



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 530

**MORFOLOGIA E QUÍMICA MINERAL DE ZIRCÃO E
CASSITERITA, EM CONCENTRADOS DE BATEIA, COMO
GUIA PROSPECTIVO PARA MINERALIZAÇÕES DE Sn NA
PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA**

Dissertação apresentada por:

LUCIANO CASTRO DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão (UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA-Belém-PA

- S586m Silva, Luciano Castro da.
 Morfologia e química mineral de zircão e cassiterita, em concentrados de
 bateia, como guia prospectivo para mineralizações de Sn na Província Estanífera
 de Rondônia / Luciano Castro da Silva. – 2018.
 xvii, 63 f. : il. ; 30 cm
- Orientador: Claudio Nery Lamarão
 Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de
 Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,
 2018.
1. Zircão - Rondônia. 2. Cassiterita - Rondônia. 3. Microscopia Eletrônica
 de Varredura. I. Título.

CDD 22. ed. – 549.62098111

Elaborada por Hélio Braga Martins - CRB-2/698



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**MORFOLOGIA E QUÍMICA MINERAL DE ZIRCÃO E
CASSITERITA, EM CONCENTRADOS DE BATEIA, COMO
GUIA PROSPECTIVO PARA MINERALIZAÇÕES DE Sn NA
PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA**

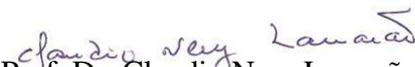
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

LUCIANO CASTRO DA SILVA

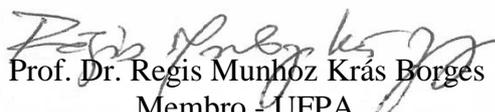
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 23 / 07 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão
Orientador - UFPA


Prof. Dr. Hilton Tullio Costa
Membro - MPEG


Prof. Dr. Regis Munhoz Krás Borges
Membro - UFPA

Este trabalho é dedicado à minha esposa Ticiane, meus avós José (*In memoriam*) e Rosa, minha mãe Djanira e meu sobrinho Davi.

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo e de todos, agradeço a Deus pela vida, pelo apoio espiritual, material e por tudo que fez e ainda fará na minha vida. Toda a honra e glória ao Rei do universo.

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências (IG), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e à Linha de Pesquisa em Quartzos e Zircão (LPQZ) pela infraestrutura necessária para a realização desta dissertação. Ao Laboratório de Microanálises por todos os dias de análises, que não foram pouco.

À CPRM – Serviço Geológico do Brasil por investir no meu aprimoramento técnico-científico, liberando-me das minhas atividades profissionais para a realização desta dissertação. A Residência de Porto Velho por liberar as amostras e por me ensinar a dar meus primeiros passos como profissional. Ao LAMIM-BE pela infraestrutura fornecida para que eu pudesse executar a preparação das amostras e pelas análises de MEV.

Ao meu orientador, Cláudio Nery Lamarão, por todas as discussões, apoio, compreensão e incentivo. Sou grato a ele por me orientar mesmo morando em outro Estado. Por sempre facilitar o meu trabalho e pelo desafio de desenvolver uma nova metodologia.

Ao colega de trabalho, padrinho de casamento e irmão mais velho Dalton Rosemberg pelo apoio na cartografia, pelas discussões geológicas e por todo suporte técnico e emocional. Ao colega Kauê Seoane pelo apoio em, praticamente, todas as etapas desta dissertação, sempre pronto a pôr a mão-na-massa.

Ao colega Cassiano Castro por sugerir o tema desta dissertação e pelo apoio como chefe imediato. Ao Colega Marcelo Vasquez pelas discussões geológicas, por ter me ensinado a operar o MEV, pelos TB de artigos repassados e por todo incentivo profissional.

Aos Colegas Bruno Portugal e Ana Paula Corrêa por analisar várias amostras, principalmente quando ainda estava em Rondônia. À colega Gisele Marques por todo conhecimento repassado e apoio na aquisição dos dados. À colega Aline Prado por me ajudar na seleção das amostras e na fase de separação mineral. À colega Maria Rosalva por todos ensinamentos no laboratório.

Aos colegas Marcos Quadros e Tiago Buch por todas as discussões e troca de conhecimento sobre a área estudada.

Aos meus amigos que sempre estiveram ao meu lado, Victor Henrique, Kauê Seoane, Pablo Watanabe, Paulo Sérgio, Jhon Afonso, Saulo Nunes, João Paulo Queiroz, Bruno Portugal, Dalton Rosemberg, Tiago Buch, Aline Prado, Magno César, Vanessa Freitas, Marcos

Quadros, Lívio Wagner, Caio Gurgel, Thomas Moraes e a tantos outros que não haveria espaço suficiente para citar.

À minha mãe, avós e tios por acreditar em mim e ter me dado o apoio necessário para chegar onde estou, mesmo com tantas dificuldades no meio do caminho. Por fim, agradeço a minha esposa por todo incentivo, amor e paciência nas horas de estresse, por entender minhas ausências, por não me deixar desistir nas horas de dificuldade e por estar comigo nos momentos bons e ruins.

“Antes que se originassem os montes e formasses o universo e a terra, de eternidade a eternidade, tu és Deus.”
Salmos 90:2

RESUMO

Os conteúdos de elementos-traço em determinados minerais podem ajudar a revelar processos tectônicos, petrológicos, hidrotermais ou intempéricos aos quais foram submetidos. O zircão, além de ser um mineral acessório comum, química e fisicamente resistente a transporte sedimentar e a processos intempéricos, metamórficos de alta temperatura e de anatexia, apresenta certos elementos-traço em sua estrutura que tem permitido associá-lo ao seu tipo de rocha-fonte, seu ambiente de cristalização e a determinados depósitos minerais. Teores elevados de Hf e baixas razões Zr/Hf em zircões são características de granitos mineralizados em Sn e metais associados (Nb, Ta, ETR, etc.). Concentrações de Y e Nb, elementos pouco móveis em meio aquoso, em granitos tipo A são utilizados como bons indicadores da natureza crustal ou juvenil dos magmas a partir dos quais essas rochas cristalizaram. Cristais de zircão tendem a incorporar Y e Nb em sua estrutura e podem apresentar razões Y/Nb próximas a razão inicial do seu magma gerador. A partir da morfologia e composição de cristais detríticos de zircão é possível estimar a distância de transporte da amostra à sua fonte. As composições químicas de cassiteritas também podem ser utilizadas para indicar fontes e processos geradores. O presente trabalho é baseado em imagens de MEV e em análises semiquantitativas por EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) de cristais detríticos de zircão e cassiterita provenientes de concentrados de bateia da Província Estanífera de Rondônia (PER). O objetivo principal é caracterizar as fontes desses minerais, confirmar a localização de depósitos em exploração e indicar áreas potenciais para a prospecção de Sn e metais associados. A utilização de morfologia e química mineral de grãos detríticos em escala regional podem funcionar como uma ferramenta rápida e eficiente para a prospecção de determinados bens minerais. A área de trabalho, localizada na PER, porção centro-norte do Estado de Rondônia, está contida nas folhas Alto Jamari SC-20-Y-B e Ariquemes SC-20-V-D, ambas mapeadas pela CPRM na escala 1:250.000. As amostras de concentrados de bateia, oriundas desses projetos, foram coletadas em drenagens ativas, a partir de um volume de 20 litros de sedimentos retidos em peneiras de 5 e 0,5 mm. A partir desses concentrados foram separados minerais pesados por microbateamento com água, utilizando líquidos pesados (bromofórmio), realizada separação magnética através de ímã de Nd de mão, e separados cristais de zircão (cem grãos) e cassiterita (todos os grãos triados em 5g de amostra de concentrado) utilizando uma lupa binocular, além de critérios como cor, granulometria e morfologia representativas das populações desses minerais. Posteriormente, foram confeccionados *mounts* de zircão e cassiterita para análises por MEV-EDS. Os cristais de zircão com teores de Hf >3% foram interpretados como provenientes de rochas com elevado

potencial a mineralizações em Sn e metais associados. Esses cristais foram utilizados no tratamento geoestatístico e comparados com o posicionamento geográfico de minas e garimpos de Sn, conhecidos na área de estudo, para aferir a veracidade do método. O tratamento geoestatístico utilizou o método de krigagem ordinária e, a partir dos resultados, foram geradas curvas de isotores. Os mapas de isotores, utilizando razões Zr/Hf em zircões detríticos de concentrados de bateia se mostraram eficientes, pois coincidiram com depósitos de cassiterita conhecidos na região. Na área selecionada para este estudo identificou-se uma variedade morfológica e composicional significativa dos grãos detríticos de zircão. Mesmo nos cristais mais enriquecidos em Hf (Hf>3%), esses teores e suas razões Zr/Hf variam consideravelmente. Os cristais mais alterados tendem a ser mais enriquecidos em Hf e a apresentar razões Zr/Hf mais baixas, são mais fraturados e frágeis ao transporte, indicando fontes proximais. Por outro lado, os grãos menos alterados possuem baixos teores de Hf, altas razões Zr/Hf e se mostram pouco a moderadamente arredondados, indicando fontes proximais a intermediárias. Enquanto Zr e Hf são variáveis dentro do mesmo grão, os teores de Y e Nb são praticamente constantes. No diagrama ternário Hf-Nb-Y, percebe-se que os zircões aqui estudados são enriquecidos em Nb e empobrecidas em Y, enquanto na Província Estanífera do Sul do Pará (PESP) e Pitinga apresentam comportamento inverso. Os altos valores de Nb nos zircões deste trabalho e os de Y na PESP são aqui interpretados como uma resposta da fonte magmática onde foram formados. Enquanto os zircões da PER são oriundos de rochas com valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ positivos a próximos de zero, os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ da PESP são fortemente negativos. Assim, pode-se admitir que zircões com altas razões Y/Nb seriam provenientes de fontes predominantemente crustais, enquanto zircões com baixas razões Y/Nb teriam como origem fontes mistas (crustais e mantélicas). Os cristais de cassiterita deste estudo são prismáticos ou granulares, com terminações piramidais, bordas embaiadas sugerindo transporte sedimentar ausente a moderado. Possuem alto teor de pureza (Sn entre 73 e 79%), com concentrações de cátions substituintes do Sn em torno de 1,5%. Os altos teores relativos de Nb e Ta indicam fontes magmáticas e os teores subordinados de Ti e Fe mostram o estágio hidrotermal em que estes minerais foram gerados.

Palavras-chave: Zircão. Cassiterita. MEV. Província Estanífera de Rondônia.

ABSTRACT

The contents of trace elements in certain minerals could help to reveal tectonic, petrologic, hydrothermal or weathering processes which it was submitted. In addition to being a common accessory mineral, chemically and physically resistant to sedimentary transport and weather, high temperature metamorphic processes and anatexis, the abundance of certain trace elements in igneous zircons has allowed a connection with its type of rock source, its environment of crystallization and with certain mineral deposits. High levels of Hf and low Zr / Hf ratios in zircons are characteristic of mineralized granites in Sn and associated metals (Nb, Ta, ETR, etc.). Concentrations of Y and Nb, elements slightly mobile in aqueous environment, of granites type A can be used as good indicators of the crustal or juvenile nature of the magmas from which these rocks crystallized. Zircon crystals tend to incorporate Y and Nb in their structure and may present Y / Nb ratios close to the initial ratio of their generating magma. From the morphology and composition of zircon detrital crystals, it is possible to estimate the number of sedimentary rocks in the active river beds and their transport distance. The chemical compositions of cassiterites can also be used to indicate sources and generating processes. The present work is based on MEV images and semiquantitative analyzes by EDS (Energy Dispersive Spectrometry) of zircon and cassiterite detrital crystals from baton concentrate of the Rondônia Tin-Province (RTP). The main objective is to characterize the sources of these minerals, to confirm the location of deposits in exploration and to indicate potential areas for the prospection of Sn and associated metals. The use of morphology and mineral chemistry of detrital grains on a regional scale could be used as a fast and efficient tool for the prospecting of certain mineral goods. The work area, located in RTP, north-central portion of State Rondônia, is contained in the sheets Alto Jamari SC-20-Y-B and Ariquemes SC-20-V-D, both mapped by CPRM in the 1: 250,000 scale. Samples of baton concentrate from these projects were collected in active drainage from an initial volume of 20 liters of sediment retained between strainer of 5 and 0.5 mm. From these concentrates, light minerals were separated by micro-batching with water, heavy liquids (bromoform), magnetic by hand Nd magnet, and crystals of zircon (one hundred grains) and cassiterite (all grains screened in 5g of concentrate) using a binocular loupe, in addition of criteria such as color, granulometry and morphology representative of the populations of these minerals. Subsequently, zircon and cassiterite mounts were prepared for MEV / EDS analysis. The zircon crystals with contents of Hf>3% were interpreted as coming from rocks with high potential to mineralization in Sn and associated metals. These crystals were used in the geostatistical treatment and compared with the

geographic positioning of mines and digging of Sn, known in the study area, to verify the veracity of the method. The geostatistical treatment used the ordinary kriging method and, from the results, isotores curves were generated. The isothermal maps, using Zr / Hf ratios in detrital zircons of baton concentrate, were efficient because they coincided with known cassiterite deposits in the region. In the area selected for this study a significant compositional and morphological variety of zircon detrital grains were identified. Even in the most Hf enriched crystals (Hf>3%), these contents and their Zr / Hf ratios vary strongly. The most altered crystals tend to be more enriched in Hf and have lower Zr / Hf ratios, are more fractured and fragile to transport, indicating proximal sources. On the other hand, the less altered grains have low Hf contents, high Zr / Hf ratios and show little to moderately rounded, indicating proximal to intermediate sources. While Zr and Hf are variable within the same grain, the contents of Y and Nb are virtually constant. In the ternary diagram Hf-Nb-Y, the zircons of the RTP are enriched in Nb and impoverished in Y, while in the South of Pará Tin-Province (SPTP) and Pitinga they present Y enrichment and Nb impoverishment. The high values of Nb in the zircons of RTP and those of Y in the SPTP are interpreted here as a response of the magmatic source where they were formed. While the zircons of RTP are from rocks with positive $\epsilon\text{Nd} (t)$ values close to zero, the $\epsilon\text{Nd} (t)$ values of the SPTP are strongly negative. Thus, it can be assumed that zircons with high Y / Nb ratios would come from predominantly crustal sources, while zircons with low Y / Nb ratios would have mixed (crustal and mantle) sources. Cassiterite crystals of this study are prismatic or granular, with pyramidal terminations, bordered edges, suggesting absence to moderate sedimentary transport. They have high purity content (Sn between 73 and 79%) with concentrations of substitution cations of Sn around 1.5%. The high relative contents of Nb and Ta indicate magmatic sources and the subordinate Ti and Fe contents show the hydrothermal stage in which these minerals were generated.

Key-words: Zircon. Cassiterite. SEM. Rondônia Tin-Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho. | 2 |
| Figura 2 - Fluxograma do processo de preparação de amostras de concentrado de bateia em laboratório. Compilado de Castro <i>et al.</i> (2015). | 4 |
| Figura 3 - Compartimentação tectônica da América do Sul, modificado de Almeida <i>et al.</i> (1976) com a divisão de províncias tectônicas do Escudo Atlântico conforme Almeida <i>et al.</i> (1981) e Cordani <i>et al.</i> (2000) (adaptado de Vasquez 2006) | 7 |
| Figura 4 - Modelo de compartimentação tectônica da Amazônia segundo Hasui <i>et al.</i> (1984). (adaptado de Coutinho 2008) | 10 |
| Figura 5 - Modelos de províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico: (A) segundo Tassinari & Macambira (2004) e (B) segundo Santos <i>et al.</i> (2000). Adaptado de Vasquez (2006). | 11 |
| Figura 6 - Mapa de localização da PER com contornos de acordo com Quadros & Rizzotto (2007). | 13 |
| Figura 7 - Mapa geológico da área de estudo, de acordo com a geologia das folhas Alto Jamari SC-20-Y-B e Ariqueemes SC-20-V-D (Costa <i>et al.</i> 2016a, Palmeira & Carvalho 2016) | 25 |
| Figura 8 - Mapa aeromagnetométrico de amplitude do sinal analítico. Adaptado de Costa <i>et al.</i> (2016a) e Palmeira & Carvalho (2016). Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%). | 26 |
| Figura 9 - Mapa de pontos com as estações de amostragem de concentrado de bateia, a área de representatividade das bacias de drenagens e as minas e garimpos ativos e inativos. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%). | 28 |
| Figura 10 - Morfologia de grãos detríticos de zircão obtida por imagens de ERE e concentrações de Hf, Nb e Y por EDS | 33 |

- Figura 11 - Razões Zr/Hf de diferentes zircões de granitos mineralizados em Sn e metais associados (granitos especializados), granitos estéreis e grãos detríticos em drenagens recentes (este estudo). BG: biotita-granito; gr: granito; equigran.: equigranular; BSGEm: biotita-sienogranito equigranular médio; BSGH: biotita-sienogranito heterogranular; BSGA: biotita-sienogranito alterado; BMG: biotita-monzogranito; SMGP: sieno a monzogranito porfirítico; BSGIA: biotita-sienogranito intensamente alterado; BASMG: biotita-anfibólio-sieno a monzogranito; APGD: análise pontual em grão detrítico; AMGD: Análise média por grão detrítico; ABMG: anfibólio-biotita-monzogranito; BMGH: biotita-monzogranito heterogranular; BGP: biotita-granito porfirítico. Os valores entre parênteses representam o número de análises EDS realizadas por unidade. Adaptado de Lamarão *et al.* (2018).
.....34
- Figura 12 - Diagrama Zr/Hf versus Hf+Y+Th+U comparando os campos de variações composicionais dos zircões dos corpos graníticos estudados por Lamarão *et al.* (2007) com a composição dos grãos detríticos deste trabalho.
.....35
- Figura 13 - Diagrama Hf-Y-Nb (% em peso) mostrando os campos de variações composicionais dos zircões dos corpos graníticos estudados por Lamarão *et al.* (2007) e os zircões detríticos da PER, com indicação do número de análises realizadas (entre parênteses).
.....35
- Figura 14 - Morfologia de grãos detríticos de cassiterita através de imagens MEV-ERE e concentrações pontuais de Sn, Ti, Nb e Ta através de EDS
.....39
- Figura 15 - Diagramas de correlações elementares Sn *versus* Fe+Ti, Fe+Ta+Nb+W e Ti+Ta+Nb+W (% peso) aplicados às cassiteritas da área de estudo
.....40
- Figura 16 - Diagramas ternários (Ti – Nb + Ta - Fe) mostrando o *trend* de evolução das cassiteritas da área estudada
.....41
- Figura 17 - Figura esquemática das rochas-fontes de uma determinada amostra de concentrado de bateia. Mesmo que os grãos de cassiterita se depositem antes do local amostrado, os grãos de zircão conseguem percorrer maiores distâncias antes de sedimentarem, devido a sua menor densidade, e podem fornecer informações importantes das áreas mineralizadas.
.....43

- Figura 18 - Figura esquemática ilustrando uma amostra com três cristais de zircão contendo análises pontuais de MEV-EDS com teores de Hf > 3% (círculos vermelhos). Se as razões Zr/Hf em cada ponto são distribuídas da seguinte forma ($a < e < i < b < f < j < c < g < l < d < h < m$), a média das quatro menores razões pontuais da amostra é dada da seguinte forma: $M = (a + e + i + b)/4$. A razão Zr/Hf média de um grão é dada pela média destas razões em todos os pontos analisados ($M_I = (a + b + c + d)/4$; $M_{II} = (e + f + g + h)/4$; $M_{III} = (i + j + l + m)/4$). Se $M_I < M_{II} < M_{III}$, o grão com menor razão Zr/Hf média da amostra utilizado na interpolação será o M_I 44
- Figura 19 - Mapa de isotores com a média da razão Zr/Hf do grão com menor razão média da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).45
- Figura 20 - Mapa de isotores com a média das quatro menores razões Zr/Hf pontuais da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).47
- Figura 21 - Mapa de isotores com a menor razão Zr/Hf pontual da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).49
- Figura 22 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isotores da Figura 19. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).54
- Figura 23 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isotores da Figura 20. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).55
- Figura 24 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isotores da Figura 21. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).56

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Resumo das características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas associadas às suítes de granitos rapakivi da PER e áreas adjacentes do Sudoeste do Cráton Amazônico, Brasil..... | 18 |
| Tabela 2 - Variação composicional dos elementos Zr, Hf, Nb e Y nos zircões com uma ou mais análises pontuais contendo Hf>3%. A variação média corresponde ao valor médio da diferença entre valor máximo e mínimo de determinado elemento em um mesmo zircão..... | 29 |
| Tabela 3 - Composição média (% peso) dos zircões, com uma ou mais análises pontuais apresentando Hf>3% por amostra. O número de grãos com Hf>3% consta na coluna D da Tabela 4. | 31 |
| Tabela 4 - Resumo das razões Zr/Hf, obtidas com análises de MEV-EDS, em grãos detríticos de zircão. | 32 |
| Tabela 5 - Composições químicas dos cristais de cassiterita por amostra. Entre parênteses, o número de grãos detríticos analisados. Cada grão possui quatro análises de MEV-EDS | 38 |

SUMÁRIO

| | |
|---|-------------|
| DEDICATÓRIA | <i>iv</i> |
| AGRADECIMENTOS | <i>v</i> |
| EPÍGRAFE | <i>vi</i> |
| RESUMO | <i>viii</i> |
| ABSTRACT | <i>x</i> |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | <i>xii</i> |
| LISTA DE TABELAS | <i>xv</i> |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO | 1 |
| 1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO..... | 1 |
| 1.3 OBJETIVOS | 2 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 3 |
| 2.1 COLETA DOS CONCENTRADOS DE BATEIA..... | 3 |
| 2.2 ANÁLISE MINERALOMÉTRICA DOS CONCENTRADOS DE BATEIA | 4 |
| 2.3 ANÁLISE MORFOLÓGICA E COMPOSICIONAL DE GRÃOS DE ZIRCÃO E CASSITERITA ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA. | 4 |
| 2.4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS E GERAÇÃO DE MAPAS DE PREVISIBILIDADE MINERAL | 5 |
| 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 7 |
| 3.1 COMPARTIMENTAÇÃO E MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO | 7 |
| 3.2 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA (PER) | 12 |
| 3.2.1 Estratigrafia da Província Estanífera de Rondônia | 13 |
| 3.2.2 Principais depósitos da PER | 20 |
| 4 GEOLOGIA LOCAL | 24 |
| 5 RESULTADOS | 27 |
| 5.1 MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS | 27 |
| 5.1.1 Morfologia | 27 |
| 5.1.2 Variação composicional | 29 |

| | | |
|-------|--|----|
| 5.2 | MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE CASSITERITA DETRÍTICA | 36 |
| 5.3 | MAPAS DE INTERPOLAÇÃO A PARTIR DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRÃOS DETRÍTICOS DE ZIRCÃO | 42 |
| 5.3.1 | <i>Apresentação</i> | 42 |
| 5.3.2 | Interpolação do grão com a menor razão Zr/Hf média da amostra | 44 |
| 5.3.3 | Interpolação com a média das quatro menores razões Zr/Hf da amostra | 46 |
| 5.3.4 | Interpolação com a menor razão Zr/Hf da amostra | 48 |
| 6 | DISCUSSÕES E CONCLUSÕES | 50 |
| 6.1 | CASSITERITA | 50 |
| 6.2 | ZIRCÃO | 51 |
| 6.3 | MAPAS DE ISOTEORES <i>VERSUS</i> MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA | 52 |
| | REFERÊNCIAS | 57 |

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As reservas mundiais de estanho em 2013 são de aproximadamente 4,4 milhões de toneladas de Sn-contido, associadas à cassiterita, com o Brasil possuindo, aproximadamente, 10% das reservas mundiais, sendo esta a terceira maior reserva do mundo (Pontes 2014). Com a descoberta de depósitos de cassiterita em Rondônia, no ano de 1952, houve uma grande atração por parte de empresas de mineração, cooperativas de garimpeiros e garimpeiros autônomos para explorar tal minério. Com o passar do tempo, outros bens passaram a ser explorados, tais como nióbio, tântalo, tungstênio e topázio (Quadros *et al.* 2011).

De 1959 a 1984, a Província Estanífera de Rondônia (PER) contribuiu com 78,5% do total da produção brasileira de estanho. Entretanto, a partir de 1985, com a queda do preço desse metal no mercado internacional, a maioria das minas foi fechada, embora a produção nessa província tenha aumentado em 1987 devido à descoberta do distrito mineiro de Bom Futuro (Porsani *et al.* 2004). A produção nacional de concentrado de estanho (em metal contido) em 2013 foi de 16.830 toneladas, com alta de 23% em relação a 2012 e destaque para os estados do Amazonas e Rondônia com 63% e 26% da produção nacional, respectivamente (Pontes 2014).

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área deste estudo, localizada na porção centro-norte do Estado de Rondônia, está contida nas folhas Alto Jamari SC-20-Y-B e Ariquemes SC-20-V-D, ambas mapeadas pela CPRM na escala 1:250.000 (Costa *et al.* 2016a, Palmeira & Carvalho 2016). Esta área abrange os municípios de Ariquemes, Rio Crespo, Alto Paraíso, Monte Negro e Cacaúlândia, todos no Estado de Rondônia. Seu acesso se dá, partindo da cidade de Porto Velho, 200 km a SE, no sentido Cuiabá, através da BR-364, tendo como base a cidade de Ariquemes (Figura 1).

