization age (Souza, 2009).

The K'Mudku Belt (Fig. 2) is characterized by expressive mylonite zones that formed in amphibolite facies superior to granulite (Santos *et al.* 2006), and their origin is attributed to the K'Mudku Mylonite Episode (Barron, 1966). Ar-Ar (mica) and U-Pb (zircon, titanite and monazite) ages indicate that the metamorphism in the belt occurred between 1.15 and 1.47 Ga, which suggests that it formed at approximately 300 Ma during three or four collisional periods that may correspond to the Sunsás Province orogenies (Santos *et al.* 2006b): the Santa Helena orogeny (dominantly juvenile, 1450-1320 Ma), the Candeias orogeny (combination of a continental arc with a collisional orogeny, 1320-1280 Ma), the San Javier orogen (1280-1230 Ma) and the Nova Brasilândia orogeny (collisional, 1230-1110 Ma).

Granitic bodies ages of ~1.2 Ga are also present in the region, including the Pedra do Gavião syenite, which is characterized by its alkaline geochemical signature with high  $\text{K}_2\text{O}$ , metaluminous, reduced A-type and intraplate to post-collisional characteristics (Souza *et al.* 2015). The U-Pb crystallization age is 1218 Ma with inheritance between 1820 and 1720 Ma that suggests the melting of Cauaburi Complex rocks. Thus, the effects of the A-type magmatism on the southwestern edge of the Amazonas Craton, which is related to the end of the Grenvillian-Sunsás orogeny, could be extended to its mid-northern part. However, the authors consider that the spatial relationship between the K'Mudku event and the generation of A-type granites is still unclear in the region and that the generation and emplacement of the A-type magmas most likely occurred to some degree in the late and post-K'Mudku stages.

#### *Seis Lagos Carbonatite Complex and Morro dos Seis Lagos Deposit*

The SLCC consists of three approximately circular structures (Fig. 1). An E-W structure, which was identified by geophysics (Fig. 4A) and is approximately 400 km long, primarily controlled the location of the SLCC. On the surface, this structure is expressed as well-defined linear E-W-trending faults, along which the two main bodies of the complex are located (Fig. 4B). The bodies are located where the E-W structure is intersected by NE-SW and NW-SE structures (Rossoni *et al.* 2016).



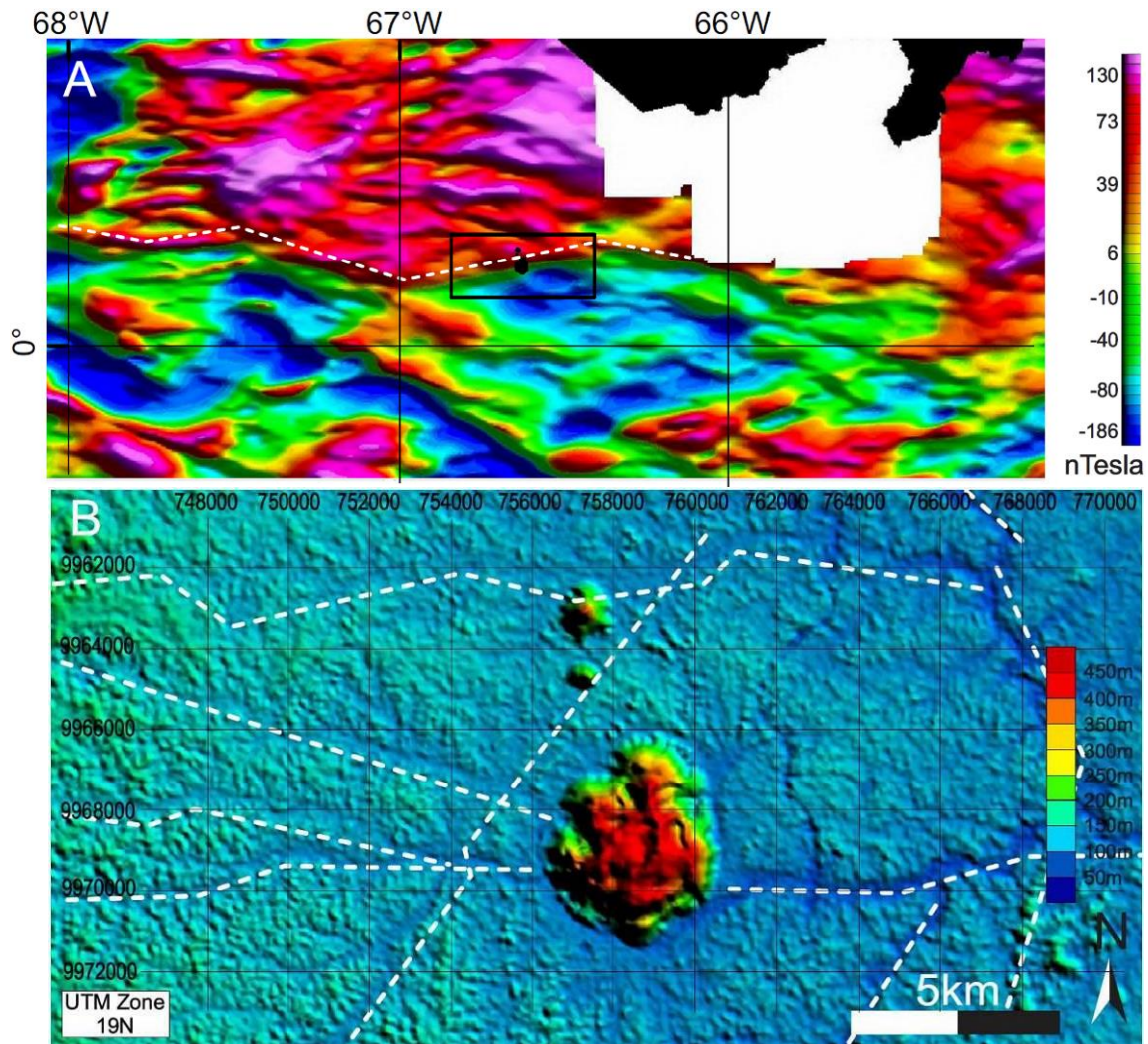


Figure 4. (A) Aeromagnetic map (shaded relief) extracted from CPRM (2006) showing the general E-W strike and the location of the SLCC (black square). (B) Main morphostructures surrounding the Seis Lagos Carbonatite Complex. Modified from Rossoni et al. (2016).

The MSLD is located in the main body, the Morro dos Seis Lagos (Fig. 1), where CPRM conducted two drilling campaigns. This study used samples from the boreholes of the first campaign (Viegas & Bonow 1976, locations shown in Fig. 1). The main occurrence of carbonatite was recorded in borehole SG-04-AM, which was located in a karst basin and penetrated argillaceous sediments (0 to 166.55 m), a carbonate breccia (166.55 m to 230.00 m) and carbonatite (230.00 m to 483.00 m). Carbonatite was also present in borehole SG-02-AM, which penetrated non-mineralized crust (0 to 33.90 m), gneiss (33.90 to 221.60 m), and carbonatite (221.60 to 227.70 m) and had no recovery from 227.70 to 230.85 m. The carbonatite in this borehole may be from the edge of the main body or from a vein in the host rock. Both holes encountered a siderite carbonatite that mainly consists of siderite and Fe oxides (secondary) with barite, gorceixite, monazite and pyrochlore (Giovannini 2013).

Carbonatite weathering formed the Nb-mineralized ferruginous crust (Nb-rutile and Nb-brookite), whose total thickness is not known because the deepest borehole in the crust (SG-01-AM) was interrupted within the crust at 225 m. Hematite and goethite were the most abundant minerals, and hollandite, romanechite, pyrolusite, lithiophorite, florencite, cerianite, gibbsite, ilmeneo-rutile, Nb-brookite Nb-rutile, monazite, zircon and quartz were also present (Corrêa 1996; Corrêa & Costa 1997; Giovannini 2013). Giovannini (2013) subdivided the crust into 6 textural/compositional types from top to

bottom: pisolitic, fragmented, mottled, purple, manganiferous and brown (least evolved) crusts.

The host rock is present in boreholes SG-02-AM and SG-03-AM. It is a biotite-hornblende-gneiss with quartz-feldspathic bands interspersed with bands of mafic minerals with intense fractures filled by iron oxides and clay minerals. Plagioclase is the most abundant mineral, subedric to anhedral, and sericitized. The K-feldspar is anhedral, fractured and contains argillic alteration. The quartz has wide variations in particle size and shape and always has undulant extinction. The chloritized biotite and hornblende are associated with and commonly contain apatite inclusions. Opaque minerals, such as leucoxene and zircon, occur as accessories.

The only geochronological data from the SLCC/MSLD is a U-Pb age of  $1.81 \pm 9$  Ga, which was determined using a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) on a zircon from the lateritic crust and is interpreted as inherited from the Cauaburi Complex (Santos et al. 2000).

### 3. MATERIALS AND METHODS

The seven samples used in this study (Table 2) cover all of the known lithotypes in the SLCC/MSLD, including (a) host rock (gneiss), (b) feldspar/kaolin intercalation in the host rock, which was suspected of being an alkaline dike possible related to the SLCC, (c) siderite carbonatite (3 samples) and (d) ferriiferous crust (2 samples).

SAMPLE	DEPTH (m)	ROCK	U-Pb AGE ZIRCON (Ma)
SG-01-AM / 01	0.30	Pisolitic crust	$1.818 \pm 8$
SG-01-AM / 04	5.00	Fragmented crust	$1.873 \pm 70$
SG-02-AM / 35	62.00	Gneiss	$1.826 \pm 9$
SG-02-AM / 22	34.00	Feldspar vein in gneiss	$1.839 \pm 29$
SG-02-AM / 53	227.50	Siderite-carbonatite (edge of the body)	$1.818 \pm 10$
SG-04-AM / 70	315.50	Siderite-carbonatite (center of the body)	$1.837 \pm 8$
SG-04-AM / 73	335.00	Siderite-carbonatite (center of the body)	$1.841 \pm 7$ $1.457 \pm 71$

Table 2. Samples dated in this study

The zircons were separated by manual scavenging under a binocular loupe using the following procedures: comminution in a porcelain crucible, ultrasound purification, magnetic separation with a Frantz device up to  $1.8 \text{ \AA}$  and concentration of the dense minerals by panning. The minerals were then mounted on a circular epoxy mount with a diameter of 1 cm, which was polished until they appeared at the surface. Dating was performed at the Geochronology Laboratory of UNB in a Neptune Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS; Thermo Finnigan) coupled to a New Wave UP-213 laser. The following laser parameters were used: spot: 30  $\mu\text{m}$ ; energy: 85% ( $\sim 4\text{-}5 \text{ J/cm}^2$ ); and frequency: 10 Hz. The MC-ICP-MS parameters were as follows: cooling gas: 15.00 L/min (argon); auxiliary gas: 0.70 L/min (argon); sample gas: 0.855 L/min (argon); added gas: 0.38 L/min (helium); and RF power: 1080 W. The GJ-1 and 91500 benchmarks were used.

The chemical analyses of the grains were conducted in the Electron Microprobe Laboratory of UNB using a Jeol JXA-8230 electron probe microanalyzer equipped with 5

spectrometers. The correction of matrix effects was performed using the ZAF method. An accelerating voltage of 15 kV, a current of 10 nA and a counting time of 10 s were used for Si, Zr, Hf, Nb, Ta, Y, P, Fe, Mn, Ti, Al and Ca, and an accelerating voltage of 20 kV, a current of 50 nA, and a counting time of 10 s were used for the REEs, U and Th. The background counting time was half of that measured in the peak. The following spectral lines were used: SiKa, ZrLa, HfMa, NbLb, TaMa, PKa, FeKa, MnKa, TiKa, AlKa, CaKa, YLa, LaLa, CeLa, GdLa, TbLa, DyLa, EuLa, HoLa, ErLa, TmLa, YbLa, LuLa, PrLb, SmLb, NdLb, Umb, and ThMa. Synthetic oxide standards were used for the REEs, Y, U, Th, Hf, Nb, Ta, Mn, Ti, and mineral standards were used for the other elements. Corrections due to interference were performed using the device routine. The detection limits ranged from 50 to 200 ppm for all of the analyzed elements.

#### 4 RESULTS

The results from the isotopic analyses are summarized in Tables 3 to 9. The ages shown in Table 2 were taken from the concordia diagrams shown in Fig. 5. The ages from  $1.818 \pm 8$  Ma to  $1.873 \pm 70$  Ma (Fig. 5A-F), which are correlated with the basement rocks of the Imeri Domain and will be discussed further, were assessed in six samples.

Sample SG-04-AM-73 is the only sample in which there was more than one population of zircons (Fig. 5G, H), which had well-established concordant ages of  $1.841 \pm 7$  Ma (Fig. 5I) and  $1.457 \pm 71$  Ma (Fig. 5J). Th/U ratio in Paleoproterozoic zircons varies from 0.25 to 1.16 and in mid-Proterozoic varies from 0.14 to 0.45. Several zircons from this sample provided a third age that was slightly younger (Fig. 5G, H). Th/U in these zircons (0.14 to 0.46) are similar to the later, however, the concordia diagram prepared with these zircons (Fig. 5K) has a significant error in the upper intercept ( $1.237 \pm 140$  Ma). These results indicated that sample SG-04-AM-73 was the most important sample in this study. The age of  $1.457 \pm 71$  Ma for this sample can be considered the maximum age of carbonatite crystallization. The following study was then conducted to examine the origin of the zircons in this sample.

Zircon	Isotopic Ratio							Ages (Ma)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Conc. (%)
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	2 s abs	2 s abs	2 s abs		
Z1	153557	0.27	5.27	1.11	0.33	0.94	0.85	1875	10.57	1864	9.45	1854	15.13	99.47
Z3	233774	0.32	4.97	0.78	0.32	0.57	0.73	1827	9.63	1813	6.61	1801	9.01	99.32
Z4	128529	0.35	4.70	1.22	0.30	1.07	0.88	1836	10.41	1767	10.18	1709	16.08	96.73
Z5	361597	0.33	4.96	1.08	0.32	0.91	0.84	1819	10.54	1811	9.15	1805	14.39	99.63
Z7	243294	0.34	4.72	0.95	0.31	0.69	0.72	1826	11.87	1770	7.96	1723	10.42	97.35
Z9	17421	0.08	3.88	0.98	0.27	0.74	0.75	1695	11.91	1609	7.91	1544	10.10	95.95
Z10	221121	0.38	4.26	0.87	0.28	0.63	0.73	1797	10.79	1686	7.14	1597	8.96	94.77
Z11	457573	0.50	4.32	0.75	0.29	0.54	0.71	1797	9.66	1698	6.22	1618	7.68	95.34
Z12	247444	0.69	4.20	1.13	0.28	0.99	0.87	1794	10.09	1673	9.29	1579	13.84	94.36
Z13	162143	0.37	3.94	1.86	0.26	1.74	0.94	1790	11.64	1621	15.03	1494	23.25	92.18
Z14	37769	0.40	6.02	2.44	0.39	1.82	0.74	1827	29.58	1978	21.25	2126	32.89	107.48
Z15	102301	0.39	4.41	1.42	0.28	1.12	0.79	1868	15.81	1714	11.75	1590	15.73	92.79
Z16	280525	0.41	5.10	1.05	0.33	0.89	0.85	1809	9.95	1835	8.88	1858	14.40	101.27
Z19	237702	0.28	4.78	1.33	0.31	1.22	0.92	1822	9.62	1780	11.15	1744	18.61	97.99
Z20	9234	0.42	4.84	1.28	0.32	1.04	0.82	1811	13.38	1791	10.75	1774	16.19	99.03
Z21	50426	0.45	4.37	1.38	0.30	1.00	0.73	1742	17.30	1707	11.38	1678	14.81	98.34
Z22	292851	0.30	4.62	1.01	0.31	0.79	0.78	1780	11.51	1752	8.46	1728	12.02	98.67
Z23	46987	0.37	4.82	1.65	0.32	1.31	0.79	1815	18.20	1789	13.87	1767	20.24	98.77
Z24	263476	0.35	4.52	0.98	0.30	0.82	0.83	1793	9.97	1734	8.18	1686	12.12	97.22

Table 3. Isotopic analysis of sample SG-01-AM-01.

Zircon	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	Isotopic Ratio				Ages (Ma)				Conc. (%)			
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		2 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 s abs
Z1	458346	0.35	4.53	0.84	0.29	0.66	0.78	1826	9.48	1737	7.01	1664	9.69	95.81
Z2	294223	0.46	4.34	0.79	0.29	0.63	0.79	1792	8.80	1702	6.54	1629	9.04	95.73
Z3	202594	0.28	4.29	1.00	0.28	0.80	0.80	1797	10.86	1692	8.24	1608	11.44	95.06
Z4	284828	0.27	4.67	1.15	0.30	0.84	0.73	1853	14.29	1762	9.63	1686	12.42	95.71
Z5	269211	0.47	4.14	1.28	0.28	1.09	0.86	1771	11.99	1663	10.44	1578	15.33	94.93
Z6	238662	0.35	4.19	1.11	0.28	0.90	0.81	1775	11.72	1672	9.08	1591	12.73	95.18
Z7	393154	0.46	4.16	1.02	0.28	0.79	0.77	1771	11.89	1666	8.37	1584	11.08	95.07
Z8	654859	0.18	4.40	1.02	0.29	0.82	0.81	1831	10.93	1712	8.43	1617	11.75	94.42
Z9	472807	0.39	4.31	0.92	0.29	0.68	0.74	1787	11.29	1695	7.59	1621	9.78	95.67
Z10	355848	0.52	4.33	1.01	0.29	0.75	0.73	1793	12.51	1698	8.36	1623	10.69	95.55
Z11	497257	0.40	4.37	1.04	0.28	0.72	0.69	1821	13.52	1706	8.56	1615	10.28	94.64
Z12	363021	0.50	3.96	1.46	0.26	1.21	0.83	1798	14.94	1626	11.85	1497	16.16	92.03
Z13	232182	0.28	4.19	1.34	0.27	0.95	0.71	1810	17.04	1673	10.96	1566	13.24	93.60
Z14	174351	0.29	4.45	1.28	0.29	0.86	0.67	1817	17.24	1721	10.64	1644	12.53	95.51
Z15	248286	0.26	3.95	1.33	0.26	1.09	0.82	1794	13.73	1624	10.77	1496	14.62	92.13
Z16	908419	0.26	4.45	0.94	0.29	0.67	0.71	1825	11.96	1722	7.77	1639	9.63	95.15
Z17	362618	0.41	4.21	0.92	0.28	0.65	0.70	1798	11.88	1676	7.53	1580	9.05	94.26
Z18	207538	0.25	4.59	0.99	0.30	0.76	0.77	1833	11.49	1747	8.28	1677	11.29	95.96

Table 4. Isotopic analysis of sample SG-01-AM-04.

