



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Cassiano Costa e Castro

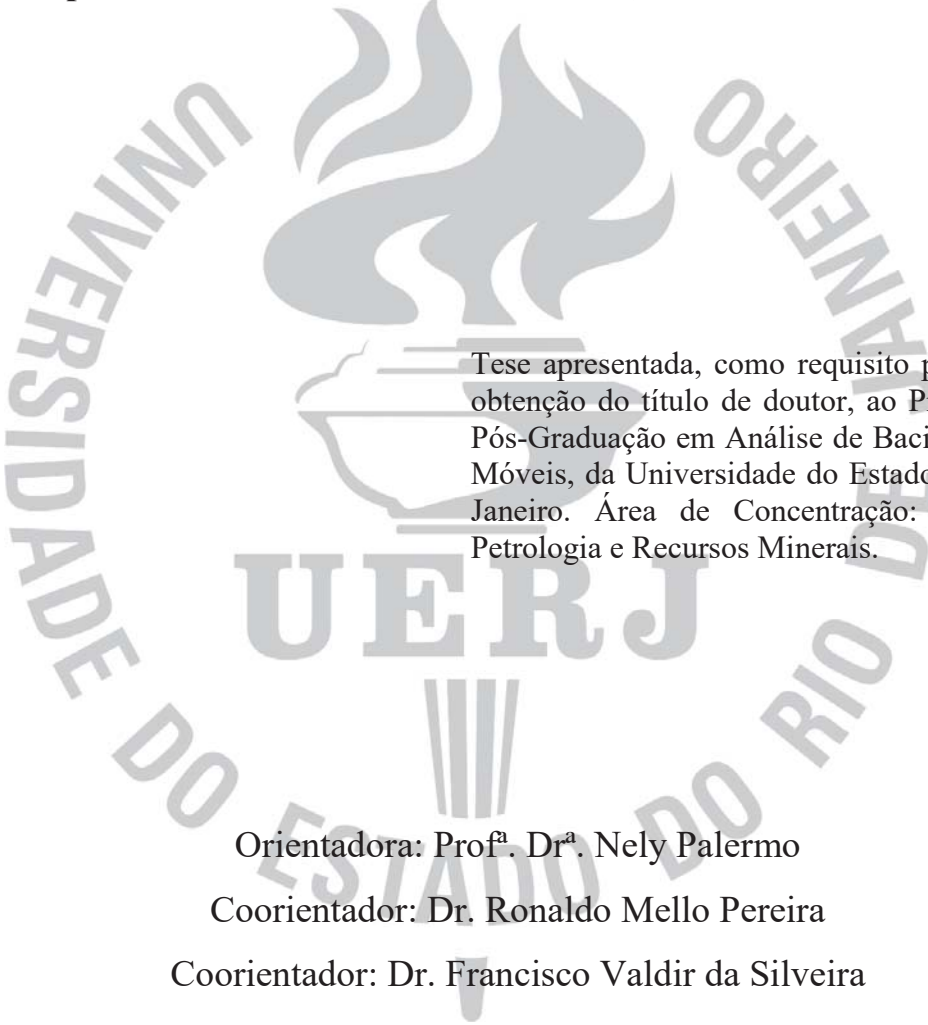
Porção sul do batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da província estanífera de Rondônia: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas

Rio de Janeiro

2016

Cassiano Costa e Castro

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



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Nely Palermo

Coorientador: Dr. Ronaldo Mello Pereira

Coorientador: Dr. Francisco Valdir da Silveira

Rio de Janeiro

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C355 Castro, Cassiano Costa e.
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 / Cassiano Costa e Castro. – 2016.
170 f. : il.

Orientadora: Nely Palermo.
Coorientador: Ronaldo Mello Pereira.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Estanho – Minas e Mineração – Rondonia – Teses. 2. Cassiterita – Rondonia – Teses. 3. Mapeamento geológico – Rondonia – Teses. 4. Geoquímica – Teses. 5. Tempo geológico – Teses. I. Palermo, Nely. II. Pereira, Ronaldo Mello. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 553.45(811.1)

Autorizo apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada na fonte.

Assinatura

Data

Cassiano Costa e Castro

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

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 23 de novembro de 2016.

Banca Examinadora:

Prof^a. Dr^a. Nely Palermo (Orientadora)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Francisco José da Silva
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro– UFRJ

Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes
Universidade Federal do Rio de Janeiro– UFRJ

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus filhos Nasson, Maria Caroline e Maria Eduarda e a minha esposa Rivanda Castro.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por me dar forças para sempre seguir em frente.

Agradeço a CPRM – Serviço Geológico do Brasil por incentivar o meu desenvolvimento profissional, permitindo cursar o doutorado através do seu programa de capacitação. Por desmobilizar recursos para as etapas de campo e viagens ao Rio de Janeiro para realizar análises e fazer as disciplinas e ainda pela liberação parcial concedida para elaboração desta tese.

Em um trabalho deste tipo, em que tantas pessoas foram de alguma forma envolvidas, eu não teria espaço para agradecer devidamente a todos, portanto me perdoem alguma omissão.

Agradeço aos geólogos do Projeto Geologia e Recursos Minerais das Folhas Ji-Paraná e Serra da Providência, Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza e Manoel Augusto Corrêa da Costa pelas discussões geológicas no campo e durante a confecção da nota explicativa do projeto.

Agradeço ao auxiliar de campo “propector” Nadir Ceolin, pela sua incansável curiosidade geológica durante as etapas de campo do doutorado e todas as outras destes últimos nove anos.

Agradeço ao seu Raimundo Nonato, motorista da CPRM, o melhor que já conheci, pelo seu profissionalismo, comprometimento e principalmente pelo companheirismo todos estes anos.

Agradeço as técnicas em geociências Maria Rosalva Campos Coelho e Cynara Maria Holanda Freire Di Domênico pelo processamento dos 600 kg de amostras para geocronologia (U-Pb/Lu-Hf e Sm-Nd) e litogeoquímica.

Agradeço ao Raimundo Nonato, técnico do laboratório Multilab da UERJ, por confeccionar os *mounts* e fazer as imagens de catodoluminescência das minhas amostras para as análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf.

Agradeço a geóloga Bruna Saar pela ajuda nas análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf no laboratório Multilab da UERJ.

Agradeço ao Geólogo Dalton Rosemberg, a técnica em geociências Antonieta Barros Lelo e ao técnico em geociências Mario Sérgio dos Santos pela ajuda na confecção e montagem do SIG do mapa geológico da Folha SC.20-Z-A-VI-4.

Agradeço a bibliotecária da Residência da CPRM em Porto Velho, Terezinha de Jesus Fôro pela normalização bibliográfica desta tese.

Agradeço aos geólogos Guilherme Ferreira e Elias Prado pelo processamento da geofísica e pelo auxílio na utilização do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

Agradeço aos geólogos Luciano Costa e Thyago de Jesus pela imensa ajuda nas descrições petrográficas e por todas as discussões que estivemos “ao pé” do microscópio.

Ao Prof. Mauro Geraldês eu agradeço pelo apoio na obtenção de dados geocronológicos e isotópicos no laboratório Multilab da UERJ e pela disponibilidade em discutir a interpretação destes dados.

A minha orientadora, Prof^a. Nely Palermo, que acreditou no meu trabalho e aceitou ser minha orientadora mesmo com o projeto já em andamento.

Ao meu orientador, Prof. Ronaldo Mello Pereira, eu agradeço pela confiança, e por ter cunhado em mim a vontade de ser um geólogo exploracionista, sempre cobrando que eu aguçasse o senso crítico baseado na geologia factual.

Agradeço a minha mãe, Leonor Santos, por sempre me incentivar a buscar conhecimento evoluir como pessoa.

Finalmente eu gostaria de agradecer à minha mulher e filhos que me apoiaram nestes últimos anos, período de tanto trabalho, perdoando a minha ausência nas horas alegres e nas horas tristes em que eu não pude estar junto deles, meu muito obrigado.

A genialidade é 1% inspiração e 99% transpiração.

Thomas Edison

RESUMO

CASTRO, Cassiano Costa e. *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*. 2016. 170 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, 2016.

A Suíte Intrusiva 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). É constituída por hornblenda-biotita sienogranitos e biotita sienogranitos com textura rapakivi, charnockitos, mangeritos e rochas máficas associadas. Os granitoides variam de equigranulares com granulação média a porfiríticos de granulação grossa, com trama variando de isotrópica a foliada e possuindo idades U–Pb em zircão entre 1.606 e 1.532 Ma. O presente trabalho foi baseado em levantamentos de campo e em estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (Sm-Nd em rocha total e U-Pb/Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS) das fácies graníticas que compõem a porção sul do Batólito Serra da Providência. O principal objetivo foi o de apresentar uma proposta de evolução geológica da porção sul do Batólito Serra da Providência, indicando a sua inserção no panorama metalogênico do estanho em Rondônia, onde se aponta para uma possível recorrência das mineralizações estaníferas ao longo do tempo geológico; passando a ser este corpo o primeiro pulso mineralizado em Sn. Este trabalho identificou na porção sul do Batólito Serra da Providência exposições de biotita sienogranito granofirico, com idade concórdia de 1.577 ± 12 Ma, possuindo concentrações < 1% de cassiterita, além de sericita-quartzo greisens portadores de cassiterita e com teores de até 1.638 ppm de Sn e de corpos de hematititos com teores médios de 537ppm de Sn. Amostras do biotita sienogranito granofirico mineralizado possuem ϵHf (t) com todos os valores variando de fracamente a moderadamente positivos, e indicando que as rochas desta fácies evoluíram a partir do aporte de magma máfico, gerado a partir da fusão do manto e houve uma significativa contribuição de fontes crustais. Através da petrografia, das idades U-Pb em zircão, dos dados de ϵHf , da obtenção de idades mínimas de extração mantélica (TDM) e da geoquímica é possível propor que as rochas da porção sul do Batólito Serra da Providência, são rochas originadas a partir de fontes com proporções distintas de magmas máficos derivados do manto e magmas félsicos oriundos da refusão de fontes crustais, e que provavelmente após esta mistura de magmas, evoluíram por processo de cristalização fracionada. Nove idades U-Pb inéditas confirmam que o magmatismo que compõe a parte sul do batólito Serra da Providência possui idade de cristalização entre 1.587 Ma e 1.576 Ma dentro do limite do erro máximo calculado que foi de ± 16 Ma. Por conseguinte, sugere-se nesta tese que o principal mecanismo de aporte de estanho na Suíte Intrusiva Serra da Providência provém da refusão crostas continentais de idades pré-Jamari (2,28 e 2,37 Ga) sub-aflorantes, já que nesta parte do Cráton Amazônico não afloram rochas mais antigas do que 1.760 Ma e que esta seria um possível reservatório parental de Sn para a Província Estanífera de Rondônia.

Palavras-chaves: Suíte Intrusiva Serra da Providência. Província Estanífera de Rondônia.

Recorrência Metalogenética. Cassiterita. Greisen.

ABSTRACT

CASTRO, Cassiano Costa e. *Southern portion of the Serra da Providência Batholith relating its role in the tin metallogeny of the Rondonia Tin Province: insights of a recurrence in the tin mineralizations*. 2016. 170 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, 2016.

