

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL**

Túlio Amós de Araújo Mendes

**PETROLOGIA E TECTÔNICA DO ORÓGENO CAUABURI OCIDENTAL: uma
margem continental ativa no Orosiriano-Estateriano – região do Alto Rio Negro,
noroeste do Cráton Amazônico**

Nº 222

Belo Horizonte
DATA (03/02/2021)

Túlio Amós de Araújo Mendes

**PETROLOGIA E TECTÔNICA DO ORÓGENO CAUABURI OCIDENTAL: uma
margem continental ativa no Orosiriano-Estateriano – região do Alto Rio Negro,
noroeste do Cráton Amazônico**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Guilherme Knauer

Belo Horizonte
2021

M538p
2021

Mendes, Túlio Amós de Araújo.

Petrologia e tectônica do Orógeno Cauaburi ocidental [manuscrito] : uma margem continental ativa no Orosiriano-Estateriano – região do Alto Rio Negro, noroeste do Cráton Amazônico / Túlio Amós de Araújo Mendes. – 2021.
112 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Luiz Guilherme Knauer.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2021.

Área de concentração: Geologia Regional.

Inclui bibliografia.

Inclui apêndices.

1. Geologia estrutural – Amazonas – Teses. 2. Petrologia – Teses. 3. Geoquímica – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I. Knauer, Luiz Guilherme. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.24(811)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

PETROLOGIA E TECTÔNICA DO ORÓGENO CAUABURI OCIDENTAL: uma margem continental ativa no Orosiriano-Estateriano – região do Alto Rio Negro, noroeste do Cráton Amazônico

TÚLIO AMÓS DE ARAÚJO MENDES

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 03 de fevereiro de 2021, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Luiz Guilherme Knauer - Orientador
UFMG

Prof. Alexandre de Oliveira Chaves
UFMG

Prof. Marcelo Esteves Almeida
CPRM

Belo Horizonte, 3 de fevereiro de 2021.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por conduzir meus passos até aqui, dando a oportunidade de estudar e conhecer um pouco dessa incrível região do nosso país.

À minha família, pelo exemplo e incentivo na dedicação aos estudos, também pela compreensão e apoio durante esses anos que tenho tido que morar tão longe de casa.

Ao meu orientador Luiz Guilherme Knauer, por ter disposto seu tempo, conhecimento e xícaras de café, me norteando pacientemente durante estes dois anos de trabalho. Como professor, em meu primeiro ano da graduação, tornou fáceis os conceitos básicos da Geologia, despertando o meu interesse e entusiasmo por essa desafiadora ciência. No último ano da graduação, me orientou no trabalho de conclusão de curso. Por tanto, manifesto minha gratidão e satisfação em concluir mais um ciclo com a orientação e parceria desse grande professor.

Aos demais professores do curso de Geologia da UFMG, em especial ao professor Alexandre Uhlein, pelos ensinamentos e por ter aberto as portas da pesquisa na pós-graduação para mim alguns anos atrás. À pós-graduação em Geologia da UFMG, sobretudo ao William Viegas, pela paciência e cordialidade na secretaria.

Ao Serviço Geológico do Brasil, pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa e incentivo ao aperfeiçoamento técnico/científico. Incluo aqui meu agradecimento aos pesquisadores e colegas Raissa de Mesquita, Matheus Simões, Raul Meloni e Paulo Lopes, pela troca de conhecimentos e amizade no cotidiano do trabalho. Em especial, ao pesquisador e professor Marcelo Almeida que, além de grande referência na minha área de estudo, desde o princípio apoiou este trabalho, transmitindo generosamente seu vasto conhecimento sobre a geologia regional e os temas de geoquímica e geocronologia. Não poderia me esquecer dos auxiliares de campo Valdemilton Gusmão, Oscar Brito, José Carneiro e Olício dos Santos, sem os quais não seria possível esta e muitas outras pesquisas na Amazônia.

Às comunidades Baniwa dos rios Içana e Cuiari, em especial Tunuí-Cachoeira, Nazaré e Vista Alegre, pela hospitalidade e amparo durante as atividades de campo – “*matsia*” (obrigado). Também ao 7º Pelotão Especial de Fronteira do Exército Brasileiro, pela solicitude e efetividade ao nos fornecer o apoio logístico.

“The area is so vast, and the whole country being covered with forests renders natural sections so comparatively scarce, that the few distant observations one person can make will lead to no definite conclusions” Alfred Russel Wallace, *A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro (...)*, 1853.

RESUMO

O Orógeno Cauaburi, localizado no noroeste do Cráton Amazônico e foco desta dissertação, foi primeiramente definido com base na cartografia e estudo de metagranitoides e ortognaisses paleoproterozoicos que apresentam quimismo cálcio-alkalino, interpretado como de ambiente de arco magmático. Todavia, dada a complexidade inerente a esse tipo de ambiente, espera-se que haja um conjunto de rochas e estruturas que também componham o arcabouço geológico. Aqui, se apresentam outras unidades geológicas e se discute seus papéis nesse enredo tectônico. A paleobacia precursora e também embasamento do arco magmático (Complexo Taiuaçu-Cauera; 1819-1794 Ma), reúne rochas metassedimentares predominantemente de alto grau, embora haja litotipos mais preservados do metamorfismo regional. Essas rochas deixaram sua assinatura geoquímica até mesmo no magmatismo cordilheirano (Complexo Cauaburi; 1805-1759 Ma), embora mais marcada nos metagranitos peraluminosos crustais (Granito Igarapé Tocandira; 1791 Ma) que foram gerados durante os picos de deformação/metamorfismo do evento. Embora o Complexo Cauaburi reúna apenas rochas de composição tonalítica a sienogranítica, a descoberta de granofels máfico com quimismo semelhante e que aflora em conjunto com os metagranitoides cálcio-alkalinos traz novas informações a respeito do magmatismo. Tanto as rochas do embasamento quanto os metagranitoides apresentam estruturas subverticais e de direção E-W. O paralelismo das foliações de estado sólido e magmática indica o contexto compressional de colocação desses metagranitoides. Além do conjunto de dados (relações de campo, petrografia, geoquímica e geocronologia) convergirem para a interpretação de um ambiente de arco magmático continental, eles revelam como se deu a evolução espaço-temporal desse orógeno. Os dados de geocronologia (U-Pb SHRIMP em zircão) mostram que, durante os cerca de 45 milhões de anos de atividade do flanco ocidental do orógeno, episódios de intensa produção magmática cordilheirana foram intercalados por períodos de calma magmática e maior deformação. Assim, esse cenário teria levado a alternância entre a produção de batólitos de longa-vida zonados, reabastecidos de maneira episódica, e o metamorfismo e fusão parcial da paleobacia precursora. Levando-se em conta o contexto paleogeográfico do Cráton Amazônico na passagem do Orosiriano para o Estateriano, o Orógeno Cauaburi pode ter sido um importante sítio de produção crustal do Supercontinente Columbia (Nuna).

Palavras chave: Orógeno Cauaburi, Cráton Amazônico, arco magmático, geoquímica, geocronologia.

ABSTRACT

Previous works defined the Cauaburi Belt (northwestern Amazon Craton), the theme of this dissertation, based on the presence of Paleoproterozoic calc-alkaline metagranitoids and orthogneisses with a subduction-related chemical signature. However, given the inherent complexity of this tectonic setting, a set of rocks and structures is expected to make up the geological framework as, with new geological data, we will approach here. The host-rocks and precursor paleobasin of the magmatic arc (Complex Taiuaçu-Cauera; 1819-1794 Ma) are high-grade metasedimentary rocks, with minor low-grade lithotypes preserved. These rocks left their chemical signature in the cordilleran magmatism (Complex Cauaburi; 1805-1759 Ma) and mostly in the crustal peraluminous metagranites (Granite Igarapé Tocandira; 1791 Ma), which were generated during the deformational/metamorphic peaks. Beyond the metagranitoids with tonalitic to syenogranitic composition of the Cauaburi Complex, the finding of mafic granofels with similar chemistry and that outcrop together with the metagranitoids brings new information about the magmatism. The basement rocks and the metagranitoids present steeply dipping E-W structures, and the parallelism of the solid-state and magmatic foliations reveals a compressional context during the metagranitoids emplacement. The dataset (field, petrographic, geochemical, and geochronological data) converges to the interpretation of a continental magmatic arc as the tectonic setting and reveals the spatiotemporal constraints on the western Cauaburi Belt tectonics. The geochronological data (U-Pb SHRIMP in zircon) show that, during the ca. 45 Mys of tectonic activity on the orogen's western sector, episodes of intense cordilleran magmatism (flare-up) were interspersed with periods of magmatic lulls and increasing deformation. In this way, the alternation of replenishment of long-lived zoned batholiths and the metamorphism/partial melting of the precursor paleobasin compose the tectonic scene. According to the Amazon Craton paleogeographic context during the Orosirian to Statherian transition, the Cauaburi Belt could be an important crustal production site of the Columbia (Nuna) Supercontinent.

Keywords: Cauaburi Orogen, Amazon Craton, magmatic arc, geochemistry, geochronology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Mapa de localização e acesso à área de estudo.....	12
Figura 1.2. Fotografias exibindo as localidades e condições de acesso à área de estudo	13
Figura 1.3. Registro fotográfico de especificidades na execução das etapas de campo	15
Figura 2.1. Compartimentação geotectônica da América do Sul e do Cráton Amazônico, com destaque à área de estudo	21
Figura 2.2. Desenhos das principais feições de campo da região do Alto Rio Negro feitos por Alfred R. Wallace	22
Figura 2.3. Mapas geológicos da região do Alto Rio Negro segundo Lima & Pires (1985) e Melo <i>et al.</i> (1996), respectivamente	25
Figura 2.4. Mapa geológico da região do Alto Rio Negro, modificado de Almeida <i>et al.</i> (2013).....	26
Figura 3.1. Amazon Craton map.....	39
Figura 3.2. Tectonic provinces of the Amazon Craton.....	41
Figura 3.3. (A) Location map of the study area; (B) tectonic domains division of the northwestern Amazon Craton (modified from Almeida <i>et al.</i> , 2013); and (C) geological map of the study area.....	44
Figura 3.4. Field features of the Taiuaçu-Cauera Complex	46
Figura 3.5. Junction of the QAP diagram (Streckeisen 1976) with the QAPM diagram (Le Maitre 2002) presenting the modal classification of the Igarapé Tocandira Granite and the Cauaburi Complex	47
Figura 3.6. Magmatic features of the western Cauaburi Complex metagranitoids	48
Figura 3.7. Geochemistry of the Taiuaçu-Cauera Complex.....	51
Figura 3.8. Geochemistry of the Igarapé Tocandira Granite.....	52
Figura 3.9. Geochemistry of the Cauaburi Complex and Serra do Diabo Granofels	54
Figura 3.10. Zircon U-Pb SHRIMP results with representative cathodoluminescence images of selected zircon grains.....	57
Figura 3.11. N-MORB-normalized bulk-rock trace-element contents for the geological units of the Cauaburi Belt	59
Figura 3.12. Distribution of crystallization ages on the northwestern Amazon Craton and his tectonic interpretation; and histogram for the presented ages.....	63
Figura 3.13. Timeline of the geological units related to Cauaburi orogeny.....	64