Zircon	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	Isotopic Ratio				Ages (Ma)				Conc. (%)			
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		2 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 s abs
Z01	220197	0.26	4.48	1.01	0.29	0.82	0.80	1832	10.91	1727	8.42	1643	11.85	95.11
Z03	216478	0.50	4.50	1.16	0.29	0.72	0.62	1841	16.39	1730	9.61	1640	10.45	94.81
Z04	219728	0.43	4.54	0.95	0.29	0.71	0.74	1849	11.64	1738	7.94	1647	10.25	94.77
Z05	142544	0.38	4.23	1.23	0.27	1.07	0.87	1843	11.04	1679	10.11	1551	14.74	92.39
Z07	242198	0.48	4.32	1.14	0.28	0.89	0.78	1852	12.79	1696	9.38	1573	12.44	92.74
Z10	370511	0.32	4.84	0.91	0.31	0.61	0.67	1850	12.24	1791	7.65	1742	9.26	97.23
Z11	188077	0.53	4.58	1.62	0.30	1.42	0.88	1825	14.16	1745	13.48	1680	20.95	96.27
Z13	211876	0.28	4.48	1.01	0.29	0.78	0.76	1853	11.79	1727	8.41	1625	11.14	94.12

Table 5. Isotopic analysis of sample SG-02-AM-22.

Zircon	Isotopic Ratio							Ages (Ma)					Conc. (%)	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 s abs
Z2	104158	0.26	5.63	1.23	0.36	0.98	0.80	1850	13.37	1921	10.57	1988	16.72	103.4
Z4	314738	2.26	4.74	0.95	0.31	0.80	0.84	1824	9.40	1775	7.98	1733	12.12	97.67
Z5	695229	0.40	5.14	0.78	0.33	0.63	0.80	1839	8.44	1843	6.65	1846	10.08	100.1
Z6	29953	0.44	4.60	0.96	0.30	0.80	0.84	1848	9.54	1750	8.02	1669	11.81	95.37
Z7	2433	0.64	4.55	1.00	0.30	0.66	0.68	1803	13.56	1741	8.26	1690	9.75	97.06
Z8	57969	0.44	4.65	2.31	0.29	2.22	0.96	1921	11.70	1758	19.32	1624	31.83	92.38
Z9	239879	1.25	4.81	1.30	0.32	1.17	0.89	1807	10.65	1787	10.97	1769	18.04	99.04
Z10	622639	0.32	4.57	0.87	0.29	0.70	0.81	1846	9.26	1744	7.23	1660	10.25	95.18
Z11	142268	0.58	5.15	1.09	0.33	0.89	0.82	1835	11.32	1844	9.26	1853	14.36	100.4
Z12	523688	0.37	4.50	0.92	0.29	0.74	0.80	1844	9.96	1731	7.67	1640	10.73	94.72
Z13	392133	0.42	4.39	0.82	0.28	0.60	0.73	1847	10.04	1710	6.74	1600	8.47	93.60
Z15	140184	0.66	4.56	0.96	0.28	0.70	0.73	1906	11.87	1742	8.02	1609	9.97	92.37
Z16	406310	0.34	4.42	0.93	0.28	0.69	0.74	1851	11.30	1716	7.70	1608	9.79	93.70
Z17	221911	0.79	5.00	1.20	0.32	0.96	0.80	1824	12.91	1819	10.12	1814	15.20	99.74
Z18	468208	0.34	4.43	0.94	0.28	0.79	0.84	1852	9.31	1718	7.80	1610	11.23	93.70
Z19	371927	0.32	4.49	0.91	0.29	0.69	0.76	1852	10.73	1729	7.55	1629	9.90	94.21
Z20	344494	0.36	4.68	1.09	0.30	0.66	0.61	1847	15.69	1763	9.14	1693	9.89	96.01
Z23	75412	3.52	5.24	2.21	0.33	1.80	0.81	1869	23.13	1859	18.81	1851	28.89	99.55

Table 6. Isotopic analysis of sample SG-02-AM-35.

Zircon	Isotopic Ratio							Ages (Ma)				Conc. (%)		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 s abs		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 s abs
Z1	152075	0.37	4.72	1.07	0.30	0.72	0.67	1876	14.29	1771	8.99	1683	10.72	95.03
Z2	185832	0.36	4.72	0.97	0.31	0.66	0.68	1828	12.79	1771	8.11	1722	10.03	97.26
Z3	80891	0.34	4.81	1.11	0.30	0.73	0.66	1873	15.02	1787	9.34	1714	11.05	95.91
Z4	79926	0.33	4.47	1.05	0.28	0.78	0.74	1888	12.68	1726	8.71	1596	11.01	92.45
Z5	270661	0.12	4.55	0.97	0.29	0.74	0.77	1872	11.28	1741	8.09	1634	10.74	93.86
Z6	244342	0.34	4.38	1.15	0.28	0.90	0.78	1879	12.96	1708	9.50	1573	12.52	92.07
Z7	118326	0.33	4.51	1.53	0.28	1.25	0.82	1938	15.84	1733	12.75	1569	17.46	90.53
Z8	111922	0.35	4.32	1.44	0.28	1.05	0.73	1850	17.80	1697	11.86	1576	14.67	92.88
Z10	174945	0.34	4.83	1.47	0.31	1.02	0.70	1832	19.08	1790	12.34	1755	15.70	98.02
Z11	148457	0.36	5.03	1.33	0.33	0.96	0.72	1810	16.81	1824	11.28	1836	15.32	100.67
Z12	184083	0.32	4.85	1.79	0.31	1.62	0.91	1842	13.78	1794	15.07	1752	24.87	97.69
Z15	265027	0.26	4.82	1.16	0.31	0.88	0.75	1829	13.88	1789	9.78	1755	13.46	98.11
Z16	136266	0.24	4.79	1.31	0.31	0.91	0.69	1843	17.14	1782	11.02	1731	13.77	97.11
Z17	327956	0.33	4.95	0.99	0.32	0.80	0.80	1817	10.78	1811	8.39	1806	12.53	99.72
Z18	149394	0.36	4.89	1.24	0.32	1.00	0.81	1825	13.19	1801	10.44	1781	15.60	98.87
Z19	9136	0.42	4.51	1.00	0.29	0.76	0.77	1850	11.53	1732	8.27	1636	11.05	94.46
Z20	130879	0.49	4.68	1.10	0.30	0.88	0.80	1843	11.94	1764	9.18	1699	13.09	96.28
Z22	109508	0.21	4.56	1.08	0.30	0.72	0.67	1791	14.69	1742	9.02	1701	10.79	97.64
Z23	159623	0.43	4.45	1.21	0.29	0.85	0.71	1838	15.50	1721	10.01	1627	12.25	94.52
Z25	2143	0.45	2.29	1.45	0.15	1.25	0.88	1787	13.33	1209	10.22	913	10.67	75.46
Z26	54946	0.41	4.91	1.12	0.30	0.63	0.56	1940	16.58	1803	9.45	1687	9.35	93.56

Table 7. Isotopic analysis of sample SG-02-AM-53.



Zircon	Isotopic Ratio							Ages (Ma)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Conc. (%)
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s(%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s(%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	2 s abs	2 s abs	2 s abs		
Z02	81625	0.42	5.04	0.89	0.33	0.75	0.81	1832	8.83	1826	7.55	1822	9.44	99.74
Z03	49402	0.35	5.21	1.11	0.34	0.87	0.76	1814	12.51	1855	9.47	1892	11.84	101.98
Z05	1103200	0.37	5.04	0.98	0.33	0.76	0.74	1822	11.35	1826	8.32	1828	10.40	100.15
Z06	48708	0.53	5.04	1.24	0.33	0.89	0.70	1838	15.56	1826	10.51	1816	13.14	99.42
Z07	69384	0.58	4.96	1.00	0.32	0.75	0.72	1838	11.94	1813	8.45	1792	10.56	98.82
Z08	59271	0.32	5.03	1.24	0.32	0.91	0.72	1843	15.13	1824	10.49	1808	13.11	99.09
Z09	124492	0.20	4.76	1.00	0.31	0.78	0.75	1793	11.48	1777	8.41	1764	10.51	99.26
Z10	351699	0.84	5.01	0.95	0.32	0.76	0.77	1847	10.48	1821	8.06	1798	10.08	98.76
Z11	72597	0.74	4.60	1.06	0.30	0.91	0.84	1850	9.83	1750	8.82	1667	11.03	95.26

Table 8. Isotopic analysis of sample SG-04-AM-70.

Zircon	Isotopic Ratio							Ages (Ma)					Conc. (%)	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 s abs
Z15	143355	0.28	5.04	1.07	0.32	0.79	0.73	1855	23	1802	25	1827	18	97.17
Z43	2131116	0.31	5.25	0.77	0.33	0.58	0.76	1838	12	1882	19	1861	13	97.63
Z52	285644	0.42	5.27	0.79	0.34	0.54	0.69	1838	16	1889	18	1865	13	97.18
Z25	785927	0.48	5.12	0.93	0.33	0.67	0.72	1813	19	1866	22	1841	16	97.06
Z59	188006	0.60	5.32	0.80	0.34	0.62	0.77	1840	13	1903	20	1873	14	96.59
Z47	498790	0.39	5.36	0.86	0.34	0.67	0.78	1842	14	1914	22	1880	15	96.09
Z03	10641	0.49	5.52	1.67	0.35	1.26	0.75	1866	37	1940	42	1904	28	96.07
Z44	262435	0.25	5.40	0.94	0.34	0.76	0.81	1846	14	1923	25	1886	16	95.82
Z27	129091	0.46	5.28	1.07	0.34	0.67	0.63	1824	27	1905	22	1867	18	95.56
Z60	106068	0.47	5.03	0.75	0.32	0.55	0.74	1840	12	1812	17	1825	13	98.45
Z18	4555	0.51	5.16	2.08	0.33	1.92	0.92	1834	26	1857	62	1846	35	98.73
Z58	197474	0.38	5.19	0.83	0.33	0.60	0.73	1845	15	1857	19	1851	14	99.35
Z02	71859	0.46	5.16	1.16	0.33	0.93	0.81	1840	21	1852	30	1847	20	99.33
Z14	83960	0.48	5.25	0.89	0.33	0.61	0.69	1853	19	1869	20	1862	15	99.12
Z56	222727	0.37	5.23	0.82	0.33	0.58	0.71	1849	16	1866	19	1858	14	99.07
Z41	147518	0.36	5.37	0.83	0.34	0.60	0.72	1830	16	1927	20	1881	14	94.68
Z46	114450	0.34	5.46	0.96	0.35	0.73	0.76	1834	18	1951	24	1895	16	93.66
Z57	45562	1.16	5.59	2.18	0.35	2.11	0.97	1850	16	1975	71	1915	37	93.25
Z24	152286	0.32	5.36	1.00	0.35	0.75	0.75	1812	20	1940	25	1879	17	92.92
Z53	111062	0.29	2.93	1.33	0.23	1.19	0.89	1425	18	1370	29	1391	20	96.16
Z19	24928	0.42	1.85	2.49	0.15	2.31	0.93	1409	32	906	39	1065	33	64.26
Z45	77245	0.40	2.83	1.79	0.23	1.48	0.83	1339	36	1380	37	1364	27	96.89
Z10	17531	0.14	2.65	2.69	0.20	2.56	0.95	1477	28	1218	57	1315	39	82.48
Z22	1755	0.14	2.76	1.39	0.21	1.11	0.80	1497	28	1251	25	1345	21	86.20
Z21	37766	0.45	2.67	2.47	0.21	1.77	0.72	1443	64	1247	40	1321	36	86.41
Z35	68857	0.40	2.71	1.62	0.21	1.19	0.74	1425	39	1274	28	1332	24	89.42
Z17	2744	0.22	2.41	1.68	0.19	0.87	0.52	1391	53	1164	19	1247	24	83.71
Z09	48662	0.46	1.37	2.61	0.13	2.04	0.78	965	64	842	32	877	30	87.25
Z07	12037	0.26	1.64	4.57	0.15	3.22	0.70	1076	127	946	56	986	57	87.96
Z36	206270	0.14	1.76	1.37	0.16	1.26	0.92	1108	16	999	23	1034	18	90.22
Z61	67430	0.22	1.72	1.55	0.16	1.18	0.76	1084	38	984	21	1016	20	90.80

Table 9. Isotopic analysis of sample SG-04-AM-73. First block: ~1.8Ga concordia; second block: ~1.45 Ga concordia; third block: 1.2Ga concordia.

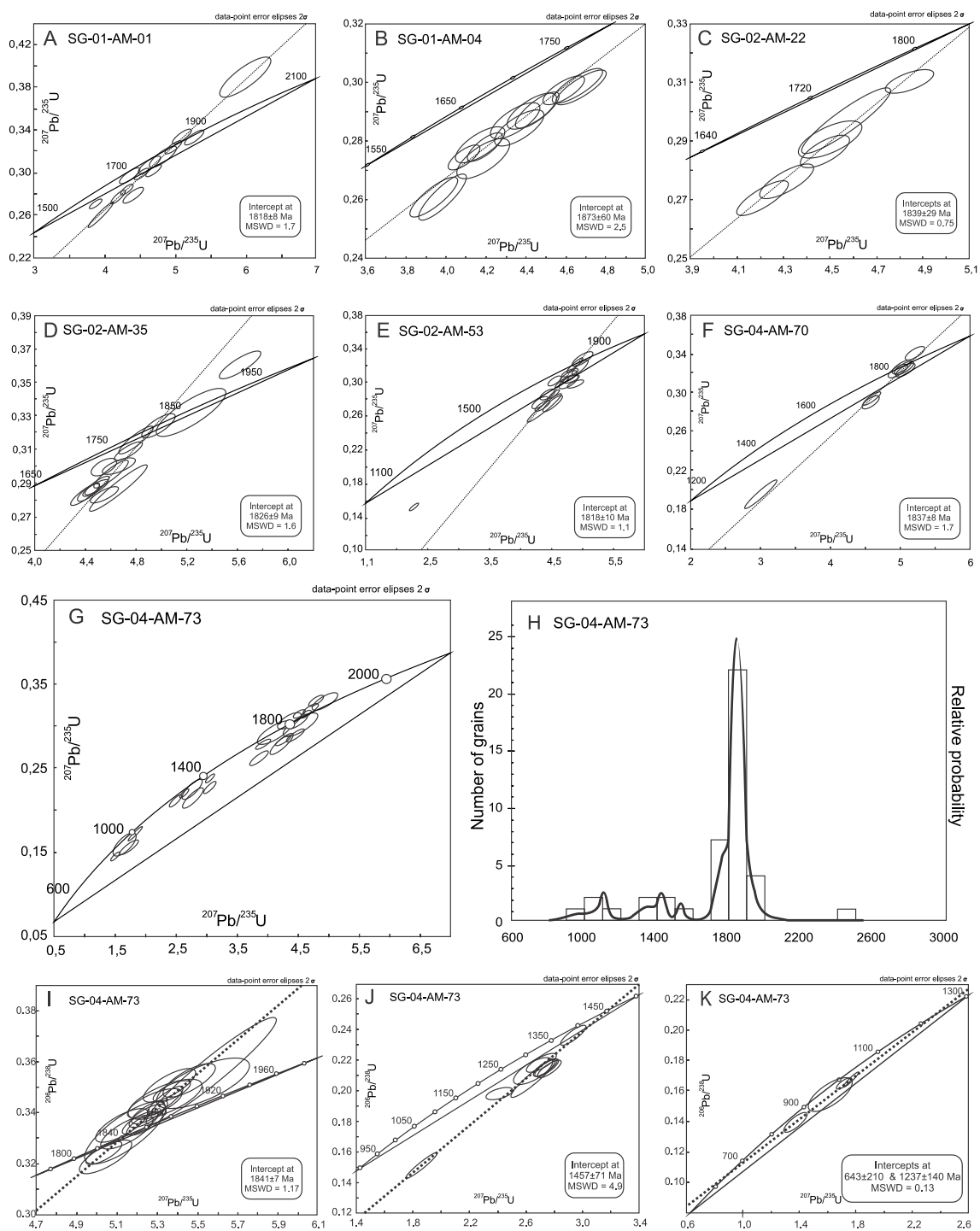


Figure 5. Concordia diagrams for zircons in samples from the Morro dos Seis Lagos Deposit. (A) Pisolitic crust (sample SG-01-AM-01) with a concordant age of  $1.818 \pm 8$  Ma. (B) Fragmented crust (sample SG-01-AM-04) with a concordant age of  $1.873 \pm 70$ . (C) Kaolin/feldspar vein of the gneissic host rock (sample SG-02-AM-22) with a concordant age of  $1.839 \pm 29$  Ma. (D) Gneiss (host rock of the carbonatite) (sample SG-02-AM-35) with a concordant age of  $1.826 \pm 9$  Ma. (E) Carbonatite (sample SG-02-AM-53) with a concordant age of  $1.818 \pm 10$  Ma. (F) Carbonatite (sample SG-04-AM-70) with a concordant age of  $1.837 \pm 8$  Ma. Carbonatite sample SG-04-AM-73: (G) results; (H) histogram of the calculated ages; (I) detail of the concordant age of  $1.841 \pm 7$  Ma; (J) detail of the concordant age of  $1.457 \pm 71$  Ma; (K) illustrative diagram with the younger ages.

The two populations of zircons from carbonatite sample SG-04-AM-73 (~1.830 Ma and ~1.460 Ma) also differ in crystal size and shape. Most of the zircon crystals from the Paleoproterozoic population (Fig. 6) are smaller than 100  $\mu\text{m}$ , have irregular shapes, and are often zircon fragments. The zircons with an age of ~1.460 Ma tend to be larger (200  $\mu\text{m}$  to 300  $\mu\text{m}$ ) and idiomorphic, although some xenomorphic crystals are also present. Fractures are rare or non-existent, the edges are smooth and well-defined, and fragments are rare. The results show that the sizes and shapes of the zircons with the younger ages and larger errors are more compatible with the Mesoproterozoic zircons, so they were included in the electron microprobe study below.

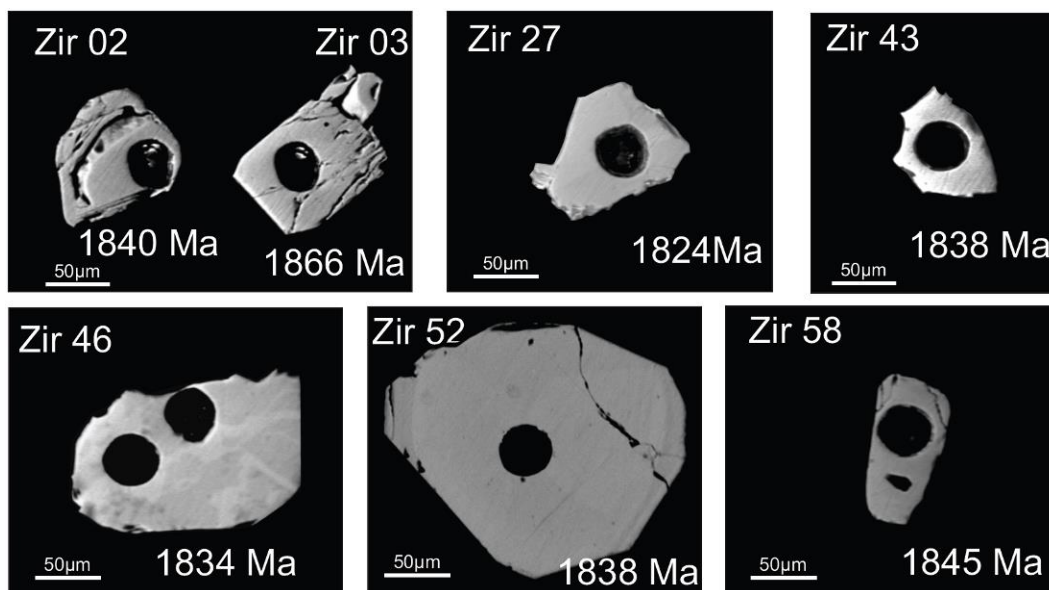


Figure 6. SEM images of zircons from sample SG-04-AM-73 (carbonatite) representative of the population of Paleoproterozoic age.