The Serra da Providência Suite is located in the southwest portion of the Amazonian Craton and corresponds to an expressive amount of anorogenic magmatism related to post-collision moment of the Rondônia-Juruena or Ouro Preto orogeny (1.67 to 1.63 Ga). This suite assembles hornblende-biotite syenogranites and biotite syenogranites with rapakivi textures, charnockites, mangerites and related mafic rocks. The granitoids vary from medium-grained equigranular to coarse-grained porphyritic texture, with from isotrope to foliated fabric. The U-Pb ages in zircons are between 1,606 and 1,532 Ma. The present work is based in fieldwork surveys and petrographic, litogeochemistry and geochronological studies (Sm-Nd in bulk rock and U-Pb/Lu-Hf in zircon by LA-ICP-MS) in the granitic facies that conform the southern portion of the Serra da Providência Batolite. The main objective of this work is to propose a geological evolution of the southern portion of the Serra da Providência Batolite, relating its role in the tin metallogeny scenery of Rondônia, possibly exposing a recurrence of tin mineralizations along the geologic time. In this context, the Serra da Providencia Suite is the first tin magmatic pulse mineralized and possibly the precursor of this process. This work identified biotite granophyres, with concord age of $1,577 \pm 12$ Ma, containing <1% cassiterite contents, and also quartz-sericite greisens containing cassiterite and with 1,638 ppm of tin content, and massive hematite bodies with average content of 537 ppm of tin. Samples of the mineralized biotite granophyre have positive ϵ_{Hf} values indicating that there was only a mafic magma input, originated from the mantle melting, resulting in the crystallization of that rock. The distinguished compositional gap between the viborgite/pyterlite and the granophyric granites samples, in several geochemical diagrams, confirms the hypothesis that magmas of different sources probably crystallized through the fractional crystallization process. Nine geochronological U-Pb data confirmed that the magmatism of the southern portion of the Serra da Providência Batolite crystallized in the ages between 1,587 and 1,576 Ma, within the calculated deviation limit of ± 16 Ma. Therefore, it is suggested that the main mechanism of tin input in the magma that originated the Serra da Providência Suite derives from a mafic magma with TDM ages between 1.93 and 2.20 Ga, formed by the mantle melting. It is also suggested that there is still a parental tin reservoir of tin for the Rondônia Tin Province related to the continental crust prior to the sub outcropping Jamari Complex (2.28 to 2.37 Ga), given the fact that in this region of the Amazonian Craton there are no register of other rocks older than 1.76 Ga

Keywords: Serra da Providência Suite. Rondonian Tin Province. Metallogenic recurrence.

Cassiterite. Greisen.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1–	Histórico de produção de estanho contido em concentrado.....	18
Figura 2 –	Localização da área de estudo (retângulo cinza) na porção centro-leste do Estado de Rondônia.....	21
Figura 3 –	Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) nas províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	25
Figura 4 –	Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) na Província Rondônia–Juruena.....	26
Figura 5 –	Distribuição dos 149 registros de Sn no Território Brasileiro.....	31
Figura 6 –	Distribuição das minas, garimpos e ocorrências/indícios de Sn no Território Brasileiro.....	32
Figura 7 –	Distribuição dos 149 registros de Sn do território brasileiro no tempogeológico.....	43
Figura 8 –	Histograma de frequência das idades de 63 registros de Sn.....	45
Figura 9 –	Diagrama QAP (Q-quartzo; A-álcalifeldspato e P-plagioclásio com An>5) utilizado para classificar as rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência.....	49
Figura 10 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	50
Figura 11 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	52
Figura 12 –	Aspectos de campo do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito).....	54
Figura 13 –	Aspectos microscópicos do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito).....	56
Figura 14 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico rapakivítico.....	58
Figura 15 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico rapakivítico....	59
Figura 16 –	(A) e (B) Aspectos microscópicos do álcali feldspato granito granofírico, ponto 4212-CC-R-26.....	60
Figura 17 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico mineralizado..	63
Figura 18 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito.....	64
Figura 19 –	Aspectos microscópicos do biotita leucossienogranito.....	66
Figura 20 –	Aspectos de campo do gabronorito porfirítico.....	67

Figura 21 – Aspectos microscópicos do gabronorito porfirítico.....	68
Figura 22 – Aspectos de campo do dique granítico.....	69
Figura 23 – Aspectos microscópicos do dique granítico.....	70
Figura 24 – Aspectos de campo dos quartzo-mica greisen.....	72
Figura 25 – Aspectos de campo do Sericita-turmalina-quartzo greisen e hematitito.....	74
Figura 26 – Aspectos de macroscópicos dos diferentes tipos de greisens.....	75
Figura 27 – Aspectos de microscópicos dos diferentes tipos de greisens.....	77
Figura 28 – Aspectos de microscópicos do sericita-turmalina-quartzo greisen.....	78
Figura 29 – Mapa geológico da parte sul do Batólito Serra da Providência com a localização das análises geocronológicas.....	82
Figura 30 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão da Fácies biotita sienogranito porfirítico (Viborgito).....	84
Figura 31 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	85
Figura 32 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico.....	86
Figura 33 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do hornblenda- biotita sienogranito porfirítico (piterlito).....	87
Figura 34 – Diagrama concórdia calculado para o hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito) e para o aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico do ponto 4212-CC-R-25.....	88
Figura 35 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4221-CC-R-16A....	89
Figura 36 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4221-CC-R-24.....	90
Figura 37 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranitos granofírico de textura rapakivi dos pontos 4212-CC-R-16 e 4212-CC-R-24.....	91
Figura 38 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-15A.....	92
Figura 39 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-23.....	93

Figura 40 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito granofírico mineralizado dos pontos 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.....	94
Figura 41 – Figura 41 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita leucossienogranito da amostra 4221-CC-R-33.....	95
Figura 42 – Diagrama concórdia calculado para o leuco sienogranito do ponto 4212-CC-R-33.....	96
Figura 43 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do Biotita sienogranito da Fácies Dique granítico.....	97
Figura 44 – Diagrama concórdia calculado para dique de biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-35.....	98
Figura 45 – Gráfico ϵ_{Hf} vs. Idades de cristalização (Ma) para as quatro amostras da parte sul do batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.....	101
Figura 46 – (A) e (B) Fragmentação das amostras de rochas no campo para proceder as análises litoquímicas.....	106
Figura 47 – Diagramas de classificação geoquímica para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	108
Figura 48 – Diagrama AFM para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	109
Figura 49 – Diagramas de Harker para óxidos maiores com a SiO ₂ como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	110
Figura 50 – Diagramas de Harker para elementos traços com a SiO ₂ como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	113
Figura 51 – Diagramas multielementares para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência normalizados em relação à Composição Total da Crosta Continental.....	114
Figura 52 – Curvas de ETR normalizadas segundo o condrito para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.....	114
Figura 53 – Diagrama ternário Rb-Ba-Sr para reconhecimento de trends de diferenciação em rochas ácidas do litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.....	115

Figura 54 – Matriz de correlação para os granitos e greisens da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	117
Figura 55 – Diagramas de classificação tectônica para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	118
Figura 56 – Diagrama de classificação tectônica para as rochas máficas da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	118
Figura 57 – Diagramas de classificação de Frost et al. (2001) para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	119
Figura 58 – Diagrama discriminante dos granitos A, I, S e M e diagrama para classificação de granitoides tipo-A para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	120
Figura 59 – Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico mineralizado.....	121
Figura 60 – Biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R15A.....	122

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico.....	24
Tabela 2 –	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência.....	48
Tabela 3 –	Sumário de análises geocronológicas realizadas nesta tese.....	80
Tabela 4 –	Condições de operação para aquisição de dados isotópicos de U-Pb pelo método LA-MC-ICPMS.....	81
Tabela 5 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-17A.....	84
Tabela 6 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25A.....	87
Tabela 7 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25B.....	88
Tabela 8 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-16A.....	90
Tabela 9 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-24.....	91
Tabela 10 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-15A.....	93
Tabela 11 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-23.....	94
Tabela 12 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-33.....	96
Tabela 13 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-35.....	98
Tabela 14 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-17A.....	100
Tabela 15 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-35.....	100
Tabela 16 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.....	101
Tabela 17 –	Dados isotópicos Sm-Nd das nove amostras da parte sul do Batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.....	102
Tabela 18 –	Valores da norma CIPW para as amostras de gabronoritos.....	108
Tabela 19 –	Resultados das análises em MEV-EDS das cassiteritas provenientes do biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R-15A..	123

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	CONTEXTO TECTÔNICO DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	22
1.1	Cráton Amazônico	22
1.2	Província Rondônia – Juruena	26
1.2.1	<u>Terreno Roosevelt</u>	27
1.2.2	<u>Terreno Jamari</u>	27
2	ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DO ESTANHO NO TERRITÓRIO BRASILEIRO	29
2.1	Introdução	29
2.2	Meso-Arqueano (3.200 – 2.800 Ma)	33
2.3	Paleoproterozoico (2.500 – 1.600 Ma)	33
2.4	Mesoproterozoico (1.600 – 1.000 Ma)	37
2.5	Neoproterozoico (1.000 – 541 Ma)	39
2.6	Mesozoico (252 – 66 Ma)	42
2.7	Cenozoico (66 Ma – atual)	42
2.8	Discussão	43
3	GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA	46
3.1	Introdução	46
3.2	Aspectos de campo e petrográficos	47
3.2.1	<u>Biotita sienogranito porfírico (MP1γspv)</u>	49
3.2.2	<u>Hornblenda -biotita sienogranito porfírico (MP1γsp)</u>	52
3.2.3	<u>Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1γspgfr)</u>	57
3.2.4	<u>Fácies álcali feldspato granito granofírico (MP1γspafg)</u>	59
3.2.5	<u>Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1γspgfm)</u>	61
3.2.6	<u>Fácies biotita sienogranito (MP1γpss)</u>	64
3.2.7	<u>Diques de gabronorito porfíricos (MP1δpsgb)</u>	66
3.2.8	<u>Diques graníticos (MP1γspdg)</u>	69
3.2.9	<u>Greisens</u>	70
4	GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-PB, Lu-Hf, Sm-Nd	79
4.1	Introdução	79

4.2	Idades U-Pb e Lu-Hf em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total: aspectos metodológicos.....	80
4.3	Apresentação e interpretação dos dados U-Pb.....	83
4.3.1	<u>Fácies biotita sienogranito porfirítico/Viborgito (MP1γspv).....</u>	83
4.3.2	<u>Fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico/Piterlito (MP1γspp).....</u>	85
4.3.3	<u>Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1γspgfr).....</u>	88
4.3.4	<u>Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1γspgfm).....</u>	91
4.3.5	<u>Fácies biotita sienogranito (MP1γps).....</u>	94
4.3.6	<u>Dique granítico (MP1γspdg).....</u>	96
4.4	Apresentação e interpretação dos dados Lu-Hf.....	99
4.5	Apresentação e interpretação dos dados Sm-Nd.....	102
4.6	Discussão dos resultados.....	102
5	GEOQUÍMICA.....	104
5.1	Introdução.....	104
5.2	Elementos Maiores.....	106
5.3	Elementos menores e traços.....	111
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	121
	REFERÊNCIAS.....	127
	ANEXO - Sumário dos métodos analíticos utilizados.....	140
	APÊNDICE A – Tabela com os principais registros de Sn no território brasileiro.....	141
	APÊNDICE B – Tabela com análises químicas.....	159
	APÊNDICE C – Mapa Geológico.....	169

INTRODUÇÃO

Apresentação

O primeiro registro de cassiterita em Rondônia data do ano de 1950. Contudo, a produção só iniciou a partir no ano de 1959 e foi realizada somente por garimpeiros até a metade da década de 60, com o uso de técnicas manuais e rudimentares. Segundo Dall'Igna (1994), mesmo de forma rudimentar, no ano de 1962, Rondônia foi responsável por mais de 50% da cassiterita produzida no Brasil.

A Companhia Mineração São Lourenço, no ano de 1963, trabalhando na parte central/sul do Complexo de São Lourenço (igarapé Saubinha) e a Mineração Jacundá, no ano de 1966, trabalhando no Complexo Jacundá, iniciaram a lavra mecanizada no Território Federal de Rondônia. Todavia, somente através da implantação de uma política mineral de fomento e de garantia aos direitos minerários, fixada pelo DNPM pela portaria de lavra nº 195, de 15/04/1970, expandiu-se a mineração oficial, com o aumento de grupos empresariais que iniciaram lavras anteriormente ocupadas por garimpos. Damasceno (1988) destaca a implantação de metodologia de lavra adequada às características das acumulações residuais em Rondônia, dentro da paisagem climática e fisiográfica da região amazônica, como um dos fatores relevantes para o desenvolvimento da indústria e metalurgia do estanho no Brasil.