Figura 3.14. Cartoon illustrating the simplified cross-section; stereogram presenting the Paleoproterozoic structural data of the study area; and paleogeographic reconstructions of the Columbia (Nuna) Supercontinent 66

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	11
1.1.	Estruturação da dissertação.....	11
1.2.	Localização e acesso	12
1.3.	Objetivos e justificativas	14
1.4.	Métodos	14
2.	ARTIGO I: Evolução do conhecimento geológico da região do Alto Rio Negro, noroeste do Cráton Amazônico (Brasil).....	17
2.1.	Introdução.....	18
2.2.	Cráton Amazônico: Rio Negro-Juruena <i>versus</i> Rio Negro	19
2.3.	Das primeiras descrições ao reconhecimento geológico regional: o Alto Rio Negro no mapa.....	21
2.4.	Estado da arte: modelo geotectônico e litoestratigrafia.....	25
2.5.	Considerações finais e recomendações	31
2.6.	Agradecimentos	32
2.7.	Referências bibliográficas	32
3.	ARTIGO II: Spatiotemporal constraints on the western Cauaburi Belt tectonics – northwestern Amazon Craton, Brazil.....	37
3.1.	Introduction.....	38
3.2.	Geological background.....	40
3.3.	Materials and methods.....	42
3.4.	Results	43
3.5.	Discussions	58
3.6.	Conclusions.....	66
3.7.	References.....	69
4.	CONCLUSÕES	79
5.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80
6.	ARQUIVOS SUPLEMENTARES	90

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado foi realizada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), sob orientação do professor Dr. Luiz Guilherme Knauer. Os dados que a compõem foram obtidos em um projeto do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), no qual o presente autor atuou como pesquisador responsável pelo mapeamento geológico.

A região amazônica é alvo de diversos estudos geológicos desde a expedição do naturalista Alfred Russel Wallace ([Wallace 1853](#)), que percorreu seus grandes rios em meados do século XIX. Já no século XX, as descobertas de áreas com relevante interesse mineral põem em destaque algumas áreas do Cráton Amazônico (*e.g.* Carajás, Serra do Navio, Pitinga). Contudo, mais à margem dos interesses comerciais, em função da predominância de terras indígenas e dificuldades de acesso, o noroeste do cráton ainda apresenta uma ampla defasagem quanto ao conhecimento geológico. Nesse contexto se insere o Orógeno Cauaburi, um arco magmático continental que se manteve ativo no Orosiriano-Estateriano, cujos aspectos tectônicos e petrológicos serão o assunto desta dissertação.

1.1. Estruturação da dissertação

Esta dissertação é estruturada em capítulos e artigos, organizados da seguinte maneira:

INTRODUÇÃO: apresenta algumas considerações iniciais sobre o trabalho, localização e acesso da área de estudo, objetivos e justificativas, e métodos;

ARTIGO I: Evolução do conhecimento geológico da região do Alto Rio Negro, noroeste do Cráton Amazônico (Brasil). O primeiro artigo, ainda não submetido, é um trabalho de revisão literária. Após um breve resumo sobre a concepção do Cráton Amazônico, discorre-se sobre desde a primeira incursão naturalista aos grandes projetos de mapeamento que, somados às contribuições mais recentes, levaram ao estado da arte da geologia do Alto Rio Negro.

ARTIGO II: *Spatiotemporal constraints on the western Cauaburi Belt tectonics – northwestern Amazon Craton, Brazil*. O segundo artigo, publicado no periódico *International Geology Review*, apresenta dados (campo, petrografia, geoquímica e geocronologia) referentes às rochas envolvidas na construção do Orógeno Cauaburi e traz implicações quanto à sua evolução crustal;

CONCLUSÕES: sintetiza as principais conclusões deste trabalho;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS: lista todas as referências bibliográficas que constam na dissertação, seguindo as normas do periódico *Brazilian Journal of Geology*. Ressalta-se que, no capítulo relativo ao artigo publicado, foram adotadas as normas do periódico em questão.

ARQUIVOS SUPLEMENTARES: reúne tabelas e figuras suplementares da dissertação/artigo.

1.2. Localização e acesso

A área de estudo se localiza no norte do município de São Gabriel da Cachoeira, extremo noroeste do estado do Amazonas, junto à fronteira entre o Brasil e a Colômbia. A área se restringe às folhas NA-19-Z-A-II, NA-19-Z-A-V e NA-19-Z-A-VI, excetuando a porção em território estrangeiro, e abrange cerca de 8.100 km² da bacia do médio curso do Rio Içana, afluente da margem direita do Rio Negro. Terras indígenas homologadas se estendem por grande parte da região da bacia do alto Rio Negro (Figura 1.1). A área de estudo se encontra na Terra Indígena Alto Rio Negro, em um trecho onde predominam comunidades da etnia Baniwa (Figura 1.2A e 1.2B).

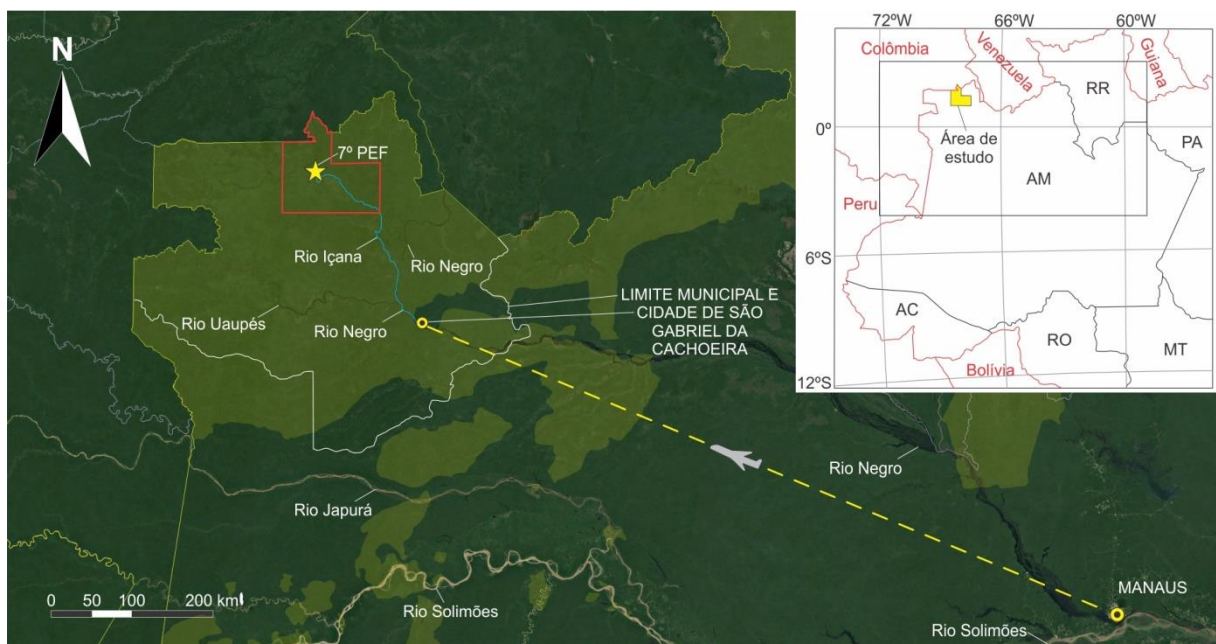


Figura 1.1. Mapa de localização e acesso à área de estudo. A linha tracejada amarela corresponde ao trecho de viagem de avião, enquanto a linha azul corresponde ao trecho navegado até a base do projeto. O sombreamento em amarelo corresponde às terras indígenas homologadas em território brasileiro (até 03/08/2020), segundo arquivo de extensão “kml” disponível no site da FUNAI (<http://www.funai.gov.br/>). Imagem de satélite obtida do *Google Earth Pro*.

A primeira parte do acesso à área foi feito por via aérea (voo comercial), partindo de Manaus, capital do estado, até a cidade de São Gabriel da Cachoeira (Figura 1.2C). Os dois aeroportos distam cerca de 840 km e o voo tem duração média de duas horas e meia. A partir

de São Gabriel da Cachoeira, o acesso se deu por via fluvial (Figura 1.2D). Navegou-se subindo o Rio Negro por 80 km até a confluência com o Rio Içana, no qual se trafegou por mais 190 km rio acima até chegar ao 7º Pelotão Especial de Fronteira (PEF) do Exército Brasileiro, base logística principal das etapas de campo (Figura 1.1 e Figura 1.2E). Esse trecho fluvial é percorrido em cerca de onze horas, podendo variar em função da correnteza, condição climática, peso da embarcação e potência do motor de popa. A área não dispõe de vias de acesso terrestre.



Figura 1.2. Fotografias exibindo as localidades e condições de acesso à área de estudo. (A) Vista da Serra do Tunuí para comunidade Baniwa de Tunuí-Cachoeira, localizada às margens do Rio Içana. (B) Vista da comunidade Tunuí-Cachoeira para a serra. (C) Orla da cidade de São Gabriel da Cachoeira, na margem esquerda do Rio Negro. (D) Deslocamento fluvial no Rio Içana. (E) Vista da Serra do Tunuí para o 7º PEF do Exército Brasileiro, base logística das etapas de campo.

1.3. Objetivos e justificativas

O ponto central desta dissertação é a caracterização litológica, estrutural, geoquímica e geocronológica do Orógeno Cauaburi, e suas implicações quanto à tectônica e petrologia. Os objetivos específicos consistem em:

- Caracterização das unidades litoestratigráficas (algumas inéditas) que compõe o arcabouço geotectônico da porção ocidental do Orógeno Cauaburi, com base em dados de campo, petrográficos, litoquímicos e geocronológicos;
- Análise conjunta dos dados deste trabalho e disponíveis na literatura, visando apresentar uma interpretação tectônica;

1.4. Métodos

Os dados apresentados nesta dissertação foram obtidos no período de 2016 a 2018, durante a fase de aquisição de dados de campo e produção analítica do projeto Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas (SGB/CPRM). Esse projeto se encontra em fase de conclusão, incluindo um mapa geológico em escala 1:250.000 (Mendes *et al.* 2020) e uma nota explicativa relativa ao mesmo, além de incluir dados de levantamento de ocorrências minerais e geoquímica multiuso (Andretta *et al. no prelo*). A partir de 2019, se iniciou este projeto de mestrado e foi possível aperfeiçoar o tratamento dos dados e desenvolver de forma mais detalhada as interpretações geológicas.