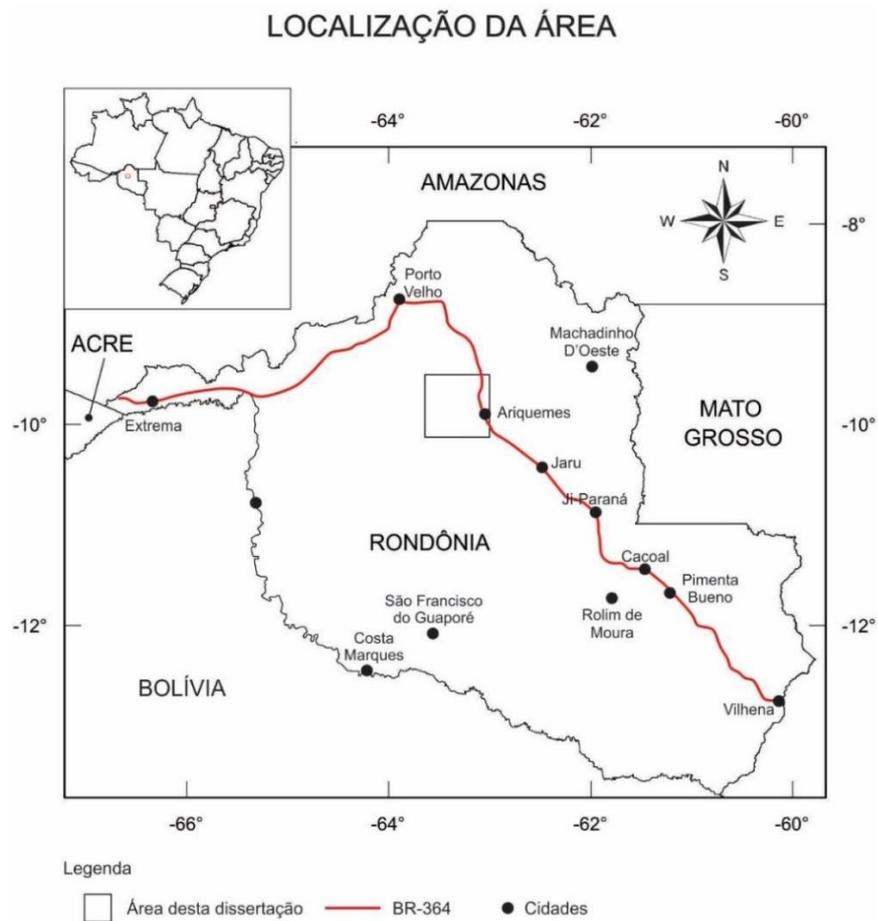


Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo desta dissertação é a determinação da morfologia, através de imagens de elétrons retroespalhados (ERE), e composição, por espectrometria de energia dispersiva (EDS), de grãos detríticos de zircão em concentrado de bateia como guia para a determinação de áreas potenciais mineralizadas em Sn. Além disso, serão estudados morfológica e composicionalmente grãos detríticos de cassiterita, provenientes dos mesmos concentrados de bateia, através das técnicas utilizadas para os grãos de zircão, objetivando a caracterização da (s) possível (is) fonte (s).

Assim, pretende-se desenvolver uma metodologia rápida e de baixo custo, para ser utilizada como guia prospectivo na PER e quiçá em qualquer outra província estanífera. Deste modo, pode-se avançar na evolução do estudo mineralógico prospectivo dentro da PER e contribuir para o desenvolvimento econômico e científico da região, indicando novas áreas potenciais detentoras de mineralizações de Sn e metais associados (W, Nb, Ta, ETR).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Além de ser um mineral acessório comum, química e fisicamente resistente ao transporte sedimentar e a processos de intemperismo, metamórficos de alta temperatura e de anatexia, a abundância de certos elementos-traço em zircões ígneos tem permitido associá-lo ao tipo de rocha-fonte e ambiente de cristalização (Belousova *et al.* 2002, Uher *et al.* 1998, Wang *et al.* 2000, 2010). Dessa forma, a composição de zircões indicaria, juntamente com a composição de outros minerais pesados, as prováveis áreas-fonte cortadas pelo sistema de drenagem onde foram coletadas as amostras.

A Linha de Pesquisa em Quartzo e Zircão (LPQZ), do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), vem desenvolvendo pesquisas com morfologia e composição de cristais de zircão, associando essas características com a presença de granitos especializados (Breiter *et al.* 2014, Lamarão *et al.* 2007, 2012, 2013, 2014, 2018).

Seguindo o mencionado acima, a metodologia desenvolvida nesta dissertação foi dividida em quatro etapas fundamentais: (1) coleta dos concentrados de bateia, (2) análise mineralométrica dos minerais desses concentrados, (3) análise morfológica e composicional de grãos de zircão e cassiterita através de microscopia eletrônica de varredura e (4) interpretação dos dados e geração de mapas de previsibilidade mineral.

2.1 COLETA DOS CONCENTRADOS DE BATEIA

As coletas dos concentrados de bateia foram realizadas pela CPRM em trabalhos de campo dos projetos Geologia e Recursos Minerais da Folha Alto Jamari SC-20-Y-B (Costa *et al.* 2016a) e Geologia e Recursos Minerais da Folha Ariquemes SC-20-V-D (Palmeira & Carvalho 2016), ambos na escala 1:250.000. Os concentrados de bateia foram coletados a partir de um volume inicial de 20 litros de material, predominantemente de granulometria areia grossa. Utilizou-se uma peneira com abertura de 5 mm e para a seleção granulométrica, coletado cerca de 250 gramas de material que foi acondicionado em saco plástico. Sempre que possível, tentou-se coletar as amostras em concentradores naturais, tais como, curva interna dos rios, base de cachoeira, “sombra” de matações e/ou antigos troncos de árvores.

2.2 ANÁLISE MINERALOMÉTRICA DOS CONCENTRADOS DE BATEIA

As amostras de concentrados de bateia foram preparadas e analisadas no laboratório de apoio à pesquisa de diamante (LAPD) da SGS GEOSOL. As amostras tiveram seu peso inicial (aproximadamente 250 gramas) diminuído até cerca de 30 gramas. As alíquotas separadas passaram por análise mineralométrica semiquantitativa em lupa binocular. A preparação das amostras em laboratório seguiu o processo mostrado no fluxograma da Figura 2.

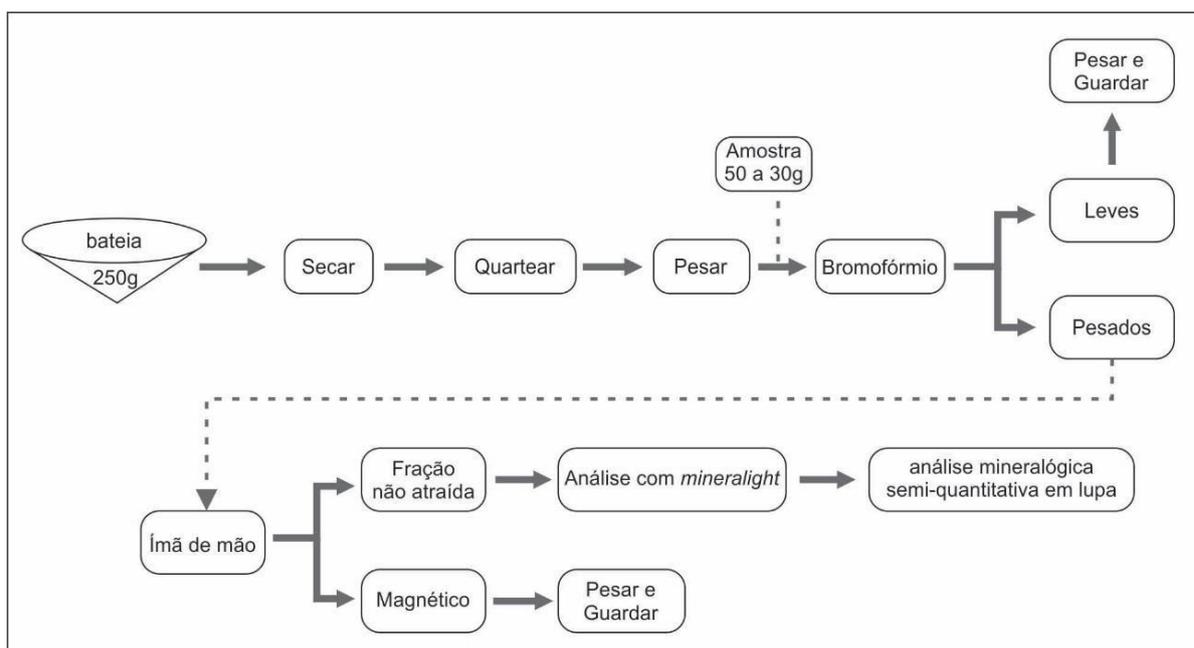


Figura 2 - Fluxograma do processo de preparação de amostras de concentrado de bateia em laboratório. Compilado de Castro *et al.* (2015).

2.3 ANÁLISE MORFOLÓGICA E COMPOSICIONAL DE GRÃOS DE ZIRCÃO E CASSITERITA ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

As alíquotas das amostras analisadas pela SGS GEOSOL foram utilizadas para a separação dos cristais de zircão e cassiterita. Estas amostras passaram por separação magnética através de ímã de Nd de mão, microbateia com água e separação mineral manual com auxílio de lupa binocular. Os cristais de cassiterita foram separados utilizando-se a técnica de estanhagem (reação de uma placa de Zn com a cassiterita imersas em HCl 10%). Todos estes procedimentos foram realizados no LAMIN-BE na CPRM. Separados os cristais, foram montados 25 *mounts* de 25 mm, contendo 100 grãos de zircão cada um, com os maiores cristais dispostos na borda e os menores no centro para evitar perdas durante o polimento das seções, além de 10 *mounts* com todos os grãos de cassiterita triados em 5g de amostra de concentrado. A preparação dos *mounts* foi realizada na Oficina de Laminação da UFPA.

Os zircões das amostras KCO-174, KCO-177, KCO-179, KCO-182, KCO-183, KCO-188, KCO-190, KCO-191, KCO-193, KCO-197, KCO-198, KCO-199, KCO-211, KCO-214 e KCO-258 foram analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo LEO-Zeiss 1430, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA. Os *mounts* dos concentrados de bateia foram metalizados com carbono para obtenção de imagens de ERE e análises semiquantitativas por EDS. As condições de análise foram: corrente do feixe = 90 μ a, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30 s com 6000 a 8000 c/s para cada análise. Os elementos analisados foram O, Si, Zr, Hf, Nb, Y, Th, U, Ce, Ta, Ba e Ca.

Os zircões das amostras KCM-496, KCM-497, KCM-501, KCO-184, KCO-185, KCO-194, KCO-204, KCO-208, KCO-209 e KCO-216, além de todas as cassiteritas, foram analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo Zeiss LS15 da CPRM-Belém. As condições de análises foram iguais às utilizadas no LEO-Zeiss1430, com exceção da distância de trabalho (8,5 mm). Todos os *mounts* receberam metalização com carbono; os elementos analisados nos zircões foram os mesmos mencionados acima e os das cassiteritas foram Sn, O, Ti, Fe, Nb, Ta, W e Bi.

Foram realizadas inicialmente duas análises de EDS em cada cristal de zircão da seção; todos os cristais com teor de Hf >3% foram reanalisados com quatro análises de EDS. Cada cristal de cassiterita recebeu quatro análises de EDS sob as mesmas condições que os cristais de zircão.

2.4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS E GERAÇÃO DE MAPAS DE PREVISIBILIDADE MINERAL

Foram utilizadas imagens ERE para caracterizar a morfologia primária (magmática) e secundária (transporte sedimentar) dos grãos detríticos de zircão e cassiterita com intuito de interpretar características de suas fontes, a distância de transporte sedimentar e associar a feição dos cristais com suas composições químicas.

A composição química dos grãos detríticos de zircão e cassiterita foi utilizada na caracterização química, na determinação de processos mineralizantes distintos e na determinação de possíveis números de fontes de minério, além de avaliar características das fontes que geraram o magmatismo responsável pela cristalização desses minerais.

A partir da composição química dos grãos detríticos de zircão, foram organizadas tabelas e confeccionados mapas de interpolação, utilizando-se funções geoestatísticas de estimativa, denominada krigagem. A krigagem é um processo geoestatístico de estimativa de

valores de variáveis distribuídas no espaço e/ou tempo, com base em valores adjacentes quando considerados interdependentes pela análise variográfica (Yamamoto & Landim 2013). Este método permite estimar o valor desconhecido $Z^*(x_0)$ associado a um ponto, área ou volume a partir de um conjunto de “n” dados $\{Z(x_i), i = 1, n\}$ conhecidos (Yamamoto 2001). Segundo este mesmo autor, o estimador $Z^*(x_0)$ poderá ser obtido com uma combinação linear dos dados disponíveis, conforme:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

Pode ser comparado com os métodos tradicionais de estimativa por médias ponderadas ou por médias móveis, mas a diferença fundamental é que somente a krigagem apresenta estimativas não tendenciosas e a mínima variância associada ao valor estimado (Yamamoto & Landim 2013). Neste contexto, este método é capaz de fornecer os valores estimados, correlacionados ao seu erro intrínseco. Dentre os métodos de estimativas, o de krigagem é considerado o melhor estimador linear, pois minimiza a variância das estimativas (Landim & Sturaro 2002).

Os mapas de interpolação foram gerados a partir dos seguintes parâmetros:

- i. Cristal com menor razão Zr/Hf média, por amostra;
- ii. Média das quatro menores razões Zr/Hf pontuais da amostra e,
- iii. menor razão Zr/Hf pontual, por amostra.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 COMPARTIMENTAÇÃO E MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO

Segundo Almeida *et al.* (1981), todo o território brasileiro faz parte da Plataforma Sul-Americana e esta, por sua vez, está subdividida em três grandes: o Escudo das Guianas, ao norte, o Escudo Brasil Central, a sul do Rio Amazonas e o Escudo Atlântico, situado ao longo da margem atlântica (Figura 3). Cordani *et al.* (2000) utilizam os limites geotectônicos de Almeida *et al.* (1981) com uma terminologia atualizada, porém com significados geotectônicos semelhantes.

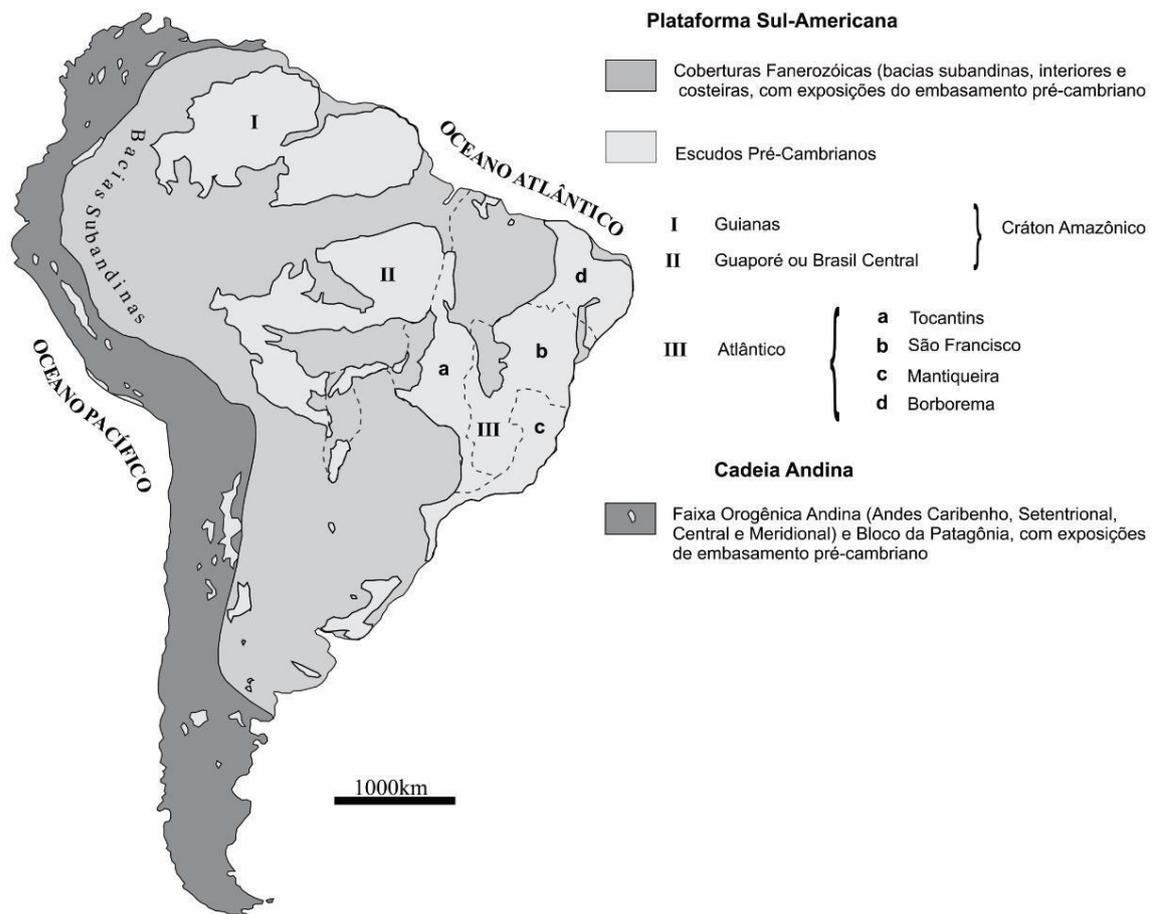


Figura 3 - Compartimentação tectônica da América do Sul, modificado de Almeida *et al.* (1976) com a divisão de províncias tectônicas do Escudo Atlântico conforme Almeida *et al.* (1981) e Cordani *et al.* (2000) (adaptado de Vasquez 2006).

O Cráton Amazônico é uma unidade geotectônica pré-cambriana, situada na porção norte da plataforma Sul-Americana, com uma área de aproximadamente 5.600.000 km² e representa uma placa litosférica continental, formada por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica, estabilizada em torno de 1,0 Ga e com comportamento estável no Neoproterozoico (Brito Neves & Cordani 1991, Hasui 2012, Santos 2003).

Esta unidade ocorre predominantemente no Brasil com algumas porções contidas na Bolívia, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Paraguai. É delimitada a leste e a sudeste pelos cinturões neoproterozoicos Araguaia e Paraguai, respectivamente; a norte, sul e oeste apresenta-se recoberto pelos sedimentos das Bacias Subandinas e a Sinéclise do Amazonas, orientada segundo a direção E-W, separam-no em dois escudos: a norte o Escudo das Guianas e a sul o Escudo Brasil Central (Ruiz 2005). O cráton é coberto por bacias fanerozoicas a leste (Parnaíba), sul (Xingu e Alto Tapajós), sudoeste (Parecis), oeste (Solimões), norte (Tacutu) e centro (Amazonas) (Scandolara 2006).

Vários modelos de evolução tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico, representados basicamente por duas escolas teóricas principais: a fixista e a mobilista (Rosa-Costa 2006).

A Escola Fixista, representada pelos trabalhos de Amaral (1974), Almeida (1978), Issler (1977), Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1997), defende um modelo para a formação do Cráton Amazônico a partir de massas crustais e a aglutinação destas através de colisões continentais diacrônicas no Arqueano e Paleoproterozoico (Figura 4). A aglutinação deste conjunto de blocos crustais, paleoplacas, constituídos por complexos gnáissicos, granitoides e *greenstone belts* levaram à formação de um megacontinente. As bordas desses blocos crustais seriam marcadas por cinturões de cavalgamento e transcorrentes, formadas por gnaisses de médio grau, rochas supracrustais, granitoides e cinturões granulíticos estruturados através de processos colisionais, com as rochas granulíticas representando porções da crosta inferior alçada para níveis crustais mais elevados por movimentação tectônica (Costa & Hasui 1997).

A escola fixista baseia-se fundamentalmente em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), em interpretações de dados geológicos e estruturais disponíveis na época e poucos dados radiométricos, fundamentalmente obtidos através dos métodos geocronológicos K-Ar e Rb-Sr. Todavia, levantamentos geológicos realizados em diversos setores do Cráton Amazônico nas últimas décadas, os quais são geralmente acompanhados por determinações geocronológicas utilizando métodos mais adequados (U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd), não fornecem

sustentação ao modelo fixista, pois demonstram que grande parte dos blocos crustais é mais jovem que Arqueano-Paleoproterozoico, e ainda que acreção crustal juvenil relacionada a ambientes de subducção representou um mecanismo fundamental de crescimento continental deste cráton (Rosa-Costa 2006).

A Escola Mobilista, representada pelos trabalhos de Cordani *et al.* (1979), seguida e modificada por Tassinari (1981), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari *et al.* (1996), Tassinari (1996), Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000), Santos (2003) e Santos *et al.* (2008) defendem um conceito atualístico, baseado nas orogênias modernas, onde durante os períodos Arqueano, Paleo e Mesoproterozoico, teria ocorrido uma sucessão de arcos magmáticos envolvendo a geração de material juvenil, derivado do manto, bem como retrabalhamento crustal.

De acordo com a proposta da escola mobilista, o Cráton Amazônico pode ser subdividido em províncias geocronológicas que apresentam idades, padrões estruturais e evoluções geodinâmicas distintas e particulares. Segundo Tassinari & Macambira (1999), províncias geocronológicas são extensas regiões dentro das áreas cratônicas, onde predomina um determinado padrão geocronológico, com as idades obtidas por diferentes métodos aplicados em distintos materiais, exibindo valores distintos entre si. Os limites entre as províncias são traçados com base nas idades do embasamento metamórfico e suas características geológicas, incluindo-se aí suporte de dados geofísicos.

Para Tassinari & Macambira (2004), cada província geocronológica pode conter rochas ígneas anorogênicas e coberturas vulcânicas e sedimentares de distintas idades, desde que mais jovem do que o padrão geocronológico de seu respectivo embasamento metamórfico, e em concordância com a evolução tectônica das áreas vizinhas. Além disso, as províncias poderão conter núcleos de rochas mais antigas preservadas em seu interior, desde que afetadas termicamente pelo evento metamórfico maior, responsável pela formação da província, ou alguma zona de rochas metamórficas mais jovens, afetadas por eventos locais de retrabalhamento posteriores, muitas vezes ligadas a eventos dínamo-termais. Como o Cráton Amazônico, salvo algumas regiões onde existe um maior detalhamento geológico, o conhecimento das unidades litoestratigráficas é na escala regional, as províncias geocronológicas maiores podem incluir um ou mais eventos orogênicos.

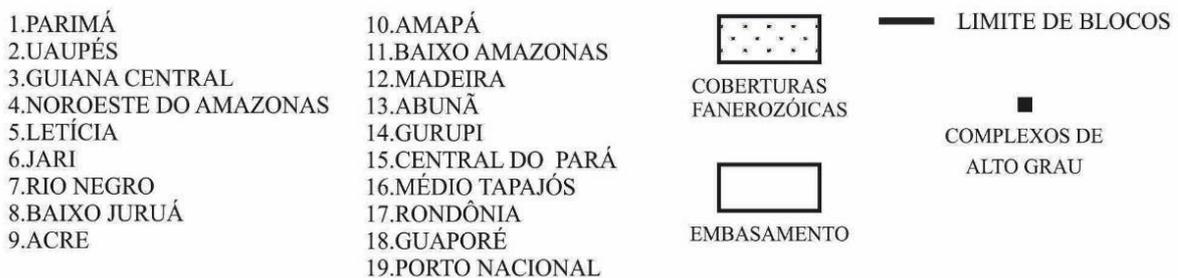
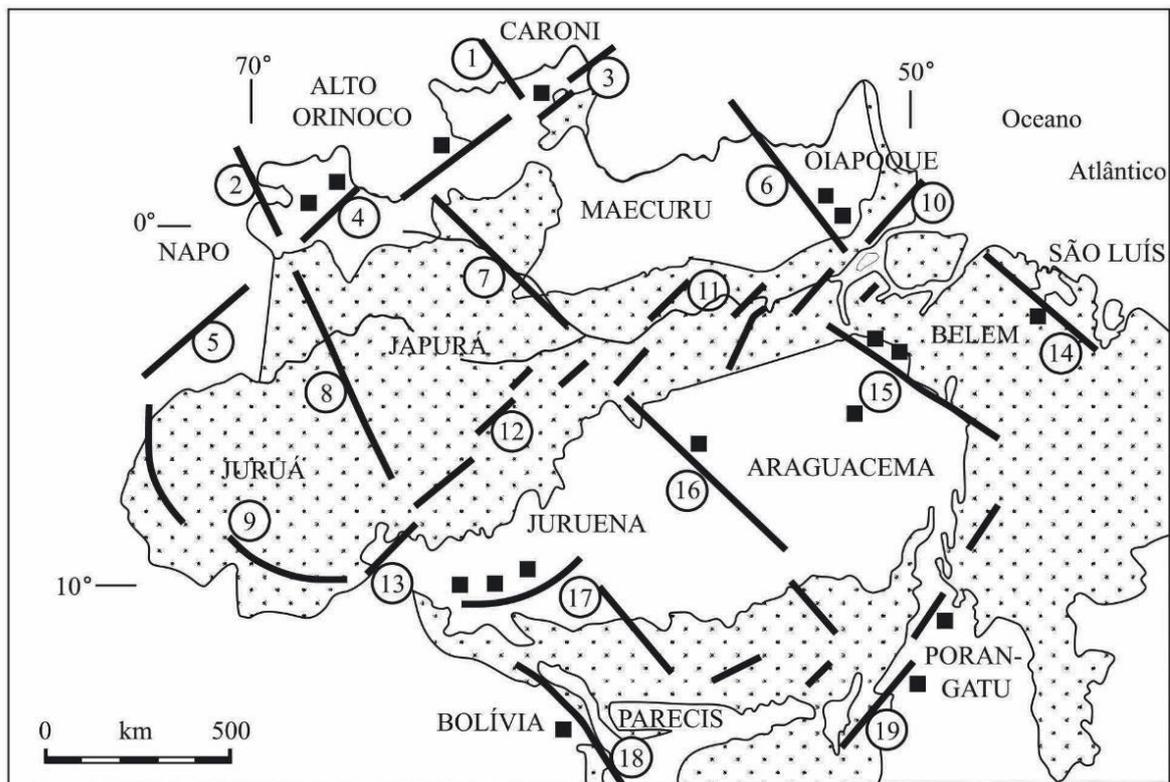


Figura 4 - Modelo de compartimentação tectônica da Amazônia segundo Hasui *et al.* (1984). (adaptado de Coutinho 2008).