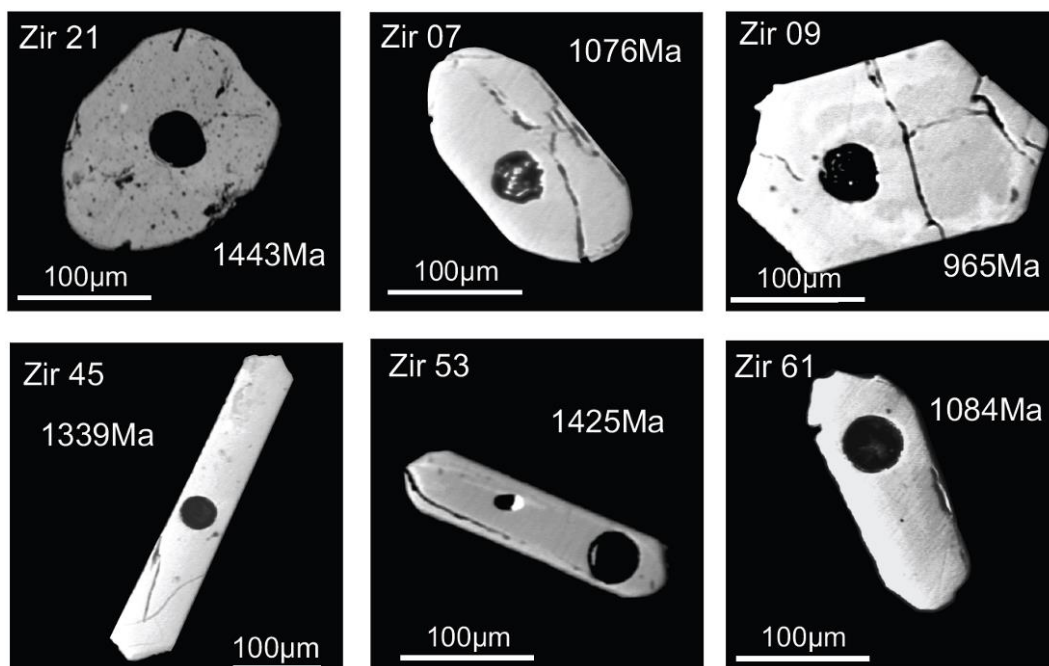


Figure 7. SEM images of zircons from sample SG-04-AM-73 (carbonatite) representative of the population of Mesoproterozoic age.

Identifying the origin of the zircons is important despite the considerable level of inaccuracy because the zircon fields of the rocks studied overlaid each other (Belousova et al. 2002). Analyses of the zircons are presented in tables 10 and 11. In the Y vs Hf diagram (Fig. 8A), the Paleoproterozoic zircons are relatively dispersed and plot in various fields, including the carbonatite field, whereas the younger zircons (Fig. 9A) are concentrated in or very close to the carbonatite field. In the Th vs Y diagram, the high affinity of the younger zircons (Fig. 9B) for carbonatites is very clear, and the 3 grains that plot outside the carbonatite field fall within the lamproite field. This scenario is repeated in the REE+Y vs P (Figs. 8C and 9C) and Nb/Ta vs Y (Figs. 8D and 9D) diagrams, which have significant concentrations of younger zircons in or very close to the carbonatite field, whereas the Paleoproterozoic zircons are quite dispersed.

Oxide (%)	Zir 1 B	Zir 1 C	Zir 03 B	Zir 03 C	Zir 05 B	Zir 05 C	Zir 6 C	Zir 6 B	Zir 15 B	Zir 25 B	Zir 27 B	Zir 27 B	Zir 38 B	Zir 40 B	Zir 43 B	Zir 51 B	Zir 51 C	Zir 52 B	Zir 52 C	Zir 55 B	Zir 55 C
SiO <sub>2</sub>	32.70	33.03	31.25	32.74	32.94	33.28	33.73	30.95	33.78	33.50	31.23	31.58	33.80	33.54	32.83	33.24	32.59	32.98	33.30	33.54	32.30
ZrO <sub>2</sub>	64.94	65.20	63.79	65.56	65.45	64.84	64.29	63.74	64.60	65.10	63.51	63.27	64.34	64.57	64.82	65.25	65.68	66.37	65.46	64.68	65.01
HfO <sub>2</sub>	0.94	1.06	0.91	0.95	0.68	0.58	1.11	0.64	0.74	0.84	1.12	1.01	1.01	0.58	0.92	0.96	0.82	0.63	0.45	0.10	0.63
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.44	0.30	0.03	0.55	0.27	0.40	0.51	0.35	0.48	0.61	0.53	0.49	0.90	0.36	0.01	0.46	0.25	0.19	0.02	0.36
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.15	0.03	0.24	0.12	0.28	n.d.	n.d.	0.37	0.05	n.d.	n.d.	0.02	0.19	n.d.	0.19	0.04	0.13	0.09	n.d.	n.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.11	n.d.	0.01	0.05	0.03	0.05	0.75	0.06	0.04	0.60	0.44	0.08	0.08	0.03	0.06	0.06	0.06	0.01	n.d.	0.14
TiO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	0.09	0.10	0.10	n.d.	n.d.	0.02	0.07	n.d.	0.17	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	0.62	n.d.	n.d.	0.31	0.30	0.05	n.d.	0.03	0.03	n.d.	0.02	0.02	0.09	0.02
FeO	0.09	0.40	0.03	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.44	0.08	0.03	0.30	0.36	n.d.	0.11	n.d.	n.d.	0.06	0.01	n.d.	0.10	0.03
MnO	0.11	0.04	n.d.	n.d.	0.03	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	0.12	0.04	0.01	n.d.	0.03
CaO	0.28	0.20	n.d.	0.09	n.d.	0.19	0.32	0.36	0.20	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.03	0.07	n.d.	n.d.	0.38	n.d.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.11	n.d.	0.13	0.25	0.35	0.19	0.68	n.d.	0.10	0.84	0.73	0.09	0.10	0.09	0.20	0.01	0.11	0.07	n.d.	0.23
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.04	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.05
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.02	0.13	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.09	0.01	0.03	0.03	n.d.	0.08	0.05	0.03	n.d.	n.d.
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.05	0.03	n.d.	0.01	0.01	0.05	0.01	n.d.	0.03	0.02	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.02	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.03	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.09	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.01	0.12	0.03	0.06	0.08	0.01	0.02	0.08	0.02	n.d.	0.03	0.03	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.15	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	0.03	0.07	0.03	0.03	0.07	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.02	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	0.03	0.02	n.d.	n.d.
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.09	0.15	n.d.	0.11	0.08	0.14	0.05	n.d.	n.d.	0.01	0.03	0.04	0.10	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	0.01	0.05	0.06
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.04	0.43	0.08	0.03	0.08	0.01	0.05	0.03	0.11	0.28	0.14	0.05	0.03	0.06	0.01	0.02	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	0.02	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.02	0.59	0.08	n.d.	n.d.	0.01	0.04	n.d.	0.01	0.26	0.11	n.d.	0.07	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.02	0.12	0.03	0.01	0.04	n.d.	0.04	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	n.d.
Th (ppm)	n.d.	n.d.	2058.00	n.d.	346.12	205.80	177.74	299.35	n.d.	570.63	991.58	907.39	159.03	n.d.	187.09	n.d.	n.d.	205.80	336.76	9.35	9.35
U (ppm)	n.d.	n.d.	5015.38	n.d.	716.81	549.09	404.46	334.63	n.d.	1505.06	2592.94	1914.17	369.15	n.d.	444.71	n.d.	14.39	624.94	880.62	26.85	24.52
Total	100.23	101.07	99.37	100.01	100.43	100.50	100.36	99.22	100.45	100.48	100.16	99.25	100.17	100.45	99.37	100.15	100.13	100.80	99.81	99.18	98.93
Th/U	n.d.	n.d.	0.41	n.d.	0.48	0.37	0.44	0.89	n.d.	0.38	0.38	0.47	0.43	n.d.	0.42	n.d.	n.d.	0.33	0.38	0.35	0.38
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +REE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (ppm)	4196.43	3129.09	18820.80	3027.01	4531.86	5273.54	3636.92	7922.86	2236.84	2831.04	14490.64	10495.99	2317.33	3217.55	2021.06	3013.15	1900.34	1876.08	1636.57	879.66	2836.15

Table 10. Chemical analysis of the Paleoproterozoic zircons from sample SG-04-AM-73

Oxide (%)	Zir 07 B	Zir 07 C	Zir 09 B	Zir 09 B	Zir 09 C	Zir 09 C	Zir 10 B	Zir 19 B	Zir 21 B	Zir 21 C	Zir 22 B	Zir 26 B	Zir 34 B	Zir 45 B	Zir 45 C	Zir 50 B	Zir 53 B	Zir 53 C	Zir 61 B	Zir 61 C
SiO <sub>2</sub>	33.24	33.00	33.95	31.82	33.28	33.05	34.48	33.83	33.57	33.16	33.34	32.98	32.18	33.18	33.17	33.36	33.61	33.77	32.80	33.00
ZrO <sub>2</sub>	65.34	65.38	64.47	65.13	64.98	64.53	64.35	64.70	64.21	64.82	64.59	65.86	66.19	65.18	64.70	64.81	64.98	64.39	65.38	65.53
HfO <sub>2</sub>	0.94	0.95	0.96	0.98	1.07	0.65	1.10	1.21	1.11	1.20	0.80	0.87	0.67	0.86	1.28	0.42	0.99	0.82	0.97	0.87
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.23	0.23	0.47	0.25	0.72	0.54	0.34	0.46	0.04	0.58	0.33	0.27	0.31	0.27	0.71	0.40	0.32	0.21	0.56
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	n.d.	0.12	0.23	0.05	0.10	0.05	n.d.	0.07	0.10	n.d.	0.14	n.d.	n.d.	0.33	0.07	0.40	0.02	0.11	n.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.06	0.01	n.d.	0.10	0.09	0.05	0.03	0.11	0.09	0.09	0.03	0.09	0.03	0.03	0.07	n.d.	0.09	0.05	0.02
TiO <sub>2</sub>	n.d.	0.02	0.06	n.d.	0.16	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	0.01	0.13	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.20	n.d.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	n.d.	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	0.01	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.11	0.04	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.01	n.d.	n.d.	0.12	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.01	0.03	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	0.12	n.d.	0.08	0.06	0.11
CaO	n.d.	0.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.15	0.11	0.11	0.04	n.d.	0.07	0.08	0.21	0.17	n.d.	0.29	0.10
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.07	0.09	n.d.	0.41	0.25	n.d.	0.11	0.11	n.d.	0.16	0.10	0.06	0.14	0.06	0.06	0.06	0.15	0.08	n.d.
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	n.d.	0.06	0.03	0.06	0.04	0.05	0.06	n.d.	0.08	0.07	0.07	0.07	0.01	0.04	n.d.
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.05	0.01	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.06	0.03	0.02	n.d.	0.02	0.03	n.d.	n.d.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.02	0.04	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.01	0.02	n.d.	0.03	n.d.	0.02	0.01	n.d.	n.d.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0.08	n.d.	0.02	0.02	0.01	0.13	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.04	n.d.
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.04	n.d.	n.d.	0.04	0.01	n.d.	0.02	n.d.	0.04	0.01	n.d.	n.d.
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.01	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.00	0.01	n.d.
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.07	0.01	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	0.02	0.04	0.02
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	n.d.	0.08	0.01	0.01	n.d.	0.04	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	n.d.	0.03	0.07	0.05	0.04	n.d.	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	0.05	0.01	n.d.	0.06
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	0.01
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.02	n.d.	0.08	0.04	n.d.	n.d.	0.06	0.03	n.d.	n.d.	n.d.
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.02
Th (ppm)	n.d.	n.d.	439.66	n.d.	56.13	18.71	93.55	383.54	271.28	56.13	n.d.	196.45	486.44	420.95	n.d.	159.03	n.d.	18.71	215.15	n.d.
U (ppm)	19.03	n.d.	1162.57	46.68	133.58	94.53	244.30	906.04	609.72	138.82	n.d.	523.78	1275.25	1154.25	n.d.	442.79	n.d.	49.53	528.69	n.d.
Total	100.07	100.20	100.26	98.99	100.59	99.60	101.02	100.44	100.09	99.76	99.96	100.79	99.81	100.03	100.23	100.06	100.84	100.10	100.14	100.31
Th/U	n.d.	n.d.	0.38	n.d.	0.42	0.20	0.38	0.42	0.44	0.40	n.d.	0.38	0.38	0.36	n.d.	0.36	n.d.	0.38	0.41	n.d.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +REE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (ppm)	3715.75	2441.79	2371.25	1712.73	5554.21	3477.18	2624.59	2256.54	2252.25	1116.77	2514.06	3691.21	1681.79	2914.71	3259.75	2003.26	2382.45	3432.89	1912.84	785.82

Table 11. Chemical analysis of the Mesoproterozoic zircons from sample SG-04-AM-73

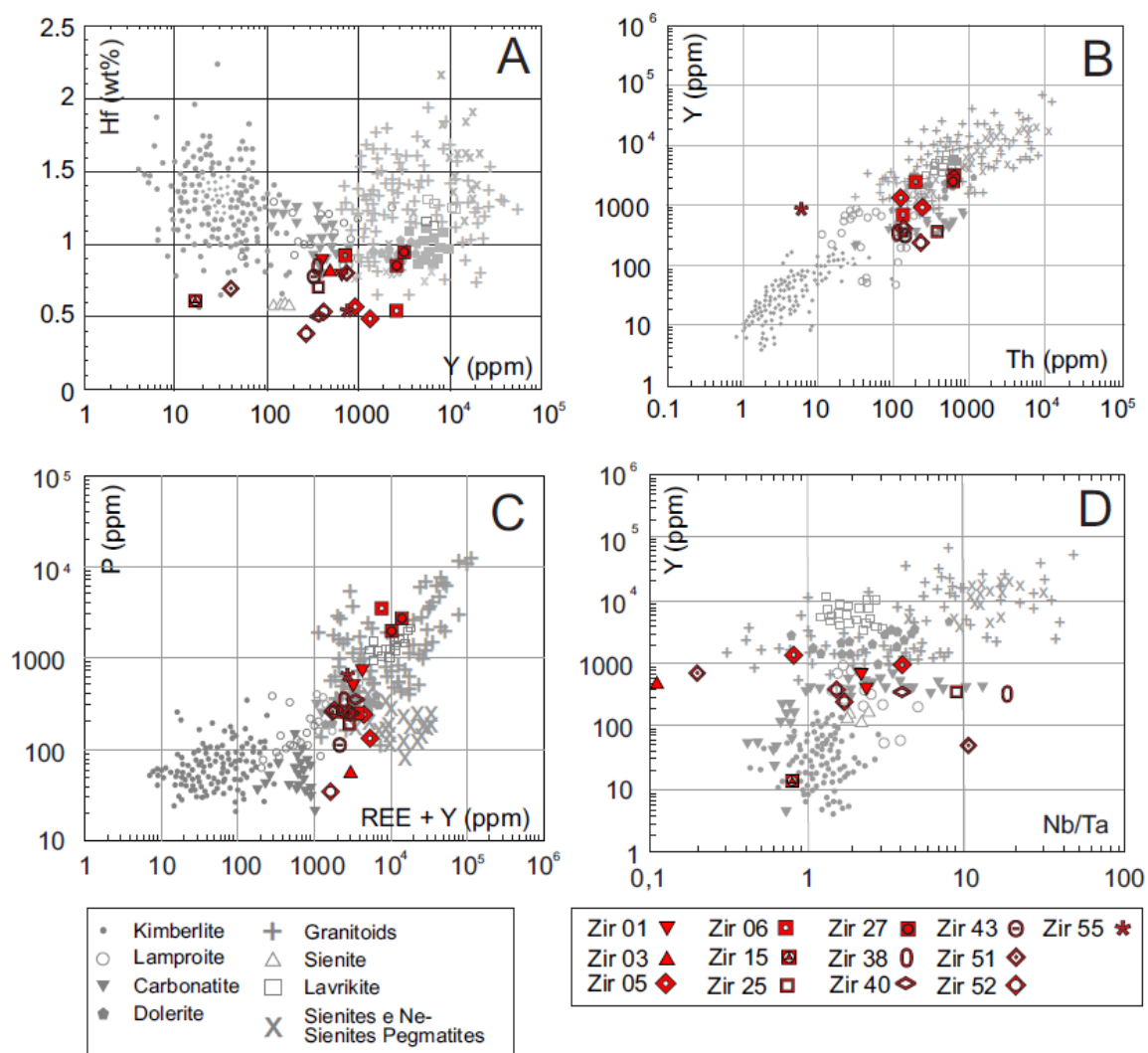


Figure 8. Paleoproterozoic zircons of carbonatite sample SG-04-AM-73 plotted in the diagrams of Belousova et al. (2002) to identify the origin of the zircons. (A) Y vs Hf diagram. (B) Th vs Y diagram. (C) REE+Y vs P diagram. (D) Nb/Ta vs Y diagram.



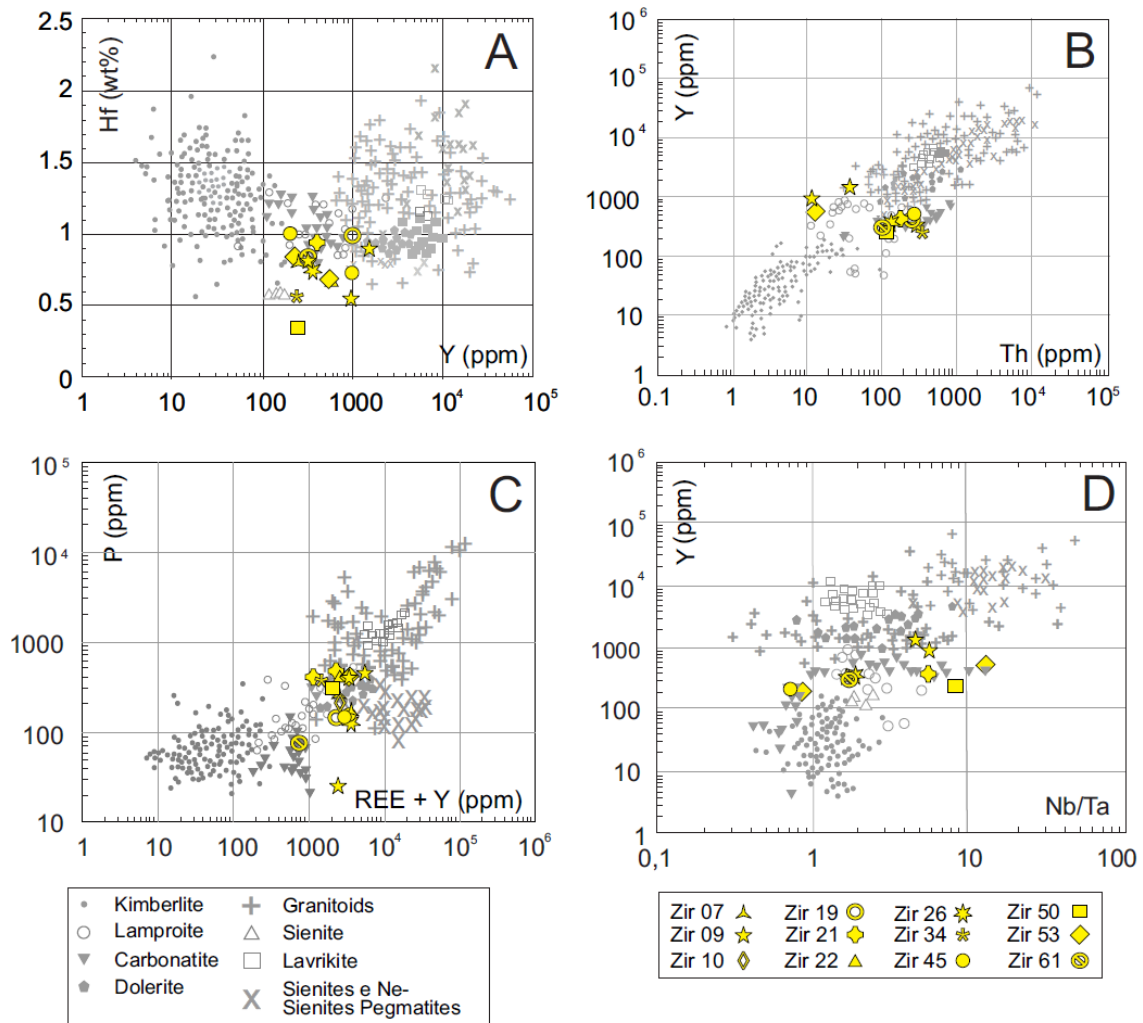


Figure 9. Meso- to Neoproterozoic zircons of carbonatite sample SG-04-AM-73 plotted in the diagrams of Belousova et al. (2002) to identify the origin of the zircons. (A) Y vs Hf diagram. (B) Th vs Y diagram. (C) REE+Y vs P diagram. (D) Nb/Ta vs Y diagram.