Com o significativo aumento de grupos empresariais e avanços tecnológicos de lavra e beneficiamento do minério, o país foi abandonando gradativamente a posição de importador do metal até atingir a sua autossuficiência no ano de 1975. Com a entrada em operação, em 1983, da Mina do Pitinga no município de Presidente Figueiredo, no Estado do Amazonas, Rondônia perde a sua posição como principal produtor nacional de cassiterita. A superprodução de estanho causou a dissolução do ICT- *Internacional Tin Council*, que manteve os excessos de produção em seus estoques reguladores e segurou o preço do estanho artificialmente elevado até meados de 1985. Segundo Dall'Igna (1994), os preços do estanho no mercado internacional despencaram de 12.049,00 US\$/t para 6.242,00 US\$/t.

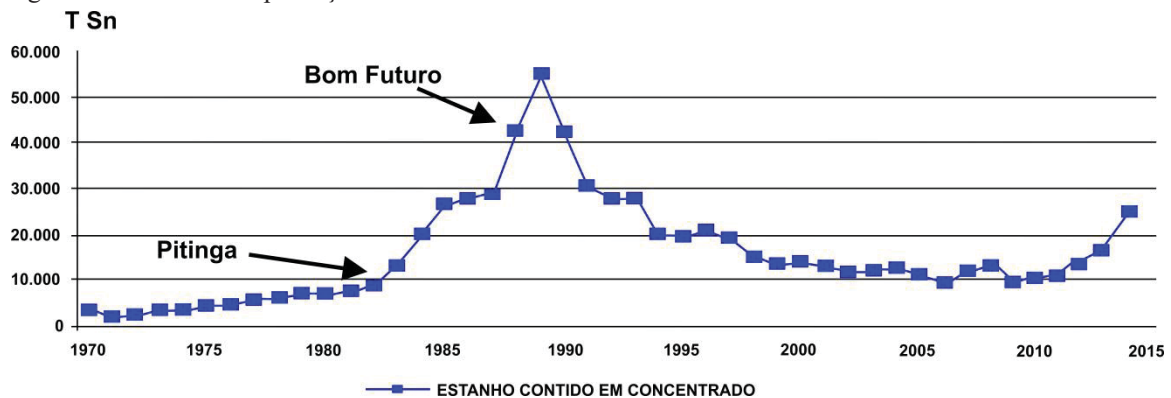
No ano de 1987, a jazida de Bom Futuro foi descoberta por madeireiros nas proximidades do igarapé Santa Cruz, no município de Ariquemes. A área foi requerida pela MS Mineração Ltda. Contudo, antes mesmo de receber o alvará de lavra, a área foi invadida

por garimpeiros, principalmente ex-funcionários das empresas de mineração demitidos na ainda recente crise 1985. A legislação passou a ser frontalmente desrespeitada com a atividade garimpeira e consequente comercialização do minério.

Segundo Lima (2009), Bom Futuro, com seu minério rico em teor, adicionou mais 49% à produção em 1988 e outros 29% em 1989, ano em que o Brasil obteve sua produção máxima, cerca de 54.700 toneladas de estanho contido em cassiterita, levando o país a alcançar a primeira posição no ranking dos produtores mundiais (Figura 1).

Com base no último Sumário Mineral de 2015, publicado pelo Departamento da Produção Mineral (DNPM), no ano de 2014, o Brasil foi quinto maior produtor mundial, ficando atrás de China, Indonésia, Bolívia e Peru e a produção nacional de concentrado de estanho (em metal contido) foi de 25.534 t, com alta de 51% em relação a 2013. Destaque para Amazonas e Rondônia, com 72% e 17% da produção nacional respectivamente. Minas Gerais e Pará foram os outros estados produtores brasileiros.

Figura 1 – Histórico de produção de estanho contido em concentrado.



Fonte: Modificado Lima (2009).

Os estudos geológicos sistemáticos no Estado de Rondônia iniciaram-se na década de 60, por empresas de mineração e por projetos desenvolvidos em conjunto por DNPM/CPRM, motivados pelo alto potencial do estanho. O Projeto Província Estanífera de Rondônia, realizado na segunda metade da década de 70, assim como diversos prospectos para cassiterita realizados pela CPRM até o ano de 1994, é um claro exemplo disso.

A estrutura organizacional deste documento inclui preliminarmente a contextualização de evolução propostos para o Cráton Amazônico (Capítulo 2), destacando-se o contexto geológico regional da área de estudo, enfocando a compartimentação e modelos evolutivos para o SW do Cráton Amazônico e alguns aspectos da Província Rondônia-Juruena e/ou Rio Negro-Juruena. Em seguida, no Capítulo 3, será apresentado o estado da arte do estanho no

território brasileiro. No Capítulo 4 será descrita, mais detalhadamente, a geologia da área em questão, serão expostos os principais problemas geológicos que motivaram a proposição deste trabalho, onde a partir dos quais foram definidos os objetivos da pesquisa. Por conseguinte, no Capítulo 6 serão apresentados e discutidos os resultados alcançados neste trabalho.

Objetivos da Pesquisa

Segundo Bettencourt et al. (1999) a Província Estanífera de Rondônia (PER) possui seis episódios de magmatismo, entre 1.600 e 970 Ma, sendo os quatro últimos pulsos mineralizados em Sn e metais raros, além de Cu, Pb, Zn e F. A Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U–Pb entre 1.346 e 1.338 Ma) seria a mais antiga, seguida da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (idade U–Pb entre 1.314 e 1.309 Ma); Suíte Intrusiva Santa Clara (idade U–Pb entre 1.082 e 1.074Ma) e a Suíte Intrusiva Rondônia (idade U–Pb entre 998 e 974 Ma), sendo esta a mais jovem de todas.

Objetivando contribuir para o avanço do conhecimento da Província Estanífera de Rondônia, foi realizada esta pesquisa no nível de tese de doutorado, iniciada em 2013 e vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

Os trabalhos de identificação e caracterização realizados na porção sul do Batólito Serra da Providência e das suas rochas encaixantes permitirão alcançar os objetivos da pesquisa proposta, quais sejam:

- a) Refinar a caracterização petrográfica e geoquímica feita por Iza et al. (2015) e determinar a suíte mineralógica através da análise de concentrados de minerais pesados das fácies graníticas que compõem a porção sul Batólito Serra da Providência;
- b) Determinar as idades das fácies que compõem a porção sul do Batólito Serra da Providência através de análises U-Pb em zircão por LA-ICPMS;
- c) Determinar a evolução magmática da porção sul do Batólito Serra da Providência através de análises Sm-Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão por LA-ICPMS;

- d) Caracterizar a composição química e o modo de ocorrência das mineralizações de estanho na porção sul do Batólito Serra da Providência e o seu potencial;
- e) Apresentar uma proposta de evolução geológica e metalogênica para a porção sul do Batólito Serra da Providência;

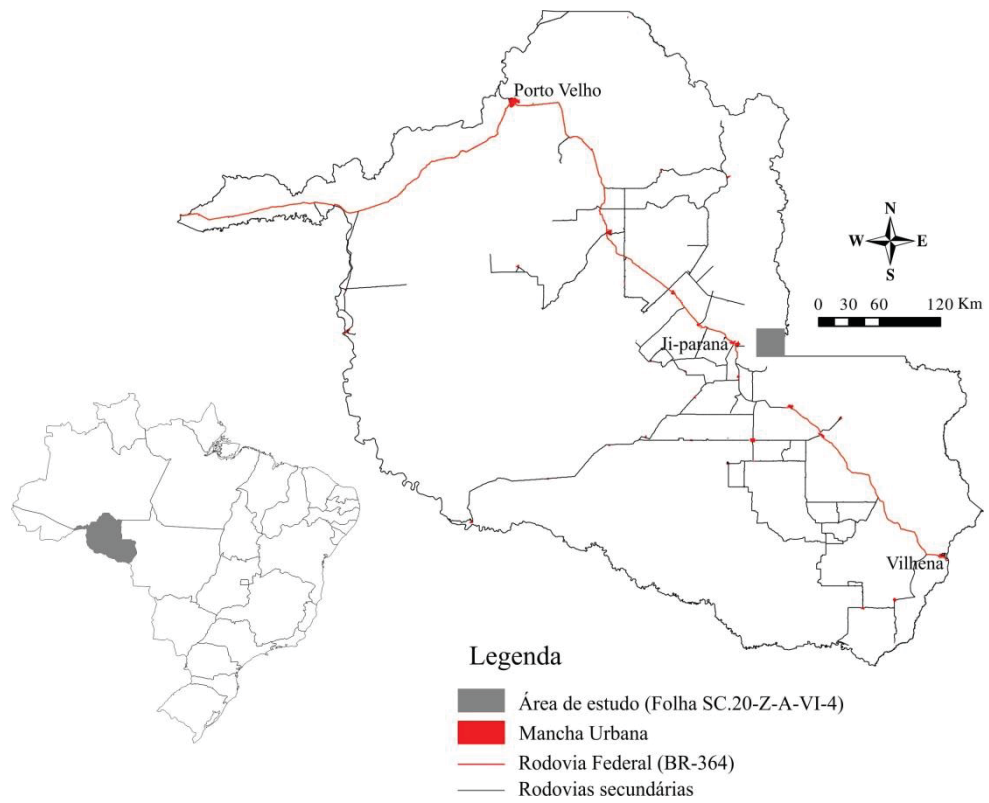
Área de estudo – localização e vias de acesso

A área de estudo compreende a folha topográfica SC.20-Z-A-VI-4, na escala 1:50.000, e encontra-se inserida na porção centro-leste do estado de Rondônia, na fronteira com o Estado do Mato Grosso. Os municípios de Ji-Paraná, Presidente Médici e Ministro Andreazza em Rondônia e Rondolândia no Mato Grosso compõem a área de estudo (Figura 2).

A cidade de Ji-Paraná foi escolhida como base operacional para os trabalhos de campo. Encontra-se distante 375 km da capital, é a segunda maior cidade do Estado, com 116.610 habitantes, segundo o último censo do IBGE feito em 2010. Possui uma boa estrutura de serviços e comércio e um aeroporto de pequeno porte, chamado Aeroporto José Coletto, de onde saem voos diários para a cidade de Cuiabá.

O acesso à área, partindo de Porto Velho, é facultado pela BR-364, até a cidade de Ji-Paraná. A partir de Ji-Paraná o acesso à área é feito por estradas secundárias, denominadas “linhas e travessões”. Estas normalmente são equidistantes cerca de cinco quilômetros e são resultado da colonização do INCRA no Estado de Rondônia. A linha C86 é a melhor opção para se atingir a porção sul do Batólito Serra da Providência.

Figura 2 – Localização da área de estudo (retângulo cinza) na porção centro-leste do estado de Rondônia.



Fonte: O autor, 2016.

1 CONTEXTO TECTÔNICO DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

1.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, uma das principais unidades tectônicas da América do Sul, com extensão de 5.600.000 km², é recoberto por bacias fanerozoicas a norte (Bacia do Tacutu), a nordeste (Bacia do Maranhão), a leste (Bacia do Parnaíba), na parte central (Bacia do Amazonas), a sul (Bacias Xingu e Alto Tapajós), a sudoeste (Bacia dos Parecis) e a oeste (Bacia do Solimões). O Cráton Amazônico é limitado, a oeste, pelo cinturão orogênico andino, por rochas neoproterozoicas dos grupos Baixo Araguaia, a leste, e pelos grupos Alto Paraguai, Cuiabá, Corumbá e Faixa Móvel Araguaia, a sul e sudeste (PIMENTEL; FUCK, 1992).

As propostas de evolução do Cráton Amazônico nas últimas cinco décadas iniciam com a subdivisão do Cráton em Escudo das Guianas (norte) e Escudo Guaporé ou Brasil-Central (sul), como duas porções distintas separadas pela sinéclise do Amazonas até o final da década de 60, quando Amaral (1974) subdividiu a plataforma amazônica em três províncias: oriental, central e ocidental, cada uma delas com características litológicas, estruturais e geocronológicas próprias (Tabela 1). As províncias possuíam idades distintas e orientação aproximadamente norte-nordeste, com idades cada vez mais jovens no sentido oeste. A partir da proposta de Amaral (1974), diversos modelos evolutivos foram sugeridos com o intuito de aperfeiçoar esta ideia inicial, também fundamentados em dados geocronológicos.

Hasui, Haralyi e Schobbenhaus (1984), considerando informações geofísicas, propuseram uma estruturação da Amazônia em doze blocos crustais. Esses blocos teriam se agregado através de colisões diácronas no Arqueano/Paleoproterozóico, compondo parte de um mega continente.