Os modelos de províncias geocronológicas mais aceitos para o Cráton Amazônico são os modelos de Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000) e Santos (2003, 2008) ilustrados na Figura 5. Tassinari & Macambira (1999, 2004) dividiram o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas representadas por extensas faixas de direção preferencial NO (Figura 5A):

- i. Amazônia Central, com idades superiores a 2,5 Ga;
- ii. Maroni-Itacaiunas, com idades de 2,2 a 1,9 Ga;
- iii. Ventuari-Tapajós, com idades de 2,0 a 1,81 Ga;
- iv. Rio Negro Juruena, com idades de 1,78 a 1,55 Ga;
- v. Rondoniana-San Ignácio, com idades de 1,56 a 1,30 Ga e

vi. Sunsás, com idades de 1,2 a 0,95 Ga.

Santos *et al.*(2000, 2008) e Santos (2003), baseados essencialmente em datações U-Pb e Pb-Pb, propuseram um modelo de província geocronológica para o Cráton Amazônico dividido em sete províncias. Abaixo está a proposta de Santos *et al.* (2000) para divisão do Cráton Amazônico (Figura 5B):

- i. Carajás (3,10-2,53 Ga);
- ii. Transamazonas (2,25-2,00 Ga);
- iii. Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga);
- iv. Amazônia Central (1,88-1,70 Ga);
- v. Rio Negro (1,86-1,52 Ga);
- vi. Rondônia-Juruena (1,76-1,47 Ga);
- vii. Sunsás (1,33-0,99 Ga).

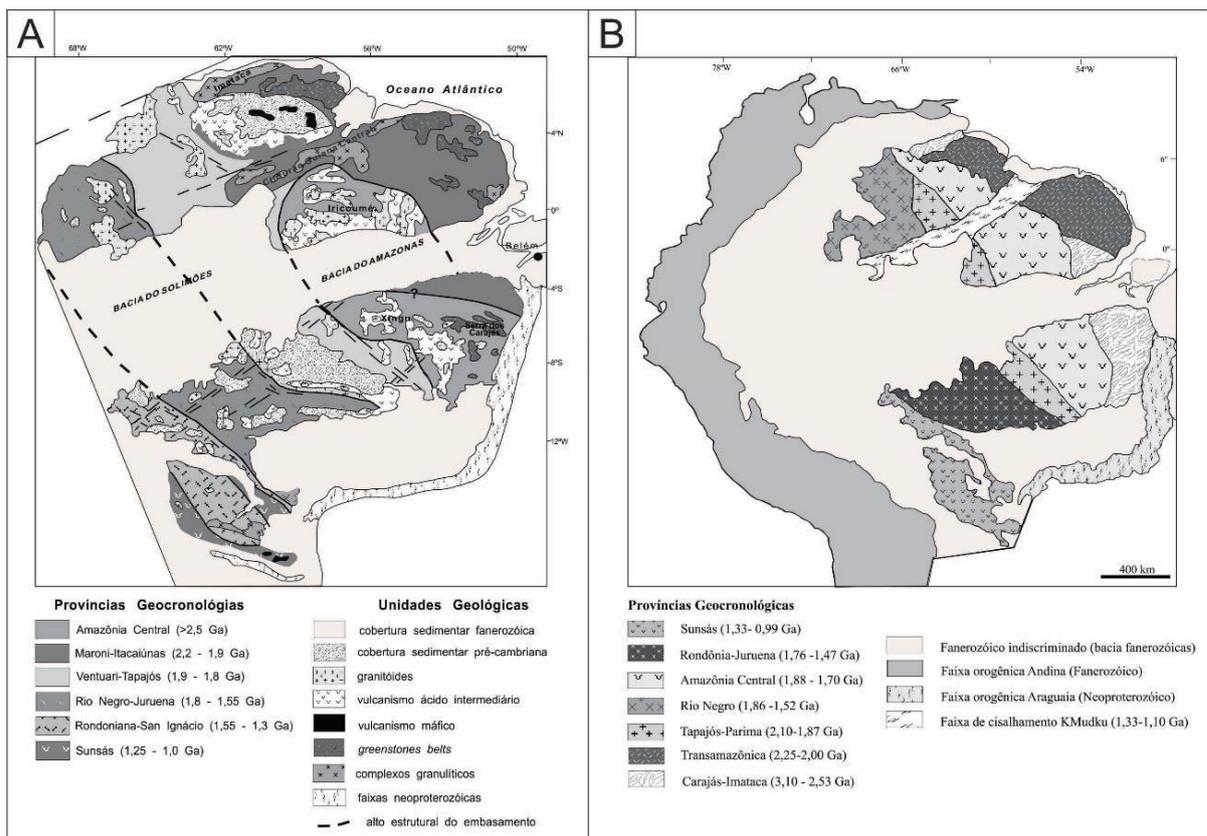


Figura 5 - Modelos de províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico: (A) segundo Tassinari & Macambira (2004) e (B) segundo Santos *et al.* (2000). Adaptado de Vasquez (2006).

3.2 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA (PER)

A PER foi descoberta em 1952, sendo que desde esta época o estanho, sob a forma de cassiterita, é o principal bem mineral explorado por empresas de mineração, garimpeiros e cooperativas de garimpeiros, muito embora outros produtos ganharam importância em função de novas oportunidades de mercado e passaram a ser explorados, tais como, nióbio, tântalo, tungstênio e topázio (Ruiz *et al.* 2014). Segundo Quadros *et al.* (2011), os primeiros levantamentos geológicos básicos na região norte/nordeste do Estado de Rondônia foram realizados, na década de 70, mediante a execução do Projeto Província Estanífera de Rondônia (Isotta *et al.* 1978) e do Projeto RADAM, Folha Porto Velho – SC.20 (Leal *et al.* 1978).

A PER está situada, predominantemente, na porção norte de Rondônia com uma pequena porção no extremo noroeste de Mato Grosso e outra no extremo sul do Amazonas (Figura 6). Geologicamente situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, inserida nas províncias geocronológicas, de Tassinari & Macambira (2004): Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 - 1,0 Ga).

Os depósitos de Sn e metais associados (W, Sn, Ta, Cu, Zn, Nb) estão especialmente ligados às últimas fases graníticas das suítes São Lourenço-Caripunas (SLC) e *Younger Granites* de Rondônia (YGR) (Dardenne & Schobbenhaus 2001). As rochas graníticas estaníferas da PER foram submetidas a processos magmáticos e pós-magmáticos de alteração hidrotermal em resposta ao alto fluxo termal que acompanhou as intrusões graníticas, que culminou nas mineralizações de Sn, W, Nb e Ta (Bettencourt 1992). Para Isotta *et al.* (1978), a PER é formada por um conjunto de maciços graníticos com afinidade alcalina (anorogênica) geralmente contendo fácies com textura *rapakivi*.

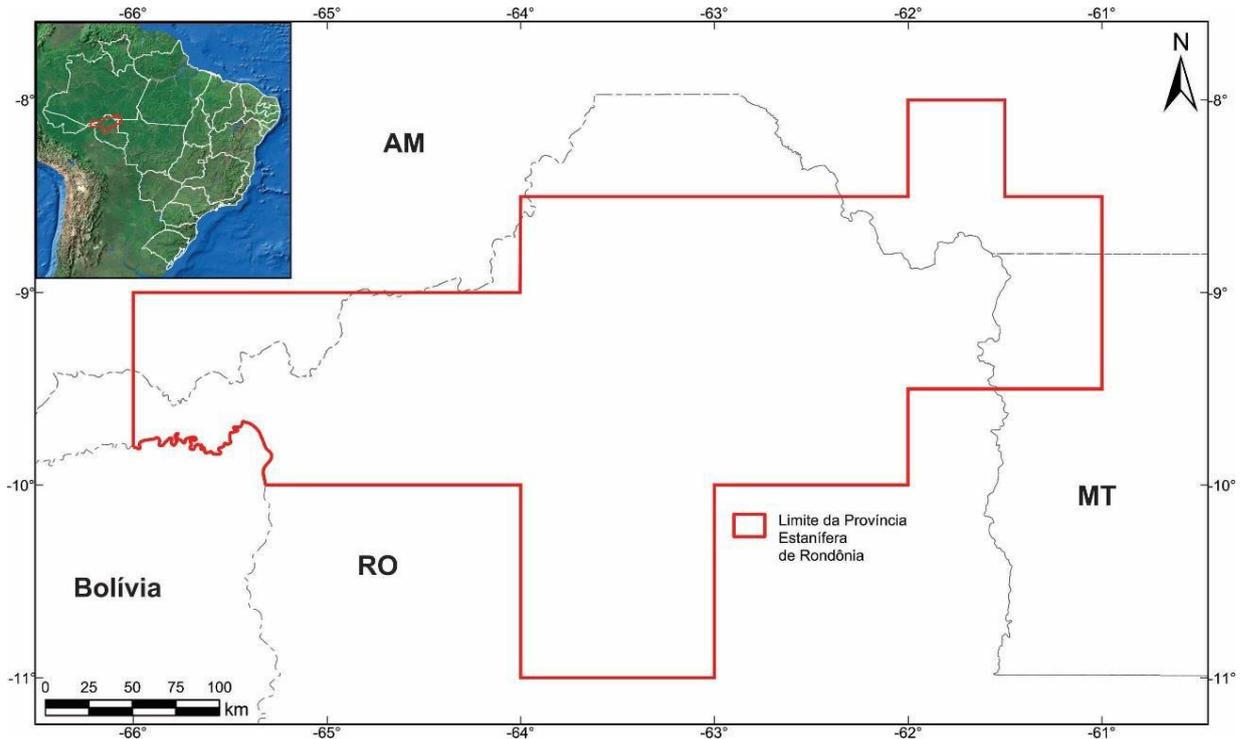


Figura 6 - Mapa de localização da PER com contornos de acordo com Quadros & Rizzotto (2007).

3.2.1 Estratigrafia da Província Estanífera de Rondônia

Através de critérios geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos foram distinguidas sete suítes de granitos *Rapakivi* na PER: Serra da Providência (1,6 – 1,53 Ga), Santo Antônio (1,4 Ga), Teotônio (1,38 Ga), Alto Candeias (1,35 – 1,33 Ga), São Lourenço-Caripunas (1,31 – 1,30 Ga), Santa Clara (1,08 – 1,07 Ga) e *Youngers Granites of Rondônia/Suíte Rondônia* (1,0 - 0,97 Ga), que são temporalmente correlacionados com três eventos orogênicos que ocorreram na borda sudoeste do Cráton Amazônico (Bettencourt *et al.* 1999): Orogenia Rio Negro-Juruena (Serra da Providência), Orogenia Rondoniana-San Ignácio (Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeia e São Lourenço-Caripunas) e Orogenia Sunsás (Santa Clara e Rondônia).

A Tabela 1, adaptada de Bettencourt *et al.* (1999), sumariza as características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas associadas às principais unidades da PER.

3.2.1.1 Suíte Serra da Providência

A Suíte Serra da Providência que está localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, corresponde a um expressivo magmatismo anorogênico associado ao colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrecionária-colisional Rondônia-Juruena ou Ouro Preto (1,67 a 1,63 Ga) (Castro 2016).

Esta suíte é formada predominantemente por monzogranitos (biotita-monzogranito, hornblenda-monzogranito, hornblenda-biotita-monzogranito e arfvedsonita-hornblenda-biotita-monzogranito) granulares hipidiomórficos a porfiríticos, com estrutura maciça, evoluindo para termos fortemente foliados, além de charnockitos (formados essencialmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e ortopiroxênio, com granada clinopiroxênio e hornblenda em menor quantidade) equigranulares a megacrísticos, frequentemente com textura *rapakivi* (Scandolaro 2006).

Castro (2016) descreve mineralizações de Sn, na forma de cassiterita, nas rochas mais evoluídas da Suíte Serra da Providência, contidas no batólito Serra da Providência, a partir de teores elevados de Sn em biotita-sienogranitos e leucogranitos, além da presença de cassiterita em concentrados de bateia em drenagens que cortam estes corpos mineralizados e cassiterita em concentrados de minerais pesados de granitos desta suíte. Este autor interpreta a presença de cassiterita primária e hidrotermal contida nos litotipos do batólito Serra da Providência.

3.2.1.2 Suíte Teotônio

A Suíte Teotônio é uma unidade relacionada à Orogenia Rondoniana-San Ignácio, com características de magmatismo anorogênico (Bettencourt *et al.* 1999). Esta unidade foi datada por Bettencourt *et al.* (1999), através da metodologia U-Pb, TIMS, chegando a uma idade de 1387 ± 16 Ma, e confirmada posteriormente através de datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS, gerando a idade de 1384 ± 14 Ma (Bettencourt *et al.* 2010b).

Esta suíte é formada por granitos maciços e bandados (formados por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, anfibólios cálcicos e sódicos e biotita), sienitos médios a finos (formados por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e faialita) e diques máficos e rochas lamprofiríticas (Payolla 1994).

3.2.1.3 Suíte Santo Antônio

A Suíte Santo Antônio também foi gerada através de um magmatismo anorogênico relacionado à Orogenia Rondoniana-San Ignácio (Bettencourt *et al.* 1999). Esta foi datada por Bettencourt *et al.* (1999), através da metodologia U-Pb, TIMS, chegando a uma idade de 1406 ± 32 Ma. Quadros & Rizzotto (2007) dataram esta mesma unidade através da metodologia Pb-Pb, através da técnica de evaporação, e chegaram a idade de 1358 ± 2 Ma. Bettencourt *et al.* (2010b) dataram estas rochas, através da metodologia U-Pb por LA-MC-ICP-MS, e chegaram a idade de 1372 ± 15 Ma, idade mais confiável que as anteriores.

Esta suíte é formada por biotita-monzogranitos e sienogranitos porfiríticos, localmente seriados, e biotita-monzogranitos equigranulares com pequenas porções de hornblenda-biotita-quartzo-monzonito granular fino, associações de rochas híbridas (monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodiorito) e diques de diabásio sin-plutônicos (Payolla 1994). As idades dos granitos mais evoluídos das suítes Teotônio e Santo Antônio são indistinguíveis e elas confirmam as semelhanças geológicas, petrográficas e geoquímicas descritas por Payolla (1994).

3.2.1.4 Suíte Alto Candeias

Dados isotópicos U-Pb (1,36 a 1,33 Ga), associados às características petrogenéticas marcadas pela assinatura de magmas do tipo A2 alojados em ambientes extensionais, revelam que o magmatismo Alto Candeias está associado aos estágios colisionais finais da orogênese Rondoniana-San Ignácio (Bettencourt *et al.* 2010a).

A Suíte Alto Candeias é formada por granitos porfiríticos (hornblenda-biotita-sienogranitos, biotita-monzogranitos e quartzo-monzonitos) de granulação média a grossa, com textura viborgítica e piterlítica, granitos equigranulares finos a médios, sienitos equigranulares finos a médios, charnockitos equigranulares médio a fino ou porfiríticos e aplíticos (Scandolara 2006).

As observações de campo e os estudos petrológicos feitos por Santos Junior (2015) permitiram a este autor inserir as fácies graníticas identificadas na área do depósito de estanho Liberdade como pertencentes à Suíte Alto Candeias, cujas idades U-Pb estão entre 1336,0 e 1356,9 Ma. Apesar da idade Ar-Ar de 1308 Ma, obtida por Santos Junior (2015), associada aos dados de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e δD), obtidos na paragênese mineral dos *greisens*, indicarem que a mineralização de estanho do depósito Liberdade estaria associada a eventos magmáticos mais jovens que os eventos finais tardi a pós-magmáticos da Suíte Alto Candeias, cuja idade é contemporânea aos eventos relacionados ao magmatismo responsável pela formação das rochas pertencentes à Suíte São Lourenço-Caripunas (1314-1309 Ma).

3.2.1.5 Suíte São Lourenço-Caripunas

A Suíte São Lourenço-Caripunas foi gerada a partir de um magmatismo pós-tectônico relacionado ao estágio colisional da Orogenia Rondoniana-San Ignácio, gerado entre 1314 e 1309 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). É formada por rochas subalcalinas, metaluminosas com porções peraluminosas, mostram um forte enriquecimento em ferro e apresentam elementos-traço com características de granitos tipo A intraplaca (Bettencourt *et al.* 1997).

Esta suíte é formada predominantemente por uma variedade de granitos *rapakivi*, com texturas piterlíticas e, em menor proporção, textura viborgíticas, com granitos equigranulares a porfiríticos, granitos pórfiros subvulcânicos e rochas félsicas subvulcânicas e vulcânicas (Bettencourt *et al.* 1999).

3.2.1.6 Suíte Santa Clara

A Suíte Santa Clara ocorre na porção central da PER (SO do Cráton Amazônico), suas rochas possuem idades entre 1080 a 1070 Ma, aflorando em um grande batólito (maciço Santa Clara), bem como em outros batólitos menores e *stocks* (maciços Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga Norte, Manteiga Sul, Jararaca, Carmelo e Primavera das Antas) (Leite Junior 2002). Esta unidade foi associada a um regime extensional relacionado ao estágio colisional do ciclo orogênico Sunsás-Aguapeí (Bettencourt *et al.* 1999).

Bettencourt *et al.* (1999) subdivide a Suíte Santa Clara em duas subsuítas, distinguidas através de aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos: subsuíte subalcalina e subsuíte alcalina. A subsuíte subalcalina é composta de quartzo-monzonito porfirítico de granulação grossa, monzogranitos e sienogranito, álcali feldspato-granito e albita-granito com micas de lítio. A subsuíte alcalina é composta de álcali feldspato-sienito, microssienito, álcali feldspato-microgranito, microgranito peralcalino e feldspato-quartzo pórfiro.

Leite Junior (2002) também divide a Suíte Santa Clara em duas associações petrográficas distintas quanto ao tempo, sendo uma precoce (A1), com idade em torno de 1082 Ma, e outra tardia (A2), com idade em torno de 1074 Ma. A primeira associação agrupa a maioria dos granitoides subalcalinos, sendo estes subdivididos em metaluminosos a levemente peraluminosos [A1a: hornblenda-biotita-quartzo-monzonitos, monzogranito, sienogranitos e biotita-monzogranito e sienogranitos] e tipos peraluminosos [A1b: hornblenda-álcali feldspato-sienitos e microssienitos]. A segunda associação também é subdividida em dois subgrupos químicos: metaluminosos a peralcalinos [A2a: hornblenda-álcali feldspato-sienitos e microssienitos, hornblenda-biotita-quartzo-álcali feldspato microssienitos, biotita (\pm anfibólio sódico) álcali feldspato microgranitos, traquitos, traquisienitos e basaltos (?)] e tipos peraluminosos [A2b: biotita-álcali feldspato granitos, alasquitos, Li-mica-álcali feldspato granitos e riolitos porfiroides], estes anteriormente incluídos por Bettencourt *et al.* (1999) nos granitos subalcalino com idade de 1082 Ma.

3.2.1.7 Suíte Rondônia

Sob a designação inicial *Younger Granites of Rondônia* (Kloosterman 1968), devido às semelhanças entre os granitos estaníferos de Rondônia e os granitos alcalinos da Nigéria, este autor incluiu vários complexos graníticos de idade meso-neoproterozoica na porção centro-oriental de Rondônia. Bettencourt *et al.* (1997) mantiveram a definição de Kloosterman, mas englobaram nos *Younger Granites of Rondônia* somente os granitos com idades U-Pb em zircão entre 998 e 991 Ma, representados pelos maciços Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Rizzotto *et al.* (2004) redefiniram a nomenclatura estratigráfica de *Younger Granites of Rondônia* como Suíte Rondônia.

Bettencourt *et al.* (1999) subdividiram a Suíte Rondônia em subsuíte *subsolvus* subalcalina e subsuíte *hipersolvus* alcalina. A subsuíte *subsolvus* subalcalina é formada por sienogranitos equigranulares a porfíricos e álcali feldspato-granito, com albita-granito com topázio e mica de lítio e topázio-quartzo-feldspato pórfiro em menores proporções. A subsuíte *hipersolvus* alcalina é formada por álcali feldspato-sienito, microssienito, álcali feldspato-microgranito e feldspato-quartzo pórfiro.

Tabela 1 - Resumo das características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas associadas às suítes de granitos rapakivi da PER e áreas adjacentes do Sudoeste do Cráton Amazônico, Brasil.

| FÁCIES | GEOQUÍMICA | IDADES U-Pb (Ma) | $\epsilon_{Nd(t)}$ | IDADE MODELO (Ga) |
|---|--|------------------|--------------------|-------------------|
| Suíte Serra da Providência | | | | |
| Anfibólio-biotita-monzogranitos (viborgitos, piterlitos e porfiríticos); biotita-monzogranitos e sienogranito (porfirítico a granular); charnockitos e manjeritos; rochas básicas. | Subalcalino; SiO ₂ (67–77 wt%), Na ₂ O + K ₂ O (7.07–8.36 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.72–0.97); A/CNK (1.00–1.22); K/Rb (141–251). | 1532 ± 05(a) | +4,44 (1552)(g) | 1,53(g) |
| | | 1573 ± 15(a) | +2,16 (1550)(g) | 1,86(g) |
| | | 1588 ± 07(b) | +1,05 (1571)(b) | 1,82(b) |
| | | 1571 ± 05(b) | -0,21 (1555)(g) | 1,93(g) |
| | | 1604 ± 03(c) | -1,36 (1555)(g) | 2,26(g) |
| | | 1574 ± 9(c) | | |
| Suíte Teotônio | | | | |
| Faialita-piroxênio-anfibólio-álcali feldspato-sienito, álcali feldspato-quartzo-sienito e álcali feldspato-granito; anfibólio-biotita-sienito, quartzo-sienito e sienogranito; monzonito, monzodiorito e diorito. | Subalcalino; SiO ₂ (67–77 wt%), Na ₂ O + K ₂ O (7.07–8.36 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.72–0.97); A/CNK (1.00–1.22); K/Rb (141–251). | 1384 ± 14(d) | +2,38 (1371)(d) | 1,57(d) |
| | | 1371 ± 05(d) | | |
| | | | | |
| Suíte Santo Antônio | | | | |
| Biotita-monzogranitos e sienogranito; anfibólio-biotita-quartzo-monzonito; anfibólio-biotita-monzogranitos, rochas híbridas: anfibólio-biotita-quartzo-monzonito; anfibólio-biotita-quartzo monzodiorito; diques de diabásio. | Subalcalino; SiO ₂ (68–74 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (7.43–8.46 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.86–0.94); A/CNK (0.96–1.08); K/Rb (109–225); LaN/YbN (5.58–10.34); Eu/Eu* (0.23–0.41). | 1372 ± 15(d) | +2,56 (1541)(d) | 1,54(d) |
| Suíte Alto Candeias | | | | |
| Anfibólio-biotita-sienogranito e biotita-sienogranito; rochas sienitoides e charnockitoides. | Subalcalino; SiO ₂ (72–73 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (7.79–8.49 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.98–0.99); A/CNK (1.05–1.08). | 1346 ± 05(a) | -0,54 (1350)(g) | 1,74(g) |
| | | 1338 ± 05(a) | +0,38 (1350)(g) | 1,72(g) |
| | | 1356 ± 04(e) | +1,57 (1356)(e) | 1,59(e) |
| | | 1336 ± 24(e) | -0,94 (1336)(e) | 1,74(e) |

Tabela 2 (continuação) - Resumo das características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas associadas às suítes de granitos rapakivi da PER e áreas adjacentes do Sudoeste do Cráton Amazônico, Brasil.

Suíte São Lourenço-Caripunas

| | | |
|--|---|--|
| Faialita-anfibólio-álcali feldspato-granito; anfibólio-biotita-sienogranito, álcali-feldspato granito e quartzo-sienito; biotita-sienogranito; quartzo-feldspato pórfiro e riolitos. | Subalcalina; SiO ₂ (67–76 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (7.90–9.80 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.88–0.99); A/CNK (0.88–1.05); K/Rb (39–213); LaN/YbN (2.18–15.61); Eu/Eu* (0.11–0.60). | 1314 ± 13(a) 1312 ± 03(a) 1309 ± 24(a) |
|--|---|--|

Suíte Santa Clara

| | | | | |
|--|---|--|--|--|
| Anfibólio-biotita-monzogranito e sienogranito; anfibólio-biotita-quartzo-monzonito, biotita-sienogranito, biotita-álcali feldspato-granito, albita granito com micas de lítio. | Subalcalino; SiO ₂ (63–75 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (7.32–9.16 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.80–0.99); A/CNK (0.92–1.08); K/Rb (26–185); LaN/YbN (4.54–34.67); Eu/Eu* (0.13–0.74). | 1082 ± 05(a) 1080 ± 27(a) 1074 ± 08(a) 1075 ± 16(f) | -3,10 (1082)(i) -2,90 (1082)(i) -3,50 (1082)(i) +2,30 (1074)(i) | 1,66(i) 1,69(i) 1,85(i) 1,34(i) |
| Anfibólio-álcali feldspato-sienito e microssienito, biotita-álcali feldspato microgranito, microgranito peralcalino; feldspato-quartzo pórfiro. | Alcalino; SiO ₂ (54.94–71.99 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (9.34–10.65 wt%); FeOt/ FeOt+MgO (0.95–0.98); A/NK (0.92–1.15); K/Rb (52–407); LaN/YbN (2.09–11.29); Eu/Eu* (0.22–0.59). | 1061 ± 11(f) | +1,10 (1074)(i) -2,10 (1074)(i) -1,20 (1074)(i) | 1,47(i) 1,69(i) 1,75(i) |

Youngers Granites of Rondônia/Suíte Rondônia

| | | | | |
|--|--|--|--|-------------------------------|
| Anfibólio-biotita-álcali feldspato-granito; biotita-sienogranito e álcali feldspato-granito; topázio-albita granito com micas de lítio; e topázio-quartzo-feldspato-pórfiro. | Subalcalino; SiO ₂ (71–76 wt%); Na ₂ O + K ₂ O (8.05–9.80 wt%); FeOt/FeOt+MgO (0.92+0.99); A/CNK (0.83–1.06); K/Rb (26–181); LaN/YbN (3.49–24.09); Eu/Eu* (0.09–0.38). | 995 ± 05(a) 991 ± 14(a) 974 ± 06(a) 978 ± 13(h) 989 ± 13(h) 993 ± 05(h) | -2,95 (993)(h) -3,69 (989)(h) -4,58 (978)(h) | 1,71(h) 1,85(h) 2,22(h) |
| Piroxênio-anfibólio-álcali feldspato-sienito e microssienito, álcali feldspato | Alcalino; SiO ₂ (56.54–76.35 wt%); Na ₂ O+K ₂ O (8.70–11.06 wt%); FeOt/ FeOt+MgO (0.96–1.00); A/NK (0.93–1.27); K/Rb (102–264); LaN/YbN (5.48–14.52); Eu/Eu* (0.13–0.46). | | | |

Fonte: Dados de petrografia e litogeoquímica compilados de Bettencourt *et al.* (1999). Dados de geocronologia e geoquímica isotópica compilados de: (a) Bettencourt *et al.* (1999), (b) Castro (2016), (c) Costa *et al.* (2016b), (d) Bettencourt *et al.* (2010b), (e) Santos Junior (2015), (f) Nogueira (2012), (g) Scandolaro (2006), (h) Sparrenberger *et al.* (2002), (i) Leite Junior (2002).