## 5 DISCUSSION

The samples in this study that provide ages directly linked to the sampled rock are these from the gneiss (host-rock of the SLCC) and from the altered feldspar vein in that gneiss. Carbonatite samples may contain carbonatite zircons or zircons that are inherited from the host rock (from the same structural level or deeper levels). The samples of the ferruginous crust may contain zircons of various origins, including (a) carbonatite, (b) inherited from deep rocks and carried by rising carbonatite magma, (c) host rock, and (d) clastic, which were derived from distant sources and deposited during formation of the crust.

## 5.1 Paleoproterozoic

The gneiss sample yielded an age of  $1.826 \pm 9$  Ma and the altered feldspar vein yielded an age of  $1.839 \pm 29$  Ma. This means the late is not an alkaline dike but rather a feldspathic band or vein of the gneiss. These ages for the gneiss host rocks of the SLCC represents the age of the basement of the Rio Negro Province in the Imeri Domain, which is the Cauaburi Complex. To our knowledge, these are the first ages obtained in the Tarsira lithofacies. The ages of  $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma assessed in the 2 carbonatite samples indicates that slightly older rocks may also be involved in the Cauaburi Complex. Our data show that the age of Cauaburi Complex in Brazil is about 30 Ma older than previously found. The basement of the Rio Negro Province is better exposed in Venezuela, where Gaudette and Olszewski (1985) assessed ages of  $1847 \pm 65$  Ma (zircon),  $1823 \pm 15$  Ma (Rb),  $1859 \pm 47$  Ma (zircon) and  $1783 \pm 35$  Ma (Rb) in gneisses (U-Pb in zircon; Rb: Rb-Sr in total rock), and Tassinari et al. (1996) calculated a SHRIMP  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $1834 \pm 24$  Ma in tonalite.

The sample of pisolitic crust (SG-01-AM/01) provided an age of  $1.818 \pm 8$  Ma. Santos et al. (2000) dated zircons from the lateritic crust to determine the age of the main sources of clasts that cover the SLCC and calculated an age of  $1.810 \pm 9$  Ma, which was interpreted as the age of Cauaburi Complex. However, they did not mention that this sample was from a borehole, so it was likely a surface sample from the pisolitic crust. The age of our sample SG-01-AM/01 ( $1.818 \pm 8$  Ma) is slightly older than the age obtained by Santos et al. (2000). The sample from the fragmented crust (SG-01-AM/04) yielded an age of  $1.873 \pm 70$ . Although the error on this date is quite high, this age is significantly older than all of the other ages from the Imeri Domain, including those in Venezuela. This corroborates the oldest ages obtained in carbonatite samples ( $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma) in the sense that the Imeri Domain is slightly older than previously supposed. These oldest rocks also participate as source for the clasts that cover the SLCC. On the other hand, in this case of clastic zircons, the possibility that rocks from another province has participated as a source of clasts for the ferruginous crusts can not be ruled out.

## 5.2 Mesoproterozoic

A case similar to that of SLCC sample SG-04-AM-7 was described by Fun et al (2104) in Bayan Obo, where zircons from a carbonatite dike yield a Paleoproterozoic age, interpreted as inherited from the host rock, and an age of  $1418 \pm 29$  Ma (obtained in just three zircons), interpreted as the carbonatite age. At Bayan Obo, this interpretation was supported by in situ Nd isotope measurements of monazite collected from the same carbonatite dyke that also yield an isochron age of  $1275 \pm 87$  Ma, slightly younger than that of zircon U-Pb dating, but still consistent within errors. We have already tried to date CCSL by Sm-Nd and Rb-Sr, but we did not get reliable isochrones.

The U-Pb ages obtained in carbonatite sample SG-04-AM-73 establish 1.45 Ga as the maximum age of the SLCC. Whether these zircons are from carbonatite or inherited from other rocks is a complex issue. The mineralogical study indicates that Mesoproterozoic zircons have a greater affinity with carbonatite than the Paleoproterozoic zircons. It is, however, a tendency rather than a well-defined result. The Th/U ratios (Tab. 9) are also not capable to precisely determine the origin of Mesoproterozoic zircons. Usually magmatic zircon is characterized by a typical Th/U ratio of  $>0.5$ , although there are many exceptions to this observation. For example, kimberlitic zircons usually have Th/U ratio in the range  $\sim 0.2-1.0$ , ranging to well below the typical

magmatic Th/U ratio (Kirkland et al. 2015). Data on Th/U ratio on zircon from carbonatite are few and very contrasting. For instance, Amelin and Zaitsev (2002) reported zircons crystals from Kovdor carbonatite (Russia) with Th/U ratios very high (6484 – 9506), while at Bayan Obo Th/U ratio of carbonatite zircons are ~2.2 (Fan et al. 2014). At the SLCC, Th/U ratio in Mesoproterozoic zircons (from 0.14 to 0.46; Tab. 9) are considerable lower than  $\text{Th/U}_{(\text{whole rock})}$  (500–1000, Giovannini 2013). However, the Th/U ratio reflects the distribution of Th and U between the various phases that are crystallizing at the same time as zircon, zircon may not be in equilibrium with the whole rock, and zircon easily accepts U rather than Th (Kirkland et al. 2015), thus the values of  $\text{Th/U}_{(\text{zircon})}$  and  $\text{Th/U}_{(\text{whole rock})}$  may be very different. Therefore, we think that an age of 1451 Ma for the SLCC is not a conclusive result, but it is a real possibility, maybe the most likely. Thus, we are compelled to examine the geological evolution of the region to understand what context would have allowed an intrusion of carbonatite at 1.45 Ga.

Advances in knowledge of Amazonian geology have corroborated models that postulate that successive magmatic arcs were active during the Archean and from the Paleoproterozoic to the Mesoproterozoic (Tassinari 1981, Cordani & Brito Neves 1982, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000, 2006). In this context, the Imeri Domain (1.81 Ga to 1.78 Ga) is an accretionary system within the Cauaburi Orogeny. Several other terranes coalesced into this domain between the end of the Paleoproterozoic and the mid-Proterozoic. This tectonic assemblage most likely affected the protocontinents through the formation of regional lineaments, crustal thinning or distal magmatism (Coward 1994). During the mid-Proterozoic, the region was affected by the formation of the K'Mudku Belt, an intracontinental reflection of Sunsás collisions along the margin of the Amazon Craton. This latter event generated mylonitization and magmatism between 1.49 and 1.14 Ga in the previously coalesced domains (Santos et al. 2006a, 2006b, 2009, Almeida et al. 2013, Souza et al. 2015). Thus the SLCC could be related to final stage of the evolution of the successive orogenic belts or related to the K'Mudku Belt.

The association between carbonatites and orogenic belts has been described in the Qinling Orogenic Belt (Central China) (Xu et al. 2014). These authors describe two sets of carbonatites, the South Qinling (U-Pb age  $233 \pm 2$  Ma), related to mixture of magmas derived from the melted continental crust with deep mantle sources, and the Late Qinling (ages from 209 to 221 Ma), which was the product of delamination of the lower crust in a subduction zone and the incorporation of 15-20% deep crustal granulites in the subcratonic mantle. The successive sets of carbonatites defined a gradual transition from compressional to extensional regimes. The geochemical and mineralogical features of the SLCC - a Fe-carbonatite with siderite as the only rock-forming mineral and very low silica and alumina content - disfavor the link with collisional orogenic belts, where carbonatitic magmas formed by contribution of different sources.

The association between carbonatites and intracratonic shear zones related to continental collisional events has been reported in some locations. The alkaline carbonatite complex of South Purulia shear zone (Dwivedi *et al.* 2014) is related to the Grenvillian/Saptura orogeny (1.3-0.9 Ga), developed through the collision between the Bundelkhand Craton and the Singhbhum and Bastar Cratons. The Dharmapuri shear zone (India), linked to the formation of the Rodinia and Pangea supercontinents, is characterized by a large number of carbonatite alkaline intrusions with ages between 700 and 900 Ma (Chaturvedi & Parihar 2014). According to Rossoni et al. (2016) the E-W mega-structure that controlled the emplacement of the SLCC is likely related to the K'Mudku Belt. In this sense, we interpret that the supposed age of 1.45 Ga implies that the carbonatite emplacement was related to the evolution of the K'Mudku Belt.

## 6 CONCLUSIONS

U-Pb dating of zircons associated with the different lithological types in the SLCC led to the following conclusions.

Zircons from the gneissic host rock of the SLCC and from a feldspathic band of this gneiss provided ages of, respectively,  $1.826 \pm 9$  Ma and  $1.839 \pm 29$  Ma. These ages allow correlate these rocks to the basement of the Imeri Domain in the Rio Negro Province, which corresponds to the Cauaburi Complex. This is the first age obtained in the Tarsira lithofacies of this complex. These ages indicate that the Cauaburi Complex is 16 Ma to 29 Ma older than previously supposed.

The ages of  $1.837 \pm 8$  Ma and  $1.841 \pm 7$  Ma respectively obtained in zircons from 2 carbonatite samples are interpreted as ages of zircons extracted from deeper host rocks during the rise of the carbonatitic magma. These results show that even slightly older rocks may be involved in the Cauaburi Complex, similar to the case in Venezuela.

The samples from the ferruginous crust that form the Morro dos Seis Lagos Deposit provided the ages of  $1.818 \pm 8$  Ma (pisolitic crust) and  $1.873 \pm 70$  (fragmented crust). The first age indicate the Cauaburi Complex as the main source of clasts for this crust. Despite the relatively significant error, the age obtained in the fragmented crust may indicate that rocks from another province older than the Rio Negro Province also contributed as source of clasts to the SLCC cover.

The zircons of a carbonatite sample (SG-04-AM-73) from the central part of the main body of the SLCC body provided two ages:  $1.841 \pm 7$  Ma and  $1.457 \pm 71$  Ma. The late age is interpreted as the maximum age of the SLCC. The mineralogical study of the zircons from this sample suggests that the mid-Proterozoic zircons could be carbonatite zircons. Additional studies are required to prove this hypothesis. In view of the current knowledge on the geological evolution of the Rio Negro Province, this age, if confirmed, leads to relate the emplacement of the SLCC to the evolution of the K'Mudku Belt.

**ACKNOWLEDGMENTS** The authors thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (projects 485415/2012-7 and 405839/2013-8) and Dr. Juliana Marques Charão (UFRGS) for the comments and support.

## REFERENCES

- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: age  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (zircon evaporation) of muscovite bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 1<sup>o</sup>, Campos do Jordão. Extended Abstracts, 31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos, J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquette J-L. 2013. Evolução crustal do noroeste do cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13<sup>o</sup>, Belém, CD-ROM.
- Amelin, Y., Zaitsev, A.N. 2002. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(13): 2399–2419.
- Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Guyana. In: Guyana Geological Conference, 7, Paramaribo, Proceedings 6, pp. 1-28.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. & Fisher N.I., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type, *Contrib. Mineral. Petrol.* 143: 602–622.
- Chaturvedi, A.K. & Parihar, P.S. 2014. Geophysical Characterization of Uranium-REE Mineralization associated with Alkaline-Carbonatite Complex along Singhbhum Shear Zone, Singhbhum Craton, Jharkhand and West Bengal, India. In: Technical Meeting on Uranium from Unconventional Resources, International Atomic Energy Agency (IAEA), 2014, Viena, Austria, 4-7.
- Cordani, U.G. & Brito-Neves, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* 12(1-3): 78-88.
- Corrêa, A.S. 1996. Evolução geoquímica da crosta laterítica e dos sedimentos sobrepostos na estrutura de Seis Lagos (Amazonas). Manaus, Doctoral thesis, Universidade Federal do Pará, 112 p..
- Corrêa, A. S. & Costa, M. L. 1997. Mineralogia das crostas laterítica ferruginosas de Seis Lagos (Amazonas). *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 141-156.
- Coward M. 1994. Continental collision. In: *Continental Deformation*. Hancock, P.L. (Ed.). Pergamon Press, Oxford, New York, p. 264-286.
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Manaus. CPRM, 144p.
- Dall'Agnol, R. & Macambira, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1): 3-14.
- Dwivedi, A.K., Joshi, M., Chaturvedi, A.K. 2014 Tectonic Significance of Alkali-Granitoids from South Purulia Shear Zone, North Singhbhum Fold Belt, Easter India. In: 25<sup>th</sup> Indian Nuclear Society Annual Conference, Hyderabad, India, 15-17.
- Fun, H.R., Hu, F.F., Yang, K.F., Pirajno, F., Liu, X., Wang, K.Y. 2014. Integrated U–Pb and Sm–Nd geochronology for a REE-rich carbonatite dyke at the giant Bayan Obo REE deposit, Northern China. *Ore Geology Reviews* 63:510-519.
- Gaudette H.E., Olszewski W.J. Jr., Santos, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 9:183-195.
- Giovannini, A.L. 2013. Contribuição à geologia e geoquímica do carbonatito e da jazida (Nb, ETR) de Seis Lagos (Amazonas). Porto Alegre, Masters dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 112 p..
- Gomes C.B., Ruberti, E. & Morbidelli, L. 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South America Earth Sciences* (3/1): 51-63.

- Issler, S.R. 1980b. Rare Earth Elements in the Seis Lagos Carbonatite Complex. *Mineração e Metalurgia*, 417: 20-30.
- Justo, L.J.E.C. & Souza, M.M. 1986. Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, p. 463-468.
- Kirkland, C.L., Smithies, R.H., Taylor, R.J.M., Evans, N., McDonald, B. (2015). Zircon Th/U in magmatic environs. *Lithos* 212-215: 397-414.
- Lemos, R.L. & Gaspar, J.C. 1998. Geologia do Complexo Ultramáfico-alcalino-carbonatítico de Maicuru, noroeste do estado do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, v.1, p. 466-529
- Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E.C.A., Pereira, E.R., Vasconcelos, E.E., Pinto, A.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Teixeira, W., Fernandes, C.A.C. 1976. Geologia. In: *RADAM Brasil – Levantamento de Recursos Naturais*, v. 11. Folha NA-19 Pico da Neblina. 369p.
- Rossoni, M.R., Bastos Neto, A.C., Saldanha, D.L., Souza, V.S. Giovannini, A.L. & Porto, C.G., 2016, Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na investigação do controle do posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e no estudo do depósito (Nb) laterítico associado (Amazonas, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 43(2): 111-125.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi LA., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas & SIG)*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, p.169-226.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. & Fletcher, L.R.A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G. de, Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2002. Significant Presence of the Tapajós – Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon Geochronology. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Pb, Anais, p. 336.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J., 2006a. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2006b. A faixa colisional K'mudku (idade grenvilliana) no norte do cráton Amazonas: reflexo intracontinental do orógeno

- Sunsás na margem ocidental do cráton. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Santos J.O.S., McNaughton, N.J., Almeida, M.E. 2009. Magmatismo de idade Sunsás no centro-norte do cráton Amazonas. In: SBG-NO, 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, CD-ROM.
- Souza, A.J.H. 2009. Petrologia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro, AM. Master dissertation, Universidade Federal do Amazonas, 89 p..
- Souza V.S., Souza A.G.H., Dantas E.L. & Valério C.S., 2015, K-Mudku A-type magmatism in the southernmost Guyana Shield, central-north Amazon Craton (Brazil): the case of Pedra do Gavião syenogranite, *Brazilian Journal of Geology*, 45(2): 293-306.
- Tassinari, C.C.G. 1981, Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. São Paulo, 99p. Master dissertation, Institute of Geosciences, Universidade de São Paulo.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari C.G.C., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro - Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38: 161-175.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira M. J. B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-486.
- Windley, B.F. 1986. Comparative tectonics of the western Grenville and the western Himalaya. In: Moore, J.M., Davidson, A., & Baer, A.J. (eds.) *The Grenville Province*. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 31, 341-348.
- Xu, C., Chakhmouradian, A.N., Taylor, R.X., Kynicky, J., Li, W.B., Song, W.L., Fletcher, I.R., 2014. Origin of carbonatites in the South Qinling orogen: implications for crustal recycling and timing of collision between the South and North China Blocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 143: 189–206.
- Viegas Filho, J.R. & Bonow, C.W., 1976. CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. Projeto Seis Lagos, v. 1. Manaus, CPRM, 136p. Relatório Final

## **4. Anexos**



## Histórico curso

UFRGS

https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/default.php

**Portal do Aluno de Pós-Graduação**

Aluno Matrícula Atualização Atividades Mural

**Aluno**  
 Identificação e Endereço  
 Curso e Situação Acadêmica  
 Histórico do Curso  
 Atividades Desenvolvidas UFRGS  
 Proficiência  
 Orientação  
 Plano de Atuação na Graduação  
 Súmula por Atividades  
 Plano de Estudo  
 Proposta de Banca  
 Solicitação de Diploma  
 Acompanhamento de Diploma  
 Avaliação da Pós-Graduação pelo Discente  
 Currículo Lattes

MARCO BIMKOWSKI ROSSONI  
160661

IMPRIMIR

Lista das atividade de ensino do aluno avaliadas pelo curso.