Cordani et al. (1979) e Cordani & Neves (1982) propuseram modificações significativas na nomenclatura e limites das províncias geológicas (Tabela 1). Segundo estes autores, a Província Amazônia Central (>2,1 Ga) teve sua terminologia mantida, a Província Amazônia Oriental passou a ser denominada Província Maroni-Itacaiúnas (2,1 a 1,8 Ga) e a Província Amazônia Ocidental (1,7 a 1,1 Ga) foi subdividida nas províncias Rio Negro-Juruena (1,70 a 1,45 Ga) e Rondoniana-San Ignacio (1,45 a 1,30 Ga). Em adição a este

modelo, Teixeira et al. (1989) propuseram a definição da Faixa Móvel Sunsás (1,25 a 1,0 Ga), no extremo oeste do Cráton Amazônico (Tabela 1). Tassinari e Macambira (1999) propuseram a definição da Província Ventuari-Tapajós (1,9 a 1,8 Ga), definindo-a como um arco magmático localizado entre as províncias Rio Negro-Juruena e Amazônia Central (Tabela 1).

Tassinari e Macambira (2004) dividiram o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (Figura 3A): Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Figura 3A).

Santos et al. (2000, 2003, 2006, 2008), por meio da interpretação de dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, identificaram sete principais províncias geológicas-tectônicas pré-cambrianas e um cinturão de cisalhamento, com idades variando de 3,1 a 0,99 Ga: Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga), Transamazônica (Guianas) (2,25-2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Amazônia Central (supostamente arqueano); Rio Negro (1,86-1,52), Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga), Sunsás (1,45-1,11 Ga) e o cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,10-1,33) (Figura 3B).

Atualmente, as propostas de Santos et al. (2008) e Tassinari; Macambira (2004) (Tabela 1) são os dois modelos geocronológicos que têm sido mais difundidos e aprimorados. Considerando estes modelos, a área deste trabalho está inserida na Província Rondônia-Juruena segundo (SANTOS et al., 2008) ou Rio Negro – Juruena conforme (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

Tabela 1 – Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico

Amaral (1974)	Cordani et al. (1979)	Teixeira et al. (1989)	Tassinari et al. (1996)	Tassinari (1996)	Tassinari e Macambira (1999)	Santos et al. (2000)	Bizzi (2003)	Tassinari e Macambira (2004)	Santos et al. (2006)	Santos et al. (2008)
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiunas 2100-1800 Ma (com Carajás)	Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas (incluindo a faixa K'Mudku) 2250-1900 Ma	Maroni-Itacaiunas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma	Maroni-Itacaiunas (incluindo apenas parte faixa K'Mudku) 2200-1950 Ma	Transamazônica 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)	Transamazônicas 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)	Transamazônicas 2260-2010 Ma (incluindo Imataca e Bacajá)	Maroni-Itacaiunas 2200-1900 Ma	Transamazônicas 2260-2010 Ma (incluindo Imataca e Bacajá)	Transamazônicas 2260-2010 Ma (incluindo Imataca e Bacajá)
	Amazônia Central	Provincia Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2500 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2200 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Carajás 3100-2530 Ma	Carajás 3100-2530 Ma	Amazônia Central >2300 Ma	Carajás 3000-2500 Ma	Carajás 3000-2500 Ma
Amazônia Ocidental	Rio Negro - Juruena 1700-1450 Ma	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Ventuari-Tapajós 1950-1850 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma	Ventuari-Tapajós 1900-1800 Ma	Tapajós-Parima 2030-1880 Ma	Tapajós-Parima 2030-1880 Ma
	Rondoniana 1400-1100 Ma	Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondoniana-Juruena 1760-1470 Ma	Rio Negro 1860-1520 Ma	Rio Negro 1860-1520 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Rio Negro 1820-1520 Ma	Rio Negro 1820-1520 Ma
		Faixa Móvel Sunsas 1100-900 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1300-1000 Ma	Sunsás 1330-990 Ma	Sunsás 1450-990 Ma	Sunsás 1450-990 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma

* Amazoniana (português) é a tradução de Amazonian (Inglês).

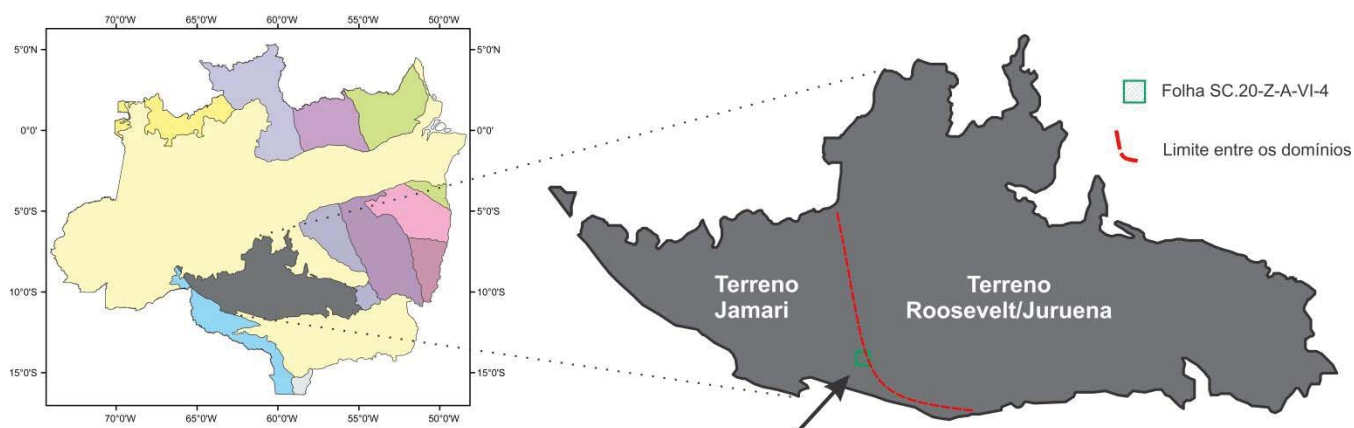
Fonte: Modificado de Santos (2003).

1.2 Província Rondônia – Juruena

As rochas que constituem o embasamento das regiões de Rondônia e Juruena mostram idades isocrônicas Rb-Sr distintas, respectivamente, 1,45-1,30 Ga e 1,80-1,55 (TASSINARI, 1996). Os dados U-Pb obtidos por Payolla et al. (1998) e Santos et al. (2000) forneceram idades semelhantes para o embasamento de ambas as regiões, na faixa de 1,81-1,69 Ga. Baseado na geocronologia e na disposição estrutural regional dominante segundo WNW-ESSE a E-W, Santos et al. (2000) reuniram as regiões de Rondônia e Juruena na mesma província.

Utilizando critérios estratigráficos, tectono-metamórficos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos, Scandolaro (1999a) subdividiu a Província Rondônia–Juruena em dois terrenos/domínios geográficos: Terreno Jamari (porção oeste) e Terreno Roosevelt/Juruena (porção leste). Santos et al. (2008) acrescentaram o Terreno Alto Jauru à Província Rondônia–Juruena, localizando-o no extremo sul da área. A área de estudo está localizada a leste do Terreno Jamari, próximo ao limite com o Terreno Roosevelt/Juruena (Figura 4).

Figura 4 – Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) na Província Rondônia–Juruena.



Fonte: Scandolaro (1999a).

1.2.1 Terreno Roosevelt

Este terreno estende-se desde a porção leste do Batólito Serra da Providência, até os limites com o Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós–Parima no norte de Mato Grosso.

Santos (2003) propõe, de modo simplificado, um empilhamento estratigráfico ainda preliminar, de quatro tipos de associações de rochas neste terreno: a) dois tipos principais de embasamento: um mais ao norte e mais antigo (complexos Monte Verde e Bacaeri-Mogno) com idades entre 2.100 e 1.850 Ma; e outro mais jovem e situado mais ao sul (Grupo Alto Jauru), com idades entre 1.780 e 1.740 Ma; b) suítes graníticas orogênicas de caráter cálcio-alcalino, formadas no reduzido intervalo de tempo de 1,84 e 1,77 Ga; são estas: Suítes São Pedro, São Romão, Juruena, Nhandu, Apiacás, Paranaíta, Cristalino, Vitória; c) grupos vulcânicos e vulcanossedimentares (Beneficiente, Roosevelt e Colíder) com idades entre 1800 e 1.690 Ma, são ligeiramente mais jovens ou parcialmente contemporâneos de algumas das suítes graníticas; d) assembleia pós-orogênica (bacias sedimentares e granitos anorogênicos). Segundo Scandolara (1999b), o conjunto, excetuando-se a assembleia pós-orogênica, foi afetado por um evento compressional que culminou na instalação de transcorrências sinistrais E-W/SW-NE, em condições de médio-alto grau metamórfico.

1.2.2 Terreno Jamari

O Terreno Jamari corresponde ao produto da Orogenia Juruena ou Jauru, ocorrida entre 1,78 – 1,74 Ga (SANTOS 2003) ou Madeirinha (1,78-1,63 Ga), com fase colisional, orogenia Ouro Preto, entre 1,67 a 1,63 Ga (SANTOS et al. 2000 apud SCANDOLARA et al., 2013). Segundo Scandolara (2006), a formação de crosta em arco de margem continental ativa envolveu fontes juvenis de manto depletado com a participação de proporções variáveis de crosta mais antiga reciclada.

O embasamento deste domínio é composto por uma associação heterogênea de rochas polideformadas e metamorfisadas em grau médio a alto, composta por ortognaisses tonalíticos e quartzo-dioríticos, com intercalações subordinadas de lentes de enderbitos, gnaisses calcissilicáticos e raros anfíbolitos e por uma associação de rochas metassedimentares e

metamáficas em alto grau metamórfico, composta por biotita-cordierita-granada gnaisses, gnaisses kinzigíticos, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-granada gnaisses, biotita-quartzo gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos finos, anfibolitos e granulitos máficos.

Este pacote de rochas foi inicialmente denominado de Pré-Cambriano CD (LOBATO et al. 1966), Complexo Basal (SOUZA et al. 1975), Complexo Xingu (LEAL et al., 1978) e Complexo Jamari (ISOTTA et al., 1978). Scandolara et al. (1999b) foram os primeiros a restringirem ao Complexo Jamari somente as rochas ortoderivadas, inserindo as paraderivadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú. Rizzotto et al. (2004) mantiveram o Complexo Jamari como constituído predominantemente por ortognaisses e a associação de rochas paraderivadas passaram, então, a constituir outra unidade litoestratigráfica denominada Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras.

Intrusivas no embasamento ocorrem suítes de granitos rapakivi que Bettencourt et al. (1999) agruparam em sete episódios magmáticos distintos de idade entre cerca de 1.606 e 974 Ma. As sete suítes de granitos rapakivi são: Suíte Intrusiva Serra da Providência (idades U–Pb entre 1.606 e 1.532 Ma); Suíte Intrusiva Santo Antônio (idade U–Pb 1.406 Ma); Suíte Intrusiva Teotônio (idade U–Pb 1.387 Ma); Suíte Intrusiva Alto Candeias (idades U–Pb entre 1.346 e 1.338 Ma); Suíte Intrusiva São Lourenço–Caripunas (idades U–Pb entre 1.314 e 1.309 Ma); Suíte Intrusiva Santa Clara (idades U–Pb entre 1.082 e 1.074 Ma); e Suíte Granitos Últimos de Rondônia (idades U–Pb entre 998 e 974 Ma).

A Formação Mutum-Paraná (LOBATO et al., 1966; SANTOS et al., 2000; SCANDOLARA et al., 1999b), de idade 1.746 Ma, e o Grupo Roosevelt (SANTOS et al., 2000), de idade 1.740 Ma constituem as coberturas supracrustais deste terreno, além das coberturas sedimentares meso-neoproterozoicas indeformadas (idades entre 970 e 1.039 Ma) da Formação Palmeiral (LOBATO et al., 1966; SOUZA et al., 1975), consideradas como sedimentação de bacias pós-orogênicas do tipo *foreland* (SANTOS et al., 2000) ou bacias intracontinentais (BAHIA; PEDREIRA, 1999).