3.2.2 Principais depósitos da PER

3.2.2.1 Depósito de Bom Futuro

O Depósito de Estanho de Bom Futuro, conhecido regionalmente como garimpo de Bom Futuro, encontra-se localizado aproximadamente a 75 km a noroeste de Ariquemes, Rondônia, mais precisamente na interseção do paralelo 09° 46' 44" S e o meridiano 63° 33' 01" W (Ruiz *et al.* 2014).

A mina de estanho de Bom Futuro compreende os morros de Bom Futuro e Palanqueta (Suíte Rondônia), sendo o primeiro formado por topázio-granitos porfíricos anorogênicos grenvilianos e diques porfíricos de topázio-riolito associados a dois *pipes* de brechas, além de diques de traquitos porfíricos e sienitos (Bettencourt *et al.* 2016). O depósito de estanho do Bom Futuro consiste de um sistema vulcano-plutônico encaixado em rochas do Complexo Jamari (gnaisses, anfíbolitos e xistos) e parcialmente recoberto por sedimentos colúvio-aluvionares (Souza 2003).

O sistema vulcânico é formado por um corpo de brecha em formato de *pipe*, intrudido por diques de riolito e albita-granito, além de pequenos corpos pegmatíticos. Nesse sistema a cassiterita ocorre associada a veios de quartzo, topázio e zinnwaldita, distribuídos em um arranjo anelar em torno da estrutura-vulcânica. O sistema plutônico é representado por um *stock* de biotita granito intrudido por um *plug* de albita granito contendo zonas de *greisens* com cassiterita e wolframita (ferberita), associados a quartzo, topázio, fluorita, micas (siderofilita-zinnwaldita), além de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, monazita e hematita (Souza 2003).

Souza (2003) propôs um modelo evolutivo para o Depósito de Bom Futuro, consistindo de um sistema vulcano-plutônico como resultante da combinação de três estágios, combinando intrusão granítica em níveis crustais rasos, brechação e greisenização, finalizando com colapso da estrutura brechada com formação dos veios. O evento hidrotermal responsável pela concentração de estanho nos sistemas de veios e *greisens* deste depósito, apresenta idade K-Ar em micas da ordem de 965 ± 20 Ma, sugerindo que o hidrotermalismo ocorreu logo após a cristalização dos granitos (Leite Junior *et al.* 2001).

3.2.2.2 Depósito de Santa Bárbara

O Depósito de Santa Bárbara está localizado na região norte do Estado de Rondônia, município de Itapuã d'Oeste, distante 116 km a sudeste de Porto Velho e foi um dos primeiros em que foi desenvolvido o método de lavra em depósitos primários associado à *greisens* (Ruiz *et al.* 2014).

O Maciço Granítico Santa Bárbara é parte da Suíte Rondônia (998 – 974 Ma). Compreende três unidades de granitos altamente fracionados, metaluminosos a peraluminosos, de afinidade geoquímica com granitos do tipo A e intraplaca (Sparrenberger *et al.* 2002). A unidade litológica mais jovem é também a mais diferenciada e hospeda mineralização desenvolvida nos estágios tardi a pós-magmático, nos estilos disseminado, acamadado (maciço), *stockwork*, sistemas de veios (Sparrenberger 2003). Os principais minerais são quartzo, albita, microclina e zinnwaldita; os minerais acessórios são fluorita e topázio magmáticos, monazita, zircão, xenotímio, torita, columbita, cerianita e cassiterita (Bettencourt *et al.* 2016). Esta associação é de origem magmática e foi afetada por reações subsolidus e alteração hidrotermal, representado por *greisenização*, albitização, silicificação, muscovitização e argilização durante os estágios hidrotermal tardi-magmático e pós-magmático (Bettencourt *et al.* 2016).

A mineralização estanífera está associada com a unidade tardia. As fácies Serra do Cícero, precoce, e Serra Azul, tardia, foram datadas por U-Pb em monazita em 993 ± 5 Ma e 989 ± 13 Ma, respectivamente (Sparrenberger *et al.* 2002). Os fluidos envolvidos na alteração magmático-hidrotermal, são substancialmente magmáticos, aquo-carbônicos e aprisionados sob condições de imiscibilidade no intervalo térmico de 350-400°C (Sparrenberger 2003). A imiscibilidade, aliada a interação fluido/rocha, constituiu o principal mecanismo de deposição metálica, seguido da mistura dos fluidos magmáticos com grande proporção de fluidos meteóricos, que foram trazidos a partir do mesmo fraturamento que deu origem aos sistemas de veios e *stockworks* (Sparrenberger 2003).

3.2.2.3 Depósito de São Lourenço-Macisa

O Distrito de São Lourenço-Macisa está localizado a 155 km a sudoeste da cidade de Porto Velho, distante aproximadamente a 11,5 km a noroeste do porto Bom Futuro na margem esquerda do Rio Madeira (Ruiz *et al.* 2014). A geologia da região de São Lourenço encontra-se caracterizada por rochas do Complexo Jamari (Paleoproterozoico), constituído por ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos, Formação Mutum-Paraná (Paleoproterozoico), representada por uma sequência metavulcano-sedimentar composta por intercalações de quartzo-metarenitos, metassiltitos e metatufos félsicos, por rochas da Suíte São Lourenço-Caripunas (Mesoproterozoico), geradoras das mineralizações, composta por alcali feldspato-granitos, sienogranitos, sienitos e riodacitos (Ruiz *et al.* 2014).

A mineralização é espacialmente associada à biotita-sienogranitos e álcali feldspato-granitos equigranulares, finos a médios, na forma de *greisens* com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita subordinada e sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe (Bettencourt *et al.* 1997). Os depósitos de Sn e metais associados (W, Sn, Ta, Cu, Zn, Pb) são especialmente ligados às últimas fases graníticas das suítes São Lourenço-Caripunas (Dardenne & Schobbenhaus 2001).

3.2.2.4 Depósito de Oriente Novo

O Distrito de Oriente Novo está localizado na região norte/nordeste do Estado de Rondônia, distante aproximadamente 180 km a sudeste de Porto Velho, sendo um dos depósitos de estanho mais antigos do estado de Rondônia (Ruiz *et al.* 2014). No depósito de Oriente Novo as mineralizações de estanho encontram-se associadas a um corpo granítico pertencente à Suíte Santa Clara (1,08 Ga), constituído por monzogranitos e sienogranitos, com tipos que variam de porfíricos a equigranulares de granulação fina a grossa, intrusivos em rochas do Complexo Jamari e da Suíte Serra da Providência (Ruiz *et al.* 2014).

Os depósitos primários de Sn e raros (W, Ta, Nb, Be) estão associados com siderofilita-álcali feldspato-granito e riolito porfírico (Leite Junior 2002). Bettencourt *et al.* (2016) dividiram os estilos maiores de mineralização em três grupos distintos: (1) *stockworks* com veios/vênulas de *greisens* com cassiterita e de quartzo com cassiterita e wolframita hospedado em um biotita-sienogranito-*greisens* porfírico mais antigo; (2) cassiterita e columbita-tantalita disseminada em zinnwaldita-álcali feldspato-granito com *pods* de *greisens* com cassiterita; e (3) veios/vênulas subparalelas de *greisens* com cassiterita e de quartzo com cassiterita e wolframita, tendo uma direção geral de N30-50E e mergulho de 50-80 SE.

3.2.2.5 Depósito de Massangana

Romanini (1982) interpreta o conjunto de rochas que compõem o “Complexo” Massangana como formado em quatro episódios magmáticos denominados de fase Massangana, fase Bom Jardim, fase São Domingos e fase Taboca. A fase Massangana, precoce e dominante, é constituída por biotita-granitos grossos, porfiríticos com megacristais tabulares e ovalados de K-feldspato; as fases Bom Jardim e São Domingos são compostas por biotita-granitos equigranulares, grossos, médios e finos, com raros fenocristais de K-feldspato; a fase Taboca tardia, representada essencialmente por hornblenda sienitos e quartzo-sienitos que cortam os granitos Bom Jardim (Bettencourt *et al.* 1997).

A mineralização de estanho primária está espacialmente associada com os granitos Bom Jardim e São Domingos, como veios de quartzo com cassiterita e pouca wolframita, corpos de *greisens* com cassiterita e pegmatitos com berilo, topázio e cassiterita e pouca columbita-tantalita (Bettencourt *et al.* 1997). A mineralização secundária de cassiterita encontra-se hospedada em depósitos aluvionares (*placers*), nos quais ocorrem associados cristais de topázio azul (Ruiz *et al.* 2014).

4. GEOLOGIA LOCAL

A área do presente trabalho está inserida no contexto geológico da Província Estanífera de Rondônia, na porção centro-norte do Estado de Rondônia e abrange as suítes Serra da Providência, Alto Candeias e Rondônia como potenciais geradoras de mineralizações de Sn e metais associados (W, Nb, Ta, ETR). A cartografia adotada está de acordo com a geologia das folhas Alto Jamari SC-20-Y-B e Ariquemes SC-20-V-D, ambas mapeadas pela CPRM na escala 1:250.000 (Costa *et al.* 2016a, Palmeira & Carvalho 2016), presente principalmente na primeira folha, com uma pequena porção na última (Figura 7).

A Suíte Serra da Providência é representada por granitos e charnockitos, equigranulares grossos a porfíricos, com textura *rapakivi*, predominantemente cisalhados e/ou gnaissificados (Palmeira & Carvalho 2016, Scandolaro 2006). A Suíte Alto Candeias é representada por charnockitos maciços, equigranulares, grossos a porfíricos (Palmeira & Carvalho 2016). As rochas da Suíte Rondônia são formadas por sienitos, riolitos e monzo a álcali feldspato-granitos, equigranulares médios a grossos e granitos porfíricos com ou sem textura *rapakivi* (Bettencourt *et al.* 1997, Palmeira & Carvalho 2016). Além das rochas pertencentes à PER, existem pequenos núcleos do embasamento desta província, representados por ortognaisses tonalíticos, anfibolitos e paragnaisses do Complexo Jamari, em conjunto com as coberturas sedimentares cenozoicas (Palmeira & Carvalho 2016, Scandolaro 2006).

Utilizando-se a amplitude do sinal analítico (ASA), imagem aeromagnetométrica, pôde-se mostrar as variações das fontes magnéticas presentes na área (Figura 8). Esta técnica mostrou-se eficaz para determinar um melhor posicionamento das unidades estratigráficas, realçando as bordas dos corpos largos e o centro dos corpos estreitos, além de definir diferentes corpos em termo de alto e baixo valor de intensidade do campo magnético. A área é representada, predominantemente, por um relevo magnético alto com feições circulares de relevo magnético baixo, que apresentam ou não núcleos magnéticos. As feições com relevo magnético alto são representadas pelas rochas deformadas do Complexo Jamari e da Suíte Serra da Providência, enquanto que as feições circulares com relevo magnético baixo, e núcleos magnéticos ou não, são representados pelos corpos ígneos intrusivos da Suíte Rondônia. Os lineamentos magnetométricos de direção NE-SO e NO-SE estão, provavelmente, associados a diques máficos contemporâneos ou mais jovens que a Suíte Rondônia e estariam relacionados ao magmatismo que gerou as rochas da Formação Nova Floresta e/ou Formação Anari.

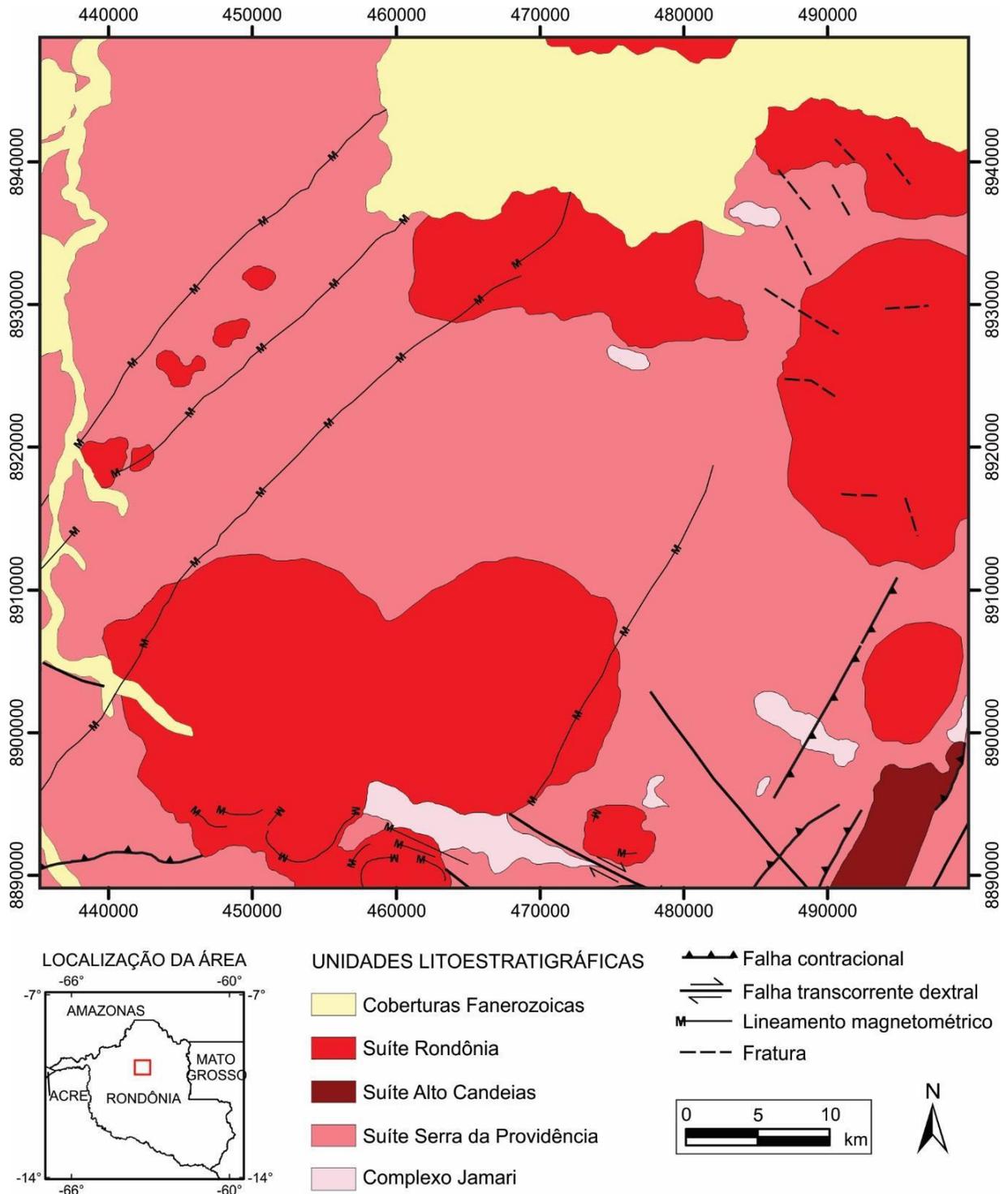


Figura 7 - Mapa geológico da área de estudo, de acordo com a geologia das folhas Alto Jamari SC-20-Y-B e Ariquemes SC-20-V-D (Costa *et al.* 2016a, Palmeira & Carvalho 2016).

A área de estudo conta com dois garimpos ativos e dois garimpos desativados. Todos estes depósitos ocorrem próximos aos contatos entre os relevos alto e baixo magnético. Os garimpos da porção oeste também seguem este padrão, porém o relevo baixo magnético relacionado a estas mineralizações ocorre a NO destes depósitos, em uma região fora da área de estudo deste trabalho. Geologicamente, estes depósitos minerais ocorrem no contato entre

as rochas da Suíte Rondônia com as rochas encaixantes deformadas do Complexo Jamari e Suíte Serra da Providência. As amostras de concentrado de bateia com cassiterita estão distribuídas em toda área, porém sua maior densidade ocorre na porção centro-norte da área. As coberturas sedimentares cenozoicas estão associadas a um sistema fluvial que formou espessas camadas de aluviões.

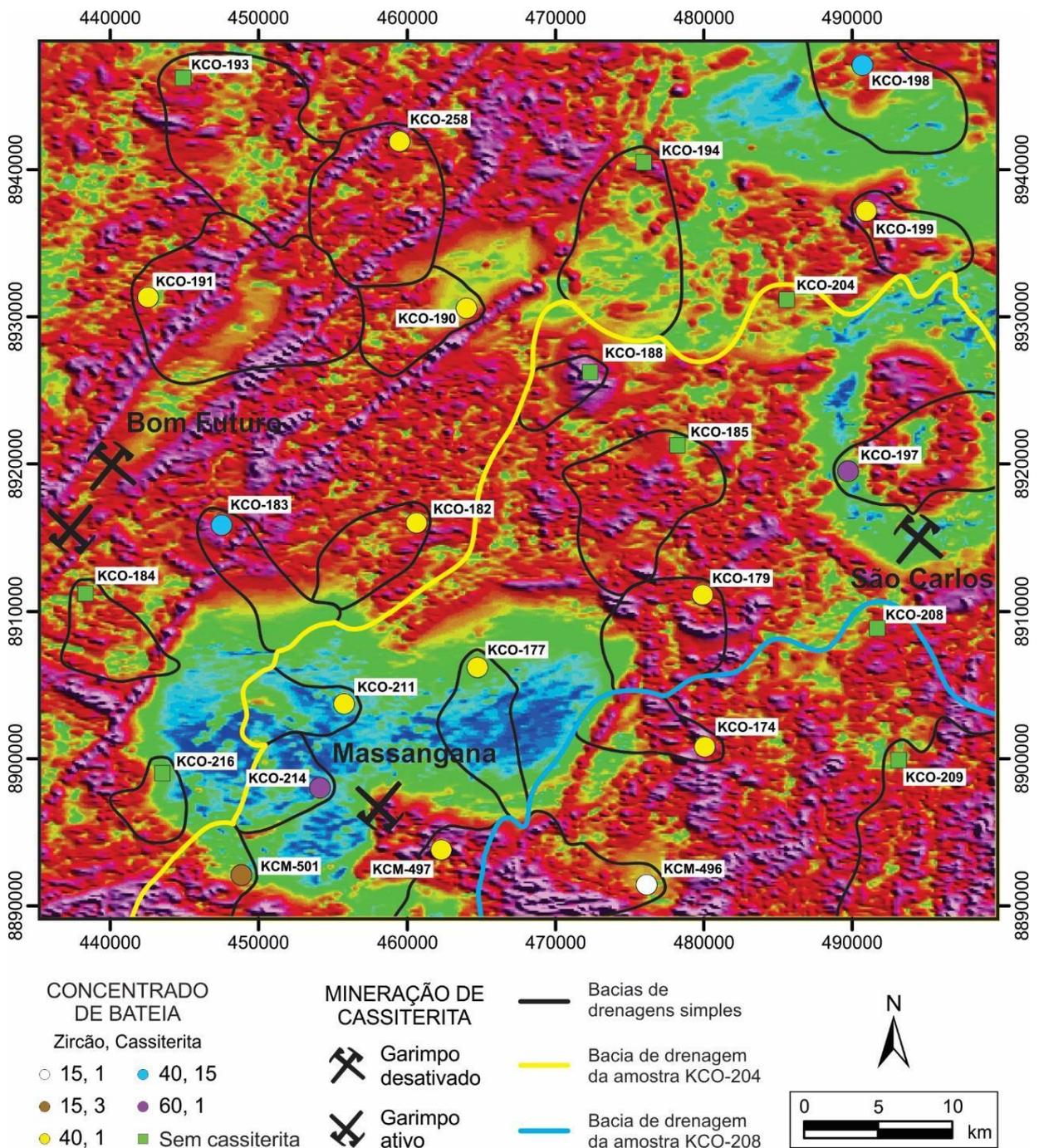


Figura 8 - Mapa aeromagnetométrico de amplitude do sinal analítico. Adaptado de Costa *et al.* (2016a) e Palmeira & Carvalho (2016). Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

5. RESULTADOS

5.1 MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS

Granitos especializados possuem zircões com enriquecimento significativo em Hf e baixas razões Zr/Hf, indicando que a composição desse mineral pode ser utilizada preliminarmente na prospecção de granitos mineralizados em Sn e metais associados (Wang *et al.* 2000, Kempe *et al.* 2004, Lamarão *et al.* 2007, 2013, 2014, 2018). Análises em cristais de zircão obtidas em granitos com topázio e metais raros mostraram razões Zr/Hf extremamente baixas, interpretadas como uma assinatura primária de líquidos graníticos evoluídos ou, alternativamente, como tendo sido produzidas durante processos de albitização das rochas hospedeiras por fluídos ricos em F (Wang *et al.* 2000, Kempe *et al.*, 2004).

O estudo morfológico e composicional de grãos detríticos de zircão deste trabalho foi baseado em imagens de ERE em MEV e em análises semiquantitativas por EDS. Foram selecionadas 25 amostras de concentrados de bateia (Figura 9), cada uma contendo aproximadamente cem grãos. Destas, 16 apresentaram cassiterita em seu conteúdo modal. A partir da composição química dos grãos detríticos de zircão (Tabela 3), as amostras foram agrupadas de acordo com suas razões Zr/Hf, com um grupo representado pelo número de grãos com teores de Hf > 3%, como mostra a Tabela 4.

5.1.1 Morfologia

A morfologia dos grãos detríticos de zircão (Figura 10) varia tanto externa quanto internamente. Em geral os grãos são prismáticos, subédricos a euédricos, de granulometria areia fina a grossa, com arestas preservadas a levemente cominuídas (Figuras 10A, D, H, K, L). É comum encontrar grãos com bordas corroídas, por vezes gerando embaiamentos profundos na estrutura dos grãos (Figuras 10B, C, F, G, I). Grãos anédricos são mais raros (Figura 10E). Alguns cristais são prismáticos com suas arestas arredondadas (Figuras J), provavelmente devido ao transporte sedimentar.

Quanto a estrutura interna, há cristais com zoneamento oscilatório bem preservado, e estrutura interna relativamente homogêna (Figuras 10D, H), com zoneamento oscilatório parcialmente alterado e cristais totalmente alterados (Figura 10A, B, C, D, F, H), em alguns casos com pequenos núcleos preservados do cristal primário (Figura 10F). São comuns inclusões de torita nesses grãos.

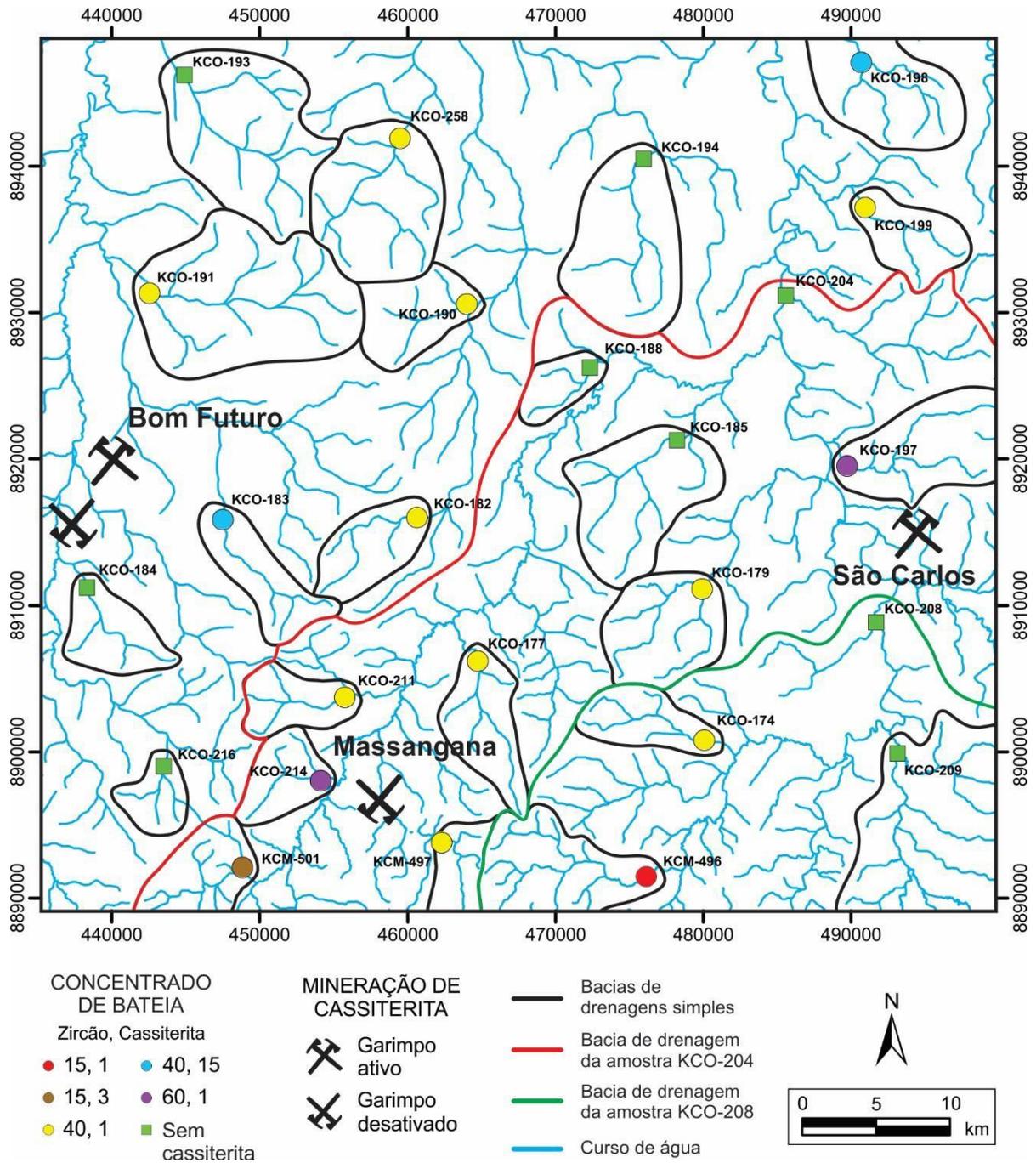


Figura 9 - Mapa de pontos com as estações de amostragem de concentrado de bateia, a área de representatividade das bacias de drenagens e as minas e garimpos ativos e inativos. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

5.1.2 Variação composicional

As composições químicas dos grãos detríticos de zircão também são variadas e ocorrem de acordo com sua morfologia primária e estrutura interna. Zr e Hf variam de grão para grão ou mesmo dentro de um único cristal, enquanto Nb e Y apresentam variações insignificantes dentro de um mesmo cristal. Nos grãos com, pelo menos, uma análise contendo teores de Hf > 3%, a concentração dos elementos Zr, Hf, Nb e Y variam como demonstrado na Tabela 2.