HISTÓRICO CURSO						
GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico - 01/03/2013						
Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação	
2013/02	GE800056	Cristaloquímica Aplicada	4	A	Aprovado	
2013/02	GE887-03	TEMAS ESPECIAIS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO: Elementos da tectonoestratigrafia	1	A	Aprovado	
2013/02	GE87-01	TEMAS ESPECIAIS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO: Sistema Petrolífero	1	FF	Reprovado	
2013/02	GE887-02	TEMAS ESPECIAIS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO: Vulcanismo aplicado ao Petróleo	1	FF	Reprovado	
2013/01	GE800103	Alteração hidrotermal e metalogénia	4	A	Aprovado	
2013/01	GE800069	Geologia das Rochas Graníóides	4	A	Aprovado	
2013/01	GE800116	Geoquímica das águas subterrâneas	4	A	Aprovado	
2013/01	GE800053	Mineralogia de Argilas	5	A	Aprovado	
2013/01	GEP92-23	T. E. em Geol: Metalogénia e modelagem de depósitos minerais	2	A	Aprovado	
		Espanhol em 22/05/2015	-	-	-	
		Inglês em 20/05/2015	-	-	-	

Totais  
 Créditos cursados com Aprovação neste Curso: 24  
 Total: 24

## Proficiência

UFRGS

https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/default.php

**Portal do Aluno de Pós-Graduação**

Aluno Matrícula Atualização Atividades Mural

**Aluno**  
 Identificação e Endereço  
 Curso e Situação Acadêmica  
 Histórico do Curso  
 Atividades Desenvolvidas UFRGS  
 Proficiência  
 Orientação  
 Plano de Atuação na Graduação  
 Súmula por Atividades  
 Plano de Estudo  
 Proposta de Banca  
 Solicitação de Diploma  
 Acompanhamento de Diploma  
 Avaliação da Pós-Graduação pelo Discente  
 Currículo Lattes

MARCO BIMKOWSKI ROSSONI  
160661

IMPRIMIR

**Proficiência em Leitura de Língua Estrangeira**

Programa: Programa de Pós-Graduação em Geociências

Curso	Ingresso do aluno	Data da Prova	Proficiente	Nível
Curso: GEOCIÊNCIAS	Ingresso do aluno: 01/03/2013			Nível: Mestrado Acadêmico
Língua Estrangeira: Inglês		31/05/2014	Proficiente: Não	
Curso: GEOCIÊNCIAS	Ingresso do aluno: 01/03/2013			Nível: Mestrado Acadêmico
Língua Estrangeira: Inglês		20/05/2015	Proficiente: Sim	
Curso: GEOCIÊNCIAS	Ingresso do aluno: 01/03/2013			Nível: Mestrado Acadêmico
Língua Estrangeira: Espanhol		22/05/2015	Proficiente: Sim	

Relatório de atividades

Atividade	Semestre			
	1°	2°	3°	4°
Créditos obrigatórios	19	5		
Revisão bibliográfica	x	x	x	x
Preparação/envio primeiro lote amostras MC-ICP-MS			x	
Artigo Sensoriamento Remoto			x	x

Atividade	Semestre			
	5°	6°	7°	8°
Proficiência em inglês e espanhol	x			
Primeiros Resultados MC-ICP-MS	x			
Confeção artigo principal	x	x	x	x
Preparação/envio segundo lote amostras MC-ICP-MS	x			
Resultados finais MC-ICP-MS			x	
Resultados Microscopia Eletrônica			x	
Entrega Mestrado				x



Marco Bimkowski Rossoni - Mestrando



Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto - Orientador

## Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na investigação do controle do posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e no estudo do depósito (Nb) laterítico associado (Amazonas, Brasil)

Marco B. ROSSONI<sup>1</sup>, Artur C. BASTOS NETO<sup>2</sup>, Dejanira L. SALDANHA<sup>2</sup>, Valmir S. SOUZA<sup>3</sup>, Arthur L. GIOVANNINI<sup>1</sup> & Claudio G. PORTO<sup>4,5</sup>

<sup>(1)</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, CEP 91.540-000, RS, Brasil. E-mail: marco\_rossoni@hotmail.com, arthur\_giovannini@hotmail.com.

<sup>(2)</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: artur.bastos@ufrgs.br, dejanira.saldanha@ufrgs.br.

<sup>(3)</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil. E-mail: vsouza@unb.br.

<sup>(4)</sup> Divisão de Geoquímica, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Av. Pasteur, 404, CEP 22.290-240, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: claudio.porto@cprm.gov.br.

<sup>(5)</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Av. Athos da Silveira Ramos, s/n, CEP 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: porto@geologia.ufrj.br.

Recebido em 09/2014. Aceito para publicação em 04/2016.

Versão online publicada em 31/05/2016 ([www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br](http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br))

**Resumo** - Este estudo teve como objetivos principais identificar as estruturas geológicas que controlaram o posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos, localizado no noroeste do Estado do Amazonas, e contribuir para o conhecimento da geologia do depósito associado, através da delimitação da crosta laterítica e identificação de estruturas internas e de zonas de alteração hidrotermal onde maiores concentrações de Nb e ETR podem ocorrer. Foram utilizados os métodos geofísicos aeromagnetometria, aerogamaespectrometria e mapas de anomalia Bouger, análise de modelo digital de elevação e técnicas de processamento de dados orbitais. A principal estrutura regional tem direção geral E-W, extensão de cerca de 400 km. O posicionamento do CCSL ocorreu onde ela é intersectada por estruturas de direção NE-SW e NW-SE. Os limites da crosta laterítica são em grande parte retilíneos, sugerindo estruturas rúpteis, sejam estas as paredes do conduto magmático, aberto seguindo falhas e fraturas, ou falhas que afetaram o corpo após sua cristalização. As principais estruturas afetando o depósito têm direção E-W ou NNW-SSE, controlaram a formação de vales e cristas, a atuação de processos cársticos com formação de bacias; exerceram, portanto, papel relevante durante o processo de lateritização. Zonas ricas em argilas indicativas de alteração hidrotermal foram identificadas em quatro estruturas.

**Palavras-chave:** nióbio, elementos terras raras, laterita.

**Abstract** - Remote sensing applied to investigate the emplacement of the Seis Lagos Carbonatitic Complex and the lateritic Nb-deposit associated (Amazonas State, Brazil). The main goals of this study were to identify geological structures that controlled the emplacement of the Seis Lagos Carbonatite Complex and contribute to the knowledge of the associated deposit, through the delimitation of the lateritic crust, the identification of internal structures and hydrothermal zones, where higher concentrations of Nb and REE may occur. Geophysical techniques, analysis of digital terrain elevation and processing techniques of orbital data were employed. The main regional structure has E-W direction and length of about 400 km. The positioning of the SLCC occurred where it is intersected by structures trending NE-SW and NW-SE. The boundaries of the lateritic crust are largely rectilinear, suggesting brittle structures, that may be the walls of the magma conduct, following open faults and fractures, or faults that affect the body after its crystallization. The main structures affecting the deposit have EW or NNW-SSE direction, controlled the formation of valleys and ridges, and karst processes with basin formation; therefore exerted role during lateritization. Clayey zones likely related to hydrothermal processes were identified in four structures.

**Keywords:** Niobium, rare earth elements, laterite.

## 1 Introdução

A aplicação da técnica de imageamento por radar, auxiliando a cartografia geológica e geomorfológica do Brasil, realizada pelo projeto RADAM-BRASIL na década de 1970, permitiu identificar diversas estruturas circulares na Amazônia, entre elas as três estruturas que constituem o Complexo Carbonatítico Seis Lagos, localizado no município de São Gabriel da Cachoeira, Estado do Amazonas. O nome “Seis Lagos” já foi utilizado em combinação com muitos outros termos, tais como morro, intrusão, carbonatito, complexo carbonatítico, complexo vulcânico e complexo alcalino. Neste trabalho, utiliza-se o termo Complexo Carbonatítico Seis Lagos (CCSL) para designar esse conjunto de três corpos circulares e o termo Morro dos Seis Lagos (MSL) para designar o corpo circular principal.

As sondagens efetuadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no MSL revelaram o maior depósito de Nb até hoje encontrado, com reserva estimada de  $2.898.10^6$  t, com teor médio de 2,81% de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Justo & Souza, 1984, 1986). O depósito apresenta também concentrações anômalas de elementos terras raras (ETR) (Bonow & Issler, 1980; Issler, 1980a, 1980b), que, na época, não apresentavam o extraordinário interesse tecnológico que possuem atualmente.

Recentemente, a China, que abastece 95% do mercado mundial de ETR, anunciou que vai dirigir toda a sua produção para o mercado interno, gerando uma corrida na pesquisa por novos depósitos de ETR e na investigação dos potenciais de outros depósitos para exploração destes elementos como subprodutos (Stone, 2009; Service, 2010). Desta forma, houve um maior interesse pelo detalhamento do depósito de Seis Lagos, cujos testemunhos estão sendo reestudados por uma equipe de pesquisadores da UFRGS e da CPRM, o que, por sua vez, motivou a realização deste estudo utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Este trabalho tem como objetivos: (i) identificar a(s) estrutura(s) que controlam o posicionamento do corpo carbonatítico; (ii) identificar contextos estruturais semelhantes em áreas vizinhas, que possam representar zonas com potencial para outros corpos mineralizados de mesma natureza; (iii) precisar a delimitação do corpo carbonatítico e do depósito laterítico associado; e (iv) identificar estruturas e zonas de alteração hidrotermal no interior do corpo que possam representar zonas de enriquecimento do minério.

## 2 Área, materiais e métodos

### 2.1 Geologia Regional

O CCSL situa-se na porção oeste do Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazonas (Figs. 1 e 2). Conforme Souza (2009), o avanço do conhecimento da geologia e geocronologia da Amazônia tem corroborado os modelos evolutivos do cráton, que se baseiam em conceitos de orogenias modernas e consideram que, durante o Arqueano e do Paleozoico Mesoproterozoico, ocorreram sucessivos arcos magmáticos com a formação de material juvenil derivado do manto, assim como processos subordinados de retrabalhamento crustal (Tassinari, 1981; Cordani & Brito Neves, 1982; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Santos *et al.*, 2000, 2006). Entretanto, ainda existem divergências científicas quanto aos limites geográficos, nomes e idades dos eventos geotectônicos que consolidaram o Cráton Amazonas. Nesse sentido, o CCSL estaria inserido no contexto geotectônico do domínio Ventuari, proposto por Tassinari & Macambira (1999), que seria aproximadamente equivalente ao domínio da província Rio Negro proposta por Santos *et al.* (2006).

A Província Rio Negro (Santos *et al.*, 2000) comporta dois domínios tectono-estratigráficos principais (CPRM, 2006) (Fig. 3), Alto Rio Negro, a oeste (na região da “cabeça do cachorro”), e Imeri, a leste, o qual hospeda o CCSL (CPRM, 2006). O embasamento do domínio Imeri é representado pelo Complexo Cauaburi, o qual agrupa metagranitoides porfiríticos, ortognaisses tonalíticos a monzoníticos, augen gnaisses, anfíbolitos e migmatitos localizados, foliados na direção NE-SW (CPRM, 2002, 2006). Os poucos dados geocronológicos sobre essas rochas indicam idades em torno de 1,8 Ga (Santos *et al.*, 2000; Santos, 2003; CPRM, 2006).

O domínio Imeri, particularmente, possui direção estrutural preferencial NE-SW assinalada pelo alinhamento de algumas serras, além de faixas internas com deformação heterogênea desenvolvida no seu embasamento, evidenciada por extensos lineamentos associados a expressivas zonas de cisalhamento; a direção NW-SE tem ocorrência mais restrita, mas é marcante em alguns casos (CPRM, 2006).

Segundo CPRM (2006), o Complexo Cauaburi é cortado por intrusões graníticas das suítes intrusivas Igarapé Reilau (tipo S), Maruiá e Marié-Mirim (ambas do tipo A) e Rio Uaupés. Souza (2009) divide os corpos graníticos da Província Rio Negro (Fig. 3) em granito tipo A, granitoide tipo S e gra-

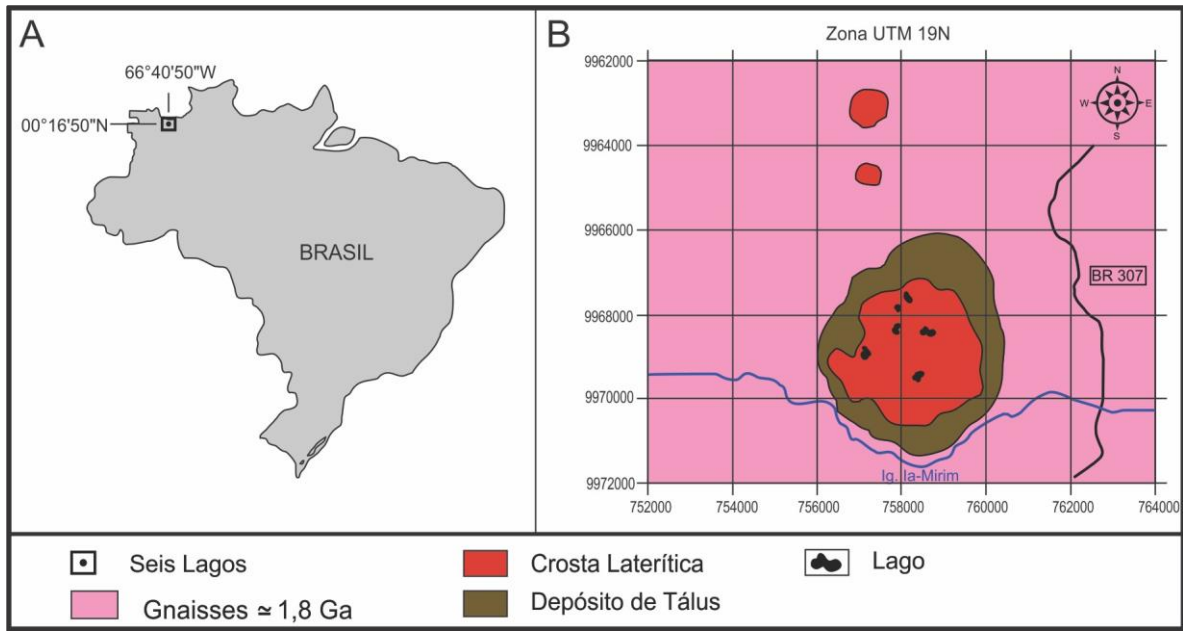


Figura 1. Localização da área de estudo. A) Localização do Complexo Carbonatítico Seis Lagos no mapa do Brasil; B) Mapa geológico simplificado do Complexo Carbonatítico Seis Lagos.

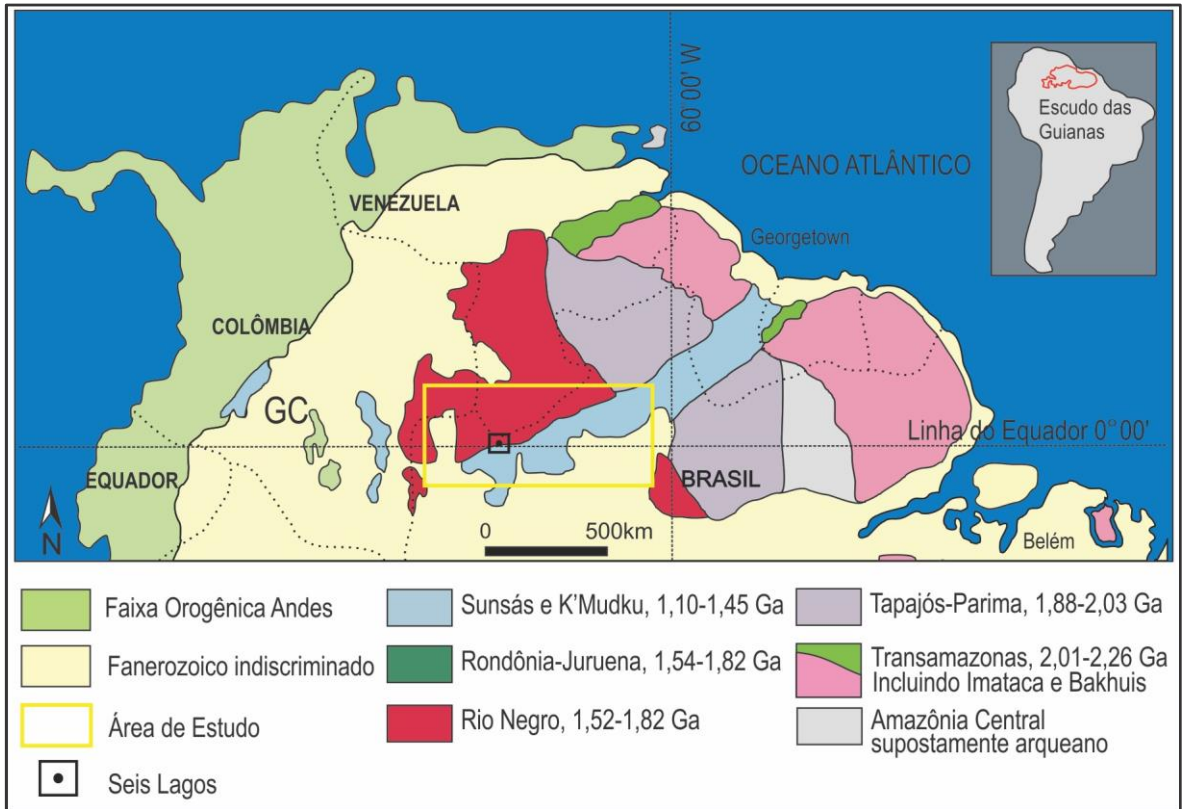


Figura 2. Localização da área estudada neste trabalho dentro do Escudo das Guianas, segundo a proposta de Santos *et al.* (2006). nitoides proterozoicos. Estes últimos são os mais numerosos, sendo representados por monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e granitoides deformados. Os granitos situados ao sul e a sudoeste do CCSL (Fig. 3) pertencem à Suíte Intrusiva Rio Uaupés. O termo granito Rio Uaupés (Dall'Agnol & Macambira, 1992) designa titanita-biotita monzogranitos (tipo predominante) com idade Rb-Sr de  $1.459 \pm 32$  Ma e razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$  inicial de 0,070631, formados diretamente a partir de rochas crustais (ou derivado de fonte mantélica, mas fortemente afetado por contaminação crustal) durante evento colisional continental. Santos & Silva (1994, *apud* Souza, 2009), consideram tratar-se de uma suíte metaluminosa, cálcio-alcalina expandida (tipo-I cordilheirano), com evidências de acreção mantélica direta. Santos *et al.* (2000) relatam a dificuldade em distinguir esta suíte do