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas (setembro/outubro de 2016 e outubro/novembro de 2017), de modo a aproveitar o período de menor precipitação pluviométrica que se dá no verão da Amazônia setentrional (entre setembro e março). Cada etapa de campo durou quatro semanas, incluindo os dias dedicados à logística que, no caso, demanda em média mais de um terço do tempo total. Para a realização das atividades se fez necessária o assentimento das comunidades indígenas residentes em cada porção territorial da área de pesquisa. As comunidades receberam a equipe de campo e a chefia local do SGB/CPRM para que, mediante reunião aberta para todos os residentes (Figura 1.3A), fosse aprovada ou não a realização da pesquisa.

Além da anuência, algumas comunidades forneceram abrigo durante alguns dias e mão-de-obra para execução das atividades (guias, práticos e mateiros), a fim de complementar o apoio dos sertanistas contratados pelo SGB/CPRM (Figura 1.3B e Figura 1.3C). O Exército Brasileiro, mais especificamente o 5º Batalhão de Infantaria de Selva, forneceu apoio logístico às etapas de campo que incluiu: transporte de materiais (ca. 3 toneladas) via balsa até a base logística do projeto (7º PEF); botes como meio de transporte durante o campo; e práticos e

infantaria para auxiliar no deslocamento e segurança (Figura 1.3D). Para viabilizar a pesquisa nos locais mais ínvios, foram levantados alguns acampamentos em selva (Figura 1.3E e Figura 1.3F).



Figura 1.3. Registro fotográfico de especificidades na execução das etapas de campo. (A) Reunião com indígenas em comunidade Baniwa para apresentação de resultados preliminares do projeto do SGB/CPRM e consulta sobre o acesso à área da comunidade. (B) Comunidade de Vista Alegre, localizada às margens do Rio Cuiari, local de hospedagem da equipe de campo durante a pesquisa no norte da área. (C) Indígenas contratados e auxiliar de campo do SGB/CPRM em trilha na Serra do Tunuí; local da foto em uma roça de macaxeira da comunidade de Tunuí-Cachoeira. (D) Travessia lateral à cachoeira realizada com suporte do exército. (E) Local de descanso e (F) cozinha improvisada sob estrutura de “rabo de jacu” em acampamento.

A pesquisa bibliográfica acerca da geologia regional abrangeu os trabalhos de compartimentação do Cráton Amazônico e, sobretudo, trabalhos desenvolvidos na região do Alto Rio Negro. O estudo da bibliografia temática foi direcionado a publicações acerca de petrologia ígnea e metamórfica, geologia estrutural, geoquímica, geocronologia e tectônica.

As seções delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação e de Análises Minerais (LAMIN) da Superintendência de Manaus do SGB/CPRM. As análises litoquímicas foram realizadas na SGS-GEOSOL LABORATÓRIO LTDA, tendo as concentrações de elementos maiores determinadas por fluorescência de raios-X (XRF), enquanto as concentrações de elementos traços foram determinadas por espectrômetro de massa (ICP-MS). As análises geocronológicas foram realizadas na Universidade de São Paulo (U-Pb SHRIMP em grãos de zircão). Mais detalhes quanto aos métodos das análises de litoquímica e geocronologia seguem no capítulo de métodos do segundo artigo.

2. ARTIGO I: EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO, NOROESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO (BRASIL)

Túlio A. A. Mendes^a & Luiz G. Knauer^b

^a Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), Superintendência Regional de Manaus, Av. André Araújo, 2010, bairro Petrópolis, Manaus, AM, Brasil

^b Universidade Federal de Minas Gerais, CPMTC-Instituto de Geociências, Av. Presidente Antônio Carlos, 6627, bairro Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brasil

RESUMO

Este artigo apresenta uma revisão literária acerca da geologia da região do Alto Rio Negro, localizada no extremo noroeste do Brasil. Inicialmente, apresentamos um resumo de como se deu a concepção do Cráton Amazônico, além do posicionamento da área de estudo nos modelos tectônicos distintos. Os primeiros relatos sobre a geologia da região se deram em meados do século XIX, na ocasião da expedição do grande naturalista britânico Alfred Russel Wallace e, desde então, passaram longos períodos de ausência de produção científica. Não obstante, após a realização do Projeto RADAMBRASIL na década de 1970, notou-se uma grande evolução do conhecimento sobre a geologia regional. Trabalhos recentes revelam uma evolução tectônica complexa, com três eventos que marcam períodos de geração e retrabalhamento crustal. A formação do embasamento regional é relacionada a dois sistemas de arcos magmáticos de idade paleoproterozoica. A colisão desses terrenos durante o Calimiano gerou um grande volume de granitos crustais, além dos granitos pré- e pós-colisionais. Um período de retrabalhamento intracratônico (1,4-1,1 Ga) foi responsável pela remobilização de estruturas pretéritas e, possivelmente, pela geração de corpos carbonatíticos. Dada as dificuldades em realizar pesquisas de campo na região, os trabalhos de pesquisa publicados têm grande valor e fornecem uma base mínima para empreender novos estudos. Embora a falta de trabalhos de mapeamento geológico básico seja o principal entrave, ao mesmo tempo oferece um campo fértil para os geólogos interessados em trabalhar no Cráton Amazônico.

Palavras chave: revisão literária, Alto Rio Negro, Cráton Amazônico.

ABSTRACT

This paper presents a bibliographical review of the Upper Rio Negro geology, a region located in northwestern Brazil. Firstly, we summarize the Amazon Craton tectonic models and how the study area inserts in these different tectonic models. The first reports about the

Upper Rio Negro geology are from the middle of the 19th century, when the great British naturalist Alfred Russel Wallace travels to this country and, since then, long periods of scientific production absence occur. However, after the RADAMBRASIL Project in the 1970s, there was a significant advance in regional geology. Recent works reveal a complex tectonic evolution, with three events that mark periods of crustal generation and rework. Two Paleoproterozoic magmatic arcs systems generated the geological basement. The Calymmian collision of these terrains produces a large volume of crustal granites, in addition to pre- and post-tectonic granites. A crustal reworking period (1.4-1.1 Ga) reactivated the basement structures and, possibly, generated the Ectasian carbonatitic intrusions. Given the hard level in conducting field research in this region, the literature data are of great value and provide a minimal basis for undertaking new studies. The lack of geological maps covering the Upper Rio Negro region is the main obstacle, but it offers a fertile research field for geologists interested in the Amazonian Craton.

Keywords: bibliographical review, Upper Rio Negro, Amazon Craton.

2.1. Introdução

A Amazônia brasileira abrange uma área de mais de 5.000.000 km² (*i.e.* Amazônia Legal; [IBGE 2019](#)), em grande parte recoberta por uma densa floresta equatorial onde há baixa ocupação populacional e poucas vias de acesso, o que dificulta atividades de pesquisa de campo. O avanço de atividades antrópicas (*e.g.* agropecuária, mineração, ocupação em torno de rodovias), desconsiderando-se os imponderáveis danos ambientais, viabilizou muitos trabalhos de mapeamento e pesquisa geológica. Todavia, em áreas mais remotas o conhecimento geológico ainda está em um nível incipiente.

Os primeiros dados sobre a geologia da região amazônica datam de meados do século XIX ([Wallace 1853](#)), quando o naturalista galês Alfred Russel Wallace realizou uma expedição pioneira que alcançou a região do Alto Rio Negro. Várias décadas se passaram até que, em meados do século XX, o Estado brasileiro financiou esparsas incursões de reconhecimento geológico na região ([Paiva 1929](#); [Abrahão & Alecrim 1969 in Pinheiro et al. 1976](#); [Giffoni & Abrahão 1969 in Pinheiro et al. 1976](#)). Todavia, o primeiro pulso de trabalhos de geologia básica ocorreu nas décadas de 1970 e 1980, muito devido à contribuição do Projeto RADAMBRASIL, que disponibilizou imagens de sensores remotos essenciais para o reconhecimento geológico regional.

No final do século XX e início do século XXI, o Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) conduziu vários projetos de mapeamento no Cráton Amazônico. Mas,

ponderando a crescente demanda por recursos minerais e priorizando áreas de acesso mais fácil e com disponibilidade de dados aerogeofísicos de alta resolução, a região do Alto Rio Negro ficou à margem das principais iniciativas de pesquisa. Isso se deu também em função da ampla sobreposição de territórios indígenas demarcados, que implica em diversas restrições a atividades de exploração mineral. Não obstante, alguns projetos de pesquisa recentes proporcionaram significativos avanços, principalmente nos campos da petrologia, geocronologia e tectônica.

Esse é o panorama da área de estudo, o Alto Rio Negro (popularmente conhecido como “Cabeça do Cachorro”). Adiante, será abordada a evolução do conhecimento geológico desde as primeiras incursões de pesquisa no século XIX até as mais recentes, consolidadas até o ano de 2020. Importante ressaltar que, dadas as diferenças em termos de estágio de conhecimento e de nomenclatura geológica, aqui serão abrangidos apenas os trabalhos desenvolvidos em território brasileiro, embora haja conhecida continuidade do arcabouço geotectônico para o sudeste da Colômbia e sul da Venezuela.

2.2. Cráton Amazônico: Rio Negro-Juruena *versus* Rio Negro

O território brasileiro compreende grande parte da Plataforma Sulamericana, em que se destacam coberturas fanerozoicas e escudos precambrianos (Almeida 1981). A área de estudo se localiza na porção setentrional da plataforma, no oeste do Escudo das Guianas (Figura 2.1A). O Cráton Amazônico é o maior bloco crustal da América do Sul e, embora sua maior extensão esteja nas regiões centro-oeste e norte do Brasil, também abrange grandes áreas da Bolívia, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa.

A tese de livre docência do professor Gilberto Amaral (Amaral 1974) dispôs dos primeiros dados isotópicos para a região amazônica, admitindo uma evolução essencialmente fixista, em que se considera o Cráton Amazônico como uma massa continental arqueana submetida a diversos episódios de retrabalhamento e rejuvenescimento crustal durante o Proterozoico. Esse autor propôs a primeira subdivisão do cráton em três províncias alongadas segundo uma direção aproximadamente N-S, as quais mostram maior rejuvenescimento a oeste. Hasui *et al.* (1984) também segue essa linha de entendimento, embora interprete o cráton como um mosaico de 19 blocos crustais ou paleoplacas limitados por faixas móveis (terrenos granulíticos - alto grau) com direções preferenciais NE-SW e NW-SE.