Tabela 3 - Variação composicional dos elementos Zr, Hf, Nb e Y nos zircões com uma ou mais análises pontuais contendo Hf > 3%. A variação média corresponde ao valor médio da diferença entre valor máximo e mínimo de determinado elemento em um mesmo zircão.

| | Zr | Hf | Nb | Y |
|----------------|-----------|-----------|-----------|----------|
| Médio | 53,4 | 2,9 | 3,1 | 0,5 |
| Máximo | 66,4 | 8,2 | 7,3 | 6,7 |
| Mínimo | 36,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Variação média | 3,4 | 1,7 | 0,6 | 0,4 |

Considerando a morfologia interna, os cristais mais alterados apresentam maiores teores de Hf (Figura 10), quanto a distribuição intracristalina, os valores de Hf aumentam substancialmente do centro para as bordas dos cristais (Figura 10 A, C, D, G e I). Situações em que os teores de Hf variam ao longo do cristal acima de 4% em determinados locais até concentrações abaixo de 2% em outros (Figura 10 A, C, D, E, F, H, J, L e M) são comuns nestas amostras.

Os grãos com maiores teores de Hf são anédricos, fortemente fraturados e com estrutura e composição interna variada (Figura 10A, C e F). Representam uma porcentagem pequena em relação aos grãos com baixos teores de Hf que, por sua vez, apresentam estrutura, interna e externa, mais preservada (Figura 10 D, H e M). A presença de grãos com estruturas frágeis preservados (fraturas, metamictização, inclusões) em drenagens recentes indicam certa proximidade com as suas fontes. Em contrapartida, a presença de grãos detríticos arredondados indicaria certo grau de retrabalhamento mecânico, evidenciando mistura entre fontes diversas com diferentes graus de transporte (Addad 2010).

Os valores das razões Zr/Hf nos grãos detríticos destas amostras são semelhantes aos encontrados em zircões de granitos mineralizados em Sn estudados por Lamarão *et al.* (2007, 2013, 2014, 2018). A maior parte dos zircões associados a estas mineralizações apresentaram

razões Zr/Hf <15, com alguns cristais mostrando razões no intervalo de 15 a 20 (Figura 11). Por outro lado, os zircões dos granitos estéreis possuem razões Zr/Hf comparativamente mais elevadas, com esta razão acima de 20. Neste estudo, grande parte das razões Zr/Hf, ou mesmo a média delas por grão de zircão detrítico, ocorre em um intervalo transicional entre as razões de granitos mineralizados e estéreis, porém um volume significativo delas plota no intervalo dos granitos mineralizados (Figura 11).

Comparando a composição dos zircões detríticos (pontuais ou média entre os grãos) da PER com a de zircões de granitos mineralizados e estéreis e, admitindo-se que zircões de granitos mineralizados são menos resistentes ao transporte sedimentar devido a fraquezas morfoestruturais, é possível inferir a proximidade deles com suas fontes mineralizadas.

A somatória Hf+Y+Th+U, elevada em zircões de granitos mineralizados em Sn (Lamarão *et al.* 2007, 2013, 2014, 2018), apresentou valores bem mais baixos nos grãos detríticos aqui estudados, tanto nas análises pontuais quanto na média das concentrações por grão, se aproximando dos valores encontrados em zircões de granitos estéreis. Tal fato indica que os zircões detríticos deste estudo são comparativamente mais empobrecidos em Y, Th e U (Tabela 3). Por outro lado, as razões Zr/Hf dos zircões detríticos acompanham aquelas dos zircões de granitos mineralizados (Figura 12).

A maior diferença entre a composição química dos zircões detríticos estudados e a dos zircões dos granitos especializados estudados por Lamarão *et al.* (2007, 2013, 2014, 2018) está nos conteúdos de Nb e Y. Os zircões detríticos da PER são enriquecidos em Nb e empobrecidos em Y, enquanto os zircões dos granitos especializados seguem um caminho inverso (Figura 13).

Eby (1990), através de litoquímica de granitos tipo A, utilizou as razões Y/Nb para distinguir duas classes: Suítes tipo A com Y/Nb < 1,2 derivadas de fontes quimicamente similares às de basaltos de ilhas oceânicas, e aquelas com Y/Nb > 1,2 derivadas de fontes quimicamente similares as de basaltos de arco de ilhas ou basaltos de margem continental. Segundo Eby (1992), baixas razões Y/Nb em granitos tipo A estariam invariavelmente associadas com a colocação de rochas máficas em ambiente de rifte ou intraplaca.

Tabela 4 - Composição média (% peso) dos zircões, com uma ou mais análises pontuais apresentando Hf>3% por amostra. O número de grãos com Hf>3% consta na coluna D da Tabela 4.

| Amostra | Zr | Si | O | Hf | Y | Nb | Ta | Th | U | Ca | Ba | Ce |
|----------------|-----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| KCM-496 | 61,8 | 18,8 | 14,8 | 1,4 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,2 |
| KCM-497 | 46,1 | 14,4 | 34,3 | 2,5 | 0,1 | 1,3 | 0,0 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | 0,1 | 0,1 |
| KCM-501 | 47,2 | 14,8 | 33,3 | 2,6 | 0,1 | 1,3 | 0,0 | 0,1 | 0,3 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| KCO-174 | 54,2 | 13,4 | 24,1 | 3,0 | 0,6 | 2,6 | 0,5 | 0,1 | 0,3 | 0,6 | 0,2 | 0,3 |
| KCO-177 | 52,6 | 13,3 | 24,9 | 2,9 | 0,7 | 2,7 | 0,9 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,5 |
| KCO-179 | 52,9 | 12,9 | 25,9 | 2,8 | 0,7 | 2,5 | 0,6 | 0,1 | 0,3 | 0,7 | 0,3 | 0,4 |
| KCO-182 | 52,9 | 12,4 | 26,3 | 3,1 | 0,5 | 2,6 | 0,7 | 0,1 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,4 |
| KCO-183 | 56,8 | 13,2 | 22,8 | 2,8 | 0,9 | 2,2 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| KCO-184 | 46,0 | 13,6 | 34,9 | 2,7 | 0,0 | 1,4 | 0,0 | 0,0 | 0,5 | 0,7 | 0,2 | 0,0 |
| KCO-185 | 45,9 | 14,6 | 33,9 | 2,9 | 0,2 | 1,4 | 0,0 | 0,1 | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,1 |
| KCO-188 | 56,0 | 13,5 | 21,5 | 2,9 | 0,8 | 2,8 | 0,8 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,5 |
| KCO-190 | 52,2 | 13,2 | 25,7 | 2,9 | 0,9 | 2,6 | 0,8 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,5 |
| KCO-191 | 55,0 | 12,6 | 19,9 | 3,3 | 0,4 | 6,1 | 1,0 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,5 |
| KCO-193 | 50,2 | 12,2 | 28,3 | 3,1 | 0,5 | 2,2 | 1,3 | 0,2 | 0,4 | 0,3 | 0,6 | 0,7 |
| KCO-194 | 47,0 | 14,8 | 33,1 | 2,6 | 0,0 | 1,4 | 0,0 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,1 | 0,1 |
| KCO-197 | 55,9 | 13,1 | 23,8 | 2,7 | 1,0 | 2,2 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,3 |
| KCO-198 | 55,7 | 12,6 | 20,8 | 3,0 | 0,0 | 5,5 | 0,8 | 0,1 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,3 |
| KCO-199 | 54,9 | 13,8 | 22,4 | 2,8 | 0,4 | 2,7 | 0,9 | 0,2 | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,6 |
| KCO-204 | 54,5 | 16,9 | 22,8 | 2,6 | 0,0 | 1,7 | 0,0 | 0,6 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | 0,2 |
| KCO-208 | 53,5 | 13,0 | 23,9 | 3,0 | 0,4 | 2,8 | 1,2 | 0,2 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,7 |
| KCO-209 | 45,4 | 13,3 | 32,5 | 3,6 | 1,8 | 1,2 | 0,0 | 1,2 | 0,6 | 0,2 | 0,0 | 0,2 |
| KCO-211 | 52,9 | 13,2 | 25,8 | 3,0 | 1,0 | 2,3 | 0,6 | 0,1 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,4 |
| KCO-214 | 56,9 | 13,2 | 18,2 | 2,9 | 0,0 | 6,5 | 1,0 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,4 |
| KCO-216 | 48,5 | 15,3 | 32,1 | 2,1 | 0,0 | 1,4 | 0,0 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| KCO-258 | 56,4 | 13,0 | 21,1 | 2,2 | 0,0 | 5,5 | 0,7 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 |

Eby (1992), utilizando o diagrama triangular Y-Nb-Ce, distinguiu granitos tipo A1 e A2. Granitos tipo A1 seriam derivados de magmas mantélicos diferenciados (com contaminação variada de crosta continental), oriundos de fontes responsáveis pela geração de magma em ambientes de ilhas oceânicas, intraplaca ou rifte. Granitos tipo A2 seriam provenientes de um magmatismo crustal, ou por underplating após um ciclo de colisão continente-continente ou de arco de ilha.

Tabela 5 - Resumo das razões Zr/Hf, obtidas com análises de MEV-EDS, em grãos detríticos de zircão.

| Amostra | UTM X | UTM Y | A | B | C | D | Cassiterita |
|----------------|--------------|--------------|----------|----------|----------|----------|--------------------|
| KCM-496 | 476158 | 8891440 | 17,3 | 28,6 | 31,9 | 2 | Sim |
| KCM-497 | 462308 | 8893807 | 12,7 | 14,0 | 17,3 | 4 | Sim |
| KCM-501 | 448850 | 8892083 | 8,7 | 11,0 | 17,4 | 3 | Sim |
| KCO-174 | 480065 | 8900786 | 9,4 | 11,3 | 12,7 | 13 | Sim |
| KCO-177 | 464751 | 8906178 | 9,9 | 12,4 | 14,5 | 9 | Sim |
| KCO-179 | 479921 | 8911101 | 8,0 | 10,7 | 15,5 | 15 | Sim |
| KCO-182 | 460660 | 8915995 | 8,3 | 17,6 | 19,8 | 2 | Sim |
| KCO-183 | 447515 | 8915853 | 15,4 | 15,6 | 18,7 | 6 | Sim |
| KCO-184 | 438329 | 8911189 | 11,0 | 20,2 | 20,2 | 1 | Não |
| KCO-185 | 478234 | 8921251 | 9,8 | 11,1 | 16,0 | 2 | Não |
| KCO-188 | 472330 | 8926201 | 12,4 | 13,2 | 15,9 | 9 | Não |
| KCO-190 | 463997 | 8930603 | 11,9 | 13,5 | 16,8 | 7 | Sim |
| KCO-191 | 442528 | 8931314 | 7,3 | 10,2 | 13,7 | 5 | Sim |
| KCO-193 | 444926 | 8946190 | 5,8 | 7,6 | 10,8 | 12 | Não |
| KCO-194 | 475977 | 8940455 | 9,1 | 11,4 | 14,9 | 5 | Não |
| KCO-197 | 489731 | 8919504 | 12,3 | 13,2 | 19,5 | 6 | Sim |
| KCO-198 | 490698 | 8947113 | 13,1 | 13,5 | 15,1 | 7 | Sim |
| KCO-199 | 490977 | 8937184 | 12,8 | 14,9 | 18,0 | 8 | Sim |
| KCO-204 | 485601 | 8931158 | 10,9 | 12,9 | 25,1 | 3 | Não |
| KCO-208 | 491705 | 8908829 | 9,1 | 10,9 | 13,9 | 25 | Não |
| KCO-209 | 493162 | 8899879 | 7,2 | 8,6 | 8,6 | 2 | Não |
| KCO-211 | 455763 | 8903725 | 11,1 | 13,8 | 15,9 | 6 | Sim |
| KCO-214 | 454117 | 8898016 | 8,0 | 10,1 | 16,4 | 18 | Sim |
| KCO-216 | 443507 | 8898987 | 10,7 | 14,4 | 26,4 | 4 | Não |
| KCO-258 | 459513 | 8941915 | 16,9 | 29,3 | 29,3 | 1 | Sim |

A: menor razão Zr/Hf pontual da amostra; B: valor médio das quatro menores razões Zr/Hf da amostra; C: grãos com menor razão Zr/Hf média; D: número de grãos com Hf>3% por amostra.

As diferenças entre os conteúdos de Nb e Y de zircões de granitos especializados e detríticos é função de seus magmas geradores. Os granitos especializados estudados por Lamarão *op. cit.*, são predominantemente crustais, com valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos, variando de -7,9 a -12,2 (Dall'Agnol *et al.* 2005). Por outro lado, os zircões detríticos das rochas da PER, apresentam características de fontes heterogêneas, com mistura de magmas juvenis e crustais, indicado por valores de ϵ_{Nd} levemente positivos a levemente negativos (Tabela 1).

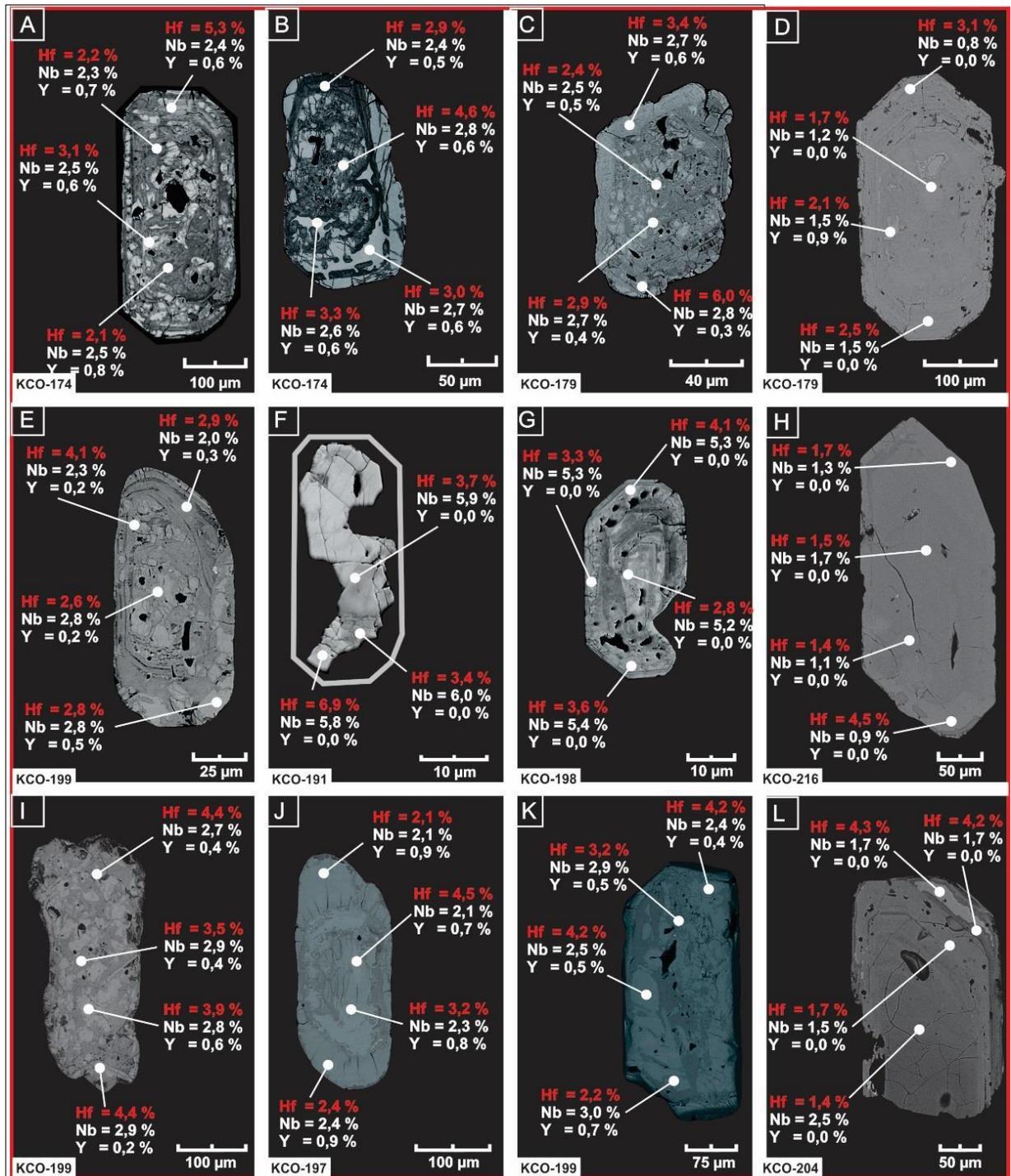


Figura 10 - Morfologia de grãos detríticos de zircão obtida por imagens de ERE e concentrações de Hf, Nb e Y por EDS.

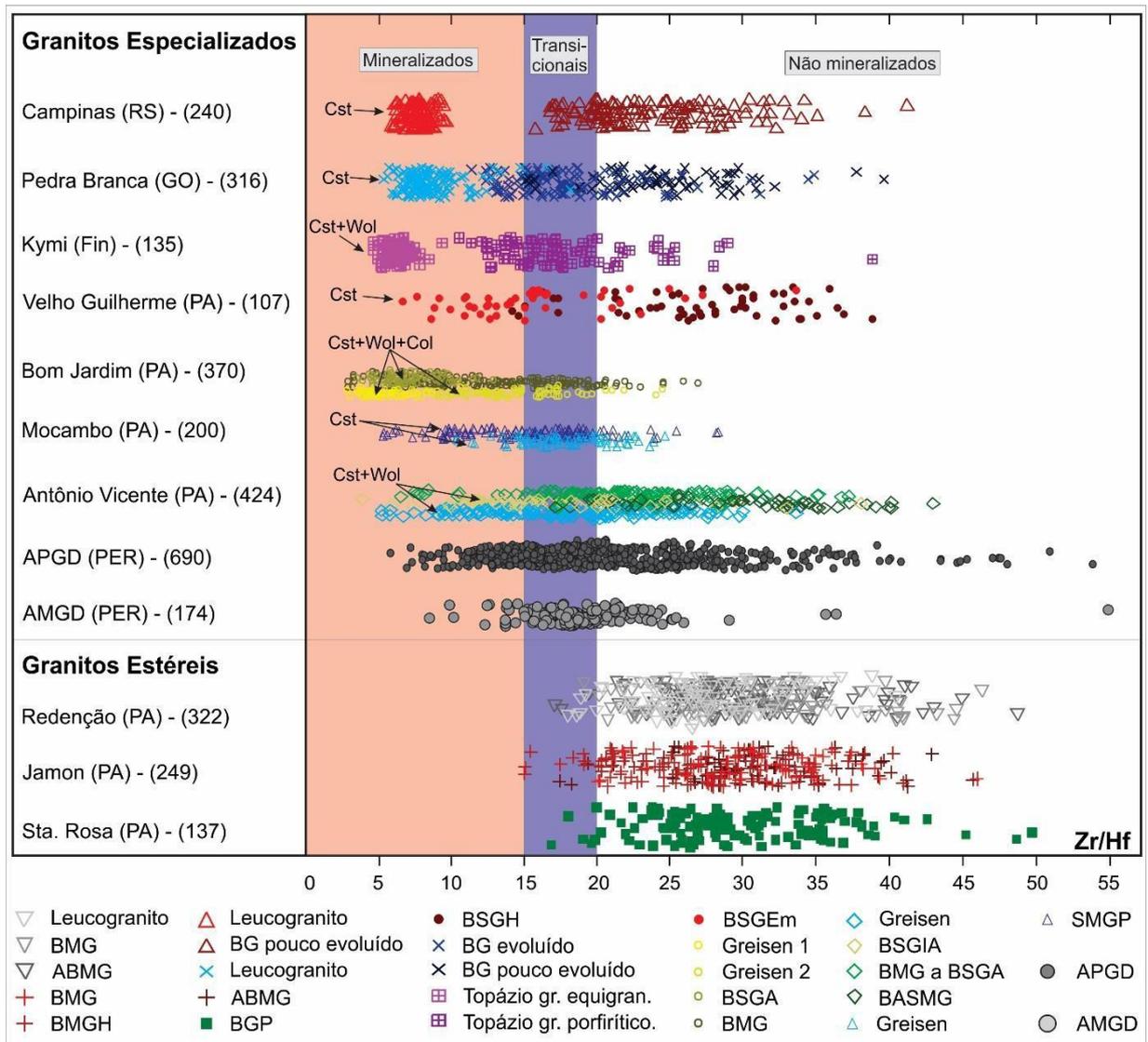


Figura 11 - Razões Zr/Hf de diferentes zircões de granitos mineralizados em Sn e metais associados (granitos especializados), granitos estéreis e grãos detríticos em drenagens recentes (este estudo). BG: biotita-granito; gr: granito; equigran.: equigranular; BSGEm: biotita-sienogranito equigranular médio; BSGH: biotita-sienogranito heterogranular; BSGA: biotita-sienogranito alterado; BMG: biotita-monzogranito; SMGP: sieno a monzogranito porfírico; BSGIA: biotita-sienogranito intensamente alterado; BASMG: biotita-anfibólio-sieno a monzogranito; APGD: análise pontual em grão detrítico; AMGD: Análise média por grão detrítico; ABMG: anfibólio-biotita-monzogranito; BMGH: biotita-monzogranito heterogranular; BGP: biotita-granito porfírico. Os valores entre parênteses representam o número de análises EDS realizadas por unidade. Adaptado de Lamarão *et al.* (2018).

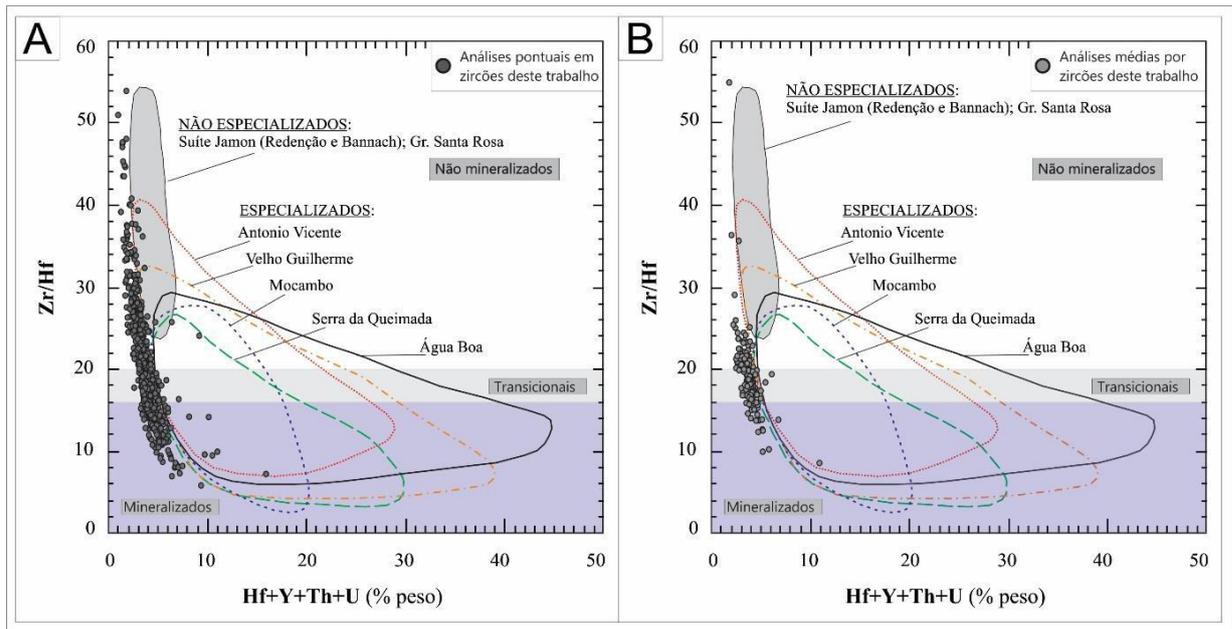


Figura 12 - Diagrama Zr/Hf versus Hf+Y+Th+U comparando os campos de variações composicionais dos zircões dos corpos graníticos estudados por Lamarão *et al.* (2007) com a composição dos grãos detriticos deste trabalho.