2 ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DO ESTANHO NO TERRITÓRIO BRASILEIRO

2.1 Introdução

O Território Brasileiro registra vários pulsos mineralizadores em estanho, de ampla distribuição, quase que exclusivamente em rochas do embasamento pré-cambriano, ocorrendo praticamente sob a forma de cassiterita (ALMEIDA et al., 1976). Desta forma, e em concordância com a evolução tectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central e Escudo Atlântico, foi possível definir as principais épocas metalogenéticas do estanho no Território Brasileiro.

Evans (1987) define época metalogenética como o período de tempo em que a ocorrência de um metal ou de um grupo de metais é mais proeminente dentro de uma província metalogenética. Biondi (1999) define épocas metalogenéticas como períodos geológicos especialmente favoráveis ao desenvolvimento de alguns processos geológicos específicos, capazes de gerar tipos específicos de depósitos minerais. Dardenne e Schobbenhaus (2003) definem época metalogenética como o intervalo do tempo geológico durante o qual a formação de concentrações minerais de certo metal ou determinado bem mineral foi especialmente favorável.

Ainda segundo Lehmann (1990), os metais específicos de uma província são, por vezes, repetidamente concentrados nas mesmas áreas por processos geológicos diferentes e em momentos diferentes.

Tendo como objetivo identificar as principais épocas metalogenéticas do estanho no território brasileiro, os 149 principais registros (minas, garimpos, ocorrências e indícios) de estanho foram organizados em forma de tabela (Apêndice A) e serão apresentados neste capítulo, utilizando como referência o domínio tectônico e o posicionamento cronoestratigráfico onde o registro da mineralização está inserido.

Foram consultadas, pelo menos, setenta e cinco fontes diferentes. Dentre estas, destacaram-se Abreu (1973), Bizzi et al. (2003), Dardenne e Schobbenhaus (2001), Schobbenhaus et al. (1984) e Suszczyński (1975).

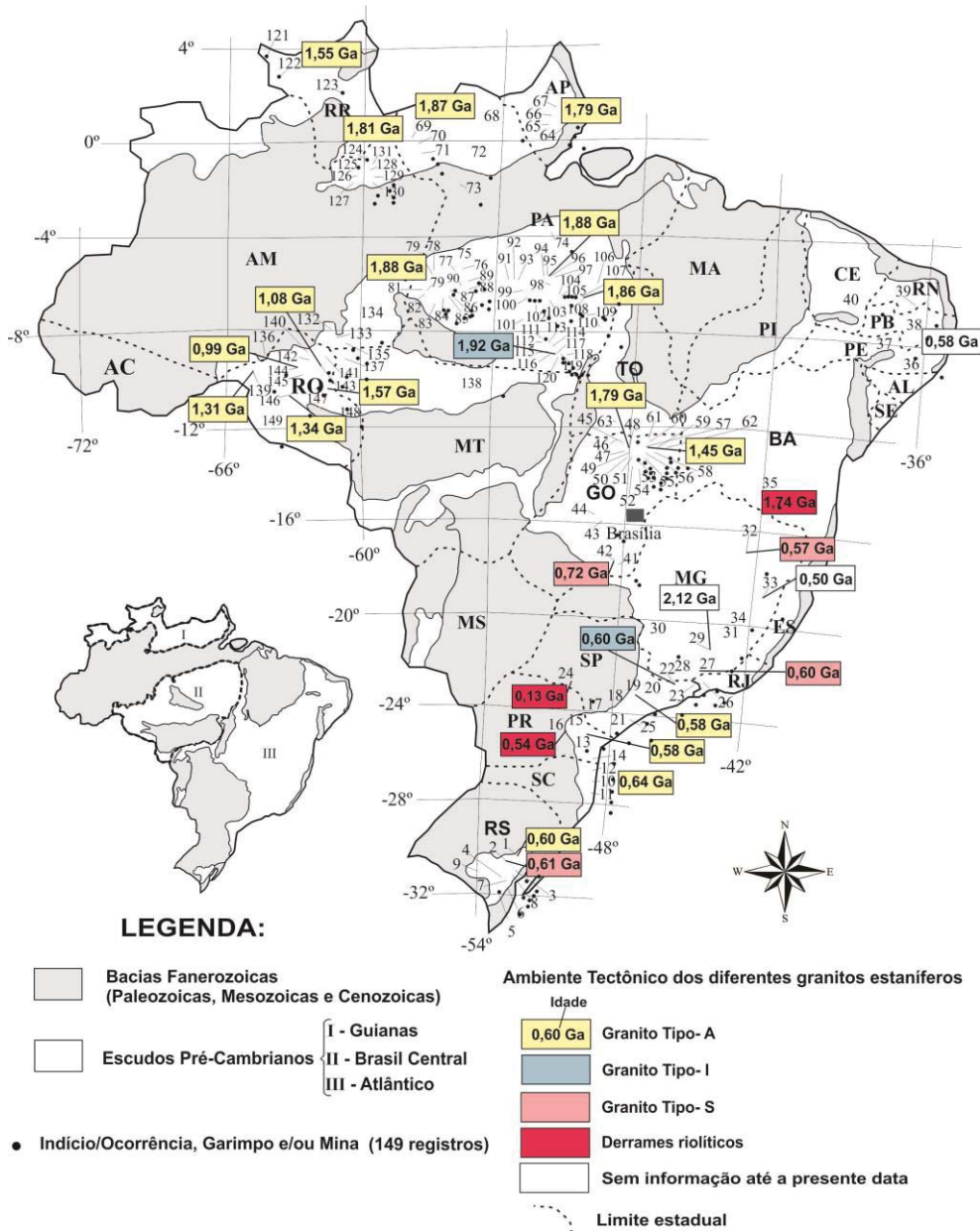
Na tabela os registros estão organizados por estado, município e por categoria (indício/ocorrência, garimpo e/ou mina) e foram numerados de forma sequencial. Além das

informações da toponímia, o banco de dados contém como parâmetros geológicos/metalogenéticos do registro, o nome da unidade mineralizada, estilo da mineralização, mineralização (elementos ordenados por abundância), ambiente tectônico e afinidade química do granito portador da mineralização. Os campos que não possuem informações disponíveis, que foram preenchidos com informações verbal e/ou escrita, sem muitos dados precisos quanto à localização e gênese e alguns campos que as informações necessitariam ser checadas, foram discriminados com asterisco e número correspondente à situação descrita acima. O banco de dados possui ainda informações sobre a idade da unidade mineralizada, o método de datação utilizado e informações sobre mineral e/ou rocha total datado.

Todos os 149 registros foram plotados no mapa do Brasil (Figura 5), com o embasamento e as Bacias fanerozoicas (paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas) como fundo. O mapa foi enriquecido com as informações geocronológicas e com o ambiente tectônico dos granitos (supostos responsáveis pelas mineralizações) de alguns desses registros.

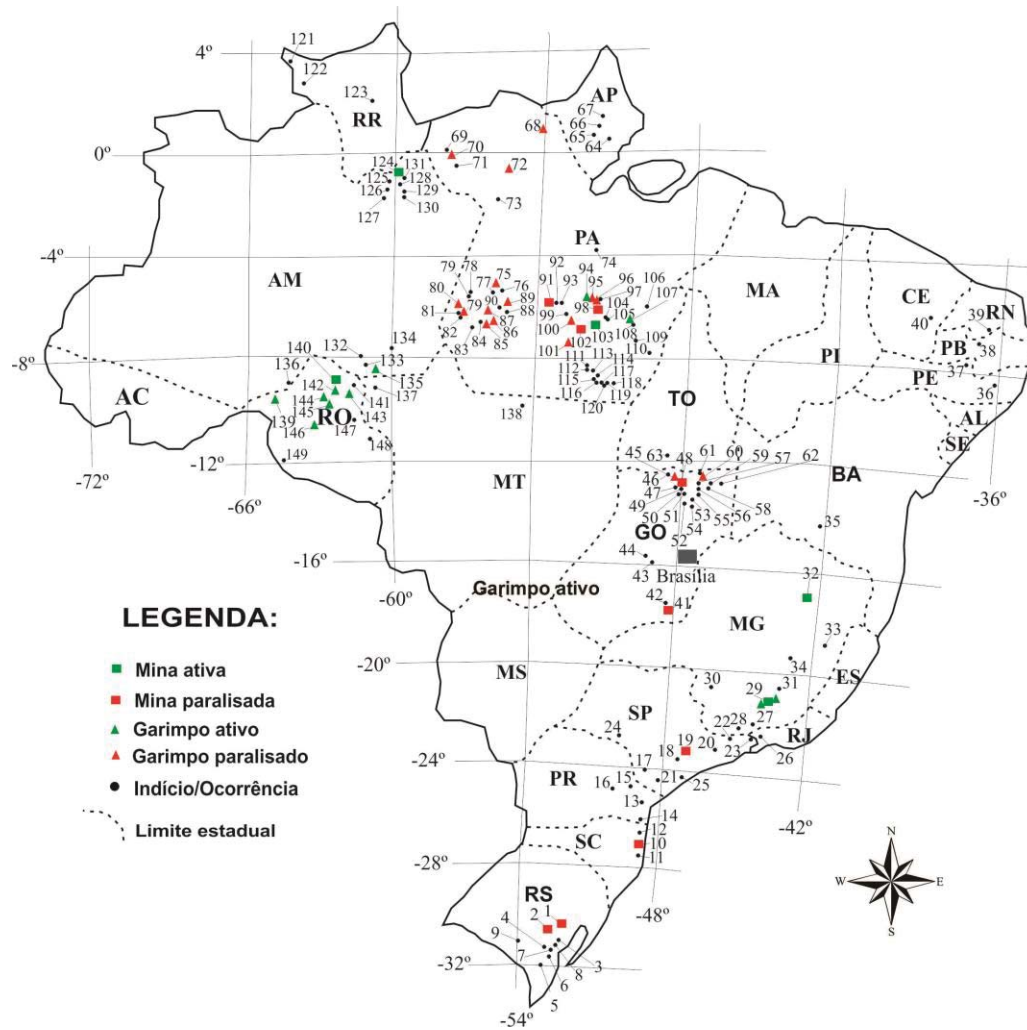
A figura 6 classifica os 149 registros em mina (ativa e/ou inativa), garimpo (ativo e/ou inativo) e ocorrências/indícios de estanho no mapa do Brasil.

Figura 5 – Distribuição dos 149 registros de Sn no Território Brasileiro.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 6 – Distribuição das minas, garimpos e ocorrências/indícios de Sn no Território Brasileiro.



Fonte: O autor, 2016.

2.2 Meso-Arqueano (3.200 – 2.800 Ma)

O registro de cassiterita com idade mais antiga no território brasileiro ocorre no Escudo Brasil Central no Estado do Pará. Neves e Vale (1999) descrevem garimpos aluvionares de cassiterita associados ao Granito Xinguara que possui idade Pb-Pb evaporação em zircão de 2.865 Ma (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Mesmo não tendo registros de depósitos primários de cassiterita associados ao Granito Xinguara, é importante registrar este evento como o possível evento mineralizador de estanho mais antigo do território brasileiro.

2.3 Paleoproterozoico (2.500 – 1.600 Ma)

A ampla distribuição geográfica, sendo onze registros no Escudo Atlântico e quarenta e oito registros no Escudo Brasil Central e das Guianas, faz do Paleoproterozoico uma importante época metalogenética do território brasileiro.

No Escudo Atlântico destacam-se a Província Pegmatítica de São João Del Rei, o Distrito Estanífero do Nordeste de Minas, três suítes graníticas da Sub-província Rio Paranã e uma suíte granítica da Sub-província Rio Tocantins, ambas englobadas na Província Estanífera de Goiás e a ocorrência de cassiterita associada a derrames riolíticos no município de Paramirim-Brumado na Bahia.