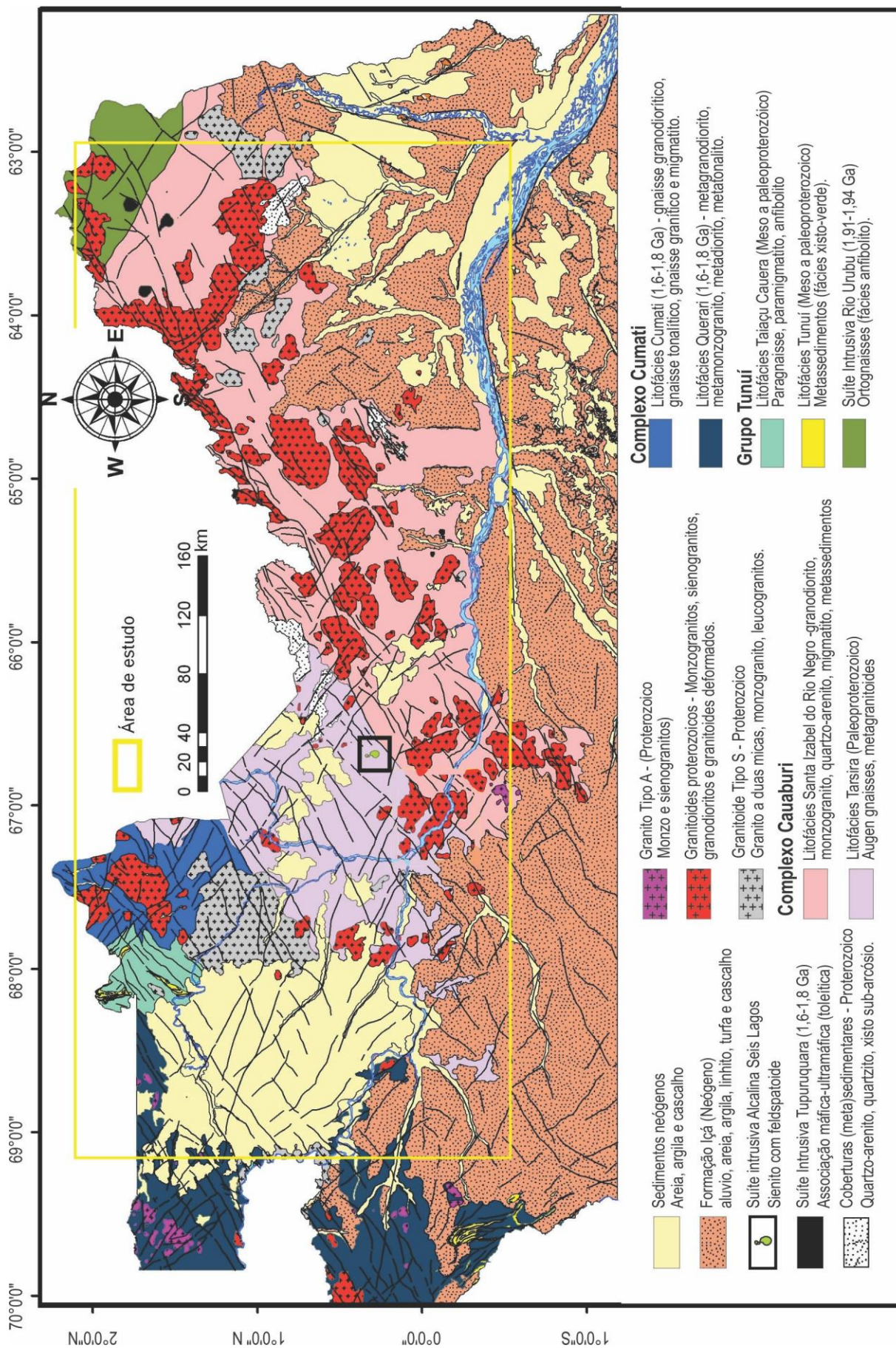


Figura 3. Mapa geológico da Província Rio Negro (modificado de Souza, 2009).

embasamento devido às similaridades químicas e mineralógicas e aos granitos serem sintectônicos e terem sido posteriormente cisalhados localmente pelo evento K'Mudku (1,2 Ga). Por outro lado, Souza (2009) caracterizou o Granito São Gabriel da Cachoeira, pertencente a esta suíte, como gerado por fusão parcial de uma fonte transamazônica predominantemente crustal, em ambiente de colisão em 1,5 Ga, e afetado por evento deformacional responsável pelas foliações ( $S_0$  e  $S_1$ ) com direção NE e por cisalhamentos transcorrentes de mesma orientação, com idade próxima à idade de cristalização do granito, uma vez que se trata de um granito sintectônico à deformação regional. Quanto à atuação de eventos posteriores à colocação do granito, o referido autor admite que possam ter ocorrido, mas destaca a necessidade de mais estudos, inclusive no que tange ao evento K'Mudku, do qual pouco se conhece e não há consenso sobre sua idade, temperatura e estruturação.

## 2.2 Complexo Carbonatítico Seis Lagos

O complexo é composto por três estruturas aproximadamente circulares. A feição morfológica do MSL possui comprimento de 5 km (na direção N-S) e largura de 4,50 km (na direção E-W), enquanto que as estruturas menores apresentam diâmetros de 0,75 km e 0,50 km, respectivamente. No MSL, o relevo é pseudo-cárstico, com diversas depressões por colapso, algumas das quais originaram lagos.

Segundo Pinheiro *et al.* (1976), o posicionamento do complexo deve-se à reativação de antigas fraturas que obedecem a um controle estrutural dado pela interseção de dois lineamentos segundo as direções NW-SE e NE-SW, respectivamente. O depósito está associado a uma crosta laterítica formada pela alteração do carbonatito. Duas campanhas de sondagens foram realizadas (CPRM, 1976; CPRM, 1983), mas não se conhece a espessura total da crosta, já que os furos não a atravessaram totalmente; o mais profundo dos furos na crosta (SG-01-AM) foi interrompido na profundidade de 255m. O furo mais profundo no CCSL (SG-04-AM, com 492 m) foi realizado numa bacia de origem cárstica, onde não ocorreu a formação de crosta laterítica.

Corrêa (1996) e Corrêa & Costa (1997) efetuaram as primeiras investigações científicas no MSL, focando na mineralogia da crosta laterítica, na qual identificaram hematita e goetita, como os minerais mais abundantes, e hollandita, romanechita, pirolusita, lithioforita, florencita, cerianita, gibbsita, ilmeneo-rutilo, brookita niobífera e rutilo

niobífero, além de monazita, zircão e quartzo. A origem da crosta foi interpretada como produto de alteração de rocha carbonatítica, corroborando a proposta original da CPRM (1976). Giovannini (2013) subdivide a crosta em 6 tipos texturais/composicionais, identificou como siderita carbonatito a rocha carbonática encontrada, que havia sido tentativamente classificada como beforsito (Pinheiro *et al.*, 1976) e descreve, nesta rocha, os minerais siderita, barita, gorceixita, monazita e pirocloro. Não há dados de datação do carbonatito, de modo que a idade mesozoica proposta (Pinheiro *et al.*, 1976; CPRM, 2006) baseia-se em correlações com diques de diabásio da região ou com corpos alcalinos situados mais a leste.

## 2.3 Métodos

O estudo foi iniciado numa área de 650 km (E-W) por 300 km (N-S), indicada na figura 3. Subsequentemente, o estudo focou o CCSL e suas proximidades.

Para elaboração do modelo digital de elevação (MDE) foram utilizadas nove imagens do projeto Topodata, de 1° de latitude por 1,5° de longitude, cada, obtidas através do site do INPE (INPE, 2012). O Projeto Topodata oferece o Modelo Digital de Elevação (MDE) e suas derivações locais básicas em cobertura nacional, ora elaborados a partir dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) disponibilizados pelo USGS na rede mundial de computadores (para mais detalhes ver Valeriano & Rossetti, 2012). Através do *software* ENVI 4.5, foi gerado o mosaico das nove imagens que foram processadas com o *software* *Global Mapper*, utilizando a variável ZN, que corresponde aos valores de elevação do Topodata e sombreado com aplicação de luz com azimute 45° e inclinação de 45°, gerando um amplo mosaico, no qual, a cada intervalo altimétrico, foi atribuída uma cor, conforme a paleta de cores que acompanha as respectivas figuras do trabalho. O propósito deste MDE foi salientar as morfoestruturas da área de estudo, principalmente no embasamento cristalino, e realçar outros corpos passíveis de serem interpretados como análogos ao MSL. O mapa de morfoestruturas (lineamentos) foi gerado com base no mapa estrutural da CPRM e adensado em informações pela definição de lineamentos visualizados sobre o mosaico. Este processo foi realizado com auxílio do *software* ArcGis. Os mapas geológicos foram confeccionados a partir do mapa geológico da CPRM (2006), na escala 1:1.000.000 georreferenciado pelo datum WGS 84. Utilizando o *software* ArcGis, o mapa e o modelo digital de elevação



foram sobrepostos e recortados de acordo com a área proposta para o trabalho, definida a partir do mosaico de imagens Topodata.

Os mapas geofísicos (aeromagnetométrico, aerogamaespectrométrico e de anomalia Bouger) constam no mapa do Estado do Amazonas na escala 1:1.000.000 (CPRM, 2006). Eles foram sobrepostos, por transparência, aos mapas geológico, estrutural e ao mosaico gerado através dos arquivos Topodata. A região estudada se enquadra no domínio da Anomalia Magnética do Atlântico Sul, onde o campo magnético apresenta a menor intensidade de todo o globo e próxima do equador magnético, onde o campo magnético é aproximadamente horizontal.

Uma imagem de alta resolução do satélite SPOT 4, com pixel de 10 m foi utilizada para fins de detalhamento morfoestrutural da área do CCSL e análise de feições espectrais anômalas, cujo contraste permite a identificação de regiões de concentração de argilominerais, indicativos de possíveis zonas de alteração hidrotermal e também passíveis de concentrarem elementos terras raras. A área de estudo corresponde a um quarto da imagem original obtida pelo satélite, totalizando 225 km<sup>2</sup>, em composições coloridas falsa cor, cujas bandas espectrais correspondem aos comprimentos de onda do verde, vermelho, infravermelho próximo (IVP) e infravermelho de ondas curtas (IVOC). Os comprimentos de onda ( $\lambda$ ) são, respectivamente: 0,540; 0,650; 0,835; e 1,630  $\mu\text{m}$ . O pré-processamento foi efetuado pelo método de ortorreferenciamento que gerou uma acuidade visual da ordem de 10 m em seu georreferenciamento e na projeção UTM, DATUM WGS84.

A sequência de processamentos foi efetuada pelo software ENVI 4.5, constando de: (a) recorte da imagem; (b) ajuste do “stretch” com redistribuição dos níveis de cinza da imagem nos 256 níveis possíveis, respeitando a proporcionalidade entre os níveis da imagem original (o stretch da imagem foi definido em 3%); (c) tratamentos através de filtros diversos (passa alta, passa baixa, laplaciano, gaussiano, mediano, Sobel e Roberts). O melhor resultado foi obtido com o filtro de convolução direcional utilizando máscaras 3x3 em intervalos de 15°, partindo de 0° até 180°. Os diversos filtros foram empregados separadamente para cada banda da imagem e os melhores resultados foram alcançados nas bandas 3 (IVP) e 4 (IVOC); (d) combinações e análise de diferentes bandas espectrais gerando composições coloridas.

Entre as diversas combinações de bandas espectrais testadas, o melhor resultado foi alcançado através de combinação falsa cor, RGB, 234, na qual

a banda 2 (banda do vermelho) é bastante destacada pela presença de ferro, a banda 3 (banda do infra vermelho próximo), bastante reflexiva pela vegetação, apresenta a cor verde, e a banda 4 (banda do infra vermelho de ondas curtas), na qual as argilas apresentam alta reflectância e aparecem na imagem em tons de azul. Tendo em vista a influência da posição do sol e a possibilidade da sobreposição de cores primárias gerando diferentes colorações no pixel, pode-se interpretar as cores da imagem colorida RGB como: verde representando a vegetação; vermelho, a crosta laterítica e áreas com concentração de ferro; e azul, as argilas.

### 3 Resultados

A maior parte da área de estudo é ocupada por uma planície de baixa altimetria, com pouca variação, não ultrapassando os 150 m em média (Fig. 4). Os terrenos de cota mais elevada (em vermelho) formam uma faixa fortemente orientada na direção NE-SW, sugerindo que esta pode tratar-se de um “bloco”, limitado por estruturas com esta direção. Nesta faixa, ocorrem rochas do embasamento, granitos e metassedimentos (áreas mais altas, frequentemente acima de 2.000 m), de modo que a sua estruturação é bem mais complexa. Como observado por CPRM (2006), a direção NW-SE é menos frequente, mas onde ocorre é muito marcante, como no alinhamento da Serra Curupira. A extremidade sudoeste da faixa de direção NE-SW parece ser delimitada por um lineamento de direção NW-SE e outro de direção E-W (Fig. 4). O CCSL situa-se no prolongamento da faixa para SW e no prolongamento, para oeste, do alinhamento E-W que marca o seu limite sul. Observa-se na figura 4 que o sistema de drenagem da área, tanto pelo rio Negro, como pelos rios de 2ª e 3ª ordens, é fortemente orientado, havendo grande predomínio da direção E-W. A borda da bacia sedimentar do rio Solimões também tem forte orientação segundo a direção E-W.

O mapa gravimétrico (CPRM, 2006) não se mostrou eficiente para identificação de estruturas na área de estudo. Na área onde se situa o CCSL ocorre uma ausência de dados, claramente omitidos do mapa aerogamaespectrométrico do Estado do Amazonas (CPRM, 2006). Não foi encontrada nas demais partes da área de estudo nenhuma anomalia positiva com a intensidade esperada (5.000 a 15.000 cps, conforme Pinheiro *et al.*, 1976) para corpos semelhantes aos do CCSL.

O mapa aeromagnetométrico (relevo sombreado) (Fig. 5) mostrou-se altamente eficaz, com grande capacidade de separação de terrenos com



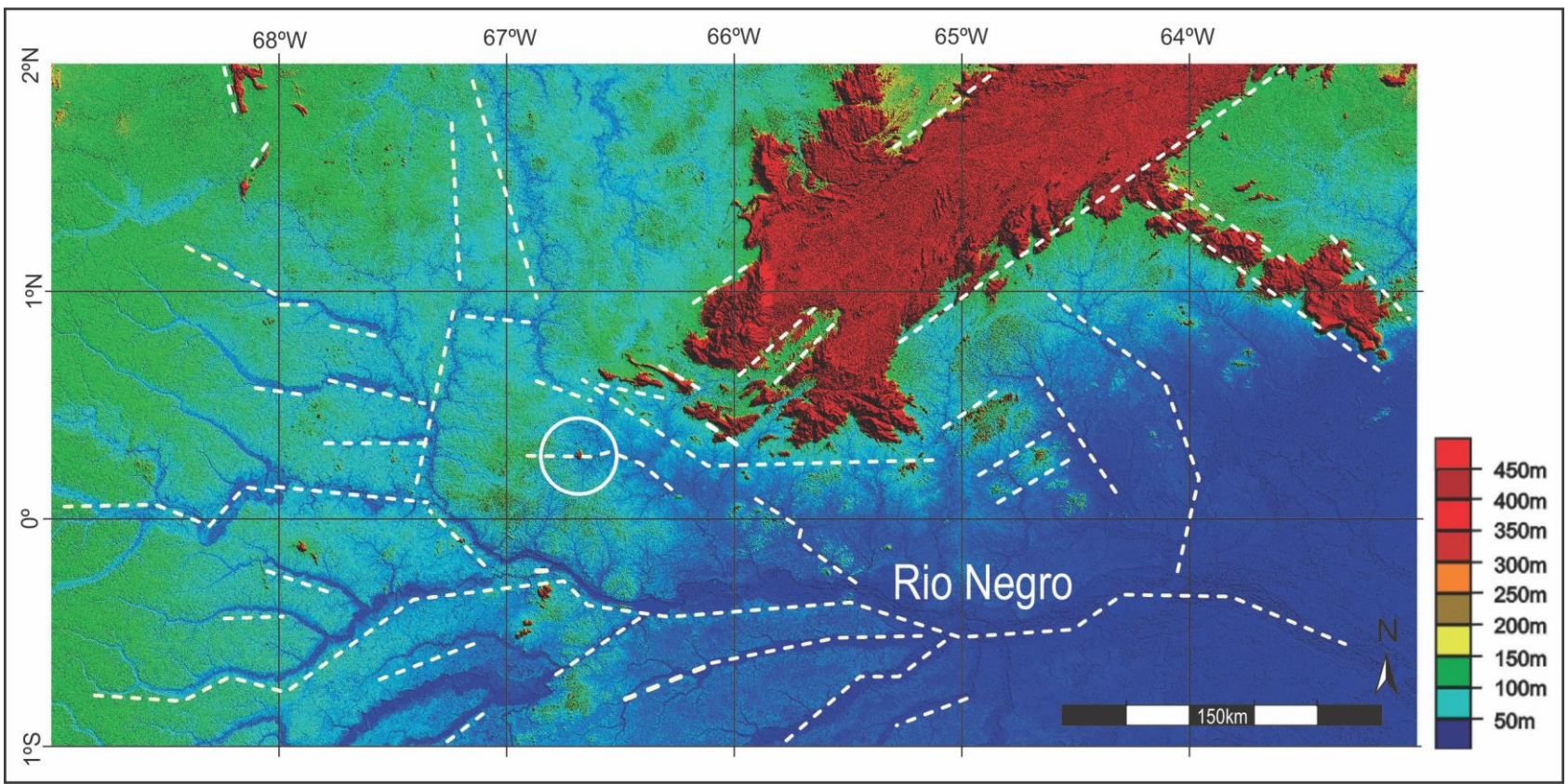


Figura 4. Modelo digital de elevação da área de estudo (localização na figura 3). Observa-se: a faixa de orientação NE-SW, onde ocorrem os terrenos de maior altitude; o possível alinhamento E-W no limite sul da faixa e; o forte controle das drenagens de 1ª, 2ª e 3ª ordens segundo a direção E-W. O círculo marca o Complexo Carbonatítico Seis Lagos.

respostas distintas. O CCSL situa-se exatamente no limite entre um domínio de alta intensidade magnética, a norte, e um domínio de baixa intensidade, a sul. Este limite tem uma direção geral E-W e pode ser seguido continuamente por mais de 400 km (Fig. 5A). No trecho onde se situa o CCSL e mais a oeste deste (Fig. 5B), o contato entre os dois domínios é muito abrupto e faz inflexões alternadas para ENE-WSW e ESE-WNW, sugerindo um contato por falhamento. Na litofácies Santa Isabel do Rio Negro, o domínio de alta intensidade magnética poderia corresponder a uma série de corpos graníticos que em superfície (Fig. 3) ocorrem muito pró-

ximos uns dos outros e, em subsuperfície, podem ter continuidade e fazer parte de um batólito alongado segundo a direção E-W. O domínio de baixa intensidade magnética corresponderia às rochas gnáissicas. Além disso, a posição da interface coincide com o alinhamento E-W que marca a extremidade sul da faixa de terrenos de maior altitude. É interessante notar que a faixa K'Mukdu faz uma inflexão para E-W na área próxima ao CCSL (Fig. 2). Não se observa nenhuma indicação no mapa geológico (Fig. 3) do que poderia corresponder a esta interface geofísica na litofácies Tarsira.