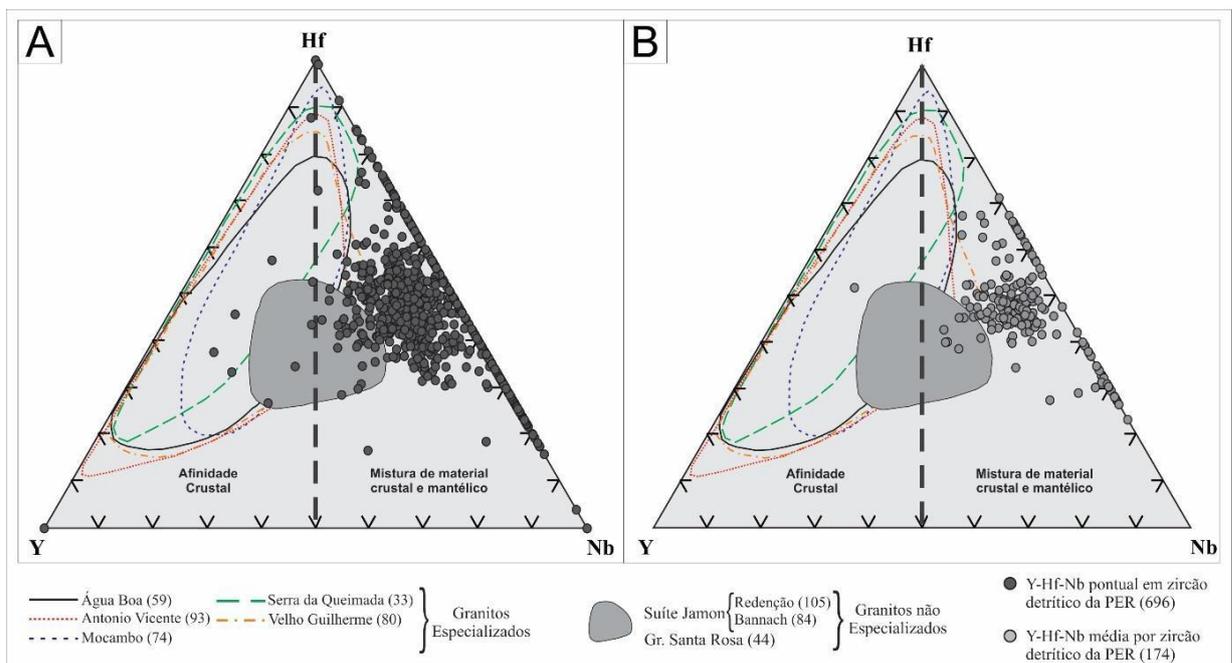


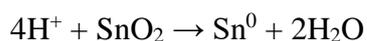
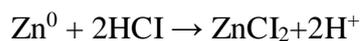
Figura 13 - Diagrama Hf-Y-Nb (% em peso) mostrando os campos de variações composicionais dos zircões dos corpos graníticos estudados por Lamarão *et al.* (2007) e os zircões detriticos da PER, com indicação do número de análises realizadas (entre parênteses).

5.2 MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE CASSITERITA DETRÍTICA

A cassiterita é amplamente distribuída em pequenas quantidades, mas é produzida em escala comercial somente em poucas localidades. Ocorre como um componente original das rochas ígneas e pegmatitos, mas geralmente é encontrada em veios hidrotermais de alta temperatura ou próximo de rochas ígneas (Klein & Dutrow 2012).

Diferenças significativas ocorrem na composição dos cristais de cassiterita de associações distintas. Teores de $\text{NbO}_2 + \text{TaO}_2$ e FeO decrescem de pegmatito granítico a *greisen*, obviamente em ordem decrescente de temperatura de cristalização (Haapala 1997, Murciego *et al.* 1997). A substituição de Nb e Ta por Sn na cassiterita se dá em altas temperaturas, devido a diferença de raio iônico, e a reação que rege esta mudança é representada pela equação $3(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+} \leftrightarrow 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$. Já Sn^{4+} e Ti^{4+} apresentam cargas iguais e raios iônicos semelhantes, por isso podem ser substituídos mesmo a baixas temperaturas, sendo o processo que comanda esta reação representada pela equação $2\text{Sn}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{OH}^-$ (Neiva 1996, Haapala 1997, Murciego *et al.* 1997, Costi *et al.* 2000, Souza & Botelho 2009). Em ambientes hidrotermais oxidantes, também pode haver a substituição de Sn por W, numa reação regida pela equação $3\text{Sn}^{4+} \leftrightarrow \text{W}^{6+} + 2\text{Fe}^{3+}$ (Möller *et al.* 1988).

Os grãos detríticos de cassiterita estudada neste trabalho apresentaram granulometrias semelhantes, porém morfologias diversas. Ocorrem como grãos arredondados com algumas faces preservadas. São cristais granulares ou prismáticos, subédricos a anédricos, com terminação piramidal, por vezes com bordas embaiadas (Figuras 14A, B, G e I) e com dimensões variando entre 0,1 e 1 mm (Figura 14). Apresentam estrutura interna maciça (Figuras 14F e I), fraturada (Figuras 14B, D e H) e/ou com cavidades intracristalinas (Figura 14E). Inclusões de óxidos de Fe, Ti, Nb e Ta não são comuns nestes cristais. Nas bordas dos cristais de cassiterita, entre as clivagens, nas cavidades e nos cristais mais finos há um aumento do teor de Sn, indicado pela reação da cassiterita com HCl (15%) e Zn metálico na fase de separação mineral (estanhagem), para identificação destes minerais, de acordo com as reações abaixo:



Quanto à composição química (Tabela 4), as cassiteritas estudadas apresentaram um grau de pureza relativamente elevado, com a soma média de cátions substituintes do Sn em torno de 1,5%. Os teores médios de Sn variaram entre 73 e 80%, com a amostra KCO-182 apresentando uma concentração mais elevada deste metal (84,13%). A concentração de Ti, Fe,

Nb, Ta e W varia consideravelmente dentro de uma determinada amostra e mesmo de um grão. Os teores de bismuto são, geralmente, insignificantes na composição da cassiterita.

A substituição do Sn da cassiterita por Ti, Fe, Nb, Ta e W pode ser observada nos diagramas binários das Figuras 15A, B e C. A correlação negativa do Sn com esses metais evidencia o processo de substituição e mostra um padrão de disposição linear das amostras. Este padrão indicaria características dos processos geradores destas cassiteritas (magmático ou hidrotermal).

Nos diagramas ternários (Figura 16) Ti – Nb+Ta – Fe, observa-se uma predominância de enriquecimento de Ti e da somatória de Nb+Ta em detrimento ao Fe. Esse padrão dominante gera um *trend* de evolução das cassiteritas, aqui interpretado como oriundo de uma fonte magmática, de temperatura elevada, que teria gerado os cristais mais ricos em Nb e Ta, e posteriormente evoluiu para uma fonte hidrotermal, de temperatura mais baixa, responsável pelo enriquecimento em Ti dessas cassiteritas.

As amostras KCO – (197, 214 e 258) são exceções, pois apresentam cristais de cassiterita com enriquecimento de Nb+Ta e Fe, sugerindo que as cassiteritas evoluíram de uma condição magmática, responsável pelo enriquecimento em Nb e Ta, para uma condição hidrotermal oxidante e de temperatura mais baixa, responsável pelo enriquecimento em Fe e, provavelmente, em W. Os dois padrões citados acima, representados nos diagramas da Figura 16, indicariam processos mineralizantes distintos.

Tabela 6 - Composições químicas dos cristais de cassiterita por amostra. Entre parênteses, o número de grãos detríticos analisados. Cada grão possui quatro análises de MEV-EDS.

| Amostra | Sn | O | Ti | Fe | Nb | Ta | W | Bi |
|--------------------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|
| Teor Médio | | | | | | | | |
| KCO-174 (23) | 73,07 | 25,70 | 0,17 | 0,18 | 0,19 | 0,41 | 0,24 | 0,05 |
| KCO-179 (50) | 74,12 | 24,99 | 0,27 | 0,10 | 0,11 | 0,19 | 0,16 | 0,06 |
| KCO-182 (98) | 84,13 | 14,05 | 0,57 | 0,25 | 0,25 | 0,34 | 0,34 | 0,08 |
| KCO-183 (70) | 78,26 | 20,00 | 0,47 | 0,20 | 0,26 | 0,42 | 0,32 | 0,07 |
| KCO-191 (86) | 77,39 | 21,60 | 0,25 | 0,15 | 0,19 | 0,13 | 0,21 | 0,08 |
| KCO-197 (20) | 76,78 | 21,75 | 0,17 | 0,31 | 0,41 | 0,25 | 0,25 | 0,09 |
| KCO-198 (57) | 78,90 | 18,41 | 0,24 | 0,54 | 0,84 | 0,66 | 0,35 | 0,06 |
| KCO-199 (99) | 76,30 | 22,61 | 0,22 | 0,17 | 0,23 | 0,20 | 0,21 | 0,08 |
| KCO-214 (103) | 77,12 | 21,19 | 0,09 | 0,31 | 0,61 | 0,32 | 0,30 | 0,07 |
| KCO-258 (22) | 80,24 | 18,38 | 0,15 | 0,24 | 0,43 | 0,25 | 0,25 | 0,07 |
| Teor Máximo | | | | | | | | |
| KCO-174 (23) | 74,36 | 26,50 | 0,47 | 0,96 | 1,06 | 2,04 | 0,64 | 0,13 |
| KCO-179 (50) | 75,06 | 26,17 | 0,53 | 0,43 | 0,46 | 1,83 | 0,31 | 0,17 |
| KCO-182 (98) | 86,22 | 15,25 | 2,99 | 1,28 | 1,31 | 1,33 | 3,53 | 0,30 |
| KCO-183 (70) | 80,36 | 22,16 | 2,62 | 0,67 | 1,02 | 1,60 | 1,03 | 0,19 |
| KCO-191 (86) | 79,70 | 22,62 | 0,97 | 0,57 | 0,72 | 1,09 | 0,74 | 0,36 |
| KCO-197 (20) | 78,02 | 22,23 | 0,64 | 0,81 | 1,46 | 1,20 | 0,53 | 0,18 |
| KCO-198 (57) | 81,91 | 20,22 | 0,90 | 1,66 | 3,36 | 2,38 | 0,97 | 0,22 |
| KCO-199 (99) | 81,73 | 25,09 | 0,90 | 1,12 | 1,57 | 2,15 | 0,69 | 0,67 |
| KCO-214 (103) | 80,13 | 22,49 | 0,74 | 1,71 | 4,25 | 2,58 | 0,98 | 0,24 |
| KCO-258 (22) | 81,29 | 19,45 | 0,47 | 0,56 | 1,32 | 1,91 | 0,78 | 0,25 |
| Teor Mínimo | | | | | | | | |
| KCO-174 (23) | 70,09 | 25,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,00 |
| KCO-179 (50) | 72,53 | 24,10 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 |
| KCO-182 (98) | 78,82 | 12,42 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| KCO-183 (70) | 75,00 | 18,51 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,00 |
| KCO-191 (86) | 75,50 | 18,69 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| KCO-197 (20) | 74,42 | 20,82 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 |
| KCO-198 (57) | 74,18 | 17,00 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 |
| KCO-199 (99) | 70,33 | 17,15 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| KCO-214 (103) | 69,51 | 19,08 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| KCO-258 (22) | 77,65 | 17,46 | 0,01 | 0,04 | 0,07 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |

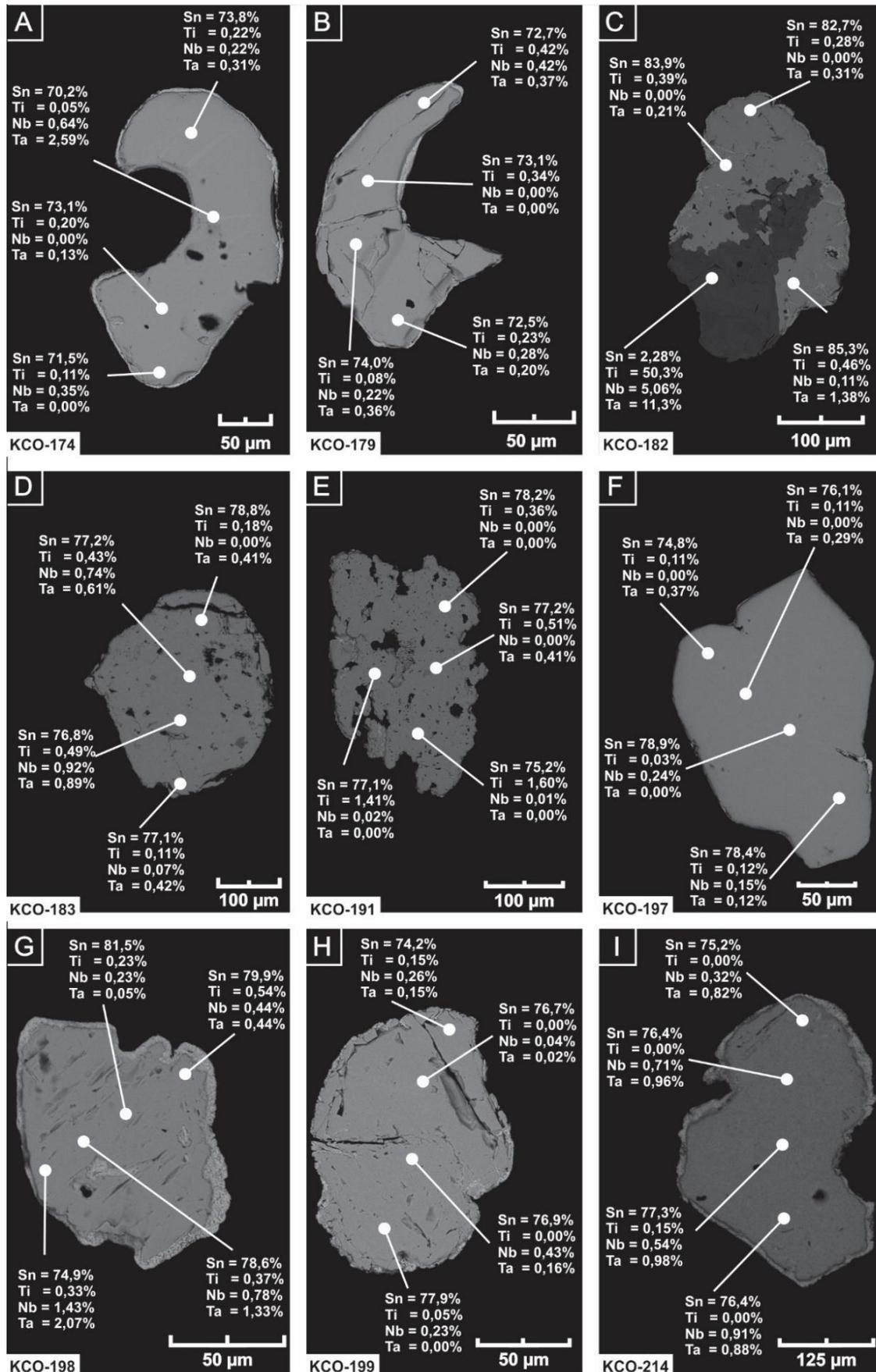


Figura 14 - Morfologia de grãos detríticos de cassiterita através de imagens MEV-ERE e concentrações pontuais de Sn, Ti, Nb e Ta através de EDS.

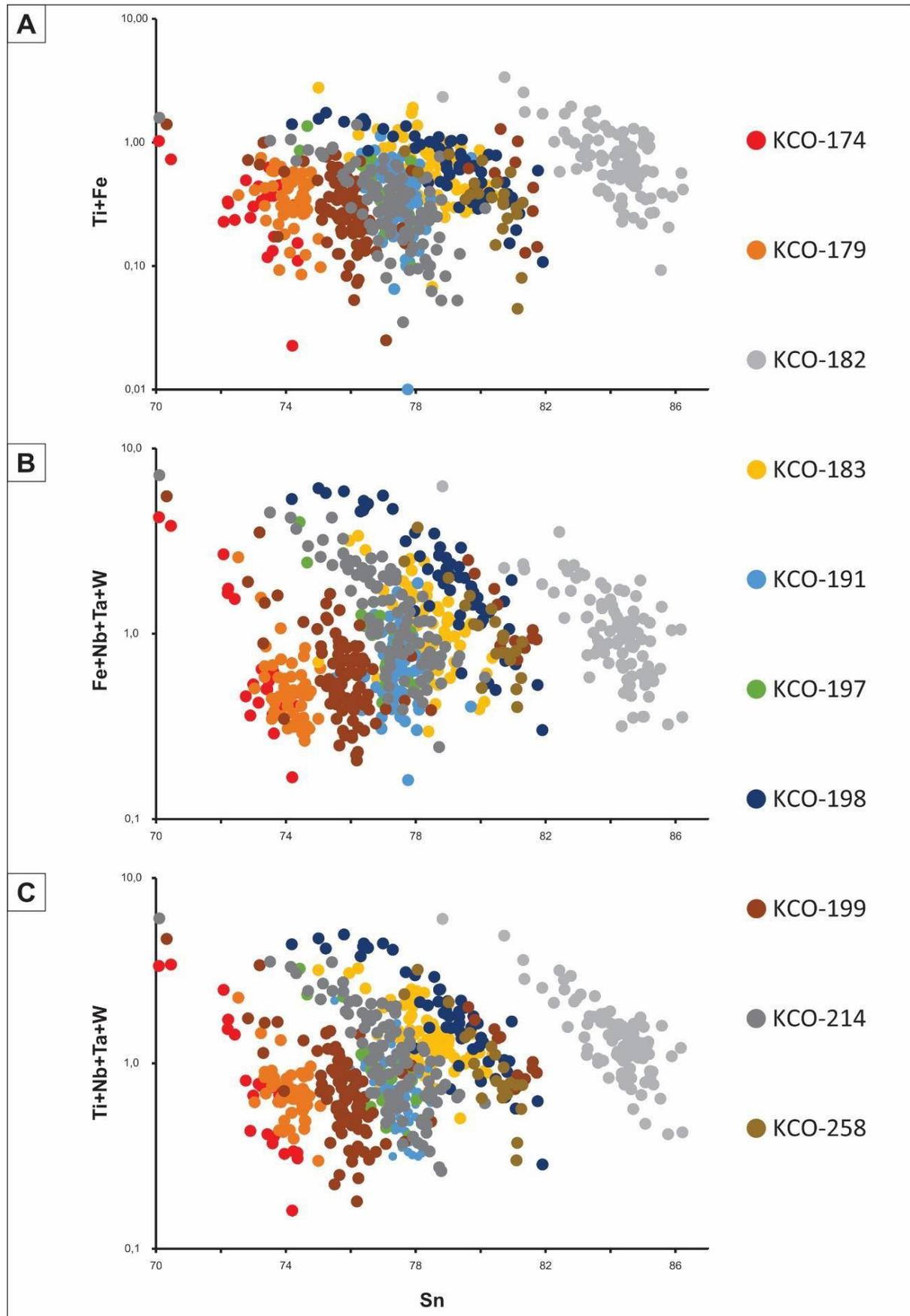


Figura 15 - Diagramas de correlações elementares Sn *versus* Fe+Ti, Fe+Ta+Nb+W e Ti+Ta+Nb+W (% peso) aplicados às cassiteritas da área de estudo.

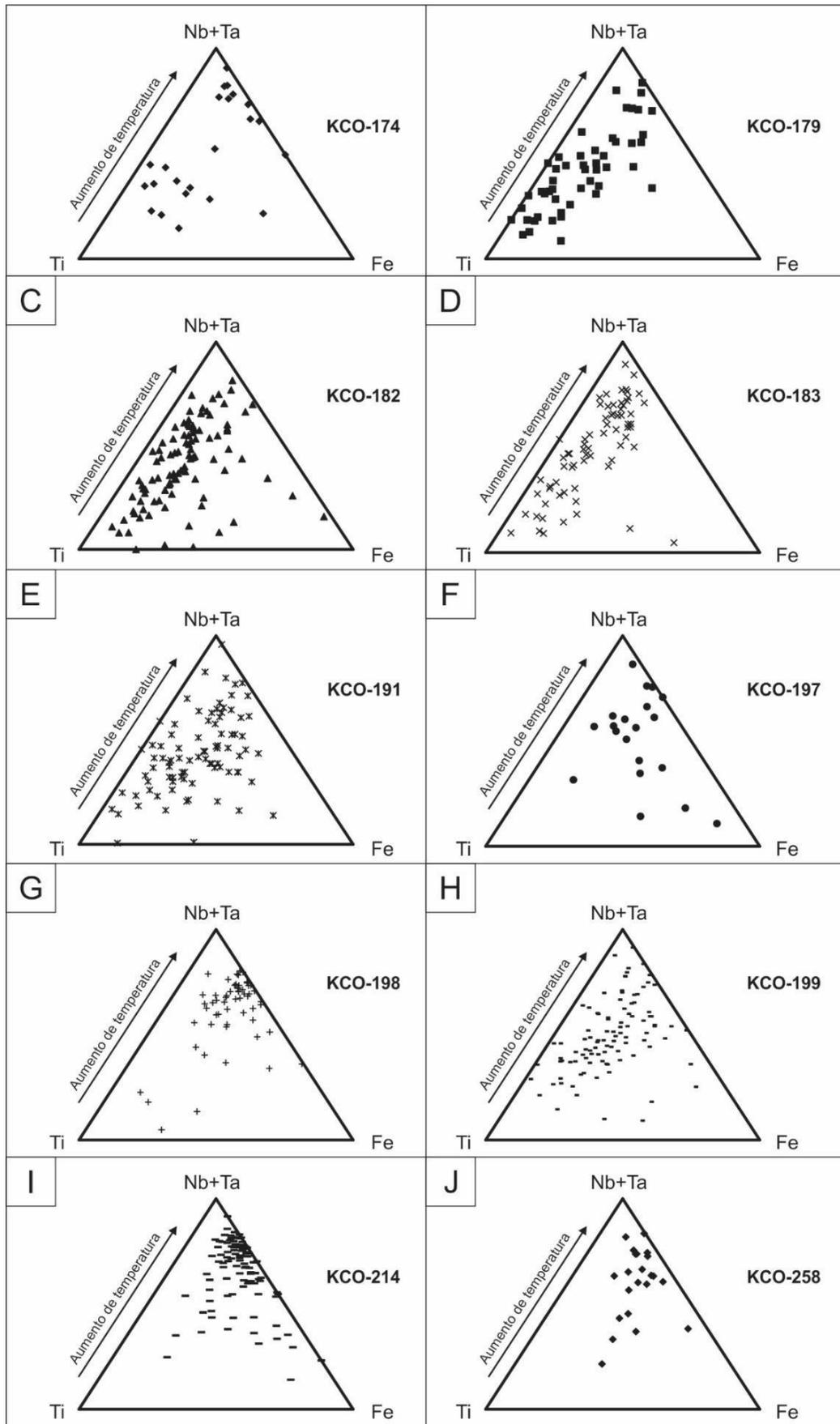


Figura 16 - Diagramas ternários (Ti – Nb + Ta - Fe) mostrando o *trend* de evolução das cassiteritas da área estudada.

5.3 MAPAS DE INTERPOLAÇÃO A PARTIR DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRÃOS DETRÍTICOS DE ZIRCÃO

5.3.1 Apresentação

A partir das amostras de concentrados de bateia selecionadas, foram identificados pontos com cassiterita e delimitadas as áreas das bacias de drenagens que influenciam na composição modal do ponto amostrado (Figuras 8, 9 e 17). Como a cassiterita, prospectada nos concentrados de bateia é o próprio mineral de minério desejado, sua ocorrência nas amostras indica a presença de uma fonte mineralizada que foi parcial ou totalmente erodida. Não há uma correlação direta entre o volume de cassiterita em concentrado de bateia e o volume de minério na fonte, pois este concentrado pode indicar tanto um grande depósito aflorante quanto um pequeno que foi completamente erodido e forneceu maior quantidade de cassiterita para uma determinada drenagem.

Como demonstrado por Lamarão *et al.* (2007, 2013, 2014, 2018), as composições químicas de zircão podem ser utilizadas como guias prospectivos de granitos mineralizados a Sn e outros metais associados. Partindo-se deste pressuposto, a composição química dos grãos detríticos de zircão estudados podem refletir as rochas hospedeiras dessas mineralizações, ou seja, os granitos tipo A geradores destas mineralizações.

Assim, o uso de química mineral em minerais satélites como zircões detríticos, pode auxiliar no estudo preliminar de uma área com pouco ou nenhum dado geológico confiável disponível. Em campanhas de exploração mineral que buscam fontes mineralizadas, é fundamental a seleção de alvos para o avanço da etapa prospectiva. As concentrações de Hf em zircões detríticos são aqui indicadas como uma forma eficiente para selecionar alvos mineralizados em Sn e metais associados em terrenos graníticos.

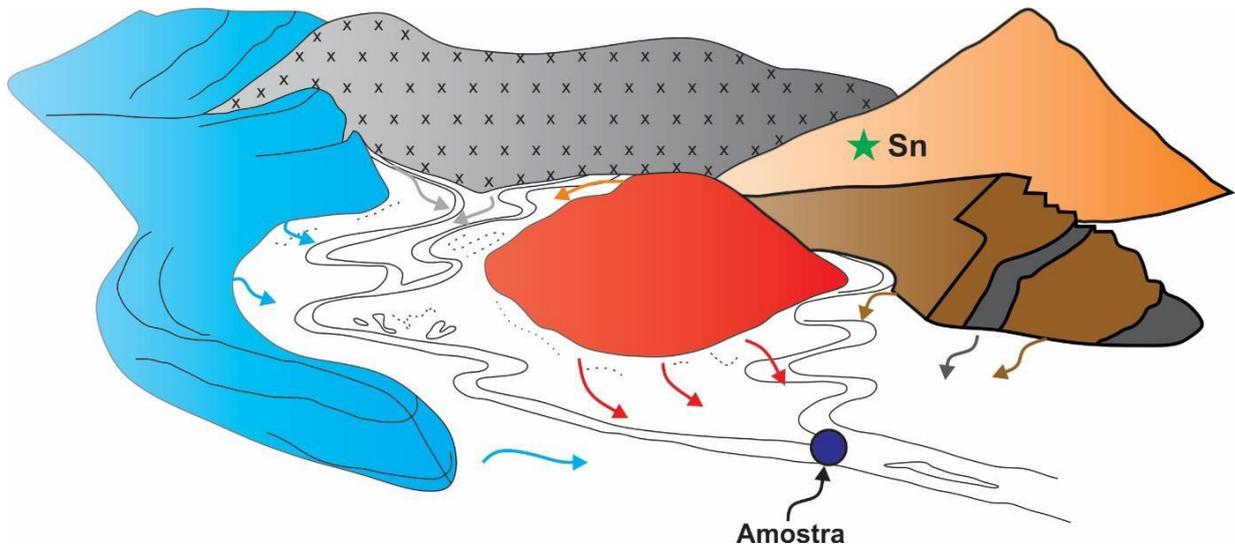


Figura 17 - Figura esquemática das rochas-fontes de uma determinada amostra de concentrado de bateia. Mesmo que os grãos de cassiterita se depositem antes do local amostrado, os grãos de zircão conseguem percorrer maiores distâncias antes de sedimentarem, devido a sua menor densidade, e podem fornecer informações importantes das áreas mineralizadas.