Todavia, a maioria dos trabalhos considera uma tectônica mobilista (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari & Macambira 1999, 2004; Santos *et al.* 2000, 2006, 2008; Cordani & Teixeira 2007) e, dentre as versões mais recentes, estão os

modelos propostos por [Cordani & Teixeira \(2007\)](#) (Figura 2.1B) e [Santos *et al.* \(2006\)](#) (Figura 2.1C). Com base nos mapas apresentados por esses modelos, a área de estudo se localiza na província Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga) ou na província Rio Negro (1,82-1,52 Ga), respectivamente segundo os trabalhos supracitados.

A proposta de [Cordani & Teixeira \(2007\)](#) se baseia em um conjunto de dados isotópicos e similaridades estruturais para delimitar as províncias. Como convergem as propostas dos trabalhos produzidos pelos professores Umberto G. Cordani, Wilson Teixeira, Colombo C. G. Tassinari, Moacir J. B. Macambira e outros colaboradores ([Cordani *et al.* 1979](#); [Teixeira *et al.* 1989](#); [Tassinari 1996](#); [Tassinari & Macambira 1999, 2004](#); [Cordani & Teixeira 2007](#)), a Província Rio Negro-Juruena é um cinturão móvel de direção NW-SE, que se estende do noroeste até o sudoeste do cráton, e se caracteriza pela abundância de granitoides com idade de 1,78-1,55 Ga. Faz-se a ressalva de que grande parte dos dados foi produzida pelos métodos Rb-Sr e K-Ar ([Cordani & Teixeira 2007](#), p. 300), o que pode implicar em uma menor robustez em termos de idades obtidas ([Santos *et al.* 2008](#)).

Em oposição a esse modelo, [Santos *et al.* \(2000, 2006, 2008\)](#) destacam diferenças entre os domínios Rio Negro e Juruena. Esses autores propõem a separação da Província Rio Negro-Juruena, tratando a região do Rio Negro como uma província a parte e limitada ao Escudo das Guianas. De acordo com essa visão, os dados geocronológicos U-Pb suportam uma evolução em tempos geológicos distintos, sendo a província do norte (Rio Negro) discretamente mais antiga que a sua correspondente do sul (Rondônia-Juruena). Afirma-se também que, enquanto a Província Rondônia-Juruena possui um trend estrutural principal WNW-ESE a E-W, a Província Rio Negro não apresenta um trend dominante, com um registro tectono-metamórfico polifásico, de origem mais complexa, onde rochas supracrustais preservadas são mais raras. [Santos *et al.* \(2008\)](#) também destacam o Orógeno Intracontinental K'Mudku, uma faixa de retrabalhamento crustal greenvilleana (~1,1-1,4 Ga) que cruza o Escudo das Guianas como reflexo tectônico no curso da Orogenia Sunsás.

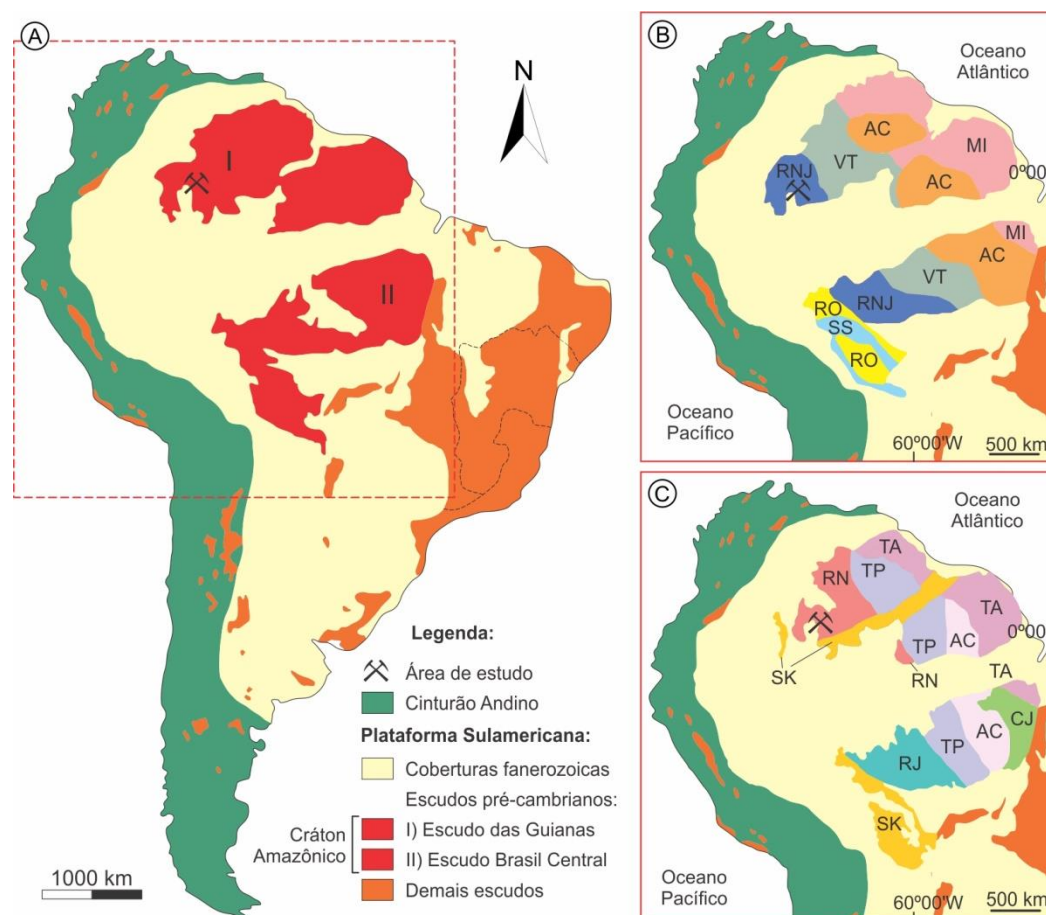


Figura 2.1. Compartimentação geotectônica da América do Sul e do Cráton Amazônico, com destaque à área de estudo. (A) Compartimentação geotectônica da América do Sul, modificado de Almeida (1981). À direita se apresentam as províncias tectônicas do Cráton Amazônico de acordo com as propostas de (B) Cordani & Teixeira (2007): AC – Amazônia Central (>2,60 Ga), MI – Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,05 Ga), VT – Ventuari-Tapajós (1,98-1,81 Ga), RNJ – Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga), RO – Rondoniana (1,55-1,30 Ga), e SS – Sunsás (1,25-1,00 Ga); e de (C) Santos *et al.* (2006): CJ – Carajás (3,00-2,50 Ga), TA – Transamazônica (2,26-2,01 Ga), TP – Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), RN – Rio Negro (1,82-1,52 Ga), RJ – Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), e SK – Sunsás e K’Mudku (1,45-1,10 Ga).

2.3. Das primeiras descrições ao reconhecimento geológico regional: o Alto Rio Negro no mapa

Em seus primeiros parágrafos do capítulo dedicado ao tema (Wallace 1853), o naturalista Alfred R. Wallace relata suas dificuldades em compreender a geologia da região, o que se agravou pela perda da maior parte de suas anotações e amostras em um naufrágio no retorno da expedição. Ainda assim, foram dele as primeiras observações sobre a geomorfologia, litotipos, estruturas e relações de campo do Alto Rio Negro. O autor narra sua perplexidade diante de um terreno tão vasto e plano, descrevendo “esguios pilares de rocha se elevam acima da floresta circundante, como troncos mortos de árvores gigantes” que “surgem abruptamente, como se elevado por alguma força local isolada” (Wallace 1853:292-293, tradução).

Wallace ressaltou a predominância de rochas graníticas (Figura 2.2A) com pouca mica e a presença de diques de granito e veios de quartzo, geralmente orientados segundo uma direção leste-oeste. Ele também menciona um afloramento isolado de arenito grosseiro e de um possível gnaiss, cujas estruturas mergulham subverticalmente para sul (Figura 2.2B). Sua interpretação para a formação geológica do Alto Rio Negro não levava em conta a profundidade do tempo geológico (tal como conhecemos atualmente) e a tectônica de placas. Segundo [Wallace \(1853\)](#), a formação do cinturão andino e das rochas magmáticas descritas na Amazônia se dão concomitantemente ao preenchimento sedimentar dos vales e planícies. Nesse trabalho, sugere-se a atuação simultânea de vulcanismo e sedimentação em ambiente subaquoso como mecanismo de formação dos picos e planícies, respectivamente.