A Província Pegmatítica de São João Del Rei ocupa uma área de cerca de 1.400 km² (70 km de comprimento por 20 km de largura). Nesta província destacam-se a presença de um enxame de corpos pegmatíticos mineralizados em Sn e Ta e diversos corpos plutônicos paleoproterozoicos. Os corpos pegmatíticos, de idade não determinada, foram especialmente associados ao granitoide Ritápolis, cuja idade mínima de cristalização (evaporação de Pb em zircão) é de 2.121 ± 7 Ma (ÁVILA; TEIXEIRA; PEREIRA, 2004). Segundo Pereira, Ávila e Neumann (2004), os corpos pegmatíticos mineralizados em cassiterita e tantalita encontram-se espalhados por toda a província pegmatítica, enquanto que os corpos litíferos (com cassiterita, tantalita, microlita e espodumênio) concentram-se na área de Nazareno e foram denominados de enxame de pegmatitos de Volta Grande.

A sub-província do Rio Paranã é constituída pelos Granitos Pedra Branca, Mangabeira e Serra do Mendes representados pelos maciços Mocambo, Serra do Mendes, Sucuri, Soledade e São Domingos na região nordeste de Goiás. Marini, Botelho e Rossi (1992) obtiveram uma idade da ordem de 1.770 Ma pelo método U-Pb LA-ICPMS em zircão em amostras dos Granitos Sucuri e Soledade. Teixeira et al. (2002) obtiveram uma idade de 1.740 Ma, datando monazitas através do método U-Pb LA-ICPMS.

Pimentel e Fuck (1992) obtiveram uma idade de 1.769 Ma, datando zircões do Granito Serra Branca através do método U-Pb LA-ICPMS, determinando, desta maneira, um pulso mineralizador mais antigo dentro da Sub-província do Rio Tocantins e, praticamente, da mesma idade da Sub-província do Rio Paranã.

Em Brumado-Paramirim, a mineralização estanífera está ligada a riolitos pórfiros, associados a quartzitos do Grupo Rio dos Remédios. As ocorrências de cassiterita restringem-se à parte ocidental da Chapada Diamantina. A cassiterita ocorre nos riolitos de maneira dispersa, aparentemente na forma de finíssimos veios. A cassiterita exhibe granulação fina a média e coloração castanho-avermelhada. O mineral é do tipo “estanho de madeira”, formando agregados fibrorradiados com zoneamento concêntrico e formas botroidais. Este modo de ocorrência é característico para cassiterita em zonas de oxidação de rochas vulcânicas caso das jazidas estanho-argentíferas da Bolívia (SUSZCZYNSKI, 1975). Segundo Abreu (1973), a wolframita é encontrada em alguns placeres locais, juntamente com a cassiterita. Segundo a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (2004), o Grupo Rio dos Remédios (composto por metarriolito, metadacito, metarriodacito) possui idade U-Pb convencional em mineral de 1.748 ± 4 Ma.

No Escudo das Guianas e do Brasil Central destacam-se as ocorrências nos rios Amapará e Lourenço no Amapá, a Província Estanífera do Sul do Pará (São Félix do Xingu, São Pedro do Iriri e Carajás) e o Tapajós no Pará e Pitinga no Amazonas.

Segundo Ackermann (1948 apud LIMA et al., 1981), as primeiras descobertas de placeres mineralizados em cassiterita no estado do Amapá foram feitas nos igarapés afluentes dos rios Amapari e Araguari. Segundo Suszczynski (1975), a matriz primária da cassiterita são pegmatitos posicionados concordantemente com as rochas metamórficas do embasamento e que, possivelmente, estão relacionados ao Granito Amapari de idade 1.993 ± 13 Ma (Pb-Pb) em zircão (FARACO et al., 2004). Ainda segundo Suszczynski (1975), as ocorrências de cassiterita e tantalita são acompanhadas por uma ganga constituída por: turmalina, berilo, granada, gahnita e a nigerita. Carmona, Siqueira e Jorge João (1985) registraram na área da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B) dois garimpos de cassiterita abandonados, um no igarapé

Segundo Braço e o outro no rio Araguari. Estes detectaram ainda, por meio de concentrados de bateia, a presença de cassiterita em 16 estações de amostragem.

Na Província Estanífera do Sul do Pará, Teixeira et al. (2005) sugerem que as mineralizações possuem associação genética com os *stocks* de granitos anorogênicos atribuídos à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, cuja idade é 1.867 ± 4 Ma (TEIXEIRA et al., (2002), muito embora quase todas as concentrações, econômicas ou não, sejam secundárias, tipo *placer*. No apêndice A, destacam-se oito ocorrências aluvionares (número 112 a 120) no município de Camaru do Norte.

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), São Pedro do Iriri, Triunfo, Mocambo, Bom Destino, Benedita, Ubim e Antônio Vicente são os principais corpos graníticos que possuem fácies especializadas com jazimentos conhecidos.

A mineralização de cassiterita do Granito Antônio Vicente está associada a *greisens* (com muscovita, quartzo, clorita e siderofilita) e às fácies granitóides mais evoluídas e intensamente alteradas por soluções tardi- a pós-magmáticas. A mineralização primária em Mocambo estaria relacionada a *greisens* contendo fluorita, zircão e carbonato e pertenceria ao tipo pneumatolítico-hidrotermal (DAMASCENO, 1988).

Em São Pedro do Iriri, os depósitos de cassiterita ocorrem associados a terraços aluviais, colúvios e principalmente a aluviões recentes de drenagens que cortam granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Segundo Barbosa, Lorenzi e Ojima (1988), a cassiterita seria originária da erosão de *greisens* e veios de quartzo presentes em granito albitizado. Os *greisens* possuem forma lenticular e são concordantes com lineamentos estruturais de direção NNW-SSE e 65°NE. São quartzo-*greisens* de granulação fina a média, com cores variando de cinza-escura a esverdeada. O Maciço São Pedro do Iriri apresenta um biotita-granito róseo, leuco a hololeucocrático, inequigranular e representando a faciologia primária do maciço. Os leucogranitos porfiríticos greizenizados são rochas intensamente albitizadas por metassomatismo sódico pós-magmático.

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), o Granito Serra dos Carajás possui a mineralização de cassiterita e de sulfetos de cobre e molibdênio associada a veios hidrotermais e pegmatitos formados nas fases finais da evolução deste. O corpo granítico corresponde a uma intrusão formada, em geral, por rochas ligeiramente peraluminosas com muitas características químicas coincidentes com os granitos tipo A.

O granito Serra dos Carajás possui idade 1.880 ± 2 Ma obtida pelo método U-Pb em cristais de zircão (MACHADO et al., 1991) e pode ser subdividido em duas fácies: uma compreende hornblenda-biotita sienogranitos e outra hornblenda-biotita monzogranitos

(RIOS; VILLAS; DALL'AGNOL, 1995). As rochas graníticas são leucocráticas, de tonalidade róseo-acinzentada, e têm granulação em geral grossa; predominam rochas de textura equigranular, mas variedades rapakivi, nas quais ovóides de feldspato potássico estão envoltos parcial ou totalmente por anéis de plagioclásio, ocorrem localmente.

Os principais tipos de alterações hidrotermais constatadas foram a cloritização, sericitização, epidotização, albitização, carbonatação, silicificação e sulfetação. Turmalina e fluorita também foram identificadas e os sulfetos são predominantemente calcopirita, pirita e molibdenita, além de bornita e covelita. A cassiterita ocorre na borda oeste do corpo do Granito Serra dos Carajás, um pouco afastada da ocorrência de sulfetos de Cu-Mo.

Nos municípios de Itaituba/Trairão no Tapajós foram detectados doze registros de cassiterita. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), na ocasião havia garimpos ativos de cassiterita aluvionar nos rios Surubim, Jamanxim e Tropas. Nas proximidades do rio Jamanxim, um depósito aluvionar de cassiterita está localizado em drenagens que cortam o Granito Porquinho (1.786 ± 14 Ma). Nessa região o estanho está comumente associado a columbita/tantalita. Prazeres et al. (1979) identificaram indícios de mineralização primária de Sn (associado com Nb e Ta) nesse granito, associada a suas porções apicais parcialmente greisenizadas e albitizadas. Ferreira et al. (2000) indicaram a existência de garimpos aluvionares inativos em que a cassiterita foi lavrada como subproduto do ouro na bacia do igarapé Santo Antônio, afluente do rio Tropas, em área de afloramento do Granito Caroyal (1.870 ± 4 Ma).

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), garimpos aluvionares de cassiterita e zonas anômalas em estanho (>1.000 ppm) em concentrados de bateia foram cadastradas nas regiões do alto curso do rio Curuá e nas proximidades do rio Mapuera. Esses jazimentos e indícios estão espacialmente associados a áreas de afloramentos de granitos e rochas vulcânicas ácidas pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera, cuja idade de cristalização, determinada através de análise U-Pb em zircão (SHRIMP), é de 1.864 ± 13 Ma (REIS et al., 2006).

O depósito de estanho de Pitinga está associado à Suíte Intrusiva Madeira, que é representada pelos granitos Madeira e Água Boa. Este magmatismo foi um importante pulso mineralizador que ocorreu em 1.810 ± 6 Ma (LENHARO, 1998). Segundo Costi, Borges e Dall'Agnol (2005), no Granito Madeira a mineralização primária de Sn, Nb e Ta relaciona-se com o albita-granito, enquanto que no Granito Água Boa a mineralização primária é controlada por quartzo-greisen, siderofilita-topázio-greisen e clorita-fengita-greisen. Costi, Dall'Agnol e Moura (2000), dataram pelo método Pb-Pb através de evaporação em monocristais de zircão por filamento duplo, três fácies do Granito Madeira. A fácies menos

evoluída, representada pelo hornblenda-biotita-granito porfirítico, de textura rapakivi e pelo biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, forneceu 1.824 ± 2 Ma e 1.822 ± 2 Ma, respectivamente. As fácies mais evoluídas são o feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico, de idade 1.818 ± 2 Ma, e o albita granito subsolvus. O Granito Água Boa possui duas idades, 1.789 ± 10 Ma e 1.815 ± 10 Ma, ambas obtidas pelo método U-Pb ID-TIMS em grãos de zircão (LENHARO, 1998).

2.4 Mesoproterozoico (1.600 – 1.000 Ma)

Esta época metalogenética possui um importante registro mineralizador no Escudo Atlântico, sendo responsável pelos depósitos de estanho da Sub-província do Rio Tocantins. No Escudo das Guianas, o Distrito Estanífero de Surucucus (DARDENNE e SCHOBENHAUS, 2001) é o representante do Mesoproterozoico e no o Escudo Brasil Central, três das quatro suítes graníticas mineralizadas da Província Estanífera de Rondônia encontram-se no Mesoproterozoico.

Na Sub-província do Rio Tocantins Marini, Botelho e Rossi (1992) registra dois pulsos graníticos mesoproterozoicos: o Granito Serra Dourada e o Granito Serra da Mesa, sendo este último o granito mais característico da sub-província. O Granito Serra da Mesa apresenta idade 1.600 Ma (U/Pb LA-ICPMS) em zircão (PIMENTEL et al., 1991). Os maciços graníticos exibem estrutura gnáissica acentuada nas bordas e contêm mineralizações em albitos (Serra Dourada) e pegmatitos (Serra da Mesa). Segundo Sparrenberger e Tassinari (1999), a família magmática g2 é responsável pela mineralização e de ocorrência restrita principalmente aos maciços Pedra Branca e Mangabeira.

Segundo Schobbenhaus e Coelho (1988), o Granito Surucucus ocorre no NW de Roraima, sendo tipicamente anorogênico, tem idade da ordem de 1.530 Ma (Rb/Sr) e caracteriza-se por marcante textura rapakivi. No planalto da Serra de Surucucus há acumulações aluviais e eluviais de cassiterita, em parte explotadas por garimpeiros.

Segundo Dardenne e Schobbenhaus (2001), o Granito de Surucucus possui caráter anorogênico e contêm mineralizações estaníferas. Entretanto, por se tratar de uma área inóspita, o potencial estanífero atualmente ainda é desconhecido. Santos et al. (1999) dataram

o Granito de Surucucus, pelo método U-Pb em zircão, na fronteira do Brasil com a Venezuela, e obtiveram uma idade de 1.551Ma.

As idades Rb/Sr e U-Pb obtidas para o Granito Surucucus são relativamente próximas, indicando que talvez as idades Rb/Sr de outros corpos mencionados (no texto ou na tabela) possam equivaler às efetivas idades de cristalização.