Um concentrado de bateia amostrado em uma drenagem recente pode refletir uma única fonte ou um conjunto complexo delas. Isto depende de alguns fatores como, por exemplo, a ordem da drenagem ou número de fontes disponíveis. Mesmo em uma drenagem de 1º ordem que corte uma região mineralizada, um grande volume de material estéril pode estar contido em sua carga sedimentar. Entretanto, a composição química de poucos grãos, ou mesmo de um único grão, pode fornecer informações relevantes sobre sua rocha geradora (Figura 17).

Nos concentrados de bateia estudados, grande parte dos grãos detríticos de zircão não provêm de uma fonte granítica especializada. Isto ficou evidente devido ao baixo volume de grãos detríticos com, pelo menos, uma análise contendo $Hf > 3\%$. O número de grãos detríticos com concentrações acima deste valor variou entre 1 e 25 grãos por amostra, sendo raras as amostras contendo mais de 15 grãos de zircão com $Hf > 3\%$. Assim, para a confecção dos mapas de isotores utilizando a interpolação dos valores de química mineral, foram considerados: (1) O grão com menor razão Zr/Hf média da amostra, (2) A média das quatro menores razões Zr/Hf da amostra e, (3) A menor razão Zr/Hf pontual da amostra (Figura 18).

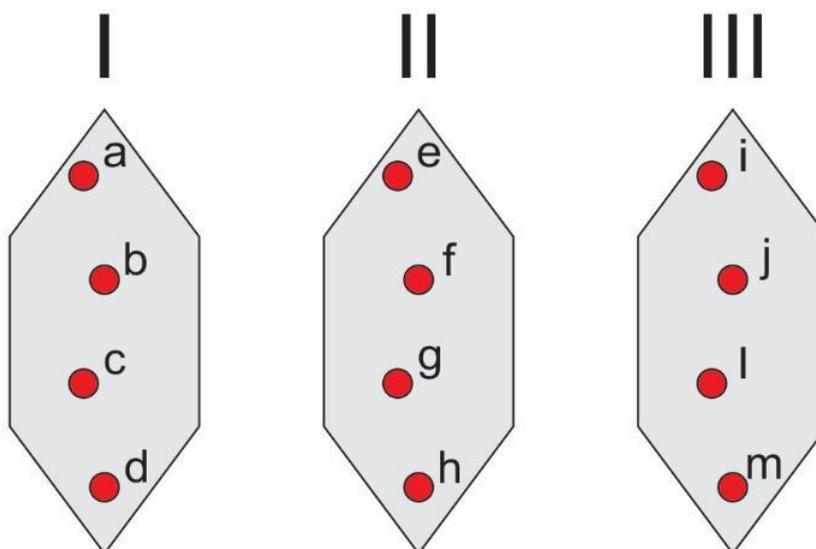


Figura 18 - Figura esquemática ilustrando uma amostra com três cristais de zircão contendo análises pontuais de MEV-EDS com teores de Hf > 3% (círculos vermelhos). Se as razões Zr/Hf em cada ponto são distribuídas da seguinte forma ($a < e < i < b < f < j < c < g < l < d < h < m$), a média das quatro menores razões pontuais da amostra é dada da seguinte forma: $M = (a + e + i + b)/4$. A razão Zr/Hf média de um grão é dada pela média destas razões em todos os pontos analisados ($M_I = (a + b + c + d)/4$; $M_{II} = (e + f + g + h)/4$; $M_{III} = (i + j + l + m)/4$). Se $M_I < M_{II} < M_{III}$, o grão com menor razão Zr/Hf média da amostra utilizado na interpolação será o M_I .

5.3.2 Interpolação do grão com a menor razão Zr/Hf média da amostra

Considerando que apenas uma pequena parte da zona mineralizada está sendo erodida e fornece pouco material detrítico às drenagens ao seu redor, um único grão de zircão com composição diferenciada poderia indicar esta fonte (Figura 17). Para esta situação, foi confeccionado um mapa de isotores a partir do grão com menor razão Zr/Hf média da amostra. Esta abordagem se revelou efetiva, uma vez que os depósitos minerais conhecidos na área ocorrem no entorno das anomalias das razões Zr/Hf das amostras analisadas.

No mapa de interpolação da Figura 19, todas as regiões com intervalos de cores entre amarela e vermelha representam razões Zr/Hf compatíveis com zircões de granitos mineralizados a Sn e metais associados. Destacam-se as porções NO e SE da área com fortes anomalias. Além dessas, um *trend* NE-SO que cruza a porção central da área apresenta valores de Zr/Hf promissores (<15), similar ao de granitos mineralizados. As áreas com mineralizações de Sn mais expressivas ocorrem nas faixas amarelas do mapa (garimpos Bom Futuro, Massangana e São Carlos).

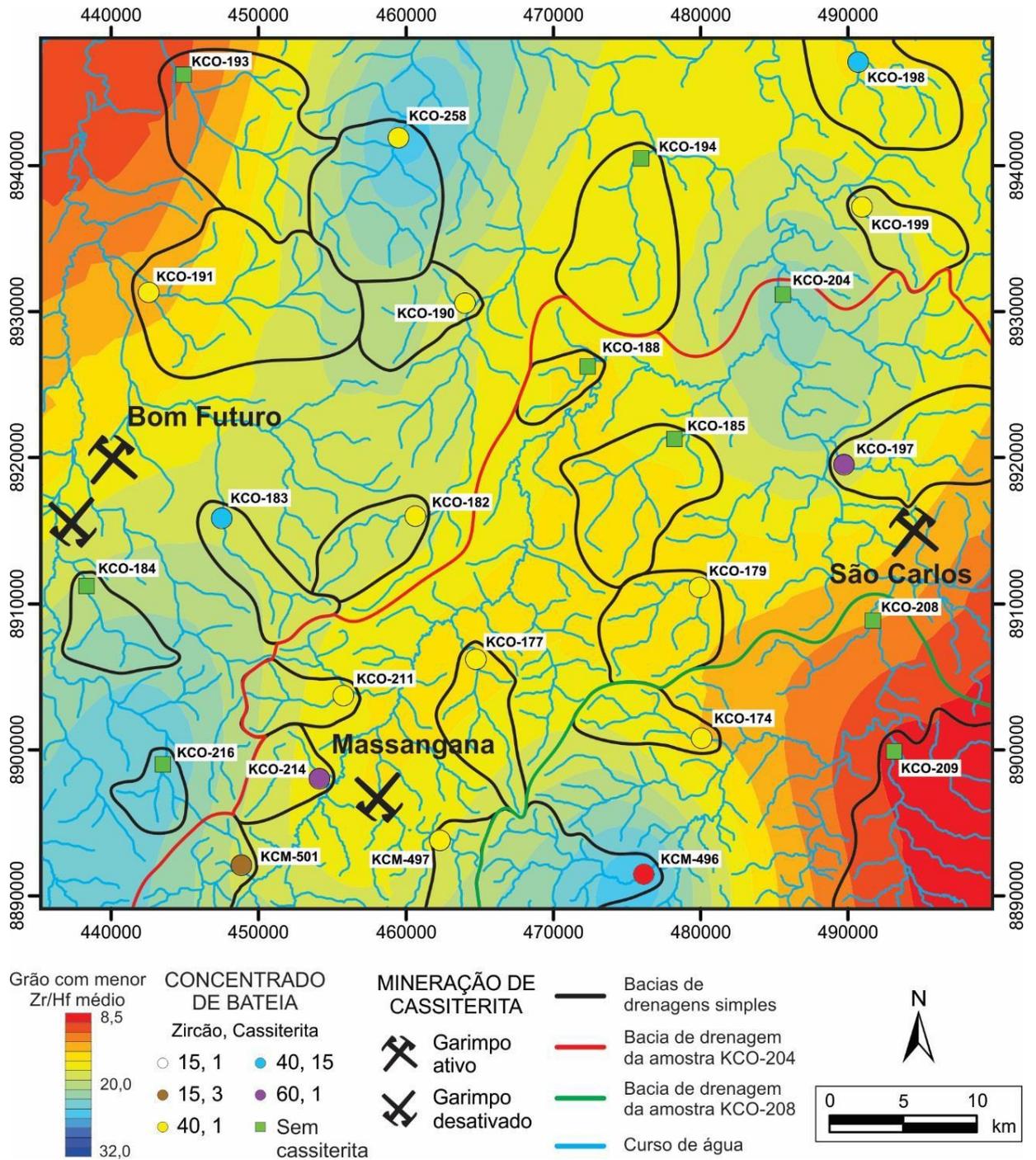


Figura 19 - Mapa de isotores com a média da razão Zr/Hf do grão com menor razão média da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

5.3.3 Interpolação com a média das quatro menores razões Zr/Hf da amostra

Geralmente os grãos detríticos enriquecidos em Hf não apresentam concentração homogênea. Os cristais tendem a se enriquecer em Hf do núcleo em direção as bordas (Figura 10).

O processo de enriquecimento em Hf de zircões graníticos está relacionado ao estágio tardio de evolução magmática. Em situações onde apenas a porção externa dos cristais de zircão é enriquecida em Hf, a utilização de um teor médio deste elemento poderia mascarar os processos mineralizadores a que eles estiveram submetidos. Neste caso, a melhor forma de abordar a composição química desses cristais é utilizar a média de valores representativos das porções enriquecidas em Hf (Figura 10). Partindo-se deste pressuposto, foi gerado um mapa de interpolação utilizando-se a média das quatro menores razões Zr/Hf da amostra (Figura 20)

No mapa da Figura 20, todas as porções com intervalos de cores entre azul claro e vermelha representam razões Zr/Hf compatíveis com a de zircões pertencentes a granitos mineralizados a Sn e metais associados. Neste mapa, as fortes anomalias das porções NO e SE da área permanecem, com destaque para a primeira porção. A utilização desta interpolação indicou um maior refinamento da anomalia NE-SO que cruza a porção central da área, além da ligação desta anomalia com a anomalia da porção SE.

Esta abordagem mostrou-se mais efetiva que a anterior, uma vez que gerou maior coincidência das ocorrências minerais com as anomalias em destaque. As mineralizações de Massangana e São Carlos estão em zonas de isotores com razões Zr/Hf em torno de 10, e as de Bom Futuro em torno de 15.

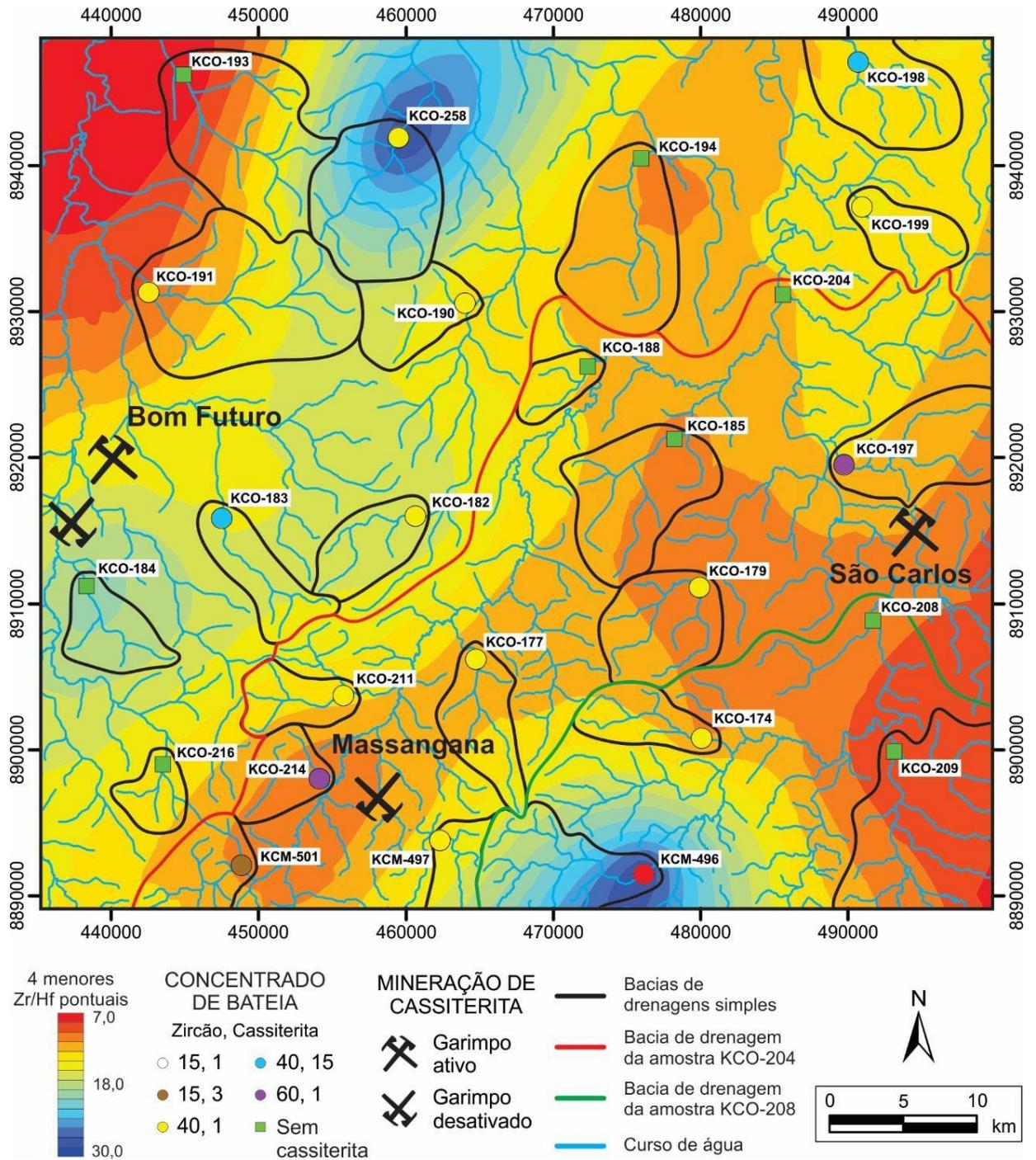


Figura 20 - Mapa de isoteores com a média das quatro menores razões Zr/Hf pontuais da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

5.3.4 Interpolação com a menor razão Zr/Hf da amostra

Esta interpolação mostrou o forte potencial da área para mineralizações de Sn e metais associados (Figura 21). Nesta abordagem, todas as razões Zr/Hf foram menores que 17,5. As anomalias das porções NO e SE foram mantidas, a primeira muito mais proeminente que a segunda. A anomalia NE-SO mostrou um maior refinamento que na abordagem anterior, com maior destaque para a anomalia da porção SO e redução da anomalia da porção NE.

Esta foi a abordagem mais efetiva dentre todas, pois aproximou a área das anomalias e colocou as mineralizações em uma mesma faixa de isótopo (razões Zr/Hf em torno de 8). O *trend* de anomalias da porção SO da área, passa pela região central e se prolonga até a porção SE, sendo coincidente com a porção com maior número de amostras contendo cassiterita deste estudo.

Apesar de apresentarem valores de razões Zr/Hf significativamente diferentes, as três abordagens apresentaram padrões de anomalias relativamente semelhantes. Todas destacaram as anomalias das porções NO e SE, bem como a anomalia NE-SO que corta a porção central da área. Além disso, as três abordagens apresentaram anomalias coincidentes com as mineralizações (garimpos) conhecidas na área, indicando que a utilização de razões Zr/Hf em zircões detríticos de concentrados de bateia pode ser um método efetivo de prospecção de áreas com potenciais para mineralizações em Sn e metais associados.

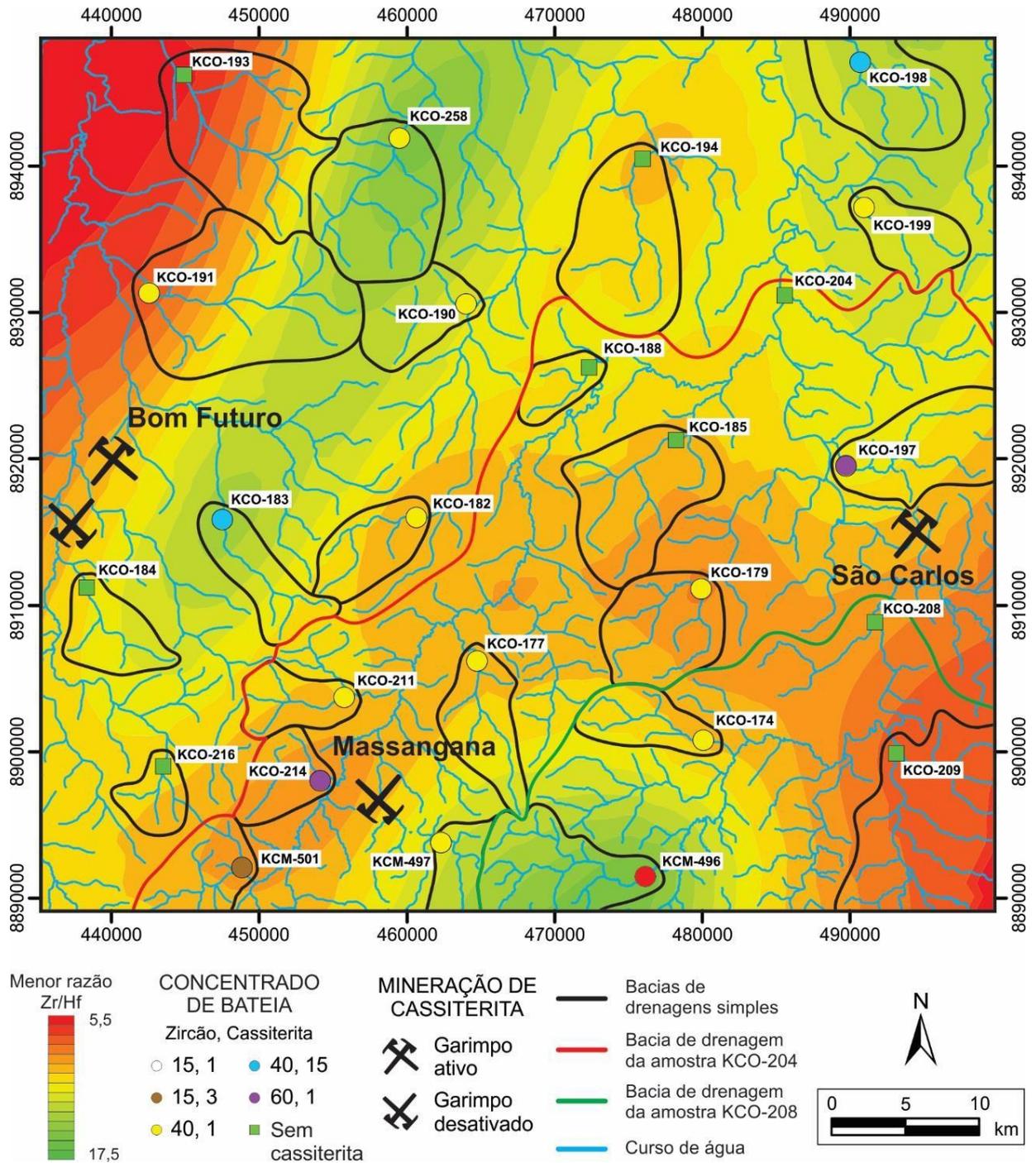


Figura 21 - Mapa de isotores com a menor razão Zr/Hf pontual da amostra. Interpolação realizada através de krigagem ordinária. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A morfologia e a química mineral de grãos detríticos em concentrados de bateia são ferramentas eficientes na busca por novas ocorrências minerais. Química mineral em granadas detríticas, utilizadas na pesquisa mineral de diamante, é uma técnica simples e já consolidada neste campo da pesquisa. Com o crescimento da indústria mundial seguido pelo esgotamento de muitos depósitos de Sn, se faz necessário o desenvolvimento de novas técnicas de exploração mineral que foquem na descoberta de novos depósitos minerais deste e de outros metais.

Os trabalhos sobre morfologia e química mineral de cristais de zircão em granitos especializados da Amazônia (Lamarão *et al.* 2007, 2013, 2014, 2018) demonstram uma correlação direta entre a presença de mineralização e os teores elevados de Hf (ou as baixas razões Zr/Hf) nos zircões dessas rochas. A utilização desta técnica aplicada a grãos detríticos de zircão pode ser utilizada também como uma ferramenta de prospecção mineral eficaz. Anomalias de Sn e metais associados podem ser prospectadas através dos altos teores de Hf ou das baixas razões Zr/Hf em zircões detríticos.

A área de estudo, inserida no contexto geológico da Província Estanífera de Rondônia, apresenta três unidades geológicas com potencial para gerar mineralizações de Sn e metais associados: Suíte Serra da Providência, Suíte Alto Candeias e Suíte Rondônia. Nesta área, ocorrem os garimpos de Bom Futuro, Massangana e São Carlos. Nas campanhas de prospecção geoquímica da CPRM, no escopo dos projetos de mapeamento geológico das folhas Ariquemes e Alto Jamari, várias amostras de concentrado de bateia apresentaram cassiterita e zircão em suas composições modais.

6.1 CASSITERITA

Os grãos de cassiterita analisados em imagens de ERE apresentam feições de sua morfologia primária. Variam de granulares a prismáticos, com ou sem terminação piramidal bem formadas, mostraram formas subédricas a anédricas, localmente com embaixamentos e estruturas internas maciças. Quanto a sua morfologia secundária, são grãos de granulometria areia fina a média, localmente grossa. Geralmente ocorrem como grãos pouco arredondados e raros cristais muito arredondados. As características morfológicas desses cristais de cassiterita indicam que eles foram pouco retrabalhados por transporte sedimentar e ocorrem relativamente próximas as suas fontes primárias.

Quanto a composição química, os cristais de cassiterita apresentaram alto grau de pureza, com concentrações de Sn entre 73 e 80% e somatória de elementos-traço (Ti, Fe, Nb, Ta, W e Bi) em torno de 1,5%. Há uma predominância de cristais mais enriquecidos em Nb e Ta, com conteúdos moderados em Ti e baixos em Fe. Essas características correspondem a cassiteritas magmáticas (ricas em Nb e Ta) que posteriormente foram alteradas e/ou modificadas por processos hidrotermais de alta temperatura (ricas em Ti). Um segundo grupo de cassiteritas apresentou enriquecimento em Nb e Ta, concentrações intermediárias de Fe e baixas de Ti. Tal assinatura condiz com cristais de cassiterita formados por processos magmáticos (aquelas ricas em Nb e Ta), porém modificadas por processos hidrotermais de mais baixa temperatura em um ambiente oxidante (ricas em Fe), geralmente com conteúdos mais elevados de W (Möller *et al.* 1988).

6.2 ZIRCÃO

Foi identificada uma grande diversidade morfológica e composicional. Quanto a morfologia primária, os cristais são subédricos a euédricos, raramente anédricos. Apresentam textura interna heterogênea, geralmente com feições de alteração tardi a pós-magmática, além de cristais com bordas embaiadas, núcleos herdados e zoneamentos oscilatórios. Secundariamente, ocorrem grãos de granulometria areia fina a grossa, fraca a fortemente arredondados, sugerindo fontes e distâncias de transporte diversas.

A composição química também é diversificada. Os teores de Zr e Hf são inversamente proporcionais e muito variados dentro de um mesmo cristal. Geralmente, há um enriquecimento progressivo de Hf do núcleo para as bordas. Por outro lado, os teores de Nb e Y são relativamente homogêneos e aqui interpretados como representantes da razão Y/Nb do magma gerador.

Dentre os cristais de zircão analisados, há uma população com altos teores de Hf e baixas razões Zr/Hf. Estes, geralmente ocorrem como cristais subédricos a anédricos, fortemente fraturados e com estrutura interna heterogênea, indicando uma baixa distância de transporte. Tais zircões assemelham-se àqueles gerados por granitos tipo A e portadores de mineralizações de Sn e outros metais (Lamarão *et al.* 2007, 2013, 2014, 2018).

Os zircões detríticos deste estudo são enriquecidos em Nb e empobrecidos em Y (Figura 13), comportamento inverso aos zircões estudados por Lamarão *op. cit.* Tais diferenças são aqui interpretadas, com base em Eby (1992), como resultado de fontes magmáticas diferentes. Os

altos conteúdos de Y e baixos de Nb dos zircões estudados por Lamarão *op. cit.*, estariam ligados a fontes predominantemente crustais (ver Dall'Agnol *et al.* 2005), enquanto os valores elevados de Nb e baixos de Y encontrados nos zircões detríticos deste estudo seriam decorrentes da mistura de fontes crustais e mantélicas dos zircões da PER (cf. Tabela 1).

Mesmo com uma variedade de fontes fornecendo sedimentos para drenagens recentes, é possível identificar os zircões detríticos de áreas mineralizadas através de sua composição química, uma vez que ela guarda evidências de processos genéticos ligados a sua fonte. A associação destes grãos com fontes mineralizadas ou a natureza do magma a partir do qual eles cristalizaram podem ser identificadas pela presença e concentração de certos elementos-traço. Utilizando técnicas geoestatísticas de interpolação, é possível gerar mapas de isoteores eficientes para espacializar os dados de química mineral, gerar zonas de anomalias potenciais e facilitar o cruzamento desses dados com a geologia da área.

Os mapas de isoteores de zircões detríticos de concentrado de bateia, utilizados neste trabalho, se mostraram eficientes uma vez que as anomalias geradas por eles coincidiram com os depósitos de cassiterita conhecidos na área de trabalho. A utilização da menor razão Zr/Hf da amostra deu ênfase ao potencial mineral da área; a utilização da razão média do grão com menor Zr/Hf indicou a intensidade das transformações tardi-magmáticas, demonstradas através de cristais com baixas razões Zr/Hf no núcleo do mineral e altas razões em suas bordas; já a média das quatro menores razões Zr/Hf pontuais destacou o potencial de cada bacia de drenagem.