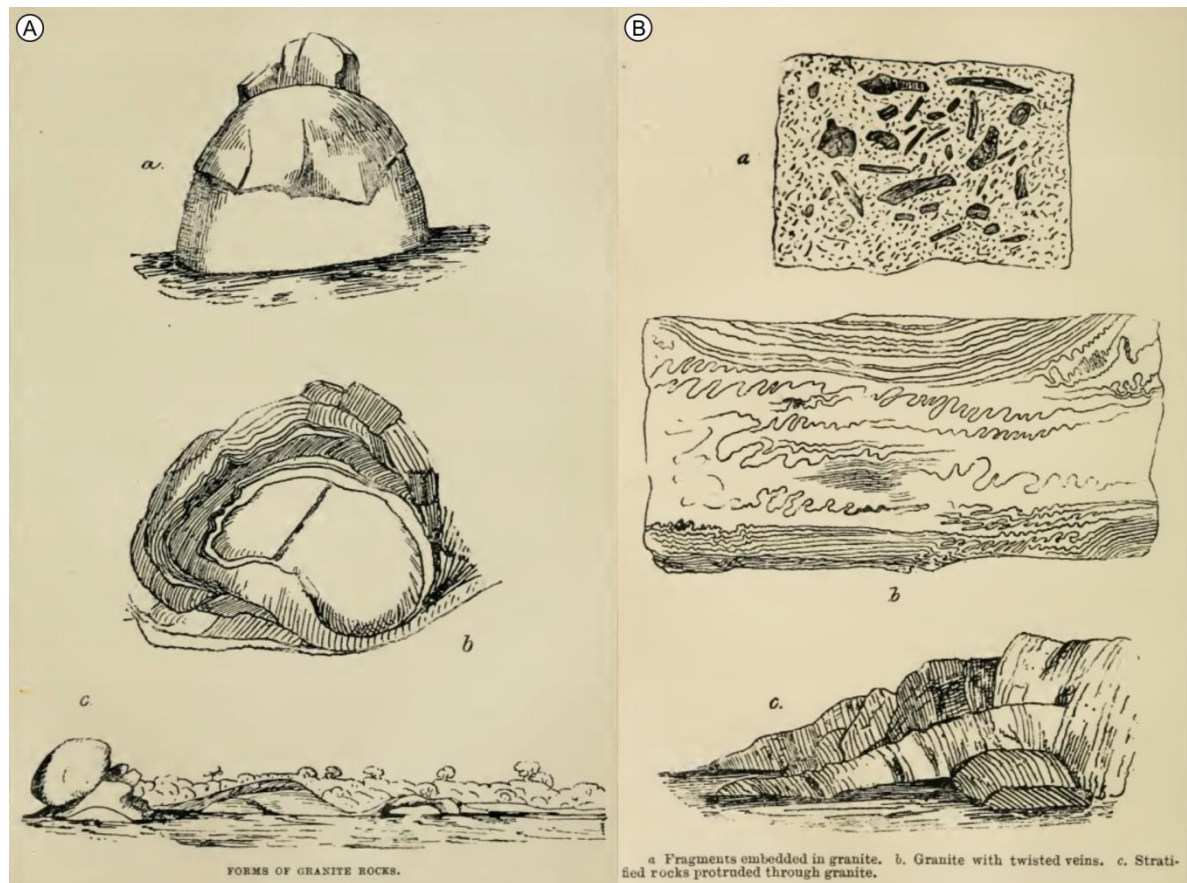


Figura 2.2. Desenhos das principais feições de campo da região do Alto Rio Negro feitos por Alfred R. Wallace, obtido de [Wallace \(1853\)](#). (A) Morfologia dos afloramentos e (B) feições magmáticas e estruturais das rochas.

O primeiro registro de pesquisa enfocando especificamente aspectos geológicos da área é referente à viagem de Glycon Paiva no ano de 1928, organizada pelo então Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. [Paiva \(1929\)](#) relata a predominância de granitoides e de uma ampla cobertura arenosa mais recente, e acrescentou a descrição de rochas metassedimentares na Serra do Tunuí e em afloramentos na calha do Rio Aiari. As próximas

referências na literatura viriam após cerca de 40 anos (Giffoni & Abrahão 1969 *in* Pinheiro *et al.* 1976; Abrahão & Alecrim 1969 *in* Pinheiro *et al.* 1976).

No escopo do Projeto RADAMBRASIL (Montalvão *et al.* 1975; Pinheiro *et al.* 1976; Dall’Agnol & Abreu 1976; Fernandes *et al.* 1977; Lourenço *et al.* 1978) se empreende o primeiro esforço de mapeamento e organização litoestratigráfica para a região que, segundo o léxico da época, compreende: Complexo Guianense (biotita granitos, biotita-hornblenda granitos, biotita-muscovita granitos, migmatitos e gnaisses – “Pré-Cambriano Inferior a Médio”); Grupo Tunuí (quartzitos, itabiritos e filitos com metamorfismo em condições de fácies xisto-verde – “Pré-Cambriano Médio a Superior Antigo”); Granito Tiquié (corpos graníticos intrusivos no Complexo Guianense – “Pré-Cambriano Médio a Superior”); cobertura sedimentar do Grupo Roraima (correspondendo às serranias próximas à divisa com a Venezuela, como as serras da Neblina e Aracá – “Pré-Cambriano Superior Antigo”); além do Carbonatito Seis Lagos (“Paleozóico Superior a Mesozóico”) e coberturas recentes (“Quaternário”).

Lima & Pires (1985) reavaliaram os dados do Projeto RADAMBRASIL, além de outras contribuições inclusive de trabalhos em países vizinhos (CODESUR 1973 *in* Lima & Pires 1985; Galvis *et al.* 1979 *in* Lima & Pires 1985; Tassinari 1981), e propuseram uma nova litoestratigrafia e um esboço geológico para a região do Alto Rio Negro (Figura 2.3A). Ainda que sem um grande avanço em termos de dados de campo e com técnicas analíticas limitadas (*e.g.* datações Rb-Sr para determinação de idade de cristalização), esse trabalho exhibe um grande salto em termos de individualização de novas unidades geológicas e implicações tectônicas.

O esboço geológico apresentado por Lima & Pires (1985) se resume em: Complexo Rio Parima como a unidade mais antiga e, juntamente com os complexos Rio Negro e Traíras, comporiam o setor norte de um cinturão móvel denominado Parima-Tapajós (2,60-2,00 Ga); Suíte Intrusiva Serra do Curupira engloba os granitoides pós-tectônicos; Complexo Cauaburi seria o produto do retrabalhamento do Complexo Rio Negro durante a orogenia Guiana Central (1,90-1,80 Ga); Suíte Intrusiva Curicuriari abrange o plutonismo do tipo cordilheirano do cinturão móvel Rio Negro-Juruena (1,75-1,60 Ga); após a colocação desses granitoides se daria a deposição de sedimentos psamo-pelíticos que, após um evento colisional, gerou os metamorfitos do Complexo Uaupés e granitoides a duas micas da Suíte Intrusiva Rio Içana; sucessões supracrustais previamente atribuídas ao Grupo Tunuí foram reunidas no Grupo Roraima, depositadas em um período de estabilidade tectônica e com magmatismo básico

associado (Suíte Intrusiva Tapuruquara); cinturão móvel Cachimbo-Traíra (1,55-1,45 Ga), tido como de caráter ensialico, foi responsável pela deformação das exposições descontínuas do Grupo Roraima; ao final desse processo colisional haveria a colocação dos granitoides tardi- a pós-orogênicos da Suíte Intrusiva Tiquié; uma tafrogênese mesozoica, contemporânea à abertura do Gráben do Tacutu, possibilitou a colocação das rochas alcalinas da Suíte Intrusiva Seis Lagos.

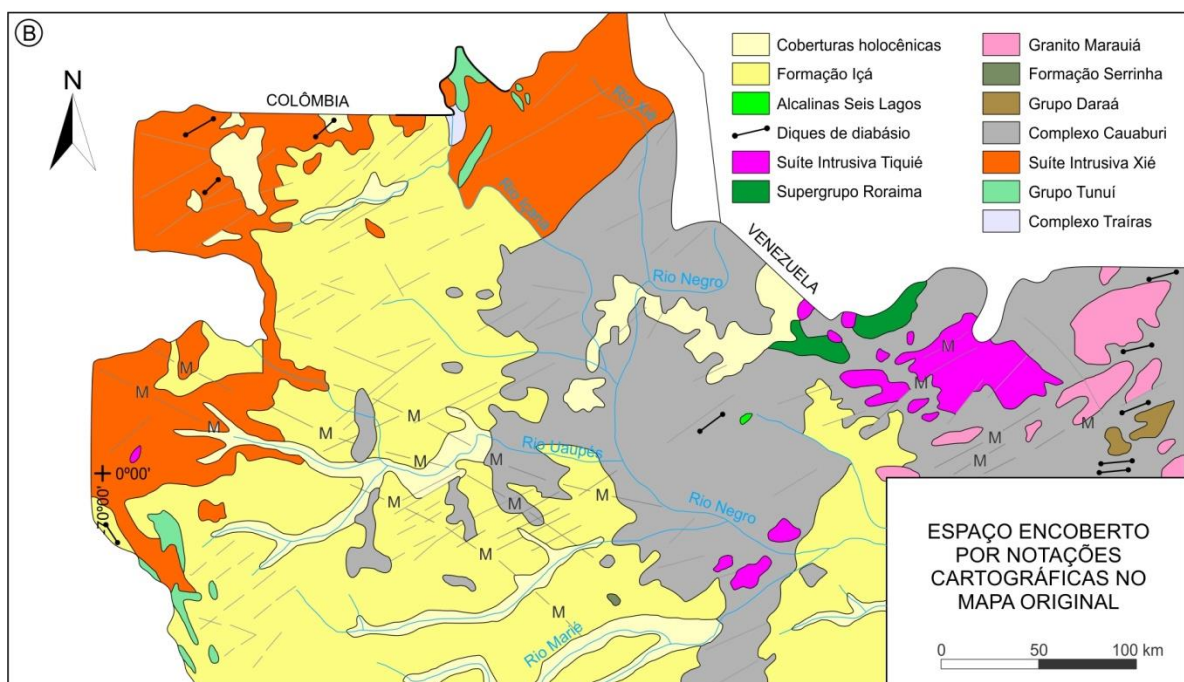
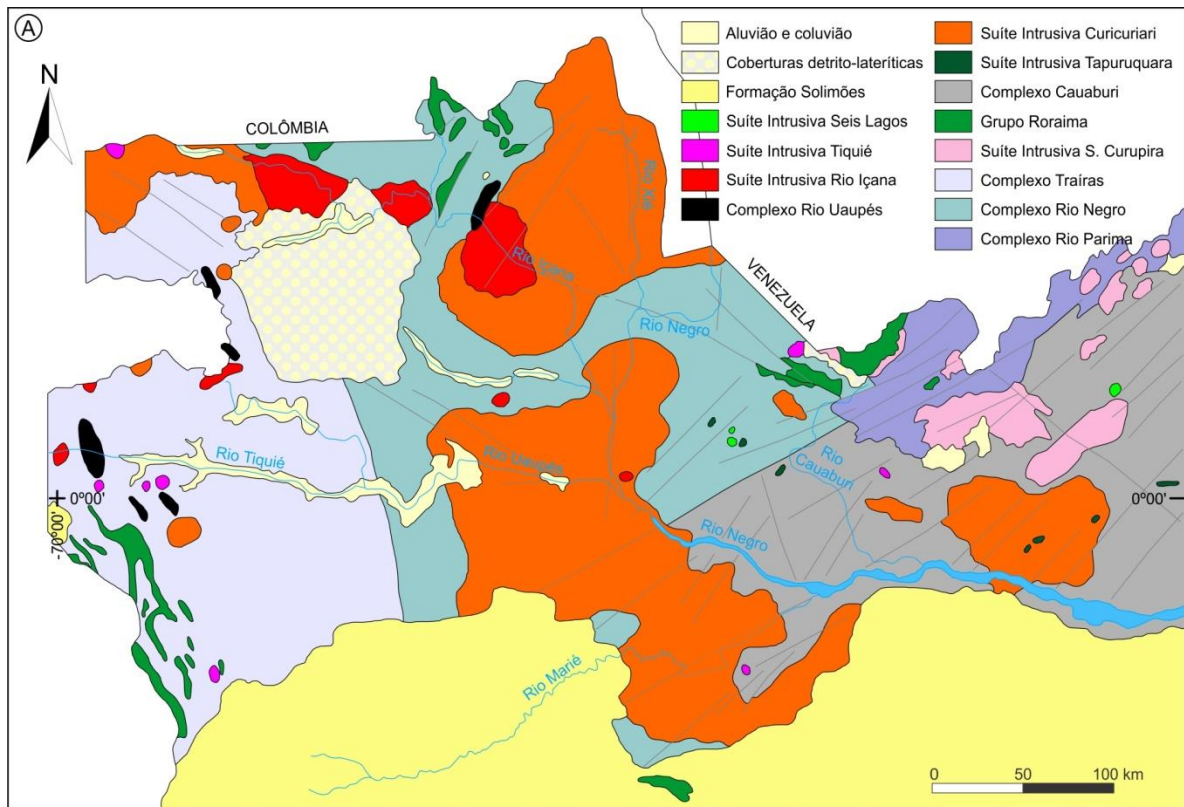


Figura 2.3. Mapas geológicos da região do Alto Rio Negro segundo Lima & Pires (1985) e Melo *et al.* (1996), respectivamente. (A) Esboço geológico do Alto Rio Negro, modificado de Lima & Pires (1985), baseado nos dados do Projeto RADAMBRASIL. (B) Mapa geológico preliminar do Projeto Alto Rio Negro (projeto inconcluso), modificado de Melo *et al.* (1996). Traços acinzentados correspondem a lineamentos morfoestruturais fotointerpretados pelos respectivos autores; traços intercalados com a letra “M” correspondem a lineamentos magnéticos (aerolevantamento com espaçamento de dois quilômetros; Hilderbrand *et al.* 1988).