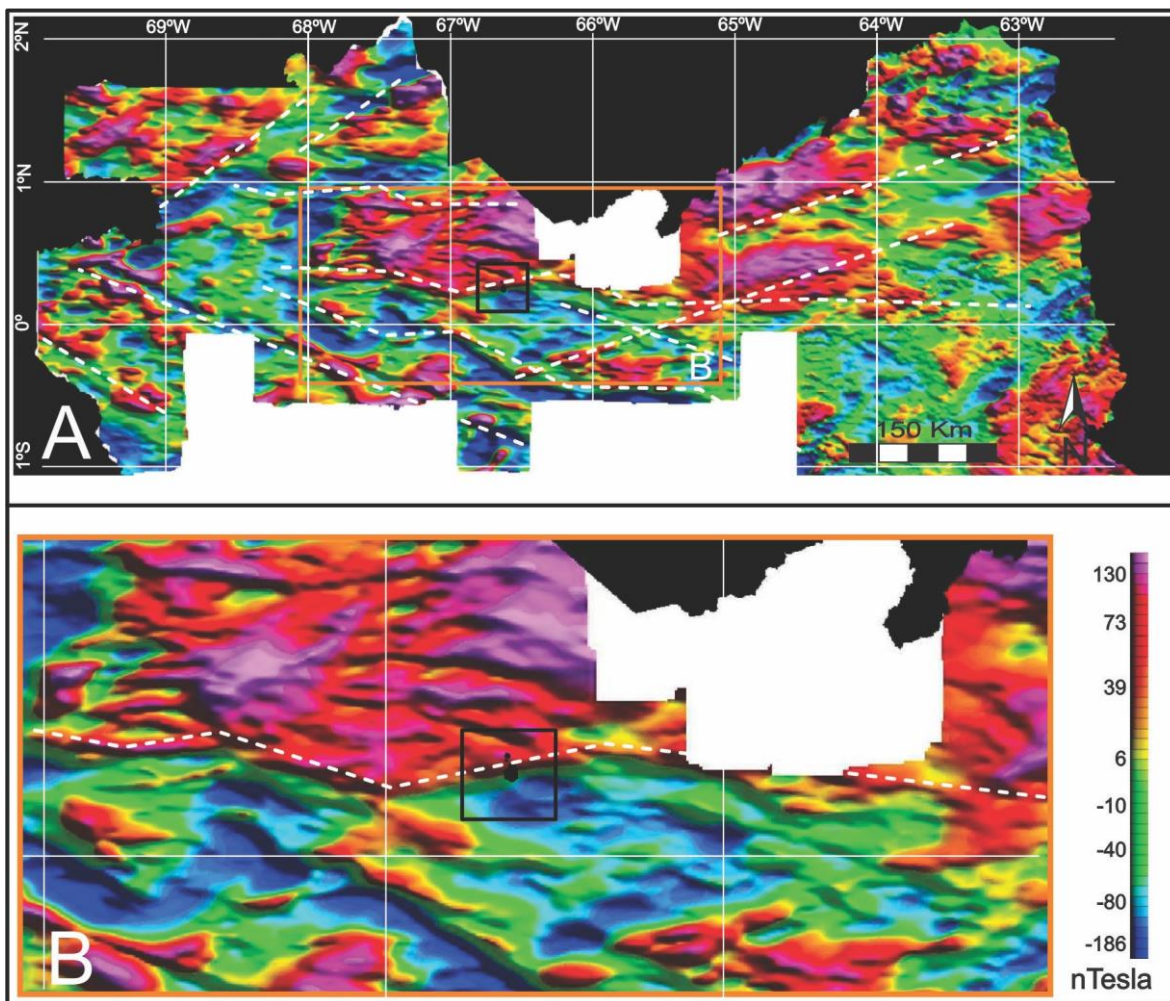


Figura 5. Mapa aeromagnetométrico (relevo sombreado), extraído de CPRM (2006). A) Área de estudo, observando-se a localização do CCSL (quadrado preto) sobre um lineamento de direção geral E-W que delimita dois domínios de intensidades magnéticas muito contrastantes; B) Área no entorno do complexo, observando-se as inflexões do lineamento alternadas para ENE-WSW e ESE-WNW, e o caráter muito abrupto da interface magnética.

As direções de morfoestruturas mais frequentes na área maior são NE-SW e NW-SE, e, subordinadamente, NNW-SSE e E-W (Fig. 6). Nesta figura, se observa duas faixas (destacadas pelo tracejado) nas quais as morfoestruturas de direções NW-SE e NE-SW ocorrem com maior densidade. A faixa de direção NE-SW coincide aproximadamente com o limite entre as litofácies do Complexo Cauaburi,

Santa Isabel do Rio Negro (a SE da faixa) e Tarsira (a NW da faixa), observado no mapa geológico (Fig. 3). Nota-se uma menor densidade de morfoestruturas na porção da área a SE desta faixa, em relação à região a NW da mesma. Não é possível atribuir com certeza esta distinção a diferenças estruturais, pois a porção da área onde a densidade de morfoestruturas é menor tem cotas mais baixas



(Fig. 4), sendo, portanto, mais suscetível a inundações do rio Negro e seus afluentes, o que pode implicar o maior mascaramento dos lineamentos por sedimentos fluviais.

No entorno do CCSL (Fig. 7A), as morfoestruturas mais destacadas têm direção E-W; também ocorrem morfoestruturas NE-SW e WNW-ESE. Todas são marcadas principalmente pelos rios, cujos traçados altamente lineares indicam seus controles por falhas e fraturas. O corpo do morro dos Seis Lagos e um dos corpos menores situam-se, respectivamente, sobre os traços das duas principais estruturas da área, ambas de direção E-W (Fig. 7A). A estrutura mais ao sul controla um rio que, ao se aproximar do Morro dos Seis Lagos, circunda a parte sul do morro e, após contorná-lo, retoma a sua direção original, exatamente no prolongamento da mesma estrutura (Fig. 7). Na imagem de maior detalhe (Fig. 7B) observa-se que esta estrutura tem uma expressão muito clara dentro do corpo, controlando feições topográficas internas ao mesmo. Estas estruturas de direção E-W devem corresponder à expressão superficial do lineamento E-W identificado no mapa aeromagnetométrico (Fig. 5). As estruturas de direção NE-SW e NW-SE se enquadram nas duas faixas mostradas na figura 6 e devem ter exercido controle local no posicionamento dos corpos do complexo.

Na figura 7 observa-se que o formato circular/ovalado do MSL é conferido pelo contorno do seu sopé (verde brilhante no modelo digital de elevação). Em cotas mais elevadas (cores amarelo e vermelho), entretanto, o contorno é mais irregular e, no detalhe (Fig. 7B), observa-se uma forma mais

semelhante a um polígono. O morro tem bordas abruptas e lineares em todos os lados do polígono, com exceção da borda NW, a qual também teve, presumivelmente, um caráter abrupto e linear na direção NE-SW, mas apresenta-se atualmente irregular, devido à existência de vales controlados por estruturas de direção NNW-SSE. A imagem SPOT (Fig. 8) confirma que o relevo no interior do morro é principalmente controlado por estruturas de direção NNW-SSE. Uma das raras exceções é dada pela estrutura de direção E-W que atravessa a parte sul do corpo. Na figura 8 - na qual a imagem SPOT foi tratada através de filtro linear, salientando estruturas de direção azimutal próximas a 150° e utilizando a banda 3 (IVP) - observa-se a grande frequência de estruturas NNW-SSE sobre o morro e também nas suas cercanias.

A composição de bandas espectrais RGB 234 (Fig. 9) possibilitou definir com precisão os limites da crosta laterítica ferruginosa. O corpo principal de laterita ferruginosa cobre uma área de cerca de 8 km<sup>2</sup>. Alguns limites coincidem com aqueles inferidos a partir do modelo digital de elevação (Fig. 7B), como ocorre na borda SW, fortemente orientada na direção NW-SE, e na borda SE, orientada na direção NE-SW. Na borda E, ocorre um "corpo" alongado, aparentemente separado do corpo principal, que também é rico em Fe, mas com tom mais fraco do que o observado no interior do corpo principal, podendo corresponder, portanto, a uma zona de laterita desenvolvida sobre a encaixante gnáissica. Configuração semelhante ocorre na borda norte, onde o "corpo" isolado tem uma orientação aproximadamente E-W. A reentrância

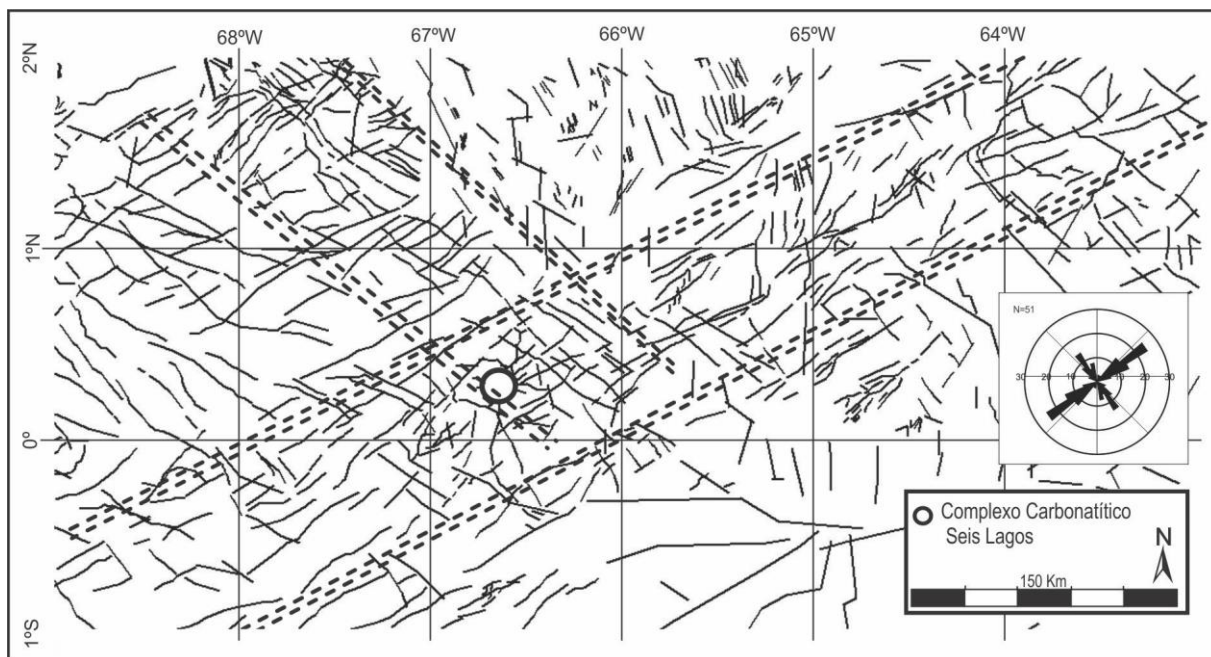


Figura 6. Principais morfoestruturas da área de estudo (retângulo amarelo da figura 3).

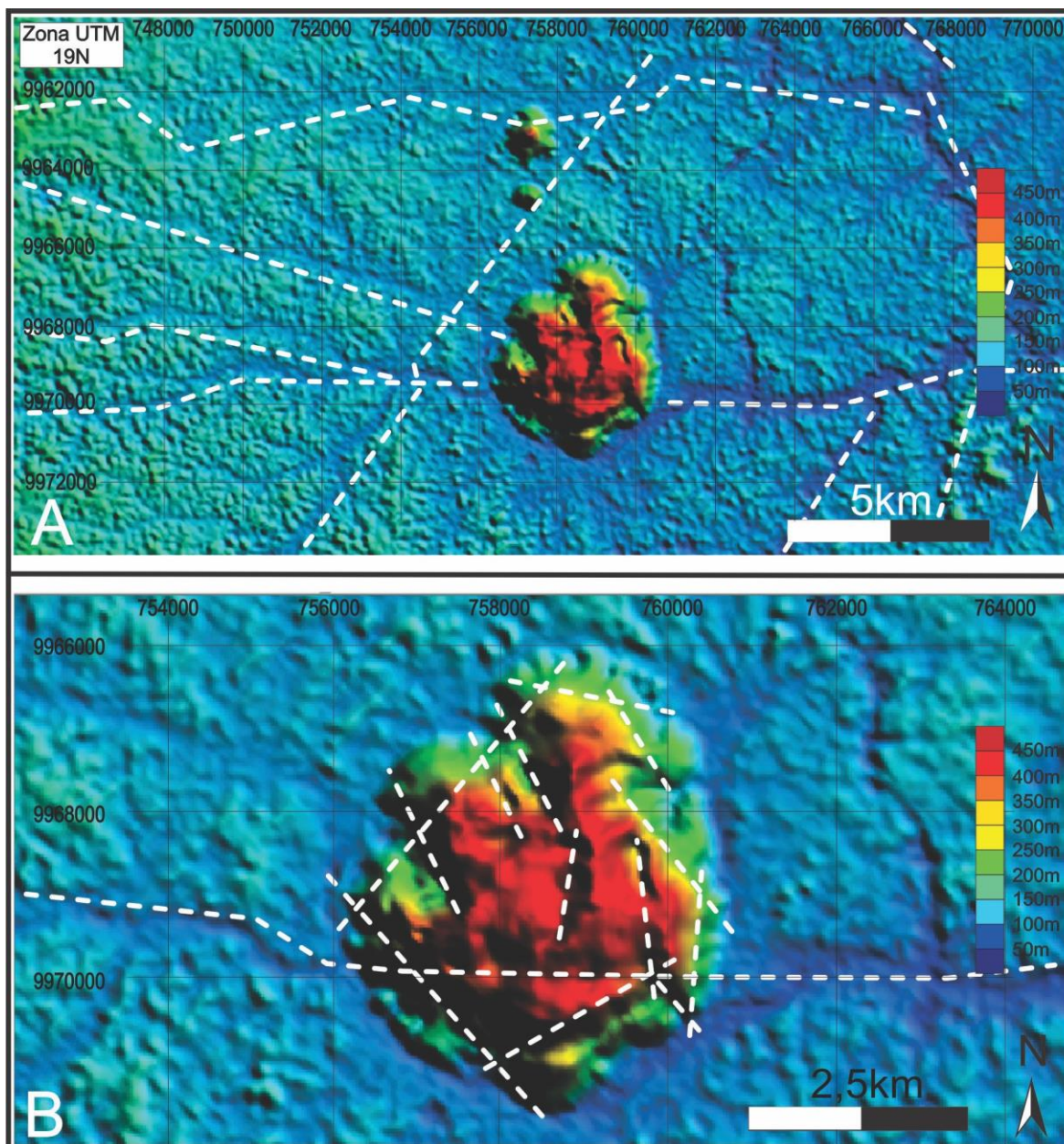


Figura 7. Principais morfoestruturas no entorno do Complexo Carbonatítico Seis Lagos (A) e no Morro dos Seis Lagos (B).

existente na borda NW está associada à erosão da laterita com a formação de um vale controlado por estrutura de direção NNE-SSW.

As áreas onde a resposta espectral é característica de argilas não ocorrem de forma destacada e apenas com uma análise cuidadosa é possível identificá-las (Fig. 9). Porém, a associação destas áreas com as estruturas é bem evidenciada pelas suas localizações e pelas suas formas alongadas (com exceção daquela marcada por um círculo) na mesma direção NNW-SSE ou N-S das estruturas (comparar com Fig. 7B). Adicionalmente, observa-se que pelo menos três dos lagos e algumas das

depressões existentes sobre o morro parecem fazer parte destes alinhamentos, indicando que os processos cársticos, formadores dos lagos foram, pelo menos em parte, controlados pelas estruturas NNE-SSE a N-S. A figura 9 foi gerada através do tratamento da imagem do satélite SPOT, utilizando apenas a banda do IVOC. As elipses marcam as áreas cuja resposta espectral (áreas brancas, representando alta reflectância) indicam a presença de argilas. Quando comparada à figura 10, observa-se que cinco das zonas com argilas se repetem, confirmando, assim, a eficácia das técnicas utilizadas.



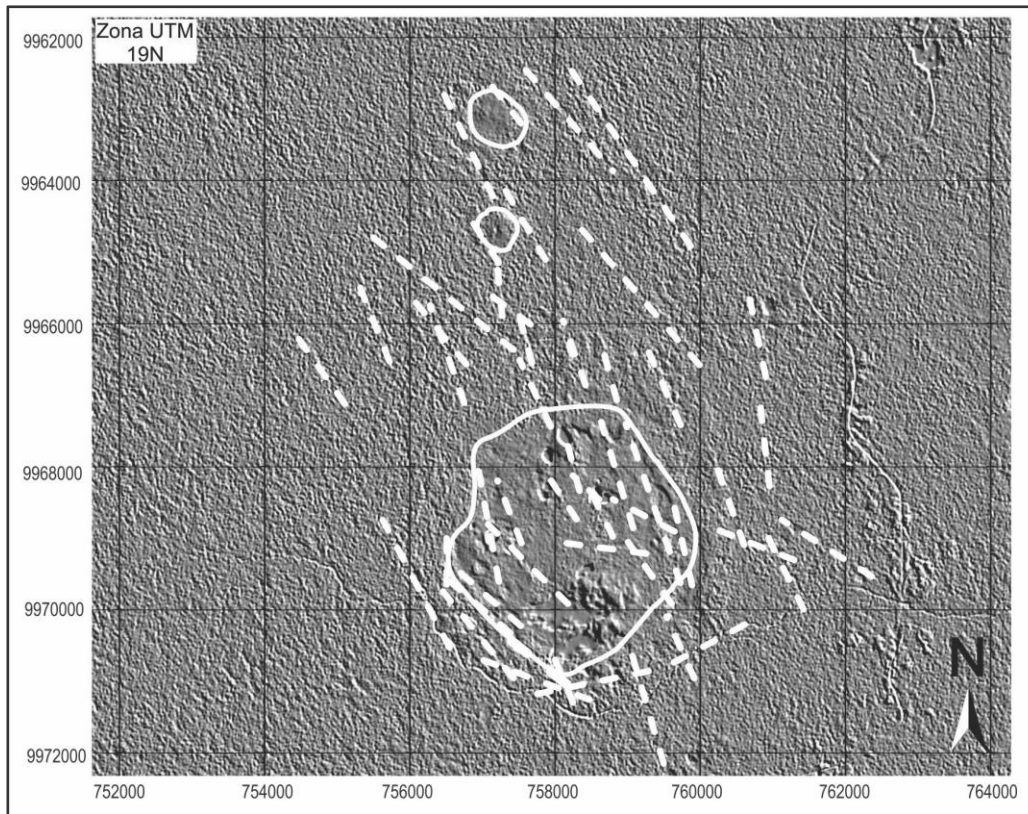


Figura 8. Imagem SPOT da área do Complexo Carbonatítico Seis Lagos tratada através de filtro linear, salientando estruturas de direção azimutal próximas a 150° utilizando a banda 3 (IVP).

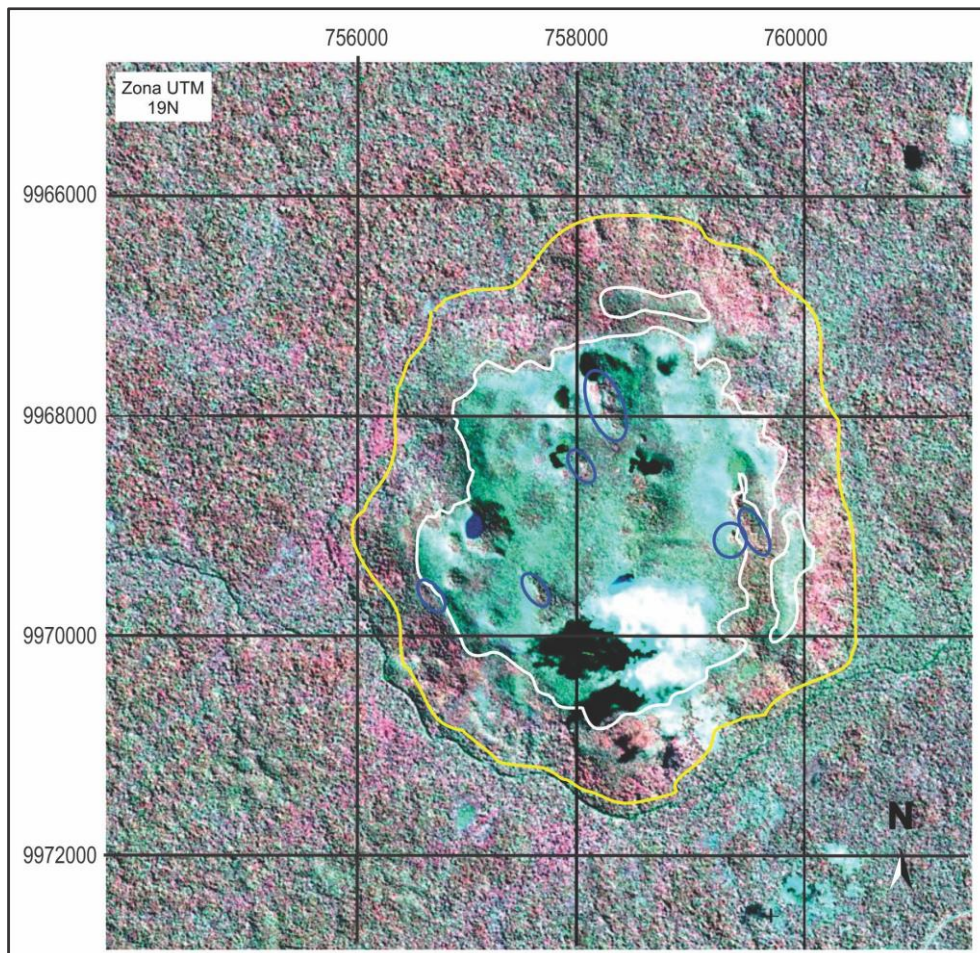


Figura 9. Morro dos Seis Lagos em composição colorida falsa cor sobre a imagem SPOT. A linha amarela delimita o sopé do morro; a linha branca delimita a crosta laterítica; as elipses azuis identificam zonas com resposta espectral característica de argila.