6.3 MAPAS DE ISOTEORES *VERSUS* MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA

Sobrepondo os mapas de interpolação com o mapa geológico da área (Figuras 22, 23 e 24) é possível visualizar melhor as anomalias e a distribuição de cassiterita nas amostras de concentrado de bateia. As amostras de concentrado de bateia com cassiterita ocorrem predominantemente em bacias que drenam porções dos granitos da Suíte Rondônia. Na porção sul da área, amostras com alta concentração de cassiterita ocorrem em bacias de drenagem que cortam o batólito de Massangana. Nesta mesma região, existem anomalias com baixas razões Zr/Hf em zircões detríticos.

A maior anomalia nos mapas de interpolação está situada na região NO. Nesta porção da área, as bacias de drenagem cortam um conjunto de pequenos *stocks* graníticos dos quais um deles é responsável pela mineralização de Bom Futuro. A mineralização de Bom Futuro, as

baixas razões Zr/Hf nos zircões detríticos, a presença de cassiterita na amostra KCO-191 e as baixíssimas razões Zr/Hf nos zircões detríticos da amostra KCO-193 indicam que a porção NO é a região mais promissora para mineralizações de Sn e metais associados.

As anomalias da porção SE do mapa são coincidentes com a bacia da amostra KCO-209 e parcialmente com a bacia da amostra KCO-208. Estas amostras não possuem cassiterita e situam-se em uma drenagem que corta a única porção com granitos da Suíte Alto Candeias aflorante na área. As amostras com baixas Zr/Hf em zircão e sem cassiterita em seu conteúdo modal geralmente ocorrem em rios cujas bacias de drenagens não são influenciadas por minerais oriundos de rochas da Suíte Rondônia. É possível que os zircões responsáveis por estas baixas razões tenham se originado em rochas de outras unidades geológicas (p.e. Suíte Serra da Providência) e/ou cujas fontes mineralizadas estejam distantes do local amostrado.

As amostras KCO-204 e KCO-208 representam grandes bacias de drenagem (Figuras 8, 9, 19, 20, 21, 22, 23 e 24), apresentam zircões com baixas razões Zr/Hf, porém, mesmo contendo drenagens que cortam áreas mineralizadas em cassiterita, não apresentam este mineral em seu conteúdo modal. Isto, provavelmente, se dá ao fato de que estas áreas mineralizadas se encontram distantes dos pontos amostrados. Assim, as cassiteritas, mais densas, concentram-se mais próximas às suas fontes enquanto que os zircões, menos densos, são transportados por longas distâncias.

As amostras KCO-184, KCO-194 e KCO-216 representam bacias de drenagem que interceptam corpos comprovadamente mineralizados em cassiterita, porém não apresentam este mineral em suas populações. Este fato pode estar relacionado a algum problema com a amostragem ou pode estar relacionado a situação em que as drenagens que alimentam estas bacias foram alimentadas por sedimentos oriundos de porções dos corpos, da Suíte Rondônia, inférteis em Sn (corpos pouco evoluídos).

O estudo morfológico e composicional de grãos detríticos de zircão e cassiterita provenientes de concentrados de bateia de uma porção fértil da Província Estanífera de Rondônia, mostrou resultados satisfatórios. Sugere-se, a partir deste trabalho, aplicar esta metodologia em outras áreas mineralizadas em Sn e metais associados e avaliar sua eficácia ou não na prospecção desses bens minerais.

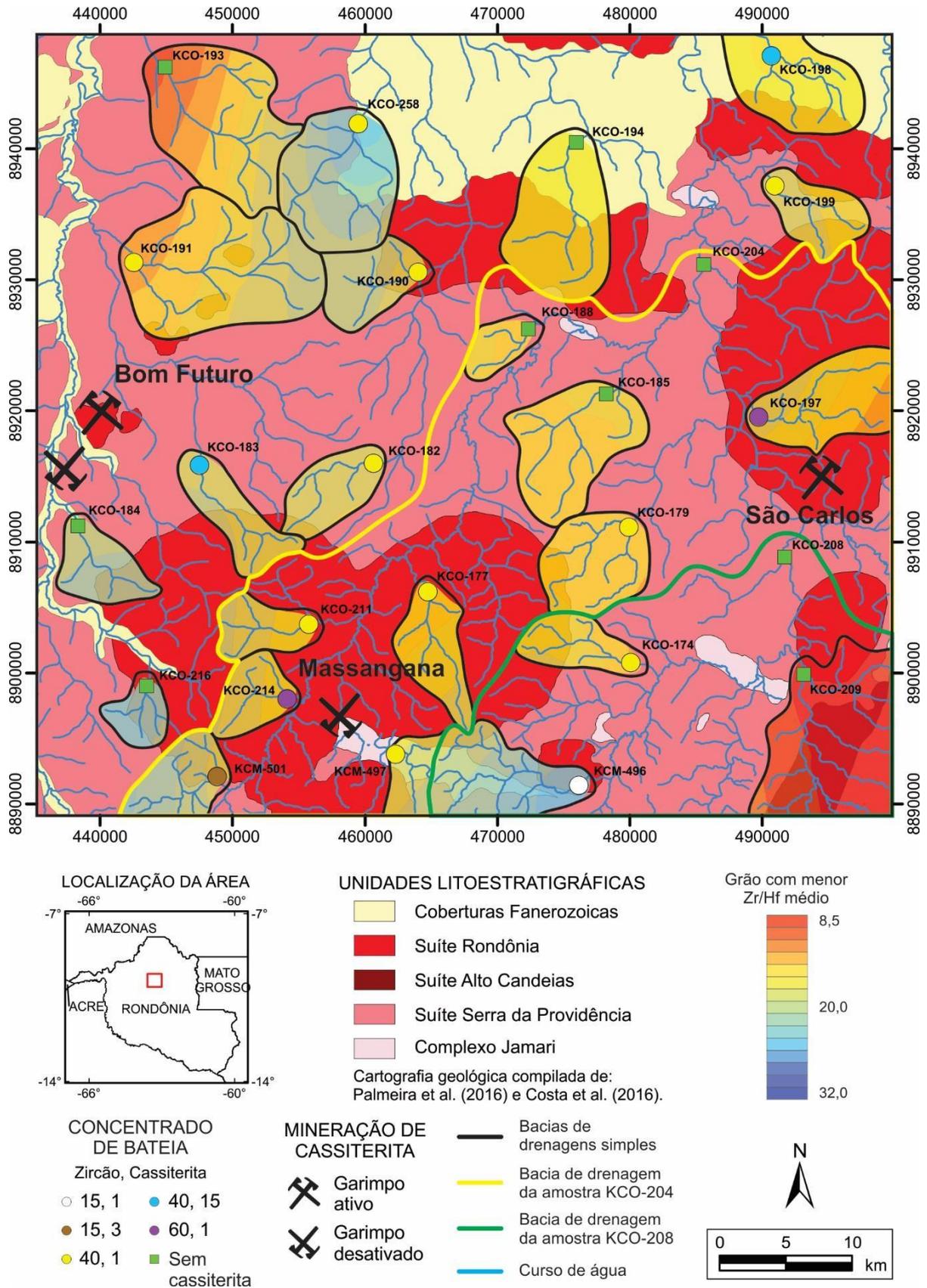


Figura 22 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isotores da Figura 19. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

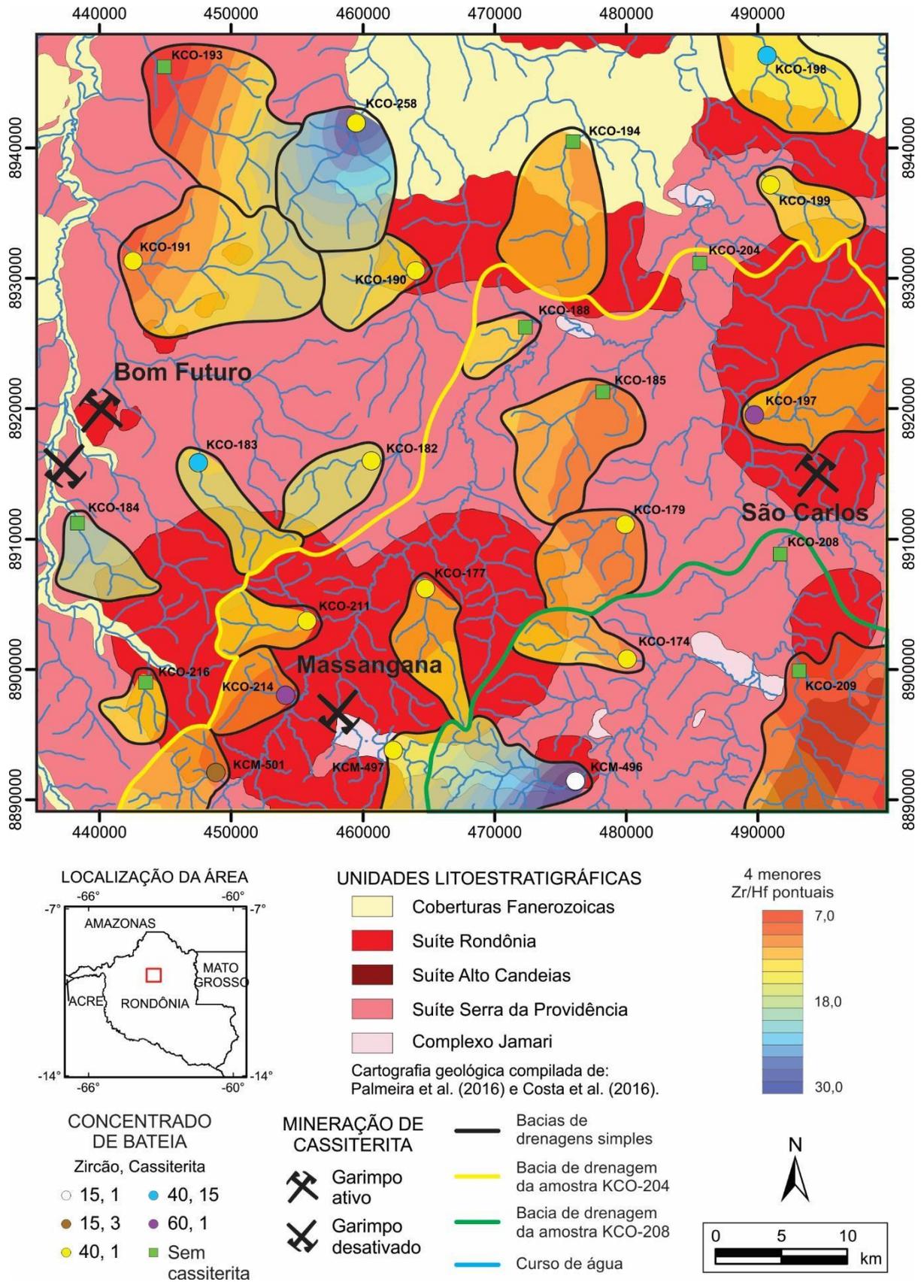


Figura 23 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isotores da Figura 20. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

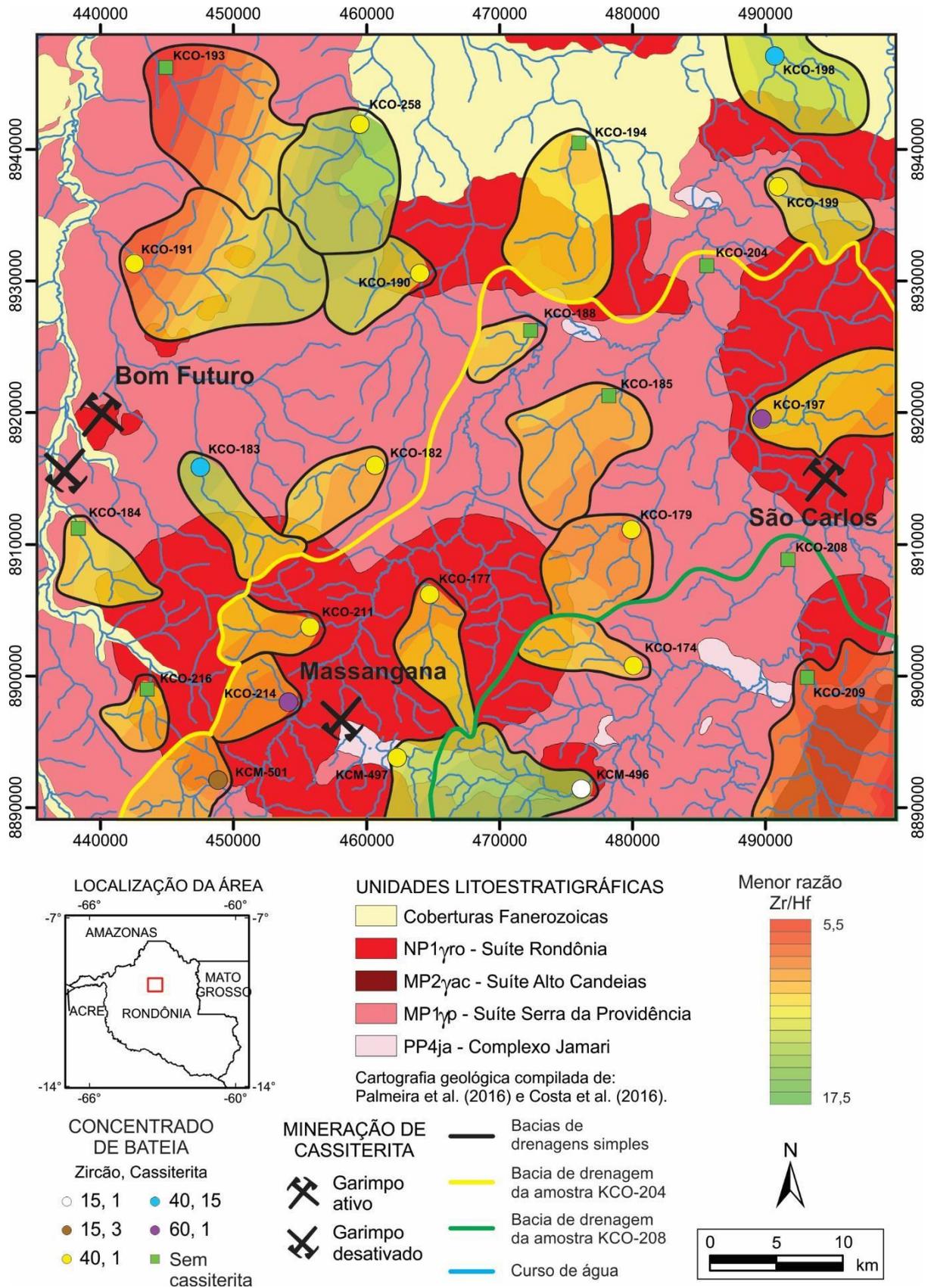


Figura 24 - Mapa geológico com a área das bacias de drenagem preenchidas com o mapa de isoteores da Figura 21. Valores correspondentes às concentrações de zircão e cassiterita: 1 (<1%), 3 (1-4%), 15 (5-24%), 40 (25-49%) e 60 (50-74%).

REFERÊNCIAS

- Addad J. E. (Ed.). 2010. *Minerais pesados: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental*. 2. ed. São Paulo, Edição Independente. 208 p.
- Amaral G. 1974. *Geologia pré-cambriana da Região Amazônica*. PhD Thesis, Instituto de Geociências da USP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.
- Almeida F. F. M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. *In: 6º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Anais*. p. 2393-2407.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**: 1-19.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG*, São Paulo, **7**: 45-80.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 602-622.
- Bettencourt J. S. 1992. *Pesquisa geológica, metalogenética e mineral do Cráton Amazônico (sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências da USP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 163p.
- Bettencourt J. S., Leite Junior, W. B., Payolla B. L., Scandolaro J. E., Muzzolon R., Vian J. A. J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, Northern Brazil. *In: 2nd International symposium on granites and associated mineralizations, excursion guide*. Salvador, p. 3-31.
- Bettencourt J. S., Tosdal R. M., Leite Junior W. B., Payolla B. L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67.
- Bettencourt J. S., Leite Junior W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010a. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 28-46.
- Bettencourt J. S., Payolla B. L., Leite Junior W. B., Fuck R. A., Dantas E. L. 2010b. LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopes of granites of the Teotônio and Santo Antônio intrusive suites, SW Amazonian Craton, Rondônia, Brazil: new insights about crystallization ages and tectonic implications. *In: 6th South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*. Brasília, DF, p. 4.

Bettencourt J. S., Juliani C., Xavier R. P., Monteiro L. V., Bastos Neto A. C., Klein E. L., Assis R. R., Leite Junior W. B., Moreto C. P., Fernandes C. M. D., Pereira V. P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: an overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 22-49.

Breiter K., Lamarão C. N., Borges R. M. K., Dall'Agnol R. 2014. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, **192-195**: 208-225.

Brito Neves B. B. & Cordani U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.

Castro C. C. 2015. Prospecção geoquímica. In: Figueiredo E. R. H., Costa M. A. C., Castro C. C. (Ed.). *Geologia e recursos minerais das Folhas Serra da Providência e Ji-Paraná SC-20-Z-A-III e SC-20-Z-A-VI, Escala 1:100.00*. Porto Velho, CPRM, 122 p.

Castro C. C. 2016. *Porção sul do Batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da Província Estanífera de Rondônia*: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas. PhD Thesis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 158 p.

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**: 78-88.

Cordani U. G., Tassinari C. C. G., Teixeira W., Basei M. A. S. 2000. Crustal evolution of the South América Platform. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p.19-40.

Cordani U. G., Tassinari C. C. G., Teixeira W., Basei M. A. S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica (Chile). *Actas*. p. 137-148.

Costa J. B. S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M. L. C., Angélica R. S. (Ed.). *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p.15-90.

Costa M. A. C., Sousa M. Z. A., Dall'Agnol R., Scandolara J. E., Ruiz A. S. 2016b. Geochemistry and geochronology of the rapakivi granites and associated rocks in the midwest portion of the Serra da Providência composite batholith, SW of Amazonian Craton, Rondônia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **69**: 194-212.

Costa M. A. C., Souza A. A., Hammes D. F. 2016a. *Carta geológica da Folha Alto Jamari SC-20-Y-B*. Porto Velho, CPRM. 1 mapa. Escala 1:250.000.

Costi H.T., Horbe A. M. C., Borges R. M. K., Dall'Agnol R., Rossi, A., Sighnolfi G. 2000. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 775-782.

- Coutinho M. G. N. (Ed.). 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, 375 p.
- Dall'Agnol R., Teixeira N. P., Råmo O. T., Moura C. A. V., Macambira M. J. B., Oliveira D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.
- Dardenne M. A. & Schobbenhaus C. (Ed.). 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, DF, UNB/CPRM, 392 p.
- Eby G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134.
- Eby G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641– 644.
- Haapala I. 1997. Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology*, **38**: 1645-1659.
- Hasui Y., Haralyi N. L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais*. p.129-147.
- Hasui Y. 2012. Cráton Amazônico: Províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartorelli A. (Ed.). *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900 p.
- Isotta C. A. L., Carneiro J. M., Kato H. T., Barros R. J. L. 1978. *Projeto província estanífera de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, Convênio DNPM/CPRM, 16v. il.
- Issler R. S. 1977. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:177-211.
- Kempe U., Gruner T., Renno A. D., Wolf D., René M. 2004. Discussion on Wang *et al.* (2000) "chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China". *Mineralogical Magazine*, **64**: 867-877.
- Klein C. & Dutrow B. 2012. *Manual de ciência dos minerais*. Porto Alegre, 23a ed., Bookman, 716 p.
- Kloosterman J. B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **47**: 59-64.
- Lamarão C. N., Dall'Agnol R., Soledade G. L., Silva J. S. 2007. Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozóicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 693-704.

Lamarão C. N., Borges R. M. K., Marques G. T. 2011. Novos dados composicionais de zircão como indicadores de granitos estaníferos: os granitos Campinas (RS), Pedra Branca (GO) e Kymi (Finlândia). *In: 13º Congresso Brasileiro de Geoquímica/3º Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Gramado, RS. Anais.* p. 1453-1456

Lamarão C. N., Pinho S. C. C., Paiva Junior A. L., Toro M. A. G. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Science*, **38**: 159-173.

Lamarão C. N., Rocha K. K. N., Marques G. T., Borges R. M. K. 2013. Quartzo e zircão como marcadores da evolução magmático-hidrotermal do Granito Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás. *Revista de Geologia da USP, Série Científica*, São Paulo, **13**: 49-68.

Lamarão C. N., Silva J. S., Borges R. M. K., Dall'Agnol R. 2014. Morphological and compositional variations of zircon and their metallogenetic implications: the example of the Jamon, Serra dos Carajás and Velho Guilherme suites, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **44**: 105-120.

Lamarão C. N., Marques G. T., Oliveira D. C., Costi H. T., Borges R. M. K., Dall'Agnol R. 2018. Morphology and composition of zircons in rare metal granites from brazilian tin provinces. *Journal of South American Earth Sciences*, **84**: 1-15.

Landim P. M. B. & Sturaro J. R. 2002. *Krigagem indicativa aplicada à elaboração de mapas probabilísticos de riscos*. Rio Claro, UNESP/Rio Claro, 19p.

Leal J. W. L., Silva G. H., Santos D. B., Teixeira W., Lima M. I. C., Fernandes C. A. C., Pinto A. C. 1978. Geologia. *In: Projeto RADAM BRASIL. Folha SC.20 Porto Velho*. Rio de Janeiro: MME. p. 17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).

Leite Junior W. B. 2002. *A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 305 p.

Leite Junior W. B., Payolla B. L., Bettencourt J. S., Tassinari C. C. G. 2001. New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. *In: Simpósio sulamericano de geologia isotópica, Pucon, Chile. Abstracts*, CD-ROM.

Möller P., Dulski P., Szacki W., Malow G., Riedel E. 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1497-1503.

Murciego A., Sanches A. G., Dusausoy Y., Pozas J. M. M., Ruck R. 1997. Geochemistry and EPR of cassiterites from the Iberian Hercynian Massif. *Mineralogical Magazine*, **61**: 357-365.

Neiva A. M. R. 1996. Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist*, **34**: 745-768.

- Nogueira C. C. 2012. *Caracterização do maciço Santa Clara no município de Cujubim (RO) com base em litogeoquímica, geocronologia e estudos isotópicos*. MS Dissertation, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 150 p.
- Palmeira L. C. M. & Carvalho J. M. A. 2016. Carta geológica da Folha Ariquemes SC-20-V-D. Porto Velho, CPRM, 1 mapa. Escala 1:250.000.
- Payolla B. L. 1994. *As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 145 p.
- Pontes E. P. 2014. *Estanho*. Brasil. In: Departamento Nacional de Produção Mineral. Sumário Mineral. Brasília, DNPM, **34**:68.
- Porsani J. L., Mendonça C. A., Bettencourt J. S., Hiodo F. Y., Vian J. A. J., Siva J. E. S. 2004. Investigações GPR nos distritos mineiros de Santa Bárbara e Bom Futuro: Província Estanífera de Rondônia. *Revista Brasileira de Geofísica*, **22**: 57-68.
- Quadros M. L. E. S. & Rizzotto G. J. 2007. *Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, 153 p., 1 CD-ROM.
- Quadros M. L. E. S., Palmeira L. C. M., Castro C. C. 2011. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C)*. Porto Velho, CPRM, 160 p.
- Rizzotto G. J., Quadros M. L. E. S., Bahia R. B. C., Cordeiro A. V. 2004. Folha SC.20- Porto Velho. In: Schobbenhaus C., Goncalves J. H., Santos J. O. S., Abram M. B., Leão Neto R., Matos G. M. M., Vidotti R. M., Ramos M. A. B., Jesus J. D. A. (Ed.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, sistema de informações geográficas*. Brasília, DF, CPRM, 1 CD-ROM.
- Romanini S. J. 1982. *Geologia e geoquímica do complexo granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. MS Dissertation, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 85 p.
- Rosa-Costa L. T. 2006. *Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 226p.
- Ruiz A. S. 2005. *Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônica região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 260 p.
- Ruiz A. S., Quadros M. L. E. S., Fernandes C. J., Palmeira L. C. M., Pinho F. E. C. 2014. Metalogênese da Província Sunsás. In: Silva M. G., Rocha Neto M. B., Jost H. (Ed.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 589 p.
- Santos J. O. S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central/Geotectonics of the Guyana and Central Brazilian Shields. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasil. p. 169-226

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., Mcnaughton N., Fletcher I. R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

Santos J. O. S., Rizzoto G. J., Potter P. E., Mcnaughton N. J., Matos R. S., Hartmann L. A., Chemale F., Quadros M. E. S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**: 120-152.

Santos Junior P. S. M. 2015. *Metalogênese do depósito de estanho Liberdade, Campo Novo de Rondônia – RO*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, Brasília, 87 p.

Scandolaro, J. S. 2006. *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapei, centro leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 383 p.

Souza V. S. 2003. *Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcanoplutônico estanífero Bom Futuro (RO)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 240p.

Souza V. S. & Botelho N. F. 2009. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albita granito Palanqueta, depósito de estanho do Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 694-703.

Sparrenberger I. 2003. *Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 252p.

Sparrenberger I., Bettencourt J. S., Tosdal R. M., Wooden J. L. 2002. Datações U-Pb convencional versus SHRIMP do Maciço Estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil. *Revista de Geologia da USP, Série Científica*, **2**: 79-94.

Tassinari C. C. G. 1981. *Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região amazônica*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 99 p.

Tassinari C. C. G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.

Tassinari C. C. G., Cordani U. G. C., Nutman A. P., Schuess 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. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174–182.

Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.

Teixeira W., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.

Uher P., Breiter K., Klecka M., Pivec E. 1998. Zircon in highly evolved Hercynian Homolka Granite, Moldanubian Zone, Czech Republic: indicator of magma source and petrogenesis. *Geologica Carpathica*, **49**: 151-160.

Vasquez M. L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.

Wang R. C., Zhao G. T., Lu J. J., Chen X. M., Xu S. J., Wang D. Z. 2000. Chemistry of Hf zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineralogical Magazine*, **64**: 867-877.

Wang X., Griffin W. L., Chen J. 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal*, **44**: 65-72.

Yamamoto K. J. 2001. Métodos computacionais. In: Yamamoto K. J. (Ed.). *Avaliação e classificação de reservas minerais*. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo. p. 123-161.

Yamamoto J. K. & Landim P. M. B. 2013. *Geoestatística: conceitos e aplicações*. São Paulo, Editora Oficina de Letras, 215 p.