No início dos anos 1990, o Projeto Alto Rio Negro objetivou o mapeamento de toda a região homônima em escala 1:100.000. Todavia, embora boa parte dos dados tenha sido levantada em campo e laboratório, o projeto foi abandonado, restando apenas o relatório preliminar (Melo & Villas Boas 1993) e contribuições dos autores em eventos científicos (Melo & Villas Boas 1994; Melo *et al.* 1996). Na concepção desses pesquisadores, há dois domínios geotectônicos: o “Terreno Caparro”, localizado na porção oeste; e o “Cinturão de Cisalhamento Guiana Central”, que abrange a porção centro-leste. O Terreno Caparro apresentaria idades neoarquenas a paleoproterozoicas, sendo composto pelo Complexo Traíras (granitoides foliados associados à migmatitos), o Grupo Tunuí (rochas metassedimentares e vulcânicas ácidas) e a Suíte Xié (biotita granitoides com titanita e granitos a duas micas). O domínio do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central é formado principalmente pelo Complexo Cauaburi (granitoides miloníticos do Nearqueano ao Paleoproterozoico), o Grupo Daraá consistia em quartzitos e tufos das serras do Aracá e Daraá (Nearqueano ao Paleoproterozoico), granitoides sin- a tardi-colisionais do Granito Marauíá (Nearqueano ao Paleoproterozoico), as sucessões metassedimentares das serras do Padre e Neblina foram agrupados no Supergrupo Roraima (Mesoproterozoico), granitoides anorogênicos formam a Suíte Tiquié (Mesoproterozoico), diques dos diabásios Cujubim e Uaraná (respectivamente do Neoproterozoico e Mesozoico) e Alcalinas Seis Lagos (Mesozoico) (Figura 2.3B).

2.4. Estado da arte: modelo geotectônico e litoestratigrafia

O quadro geológico apresentado adiante foi desenvolvido principalmente em pesquisas do SGB/CPRM e da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), com relevante contribuição dos pesquisadores Marcelo E. Almeida, João Orestes S. Santos e da professora Rielva C. Nascimento. Uma interpretação tectônica decorrente desses trabalhos é sumarizada por Almeida *et al.* (2013) (Figura 2.4), a qual serviu de base para as pesquisas posteriores.

Resumidamente, esses autores propõem a subdivisão da Província Rio Negro nos domínios Imeri (DIM), Içana (DIÇ) e Uaupés (DU) (Figura 2.4). Localizado na porção centro-leste da província, o DIM é constituído por ortognaisses e metagranitoides gerados em um ambiente de arco magmático normal a maduro durante os períodos Orosiriano e Estateriano. No noroeste, o DU se diferencia pelo seu embasamento (Complexo Querari),

cujos protólitos possuem composições variando de monzogranítica a diorítica e idade estateriana, onde se interpreta um ambiente de arco de ilhas. O DIÇ ocupa uma área com predominância de rochas paraderivadas (paragnaisses, xistos, quartzitos, granitos tipo-S), que remetem às paleobacias formadas e deformadas no contexto dos arcos magmáticos paleoproterozoicos, bem como na colisão dos dois domínios (IMD e UD) no Calimiano.

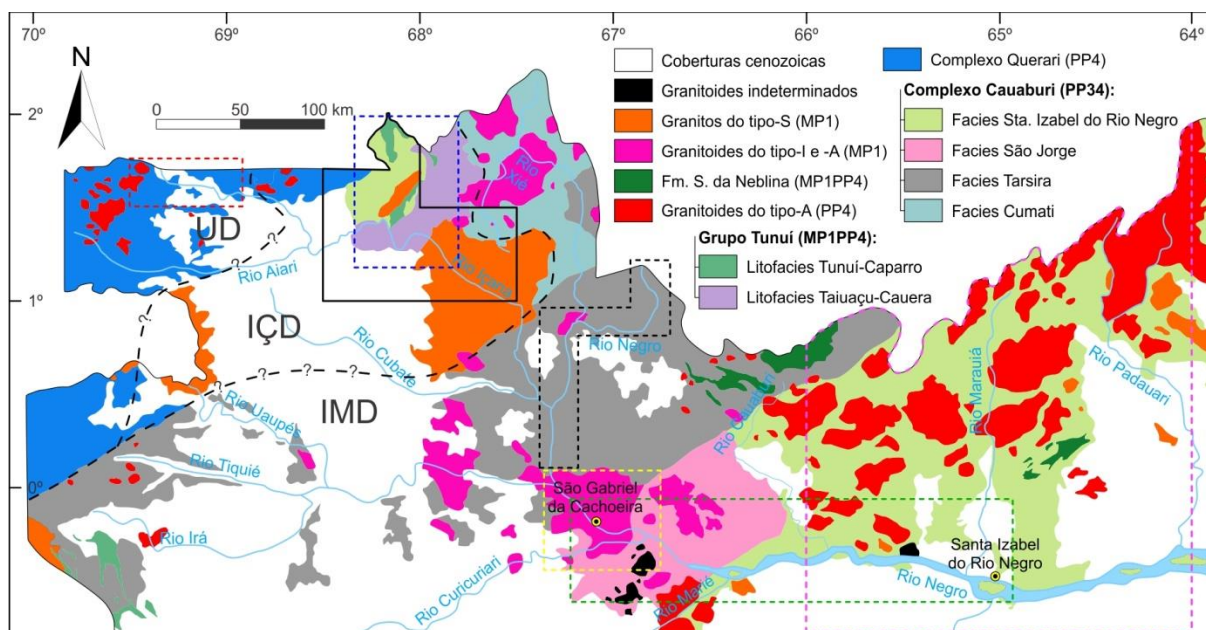


Figura 2.4. Mapa geológico da região do Alto Rio Negro, modificado de Almeida *et al.* (2013), com destaque às áreas de pesquisa recentes. MP1 = Calimiano; MP1PP4 = Estateriano-Calimiano; PP4 = Estateriano; PP34 = Orosiriano-Estateriano. Áreas dos estudos publicados nos últimos 20 anos dadas pelos polígonos com linha pontilhada de cor: amarela (Souza 2009), azul (Veras 2012; Veras *et al.* 2018), verde (Carneiro 2016; Carneiro *et al.* 2017), preta (Rodrigues 2016), vermelha (Gomes 2018). Linha contínua preta corresponde a uma área de mapeamento geológico em escala 1:250.000 (Mendes *et al.* 2020), enquanto a linha pontilhada rosa corresponde a um mapeamento em escala 1:500.000 (Almeida *et al.* 2000).

Complexo Cauaburi

Tido como o embasamento regional (Almeida *et al.* 2000), o Complexo Cauaburi reúne ortognaisses e biotita-(hornblenda) metagranitoides, cuja composição corresponde a uma série de tonalitos a monzogranitos. Segundo os dados de Carneiro *et al.* (2017) para os ortognaisses da porção centro-leste do complexo, há uma foliação que mergulha em baixo ângulo para NW denominada pelos autores como “S₁”. Uma foliação subvertical e de direção aproximadamente E-W (S₂) é muito penetrativa na maioria dos afloramentos, inclusive nos metagranitoides, sendo também descrita por Veras *et al.* (2018) para a porção oeste do Complexo Cauaburi. Os ortognaisses comumente apresentam outra estruturação que apresenta direção NE-SW e mergulhos elevados para NW e SE (S₃), gerando sobreposição de estruturas.

[Carneiro et al. \(2017\)](#) interpretam essas estruturas da seguinte maneira: a foliação S_1 é sin-tectônica, sendo atribuída à colocação de granitoides do próprio Complexo Cauaburi; a foliação S_2 teria se formado em condições de temperatura e pressão em torno de 720°C e 5,84 quilobares, concomitante à colocação de granitos crustais de idade calimiana (suítes Içana e Uaupés); a foliação S_3 é atribuída ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento em condições de temperatura de 300-400°C, durante um período de retrabalhamento crustal (Orogenia Intracontinental K'Mudku).

Segundo [Almeida et al. \(2013\)](#), as rochas do Complexo Cauaburi apresentam afinidade química com a série cálcio-alcálica de médio- a alto-K e, de acordo com dados isotópicos, idades modelo (T_{DM}) de 2,40-1,99 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre +0,78 e -2,24. Os dados geocronológicos fornecem idades de cristalização variando de 1810 ± 6 Ma a 1777 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) ([Santos 2003](#); [Santos et al. 2006](#); [Almeida et al. 2013](#)), além de idade de metamorfismo de 1530 ± 7 Ma ([Veras et al. 2019](#)) relacionada à Orogenia Rio Içana.

[Almeida et al. \(2002\)](#) estabeleceu uma subdivisão em termos de composição e textura das rochas do Complexo Cauaburi: a Litofácies Cumati abrange os ortognaisses com composição tonalítica e granodiorítica, enquanto a Litofácies Tarsira se refere à biotita augen-gnaisses e metamonzogranitos. [Almeida et al. \(2004\) in Almeida \(2006\)](#) reuniu os biotita-(hornblenda) granitoides na Litofácies Santa Izabel do Rio Negro, que abrange grande parte da porção oriental da unidade, além de um trecho à noroeste (Figura 2.4). Por fim, [Carneiro et al. \(2017\)](#) relatam que na porção central do complexo afloram leucognaisses monzograníticos, classificados quimicamente pelos autores como alcalinos, e os agrupam na Fácies São Jorge (Figura 2.4).