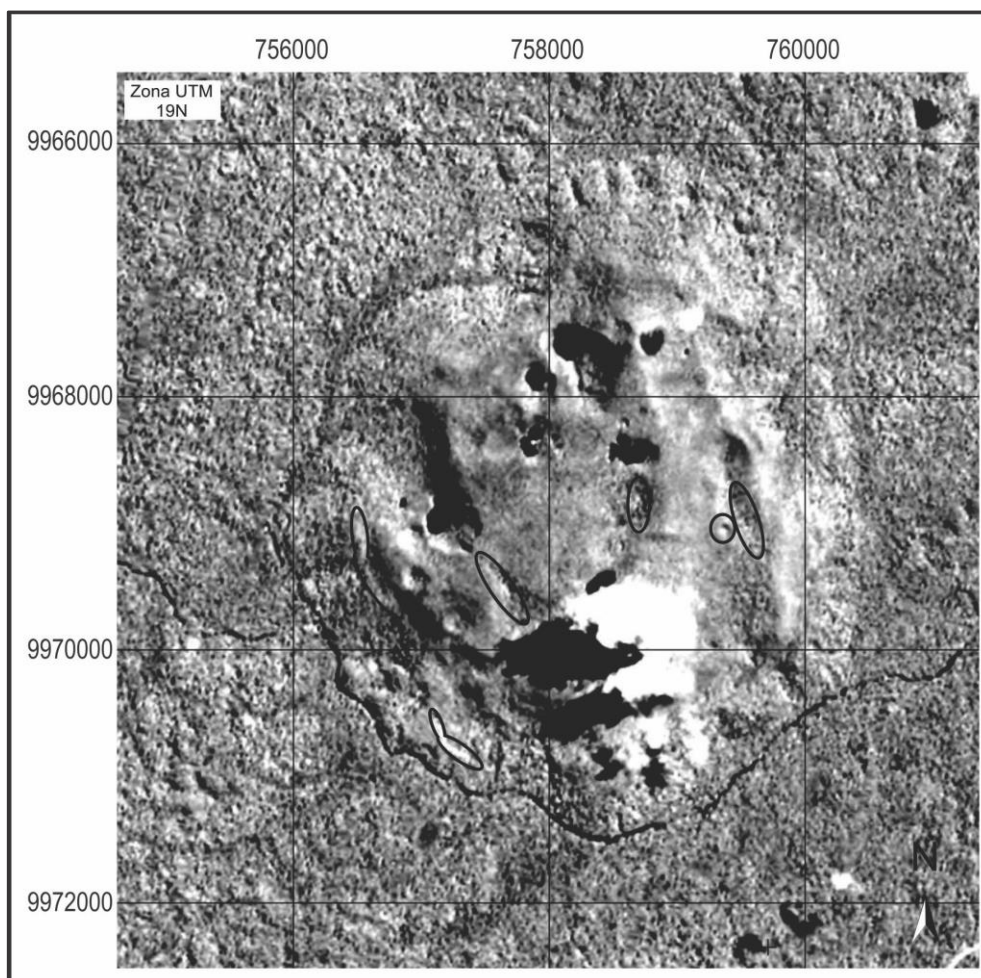


Figura 10. Resposta da imagem SPOT na área do Morro dos Seis Lagos utilizando apenas a banda do infravermelho de ondas curtas. As elipses pretas marcam áreas com resposta espectral indicativa da presença de argila.

#### 4 Discussão dos resultados

##### 4.1 Controle do posicionamento do carbonatito

Segundo os modelos petrogenéticos mais recentes, apoiados por grande número de dados isotópicos, os magmas parentais dos carbonatitos derivam de fontes mantélicas, sejam elas astenosféricas ou litosféricas. O controle principal sobre o posicionamento destes corpos é relacionado a megaestruturas que, muitas vezes, correspondem a descontinuidades crustais associadas a ambiente de rifte. Frequentemente, os corpos carbonatíticos distribuem-se ao longo de alinhamentos, como, por exemplo, aqueles encontrados no sudoeste da África e no oeste dos EUA e Canadá (Chakhmouradian & Zaitsev, 2012). Neste sentido, é muito pertinente a proposta da CPRM (2006), que considera que o CCSL e diques de diabásio do Domínio Alto Rio Negro (correlacionados ao Diabásio Uaraná do Eojurássico ao Neotriássico) podem registrar correspondência com o evento magmático Taiano que antecedeu a instalação do Rifte Tacutu (Reis *et*

*al.*, 2006) no Domínio Guiana Central em Roraima, no prolongamento estrutural NE-SW do Domínio Imeri. Entretanto, não se conhece a idade do CCSL. Alternativamente, poder-se-ia aventar uma ligação do CCSL com os corpos carbonatíticos Maicuru e Mutum que estão aproximadamente alinhados na direção E-W com o CCSL, porém estes possuem idades muito distintas entre si, respectivamente:  $586 \pm 18$  Ma (Lemos & Gaspar, 1998) e 1.0 Ga (Gomes *et al.*, 1990). Assim, enquanto a idade do CCSL não for conhecida, seu enquadramento em qualquer contexto geotectônico e/ou sua ligação com outro corpo carbonatítico são conjecturais.

Desde os trabalhos pioneiros do RADAM e CPRM, o controle do posicionamento do CCSL tem sido atribuído a estruturas de direção NE-SW e/ou NW-SE. De fato, o CCSL situa-se na intersecção de duas grandes estruturas com essas respectivas direções. Entretanto, a maior estrutura da região do CCSL é aquela de direção E-W e extensão de, pelo menos, 400 km, interpretada a partir dos mapas aeromagnetométrico e cuja existência é sustentada pelas evidências aqui apresentadas. A forte orientação do sistema de drenagem segundo a di-

reção E-W (tanto pelo rio Negro, como pelas drenagens de 2ª e 3ª ordens) e a orientação E-W da borda da bacia sedimentar do Solimões sugerem a existência na região de grandes estruturas com esta direção. Trata-se provavelmente de estruturas de idade proterozoica que podem ter sido diversas vezes reativadas (inclusive após o posicionamento do CCSL). É possível que esta estrutura seja relacionada ao evento K'Mudku, cuja faixa de ocorrência faz uma inflexão na direção E-W na região de estudo (Fig. 2). Sugere-se que o controle principal do posicionamento do CCSL foi exercido pela estrutura E-W e que, ao longo desta, a intrusão alojou-se onde ela é intersectada, no mesmo local, pelas faixas de estruturas de direção NE-SW e NW-SE.

O processo de laterização implica a remoção de elementos e, conseqüentemente, uma importante redução de volume. Nos casos de Mount Weld (Lottermoser, 1990) e Mrima Hill (Coetzee & Edwards, 1960) estimou-se que de cinco a dez volumes de carbonatito foram intemperizados para produzir um volume de laterita. No MSL, pode-se inferir uma redução da ordem de dez vezes, levando-se em conta os enriquecimentos médios de Nb e de Ti em relação ao carbonatito (Giovannini, 2013). Assim, a espessura mínima de 250m para a crosta de Seis Lagos implica a lateritização de uma "coluna" de carbonatito da ordem de 2,5km de altura.

#### 4.2 Forma e estrutura interna do carbonatito e implicações metalogenéticas

Os limites da crosta laterítica delineados neste trabalho devem representar, de forma mais precisa, o formato original da intrusão, o qual contrasta com a forma circular do Morro dos Seis Lagos, cujo perímetro é hoje definido pelos depósitos de tálus. Os limites marcadamente retilíneos de boa parte da crosta sugerem que a forma do corpo carbonatítico seja controlada por estruturas rúpteis (falhas ou fraturas). Estas estruturas podem representar as paredes do conduto magmático, aberto, seguindo falhas e fraturas, ou podem ser falhas que afetaram o corpo após sua cristalização. Ao nível atual do conhecimento, não é possível discernir onde se aplica cada tipo.

A principal estrutura identificada no MSL situa-se na sua parte sul e coincide com o prolongamento, para dentro do corpo, da estrutura E-W que foi interpretada como a principal controladora da intrusão. A reativação desta estrutura formou internamente ao corpo uma crista acompanhada de um vale, ambos paralelos à direção E-W (Fig. 7B).

As demais estruturas identificadas têm direção NNW-SSE e, subordinadamente, N-S, e a elas estão associados vales e cristas com estas direções. Portanto, estas falhas controlaram processos erosivos que contribuíram para o modelamento do relevo. Entretanto, num carbonatito, outros fatores condicionam a evolução do relevo. Durante a lateritização, ocorre a remoção de elementos mais móveis e o conseqüente enriquecimento relativo em elementos menos móveis. O processo gera espaços vazios e o material pode perder a sustentação e colapsar. Além disto, em um carbonatito, pode ocorrer processos cársticos e conseqüente formação de relevo deste tipo. Os carsts aumentam muito a porosidade e a permeabilidade da rocha, fazendo com que a frente de lateritização atinja profundidades muito maiores do que em outras rochas. Assim, a formação dos carsts no carbonatito também pode ser guiada por falhas e fraturas. Conseqüentemente, a lateritização e o colapso também podem ser fortemente influenciados por estruturas. Isto significa que as estruturas que afetam o corpo de Seis Lagos possivelmente balizam zonas onde a laterita é mais espessa e/ou mais rica em Nb e ETR.

Outro interesse da identificação de estruturas relaciona-se com o hidrotermalismo, o qual pode ser muito acentuado em carbonatitos, originando o carbohidrotermalismo (Chakhmouradian & Zaitsev, 2012), através do qual elementos e compostos químicos de interesse econômico podem formar acumulações anômalas. Em corpos carbonatíticos é relativamente comum a formação de fluorcarbonatos de ETR, como a synchysita e a parisita, em zonas mais fortemente hidrotermalizadas (Ruberti *et al.*, 2008). Nestas zonas, os silicatos podem ter sido alterados para minerais de argila, razão pela qual foram utilizadas técnicas de sensoriamento remoto, capazes de separar os alvos terrestres através das diferentes respostas de absorção e reflectância das ondas detectadas pelos satélites e radares orbitais, identificando assim as regiões com concentrações de argilominerais. Neste trabalho foram identificadas oito zonas com reflectâncias típicas de argilas. A associação destas zonas com estruturas é muito evidente: as quatro zonas de argilas situadas internamente ao corpo estão associadas a quatro estruturas NNW-SSE, cada uma destas, por sua vez, perfeitamente alinhada com um lago ou depressão; duas zonas localizam-se na borda SW, justamente a borda mais retilínea e supostamente controlada por falha. Estas quatro estruturas representam, portanto, locais a serem investigados detalhadamente em futuros trabalhos no MSL.

## 5 Conclusões

O posicionamento dos corpos do CCSL teve como controle principal uma estrutura de direção geral E-W, com uma extensão de cerca de 400 km, ao longo do Domínio Imeri. Na litofácies Tarsira, a estrutura se expressa em superfície na forma de falhas de direção E-W, com traços bem definidos, sobre os quais se localizam os dois maiores corpos do complexo. Ao longo desta estrutura E-W, o posicionamento dos corpos ocorreu onde ela é intersectada, no mesmo local, por duas faixas de estruturas de direção NE-SW e NW-SE.

Os limites da crosta laterítica aqui definidos devem representar o formato original do corpo no nível estrutural atualmente exposto, o qual corresponde a uma profundidade mínima de 2,5 km. Estes limites são em grande parte retilíneos, sugerindo estruturas rúpteis, sejam estas as paredes do conduto magmático, aberto seguindo falhas e fraturas, ou falhas que afetaram o corpo após sua cristalização. A principal estrutura interna ao corpo relaciona-se diretamente à própria falha E-W que controlou seu posicionamento, a qual foi reativada e formou uma crista acompanhada de um vale, ambos paralelos à direção E-W. O corpo foi também afetado por diversas falhas de orientação NNW-SSE, que também controlaram a formação de vales e cristas paralelos às mesmas, assim como os processos cársticos que formaram alguns dos lagos. Conseqüentemente, essas estruturas exerceram um papel relevante durante o processo de lateritização que formou o depósito de Nb a partir do carbonatito. Portanto, estas estruturas representam zonas onde pode ter ocorrido a formação de laterita mais espessa e mais enriquecida em Nb (e ETR). Em quatro destas estruturas foram identificadas zonas ricas em argilas, cuja formação pode ter sido relacionada a processos hidrotermais os quais, por sua vez, também podem contribuir para um enriquecimento do minério ao longo das estruturas NNE-SSW. Estas representam, portanto, zonas que devem ser investigadas mais detalhadamente em trabalhos futuros no MSL.

**Agradecimentos-** Os autores agradecem ao CNPq (proc. 483191/2010-8 e proc. 485415/2012-7) pelo apoio ao projeto, ao geólogo Antonio Gilmar de Souza (CPRM) pela colaboração e aos revisores pelas valiosas contribuições. Este trabalho é dedicado ao geólogo da CPRM Mateus Marcili dos Santos Silva (*in memoriam*).

## Referências

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Reis, N.J., Luzardo, R. & Pinheiro, S.S. 2007. Geologia, geoquímica multielementar e isotópica (Sm-Nd) das rochas do embasamento do extremo oeste da Província Rio Negro, NW do Amazonas, Brasil. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 10., 2007, Porto Velho. *Anais...* Porto Velho, SBG, v. 1, p. 26-29.
- Bonow, W.C. & Issler, R.S. 1980. Reavaliação e aspectos econômicos do jazimento de terras raras e ferro-ligas do lago esperança, Complexo Carbonatítico dos Seis Lagos – Amazonas, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 1431-1443.
- Chakhmouradian, A.R. & Zaitsev, A.N. 2012. Rare Earth Mineralization in Igneous Rocks: Sources and Processes. *Elements*, 8: 347-353.
- Coetzee, G.L. & Edwards, C.B. 1960. The Mrima Hill carbonatite, Cost Province, Kenya. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 62: 373-397.
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 1976. Projeto Seis Lagos, v. 1. Manaus, CPRM, 136p. Relatório Final
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 1983. *Projeto Uaupés*. Manaus, CPRM, 214p. Relatório Final.
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 2002. *Reconhecimento geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), Noroeste do Estado do Amazonas*. Superintendência Regional de Manaus, CPRM, 16 p. (Relatório interno).
- CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Manaus. CPRM, 144p.
- Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 78-88
- Corrêa, A.S. 1996. *Evolução geoquímica da crosta laterítica e dos sedimentos sobrepostos na estrutura de Seis Lagos (Amazonas)*. Manaus, 212p. Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Corrêa, A.S. & Costa, M.L. 1997. Mineralogia das crostas laterítica ferruginosas de Seis Lagos (Amazonas). *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 141-156.
- Dall' Agnol, R. & Macambira, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1): 3-14.
- Giovannini, A.L. 2013. *Contribuição à geologia e geoquímica do carbonatito e da jazida (Nb, ETR) de Seis Lagos (Amazonas)*. Porto Alegre, 128p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gomes C.B., Ruberti, E. & Morbidelli, L. 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South America Earth Science* (3/1): 51-63.
- INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2012.



- Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata>>. Acesso em: 05 jun. 2012
- Issler, S.R. 1980a. The Seis Lagos Carbonatite Complex. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 1564-1573.
- Issler, S.R. 1980b. Rare Earth Elements in the Seis Lagos Carbonatite Complex. *Mineração e Metalurgia*, 417: 20-30.
- Justo, L.J.C.L. & Souza, M.M. 1984. Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1984, Manaus, *Anais...* Manaus, SBG, p. 467-672.
- Justo, L.J.E.C. & Souza, M.M. 1986. Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. *In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Departamento Nacional de Produção Mineral – Companhia Vale do Rio Doce, Brasília, II: p. 463-468.
- Lemos, R.L. & Gaspar, J.C. 1998. Geologia do Complexo Ultramáfico-alcalino-carbonatítico de Maicuru, noroeste do estado do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, v.1, p. 466-529
- Lottermoser, B. G. 1990. Rare-earth element mineralization within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Lithos*, 24(2): 151-167.
- Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E.C.A., Pereira, E.R., Vasconcelos, E.E., Pinto, A.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Teixeira, W. & Fernandes, C.A.C. 1976. Geologia. *In: RADAM BRASIL – LEVANTAMENTO DE RECURSOS NATURAIS*. V. 11. Folha NA-19 Pico da Neblina. 369p.
- Reis N.J., Sztamari P. & Wanderlei Filho J.R. 2006. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil – Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do rifte Tacutu – North Savannas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 43, 2006, Aracaju. *Anais...* Aracaju, SBG, v. 1, p. 459-464.
- Ruberti, E., Enrich, G.E.R. & Gomes, C.B. 2008. Hidrotermal REE fluorcarbonate mineralization at Barra do Itapirapuã, a multiplstockworkcarbonatite, southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 46: 901-914.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J. & Fletcher, L.R.A.2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (Eds.). Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 168-226.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L. A., Almeida M.E., McNaughton N.J. & Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131(10): 73-109.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E. & McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 9., 2006, *Seção Temática 3*, Belém, Pará. CD-ROOM.
- Service, R.F. 2010. Nations move to head off shortages of rare earths. *Science* 26(327): 1596–1597.
- Souza, A.G.H. 2009. *Petrologia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro, AM*. Manaus, 89p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas.
- Souza A.G.H., Nascimento R.S.C., Navarro, T.A., Almeida, M.E. & Souza, V.S. 2009. Geoquímica do granito São Gabriel da Cachoeira (AM), Suíte Intrusiva Rio Uaupés. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 11, 2009, Manaus, *Anais...*, Manaus. p. 80-85
- Stone, R. 2009. As China's rare earth R&D becomes ever more rarefied, others tremble. *Science*, 325: 1336-1337.
- Tassinari, C.C.G. 1981, *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica*. São Paulo, 99p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira M. J. B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. *In: Manteso-Neto, V., Bartoreli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca, p. 471-486.
- Valeriano, M.M. & Rossetti, D.F. 2012. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Applied Geography*, 32: 300-309.

Man. 555.

Editores: Tatiana Silva da Silva & Maria do Carmo Lima e Cunha.