Segundo Bettencourt et al. (1999), a Província Estanífera de Rondônia possui três suítes graníticas de afinidade rapakivítica de idade mesoproterozoica, mineralizadas em estanho; são estas: Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U-Pb entre 1.346 e 1.338 Ma); Suíte São Lourenço-Caripunas (idade U-Pb entre 1.314 e 1.308 Ma); e Suíte Intrusiva Santa Clara (idade U-Pb entre 1.082 e 1.074 Ma).

Na região de Campo Novo de Rondônia, existem cerca de uma dezena de pequenos garimpos de cassiterita e columbita. Todos eles são aluvionares e os igarapés aos quais estão associados drenam rochas de caráter alcalino do Maciço Campo Novo que, segundo Costa, Castro e Buch (no prelo), dentre as diversas fases de colocação da Suíte Intrusiva Alto Candeias, é o pulso mais jovem no interior do batólito, de idade U-Pb de 1.329 ± 12 Ma.

Segundo Quadros e Rizzotto (2007), no garimpo de São Lourenço as rochas apresentam intensa alteração hidrotermal com mineralização primária de cassiterita e wolframita em greisens e veios de quartzo. Atualmente é comercializado pela Cooperativa de Garimpeiros de Mutum Paraná (COOGAMPA) apenas o concentrado de cassiterita. Depósitos secundários em colúvios, aluviões recentes e paleoplaceres especialmente relacionadas com biotitasienogranitos equigranulares e ortoclásio granitos da Suíte São Lourenço-Caripunas estão praticamente exauridos.

Quadros e Rizzotto (2007) também sugerem diferentes estilos de mineralização de cassiterita e elementos associados nos granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara; são estes: stockworks em greisens, lodes de quartzo-cassiterita e quartzo-cassiterita-wolframita, veios de quartzo-topázio-fluorita, pegmatitos com albita, microclínio, berílio, topázio, molibdenita e cassiterita.

2.5 Neoproterozoico (1.000 – 541 Ma)

É claramente a época metalogenética mais importante do Escudo Atlântico com 28 registros distribuídos em nove Estados. No Escudo do Brasil Central e Guianas o único evento mineralizador em estanho corresponde à Suíte Intrusiva Rondônia que é o último pulso mineralizado da Província Estanífera de Rondônia aos quais os principais depósitos secundários estavam associados e presentemente onde estão hospedados os principais depósitos primários.

A Suíte Intrusiva Rondônia possui ampla distribuição geográfica no segmento central do Domínio Jamari, representada pelos Maciços Santa Bárbara, Jacundá, São Carlos, Massangana, Carintianas e Ariquemes.

Segundo Quadros e Rizzotto (2007) a maioria dos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Rondônia registram efeitos de processos hidrotermais como: albitização, greisenização, sericitização, epidotização, potassificação, cloritização e argilização. As mineralizações em geral ocorrem nas porções apicais das cúpulas das intrusões graníticas e nas encaixantes, como endogreisens e exogreisens e em veios e venulações/stockworks de quartzo, associados ou não a zinwaldita, topázio, wolframita e columbita-tantalita.

A Mina de Santa Bárbara e os garimpos de Bom Futuro, Cachoeirinha e Massangana estão relacionados à Suíte Intrusiva Rondônia. A Mina de Santa Bárbara, em Itapuã do Oeste, atualmente é a única mina em atividade no Estado. A lavra é realizada nos paleoaluviões devido aos depósitos primários (greisen taboquinha, potosi e serra da onça) terem se exaurido. No garimpo de Bom Futuro, a Cooperativa dos garimpeiros de Santa Cruz (Coopersanta), desde 2014 está utilizando um britador para lavar o albita granito e greisens mineralizados em cassiterita.

Na Província Estanífera de Goiás, o pulso mineralizador mais jovem é representado pelos granitos Sesmaria e Ipameri. Ambos possuem idade Sm-Nd em rocha total de 727 ± 5 Ma (PIMENTEL; FUCK; BOTELHO, 1999). Marini, Botelho e Rossi (1992) definiram este pulso mineralizador de estanho como Sub-província Ipameri.

O Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul, no Rio Grande do Sul, era constituído por quatro minas principais; são estas: Cerro Branco, Campinas, Tabuleiro e Cerro do Inferno (TEIXEIRA et al., 2007). Segundo Bizzi et al. (2003), nesse ano no distrito ainda existiam cinco garimpos e sessenta ocorrências de cassiterita aluvionar. Entretanto, no último anuário

mineral brasileiro, lançado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), no ano de 2010, o estado do Rio Grande do Sul não produziu cassiterita, indicando fortemente que atualmente todas as minas e garimpos estejam com as suas atividades paralisadas.

A mineralização de cassiterita ocorre associada ao moscovita-biotita leucogranito de caráter peraluminoso da Suíte Intrusiva Cordilheira (625 ± 6 Ma, U-Pb) e aos monzogranitos a granodioritos de caráter cálcio-alcálico da Suíte Intrusiva Campinas (605 ± 8 Ma, U-Pb), tardi a pós-transcorrência.

Na suíte Intrusiva Cordilheira, a cassiterita encontra-se em corpos de greisens, em porções pegmatóides e em veios de quartzo. Os corpos de greisens apresentam, além de cassiterita, mica branca e turmalina. Já na Suíte Intrusiva Campinas, a cassiterita é encontrada em veios de quartzo do tipo *stockwork* e em greisens. Estes são constituídos por quartzo, mica branca, K-feldspato pouco frequente e rara turmalina.

A ocorrência da Fazenda Inhandijara, localizada no Estado de São Paulo, representa uma mineralização em filões greisenizados com wolframita/cassiterita (GAMA, 1946 apud PEREIRA et al., 2008). Os filões possuíam espessuras que variavam de centímetros a quase dois metros quando, então, apresentam-se zonados e eram principalmente mineralizados em wolframita imersa em uma ganga de quartzo e topázio, representando a cassiterita um de seus principais minerais associados. A paragênese mineral é constituída por fluorita e sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita, galena, molibdenita e bismutinita) e, entre os minerais hipógenos, tungstita, hematita, pirolusita, bismita e stolzita (PEREIRA et al., 2008). A mineralização está relacionada à fácies Itupeva do Granito Itu, da Província Rapakivi Itu, que possui idade U-Pb determinada por LA-ICPMS em zircão de 582 ± 6 Ma (MARCONATO et al., 2006).

No depósito do Bairro dos Correias, localizado no município de Ribeirão Branco, estado de São Paulo, a cassiterita e a wolframita encontram-se associadas principalmente a veios, bolsões, *stockworks* de quartzo e greisens relacionados ao Granito Correias, pertencente à Província Rapakivi Itu (PEREIRA et al., 2008). Segundo Goraieb (2001), a evolução do depósito envolve a cristalização de cassiterita e wolframita de granulação grossa, seguida de cassiterita e wolframita mais fina, acompanhadas, respectivamente, pela injeção de mica-topázio *greisen* e de uma fase sulfetada de mica *greisen*.

Segundo Pereira et al. (2009), na área do Bairro dos Marins, no município de Piquete em São Paulo, o granitoide Marins encontra-se fortemente metassomatizado e apresenta diferentes ocorrências minerais, representadas por cassiterita, molibdenita, wolframita, fluorita, topázio e columbita-tantalita, as quais foram correlacionadas a filões greisenizados.

Datação U-Pb LA-ICPMS, em zircão, realizada recentemente indica que o granitoide Marins possui idade de $603,7 \pm 4,8$ Ma (DUFFLES et al., 2013).

O estado do Rio de Janeiro possui apenas uma ocorrência de cassiterita aluvionar, relacionada ao Granito Funil, de idade 584 ± 5 Ma (Pb-Pb em zircão) (PEREIRA; MOURA; JUNHO, 2002) no município de Itatiaia/Resende.

Segundo Pereira et al. (2008), as ocorrências aluvionares de cassiterita de Monte Belo/Capivara, município de Itamonte, MG, derivam de pegmatitos relacionados ao Turmalina Granito Capivara, que corresponde a um granito do tipo-S, de idade 605 ± 11 Ma (Pb-Pb em zircão) (PEREIRA et al., 2005). As ocorrências aluvionares da região de Itanhandu, MG, estão, por sua vez, relacionadas ao Turmalina Granito Itanhandu, também um granito do tipo-S de idade 649 ± 6 Ma (Pb-Pb em zircão). Os dois encontram-se intrudidos nas rochas da megassequência Andrelândia (PEREIRA et al., 2005).

As ocorrências de cassiterita no maciço de Piumhi, também no estado de Minas Gerais, segundo Pereira, Castro e Neumann (2007a), foram detectadas nas aluviões que drenam o Granito Taquari/Granito Central. Os concentrados de bateia contêm, basicamente, cassiterita, magnetita, limonita, hematita, cromita, columbita-tantalita, cianita, rutilo, zircão, monazita, topázio e ouro. A associação mineralógica cassiterita-columbita/tantalita-topázio determinada nas amostras de concentrado de bateia e as inclusões minerais (columbita, xenotima, wolframita) contidas na cassiterita, apontam para uma mineralização derivada de greisens.

Na região Nordeste destaca-se o Distrito Estanífero da Borborema e do Seridó. Na base de dados da CPRM (BIZZI et al., 2003) foram detectados vinte e três locais com garimpos de cassiterita. Destes, onze localizam-se na Paraíba e doze em Pernambuco.

No município de Picuí na Paraíba, a mineralização de estanho ocorre em pegmatitos periféricos ao Granito Picuí. Beurlen et al. (2009) obtiveram a idade de 520 ± 10 Ma, através de razões (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica em grãos de uraninita e xenotima. Além do flúor e do estanho, os corpos pegmatíticos possuem Nb-Ta (ferrocolumbita e manganocolumbita) como subprodutos.

As duas principais ocorrências de cassiterita aluvionar de Pernambuco encontram-se nos municípios de Sertânia e Altinho (GEOBANK, 2015).

Segundo Bizzi et al. (2003), o estado do Rio Grande do Norte não apresenta ocorrência de cassiterita, contudo, Abreu (1973) indica que no Rio Grande do Norte a cassiterita ocorre em pegmatitos e em aluviões na zona limítrofe com o estado da Paraíba. As principais ocorrências estão nos municípios de Carnaúbas do Dantas, Acari e Parelhas. Entre as suas

mineralizações, destacam-se água marinha, turmalina, feldspato, caulim, quartzo, mica, berilo, columbita-tantalita, cassiterita, espodumênio e amblygonita. A mineralização está exaurida e, conseqüentemente, as atividades de extração estão paralisadas.

As ocorrências de estanho (Nb-Ta) associadas a corpos pegmatíticos da Província Pegmatítica Oriental Brasileira ocorrem distribuídas nos municípios de Governador Valadares e Divino das Laranjeiras. As ocorrências basicamente posicionadas na margem direita do Rio Doce são, em sua grande maioria, aluvionares.

2.6 Mesozoico (252 – 66 Ma)

O registro da ocorrência mais jovem do território brasileiro possui aproximadamente 133 Ma e localiza-se no município de Ourinhos no estado de São Paulo. São cristais de cassiterita idiomórficos com até 2 μm de diâmetro, associados a rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral (MONTANHEIRO; JANASI; YAMAMOTO, 2003).