Magmatismo anorogênico estateriano

Primeiramente designados como Granito Tiquié por [Pinheiro et al. \(1976\)](#), os granitos equigranulares, com granulação média a grossa, localmente porfiríticos, que formam uma série de *inselbergs* na porção centro-leste do Alto Rio Negro correspondem as suítes Tiquié, Marié-Mirim e Marauiá ([Almeida 2006](#)). Essas unidades são atribuídas ao magmatismo tardi-a pós-tectônico do Evento Cauaburi e apresentam idades de cristalização em torno de 1,76-1,75 Ga. A separação entre essas três unidades se deu em função de diferenças no quimismo e localização desses granitos.

Ainda segundo [Almeida \(2006\)](#), a Suíte Tiquié se localiza na região ocidental do Alto Rio Negro e é constituída de granitos subalcalinos, metaluminosos, do tipo-A, formados por

feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, titanita, allanita, fluorita, zircão e opacos. Na porção centro-leste, a Suíte Marauíá forma *inselbergs* alinhados segundo NE-SW e NW-SE, que afloram da porção centro-sul a leste da região. Essas rochas são formadas essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita, com eventual hastingsita, além dos minerais acessórios allanita, epidoto, titanita, zircão, apatita e opacos. Quimicamente são granitos subalcalinos, variando de metaluminosos a peraluminosos com ocasionais peralcalinos (quando com hastingsita), com elevados teores de sílica e álcalis, além de elevada razão FeO_t/MgO . A Suíte Marié-Mirim é constituída por granitos equigranulares intensamente deformados, apresentando texturas cataclásticas e miloníticas. São compostos por feldspato alcalino, quartzo azulado, plagioclásio e biotita como mineralogia principal. Allanita, opacos, epidoto, zircão, apatita, fluorita, titanita e riebeckita-arfvedsonita são as fases acessórios. Essas rochas são classificadas quimicamente como peralcalinas, compatíveis com “granitos anorogênicos gerados em ambiente de crosta atenuada” (Almeida 2006, p. 61).

Complexo Querari

O Complexo Querari foi designado por Almeida *et al.* (2013) para abranger os ortognaisses e metagranitoides cálcio-alcálicos com características litoquímicas e isotópicas distintas do Complexo Cauaburi. Gomes (2018) descreve ortognaisses e granitos de composição monzogranítica a sienogranítica, embora Almeida *et al.* (*op. cit.*) relatem também a presença de litotipos de composição diorítica. Gomes (*op. cit.*) descreveu uma foliação magmática (S_0) paralela a uma de estado sólido (S_1), com atitude NE-SW subvertical, além de uma foliação (S_2) formada no plano axial de dobras que afetaram S_1 e que apresenta atitude E-W subvertical. Zonas de cisalhamento paralelas a S_1 formam uma foliação milonítica (S_3). Gomes (*op. cit.*) interpretou que as estruturas por ele denominadas S_0 e S_1 forma geradas durante o magmatismo do Complexo Querari. A foliação S_2 teria sido gerada durante a colisão calimiana, quando os complexos Querari (UD) e Cauaburi (IMD) foram amalgamados. Posteriormente, o Evento K’Mudku gerou as zonas de cisalhamento. Segundo Almeida *et al.* (2013), as rochas do Complexo Querari apresentam quimismo cálcio-alcálico de baixo- a médio-K, idades de cristalização de 1,74 e 1,70 Ga e idade modelo de 1,82 Ga com ϵ_{Nd} de +4,05. Atribui-se a formação dessas rochas à um ambiente de arco de ilhas.

Sucessões metassedimentares

Segundo definido por Almeida (2006) no projeto Geologia e Recursos Minerais do estado do Amazonas, o Grupo Tunuí abrangia as sucessões metassedimentares de baixo grau metamórfico da região do Alto Rio Negro (serras do Tunuí, Caparro, Macaco e Traíras) que

foram agrupadas na Litofácies Tunuí-Caparro, além de paragnaisses e migmatitos que afloram entre a comunidade de Taiuaçu-Cauera e a Serra do Tunuí, estes agrupados na Litofácies Taiuaçu-Cauera. Almeida (*op. cit.*) interpreta que o complexo cálcio-alcálico é o embasamento dessa sucessão paraderivada. Santos (2003) apresenta idades U-Pb em grãos de zircão detríticos de 1916 ± 57 , 1782 ± 8 e 1720 ± 11 .

Todavia, embora essas sucessões de baixo grau já tenham sido tradicionalmente agrupadas na denominação Grupo Tunuí, os metamorfitos de alto grau eram relacionados aos complexos basais (Montalvão *et al.* 1975; Pinheiro *et al.* 1976; Melo & Villas Boas 1993). Veras *et al.* (2018) apresentam dados geocronológicos que demonstram que os por eles denominados “diatexitos Taiuaçu-Cauera” são mais velhos que o Complexo Cauaburi e, portanto, não fazem parte do Grupo Tunuí, sendo em realidade a encaixante dos granitoides cordilheiranos do magmatismo Cauaburi. Ademais, Veras *et al.* (*op. cit.*) interpretam que esses metamorfitos de alto grau são em última instância ortoderivados, produtos de fusão parcial de granitos crustais com possíveis fontes de composição grauvaquiana.

As sucessões metassedimentares de baixo grau localizadas mais a leste (IMD) são atribuídas às formações Aracá, Daraá e Neblina, sendo interpretadas por Almeida (2006) como cronocorrelatas ao Grupo Tunuí. A Formação Aracá é descrita como uma sucessão metassedimentar de baixo grau, granodecrescente, composta por metarruditos, metapsamitos e metapsefitos depositados em ambiente fluvial (Giovannini & Larizzatti 1994). Datações de U-Pb em grãos de zircão detríticos revelam um pico mais jovem em 1879 ± 15 Ma e uma análise Ar-Ar em muscovita proporcionou uma idade de 1337 ± 4 , interpretada como metamorfismo (Santos 2003). Segundo Luzardo (2000), a Formação Daraá representa uma sucessão metassedimentar, e Melo *et al.* (1993) relatam a presença de metatufos intercalados. Melo & Villas Boas (1993) descreveram uma sucessão de metarruditos e metapsamitos em uma descrição na Serra do Padre, também agrupada na Formação Serra da Neblina.

Ainda há muitas controvérsias quanto à idade dessas sucessões metassedimentares, haja vista a ausência de descrições de relação de base ou de corte por unidades ígneas, que forneceriam uma idade de colocação mais precisa. Os dados geocronológicos de grãos detríticos se limita a poucos grãos, dificultando à atribuição de uma idade máxima. Quanto ao metamorfismo, apenas para a Serra do Aracá há um dado que se atribui ao metamorfismo durante o Evento K’Mudku (1337 ± 4 ; Santos 2003), mas que não necessariamente afetou todas as sucessões metassedimentares do Alto Rio Negro.

Chama atenção os dados geocronológicos de um paragnaisse em território colombiano com picos de idades (U-Pb em zircão) bem marcados em 1800, 1550, 1320, 1150 e 1000 Ma (Bonilla *et al.* 2019). Os autores atribuem essas idades à contribuição do Complexo Mitú (análogo ao C. Cauaburi no léxico colombiano), Suíte Rio Içana (magmatismo sin-colisional calimiano) e ao evento greenvilleano, respectivamente. Além disso, os mesmos correlacionam essas rochas ao Grupo Tunuí, haja vista que esse paragnaisse foi interpretado como a sucessão basal da *Sierra Naquéen*, continuação da Serra dos Porcos que se localiza a cerca de 60 km das exposições do Grupo Tunuí no Brasil.

Magmatismo calimiano

Almeida *et al.* (2013) compilam dados de um variado magmatismo calimiano intrudindo o embasamento paleoproterozoico, o qual é atribuído à Orogenia Içana. Aflorando na região da cidade de São Gabriel da Cachoeira e no baixo Rio Uaupés, corpos graníticos (hornblenda-biotita monzogranitos) do tipo-I (Souza 2009) e com idades de cristalização em torno de 1,52 Ga (Santos 2003) são interpretados como pré-colisionais. Granitos a duas micas, com seção tipo no Rio Içana, são interpretados como do tipo-S e tidos como sin- a tardi-tectônicos, agrupados na Suíte Rio Içana. Essas rochas apresentam idade (Pb-Pb evaporação) de 1521 ± 31 Ma e 1521 ± 32 Ma, respectivamente, segundo Tassinari *et al.*, (1996) e Almeida *et al.* (1997). Os granitoides da Suíte Inhamoin apresentam idade de cristalização (Pb-Pb evaporação) em 1483 ± 2 Ma (Santos 2003) e afinidade química com rochas do tipo-A, sendo aluminosos e altamente oxidados (Dall'Agnol & Macambira 1992), e são interpretados como da fase pós-tectônica.

Alcalinas Seis Lagos

Evidenciando a relevância dos levantamentos do Projeto RADAMBRASIL, a presença de três anomalias radiométricas circulares (Pinheiro *et al.* 1976), que distam cerca de 60 km a norte da cidade de São Gabriel da Cachoeira, levou a descoberta de corpos intrusivos alcalinos que hospedam o maior depósito de nióbio do mundo (Viegas Filho & Bonow 1976; Justo & Souza 1986), com mineralização em crosta ferruginosa enriquecida em Nb. Issler & Silva (1980) reconheceram que esses corpos intrusivos se tratavam de carbonatitos, atribuindo a denominação Complexo Carbonatítico Seis lagos. Esses corpos estão encaixados em biotita-hornblenda ortognaisses com idades de 1810 ± 10 Ma (Santos *et al.* 2000) e 1828 ± 9 Ma (Rossoni *et al.* 2017). A colocação desses corpos intrusivos foi controlada por um lineamento de mais de 400 km e direção E-W (Rossoni *et al.* 2016) e teria ocorrido no Ectasiano (1328 ± 58 Ma; Rossoni *et al.* 2017). Rossoni *et al.* (2017) interpretam que a geração desse

magmatismo pode estar relacionada ao estágio final da Orogenia Içana (Almeida *et al.* 2013) ou devido o retrabalhamento crustal da Orogenia K'Mudku (Santos *et al.* 2008).