2.7 Cenozoico (66 Ma – atual)

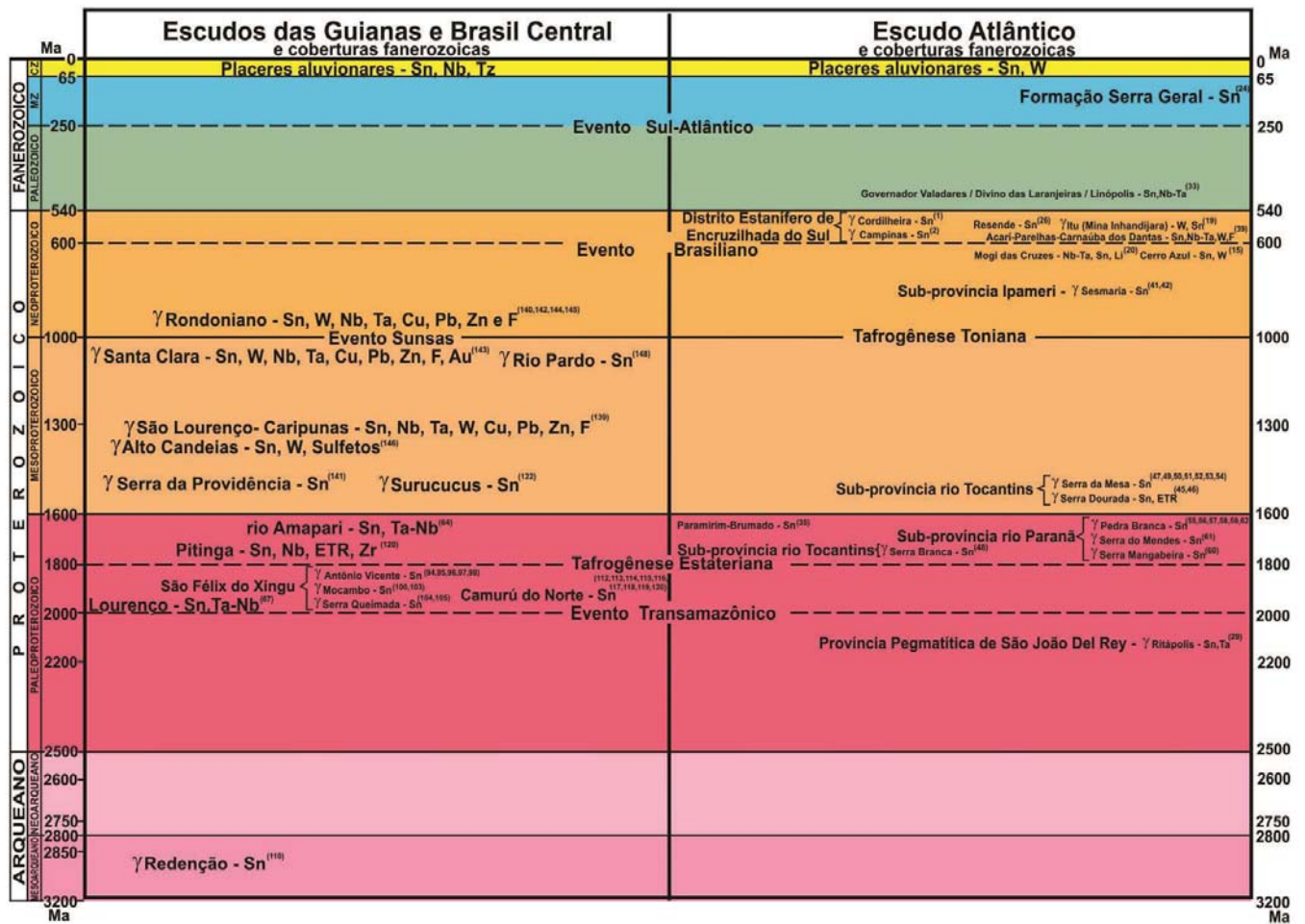
Este período possui 89 registros da presença de cassiterita em depósitos detríticos recentes, consequência direta do desmonte das mineralizações primárias. Este número de ocorrências equivale a aproximadamente 60% de todos os registros. Em todos os depósitos detríticos procurou-se identificar os corpos graníticos (portadores ou não de mineralizações primárias) existentes nas proximidades para inferir uma possível idade precursora da mineralização.

Os Escudos do Brasil Central e Guianas possuem oitenta registros de cassiterita em placeros aluvionares recentes, e é comum a columbita-tantalita ocorrer como subproduto e o topázio na paragênese. O Escudo Atlântico possui apenas nove registros de placeros aluvionares recentes, estes normalmente são mineralizados em Sn e W.

2.8 Discussão

Do total de 149 registros, cinquenta e seis (38% dos dados) estão relacionados a depósitos e/ou mineralizações primárias de estanho e oitenta e nove (60% dos dados) possuem concentrações secundárias (depósitos detríticos) como forma predominante, apenas quatro ocorrências (2% dos dados) não se conseguiu identificar qualquer referência sobre a idade do pulso mineralizador. Dos setenta depósitos primários, catorze não possuem idade conhecida. A figura 7 mostra a distribuição dos principais registros de Sn do território brasileiro no tempo geológico.

Figura 7 – Distribuição dos principais registros de Sn do território brasileiro no tempo geológico.



Fonte: O autor, 2016.

Com o objetivo de melhor verificar o agrupamento temporal dos depósitos e/ou mineralizações primárias de estanho, confeccionou-se um histograma de frequência com sessenta e três idades (figura 8).

O magmatismo entre 1.887 e 1.786 Ma (Figuras 7 e 8) possui uma ampla distribuição geográfica. É responsável pela mineralização na Província Estanífera do Sul do Pará (p. ex: Suíte Intrusiva Maloquinha, Granito Antônio Vicente e Suíte Intrusiva Velho Guilherme), no Amapá (p. ex: Granito Amapari) e no extremo norte do Amazonas, como por exemplo, a Suíte Intrusiva Mapuera e a Suíte Intrusiva Madeira (Mina do Pitinga). Esta época metalogenética é a mais possante em questão de reserva de estanho, tendo o ápice do pulso mineralizador marcado pelos greisens e albititos da Mina de Pitinga em 1.810 ± 6 Ma determinada através de análise U-Pb *shrimp* em zircão (LENHARO, 1988). Segundo o Sumário Mineral do DNPM de 2016, a Mina de Pitinga foi responsável por 81 % da produção nacional de estanho em 2015.

Treze registros marcam o magmatismo entre 1600 e 1000 Ma. O Distrito Estanífero de Surucucus (DARDENNE e SCHOBENHAUS, 2001), na fronteira do Brasil com a Venezuela, registra uma importante época metalogenética dentro do Escudo das Guianas. A Sub-Província Rio Tocantins, da Província Estanífera de Goiás, também registra uma importante época metalogenética dentro deste intervalo e é caracterizada por dois pulsos graníticos mineralizados (Granito Serra Dourada e o Granito Serra da Mesa).

O Mesoproterozoico possui mais duas épocas metalogenéticas, uma entre 1.346 a 1.308 Ma (Suítes Intrusivas Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas) e outra em 1.082 Ma, Suíte Intrusiva Santa Clara.

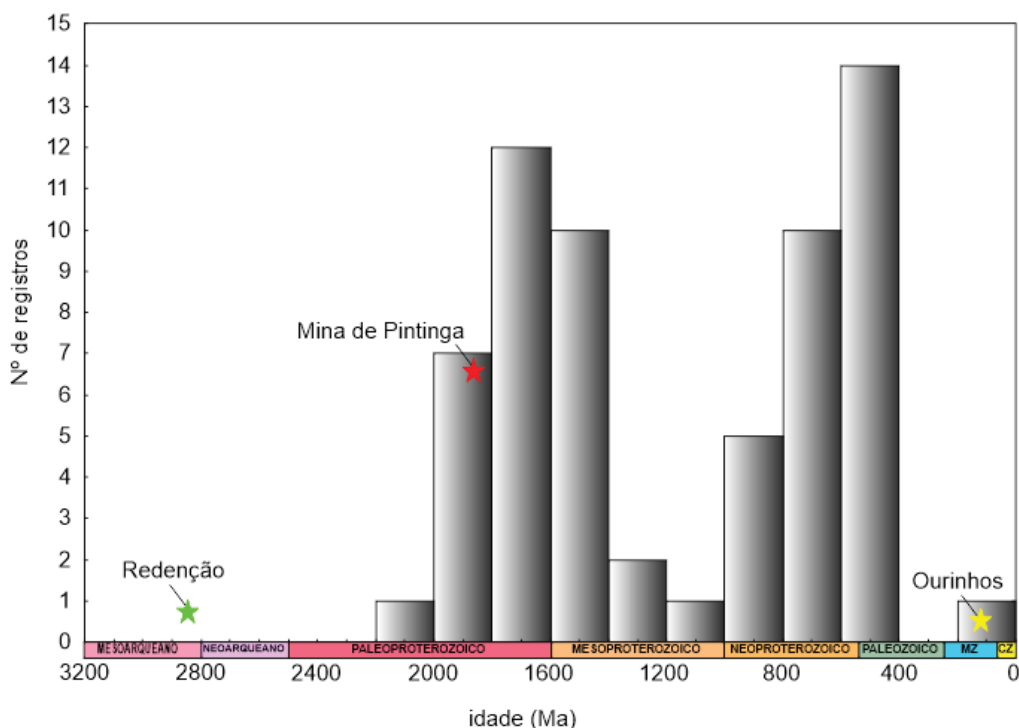
O início do Neoproterozoico é marcado pelo último e mais importante pulso mineralizado da Província Estanífera de Rondônia e dos Escudos das Guianas e Brasil Central (Figura 7). As principais minas e garimpos (p.ex. Massangana e Bom Futuro) são relacionadas a rochas da Suíte Intrusiva Rondônia com a idade de 998 Ma.

O período entre 649 e 509 Ma é a época metalogenética mineralizada em estanho mais expressiva no Escudo Atlântico (Figura 7 e Figura 8), possuindo um total de vinte e sete registros distribuídos em sete estados brasileiros e algumas concentrações de estanho que, em certos momentos, foram importantes dentro do panorama da produção mineral brasileira, como, por exemplo, o distrito estanífero de Encruzilhada do Sul, no Rio Grande do Sul e o depósito da Fazenda Inhandijara localizado no estado de São Paulo.

O prospecto do Bairro dos Correias com a sua estimativa de cerca de 5.000 T contidas de Sn representa hoje a perspectiva mais promissora para o estabelecimento de uma nova área produtora relacionada a esse período geológico.

As demais ocorrências de cassiterita são as do Bairro dos Marins (SP), associado ao Granito Marins, as de Areia (SP)/Itatiaia (RJ) relacionadas ao Granito Funil, as de Monte Belo/Capivara e Itanhandu, em Minas Gerais, relacionadas aos granitos tipo-S Capivara e Itanhandu e, por fim, as ocorrências Distrito Estanífero da Borborema e do Seridó localizados nos estados da Paraíba e de Pernambuco.

Figura 8 - Histograma de frequência das idades de 63 registros de Sn.



Fonte: O autor, 2016.

3 GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA

3.1 Introdução

O Batólito Serra da Providência tem 140 x 40 km, constitui um conjunto de morros e elevações distribuídos no interflúvio entre os rios Machado e Roosevelt, chegando a atingir 300 metros de altura e se destacando em imagens de satélite por elevações morfoestruturais salientes na paisagem.

Leal et al. (1976), durante a execução do Projeto RADAMBRASIL, formalizaram como unidade estratigráfica os granitos de textura rapakivi, granitos equigranulares granofíricos e aplitos pórfiros de textura granofírica que afloram na região do Batólito Serra da Providência como Granito Serra da Providência. Tassinari (1984) passou a denominar esta associação de rochas de Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Bettencourt et al. (1995) e Rizzotto et al. (1995) incluíram na Suíte Intrusiva Serra da Providência gabros e charnockitos, aflorantes no município de Ouro Preto, e mangeritos do Maciço União. Scandolara et al. (1999b), na primeira versão do mapa geológico do Estado de Rondônia, adicionaram à Suíte Intrusiva Serra da Providência vários *stocks* deformados e intrusivos no Complexo Jamari.

Scandolara (2006) e Scandolara et al. (2013) caracterizaram a Suíte Intrusiva Serra da Providência como magmatismo pós-colisional, de afinidade alcalina com gênese associada ao colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrecionária-colisional Rondônia/Juruena ou Ouro Preto (1,67 a 1,63 Ga).

Iza et al. (2015) subdividiram as rochas da porção centro oeste do Batólito Serra da Providência em seis fácies; são estas: biotita leucossienogranito com fluorita, biotita sienogranitos granofíricos com fluorita, hornblenda-biotita sienogranitos a biotita sienogranitos porfíricos (piterlito/wiborgito), charnoquitos porfíricos de granulação grossa, diques de diabásios a olivina gabros e rochas vulcânicas ácidas (riolitos porfíricos, eventualmente dacitos). Costa (2015) e Costa et al. (2016) subdividiram a unidade diques de diabásios a olivina gabros em duas fácies: gabronorito equigranular e gabronorito porfírico.