Coberturas cenozoicas

Uma ampla e aplainada área de deposição de sedimentos arenosos que vai das bacias do Rio Içana até o Rio Uaupés já havia sido descrita por Wallace (1853) e Paiva (1929). Melo & Villas Boas (1993) consideraram essa cobertura sedimentar como uma extensão da Formação Içá na região. Na concepção de Santos & Nelson (1995), essa unidade se trata de uma bacia distinta, por eles denominada Bacia Aiari.

Latrubesse & Franzinelli (1998) estudaram os depósitos fluviais que ocorrem nas margens dos grandes rios locais. Os autores dividem a sedimentação fluvial quaternária em três unidades: sedimentos de terraços superiores, sedimentos de terraços inferiores e várzea recente. Os sedimentos de terraços superiores são arenosos e ricos em matéria orgânica e óxidos de ferro, apresentando idades de radiocarbono (^{14}C) de mais de 40000 anos até 27220 ± 200 anos. Os sedimentos dos terraços inferiores são predominantemente finos e com idades ^{14}C entre 13500 e 4050 anos. Franzinelli & Potter (1983) descrevem a várzea recente como sedimentos arenosos com mais de 98% de grãos de quartzo depositados ao longo dos leitos dos rios e suas margens próximas.

2.5. Considerações finais e recomendações

Como visto nesse breve apanhado da literatura exposto anteriormente, os trabalhos de reconhecimento geológico regional que foram realizados no final do século XX, decorrentes do Projeto RADAMBRASIL, têm grande relevância em termos de apresentação das principais feições e questões geológicas intrínsecas a região do Alto Rio Negro. Mais recentemente, os trabalhos de pesquisadores da academia e do Serviço Geológico do Brasil elucidaram algumas dessas questões (*e.g.* discriminação de eventos tectônicos, caracterização de litotipos e novas unidades geológicas). Todavia, por ser um território amplo, em que os afloramentos descritos se distanciam em uma escala de quilômetros a dezenas de quilômetros, a maioria das pistas geológicas ainda não foram reveladas.

Após cerca de 170 anos de esparsas pesquisas na região, ressalta-se que o maior entrave ao avanço do conhecimento geológico do Alto Rio Negro é a falta de mapeamento geológico básico. Um exemplo é a região do Rio Aiari que, com uma área superior a 6.000 km², tem como referências apenas breves relatos em Wallace (1853) e Paiva (1929). Ademais, o único mapa em escala 1:250.000 do Alto Rio Negro foi lançado recentemente e cobre uma área correspondente a apenas três folhas 1:100.000 (Mendes *et al.* 2020). A falta desses dados

de base leva os poucos pesquisadores que se debruçam sobre a área a tentar vislumbrar a geologia regional, notavelmente complexa, a partir de um “quebra-cabeça” incompleto. A retomada do mapeamento geológico básico nessa porção territorial tem grande potencial de trazer novas descobertas e de levantar questões geológicas a serem respondidas.

2.6. Agradecimentos

Agradecemos a todos que ousaram levar suas botas, bússola e martelo para essa longínqua região da Amazônia brasileira, alicerçando as vias do conhecimento geológico que hoje trilhamos.

2.7. Referências bibliográficas

Almeida F.F.M. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: Age Pb/Pb (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: *1º South American Symposium on Isotopic Geology*. Campos do Jordão, p. 31-33.

Almeida M.E., Luzardo, R., Fraga, L.M.B., Silva, M.A., Brito, M.F.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serra Imeri, Folhas NA.20-Y, SA.20-V-A e SA.20-V-B. Escala 1:500.000*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 93 p.

Almeida M.E., Pinheiro S.S., Luzardo R. 2002. *Relatório de viagem reconhecimento geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), NW do estado do Amazonas. Projeto GIS Brasil (Relatório de viagem)*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 16 p.

Almeida M.E. 2006. Província Rio Negro. In: Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.L., Ferreira A.L. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, p. 48-66.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquette J.L. 2013. Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos. In: *13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201-204.

Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.

Bonilla A., Cramer T., Poujol M., Cano H., Franco J.A., Amaya Z. 2019. Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de Geología*, **41**:55-84.

Carneiro M.C.R. 2016. *O Arco Magmático Cauaburi: uma revisão litoestratigráfica e sua contribuição na evolução do Domínio Imeri, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 72 p.

Carneiro M.C.R., Nascimento R.S.C., Almeida M.E., Salazar C.A., Trindade I.R., Rodrigues V.D.O., Passos M.S. 2017. The Cauaburi magmatic arc: Lithostratigraphic review and evolution of the Imeri Domain, Rio Negro Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **77**:310-326.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolucion Tectonica de Amazonia con base nos dados geochronologicos. In: *2º Congr. Geol. Chileno*. Arica, v. 4, p. 137-148.

Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martinez-Catalan J.R. *4-D Framework of Continental Crust*. Boulder, Geological Society of America, p. 297-320.

Dall'Agnol R. & Abreu A.S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19-Pico da Neblina. In: *29º Congresso Brasileiro de Geologia*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 321-350.

Dall'Agnol R. & Macambira M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:3-14.

Fernandes P.E.C.A., Pinheiro S.S., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Abreu A.S., Tassinari C.C.G. 1977. *Geologia da Folha SA.19-Içá*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 446 p.

Franzinelli E.M. & Potter P. 1983. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system. *Journal of Geology*, **91**:23-39.

Giovannini C.A. & Larizzatti J.H. 1994. Sistemas deposicionais na Serra Acará, Amazonas. In: *38º Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 319-321.

Gomes P.J.B. 2018. *Geologia do embasamento do Domínio Uaupés, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 44 p.

Hasui Y., Haralyi N.L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Simposium Amazônico*. Manaus, p. 129-147.

Hilderbrand J.D., Pieren R.W., Lourenço, J. 1988. *Projeto Extremo Noroeste do Brasil: levantamento aeromagnéticos e aerogamaespectrométrico*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 55 p.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA 2019. Amazônia Legal. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/mapas-regionais/15819-amazonia-legal.html?=&t=o-que-e>. Acessado em 06 nov 2020.

Issler R.S. & Silva G.G. 1980. The Seis Lagos carbonatite complex. In: *31º Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, v. 3, p. 1564-1572.

- Justo L.J.E.C. & Souza M.M. 1986. Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, p. 463-468.
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 1998. Late quaternary aluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: Palaeohydrological Implications. In: Benito G., Baker V.R., Gregory K.J. *Paleohydrology and Environmental Change*. Nova Jersey: John Wiley & Sons Ltda.
- Lima M.I.C. & Pires J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. In: *2º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 140-154.
- Lourenço R.S., Montalvão R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W. 1978. *Geologia da Folha SA.20-Manaus*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 17-164.
- Luzardo, R. 2000. Formação Daraá. In: Almeida M.E., Luzardo, R., Fraga, L.M.B., Silva, M.A., Brito, M.F.L. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serra Imeri, Folhas NA.20-Y, SA.20-V-A e SA.20-V-B. Escala 1:500.000*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 93 p.
- Melo A.F.F., Santos C.A., Vilas Boas P.F. 1993. *Geologia da região das Serras Aracá e Daraá, nordeste do Estado do Amazonas (Relatório preliminar)*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil.
- Melo A.F.F. & Vilas Boas P.F. 1993. *Projeto Alto Rio Negro (Relatório preliminar)*. Manaus: Serviço Geológico do Brasil.
- Melo A.F.F. & Vilas Boas P.F. 1994. Geologia da região do Alto Rio Negro - setor noroeste do estado do Amazonas. In: *4º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 22-25.
- Melo A.F.F., Santos C.A., Vilas Boas P.F., João X.S.J. 1996. O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central na região noroeste do estado do Amazonas - Projeto Alto Rio Negro. In: *5º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 301-303.
- Mendes T.A.A., Mesquita R.B., Almeida M.E. 2020. *Mapa geológico da área Tunuí-Caparro: Projeto Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, escala 1:250.000.
- Montalvão R.G.M., Muniz C.M., Issler R.S., Dall’Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral.
- Paiva G. 1929. *Reconhecimentos geológicos nas fronteiras do Brasil com a Venezuela e Colômbia*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, p. 15-21.
- Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.C.; Montalvão R.M.G., Issler R.S., Dall’Agnol R., Teixeira W., Fernandes C.A.C. 1976. *Folha NA.19 Pico da Neblina: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 380 p.

Rodrigues V.O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí - Amazonas*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 65 p.

Rossoni M.R., Bastos Neto A.C., Saldanha D.L., Souza V.S., Giovannini A.L., Porto C.G. 2016. Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na investigação do controle do posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e no estudo do depósito (Nb) laterítico associado (Amazonas, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **43**:111-125.

Rossoni M.R., Bastos Neto A.C., Souza V.S., Marques J.C., Dantas E., Botelho N.F., Giovannini A.L., Pereira V.P. 2017. U-Pb zircon geochronological investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:1-17.

Santos J.O.S. & Nelson B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: *9º Congresso Latino-americano de Geologia*. Caracas: Ministerio de Energía y Minas.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., 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. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 226 p.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M., Almeida M.E. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: avanços ocorridos no período 2002-2006. In: *9º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 156-159.

Santos J.O.S., Rizzotto 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.

Souza A.G.H. 2009. Petrografia e geoquímica do Batólito Granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 89 p.

Tassinari C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade de São Paulo, 99 p.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 129 p.

Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *International Geology Review*, **38**:161-175.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 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., Neves, B.B.B. *O desvendado de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 471-486.

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.

Veras R.S. 2012. *Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 110 p.

Veras R.S., Nascimento R.S.C., Almeida M.E., Paquette J.L., Carneiro M.C.R. 2018. Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd). *Journal of South American Earth Sciences*, **86**:384-409.

Veras R.S., Macambira M.J.B., Nascimento R.S.C., Almeida M.E. 2019. Registro geocronológico da Orogenia Içana em rochas do Complexo Cauaburi – Fácies Tarsira, noroeste do Amazonas. In: *16º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia.

Viegas Filho J.R. & Bonow C.W. 1976. Projeto Seis Lagos. Manaus, Serviço Geológico do Brasil.

Wallace A.R. 1853. *A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro, with an account of the native tribes, and observations on the climate, geology, and natural history of the Amazon Valley*. Londres, Reeve & Co, 541 p.

3. ARTIGO II: SPATIOTEMPORAL CONSTRAINTS ON THE WESTERN CAUABURI BELT TECTONICS – NORTHWESTERN AMAZON CRATON, BRAZIL

INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW
<https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1768441>



ARTICLE

Spatiotemporal constraints on the western Cauaburi Belt tectonics – northwestern Amazon Craton, Brazil

Túlio A. A. Mendes^a, Raissa B. de Mesquita^a, Luiz G. Knauer^b, Marcelo E. Almeida^c and Jorge Roncato^b

^aGeological Mapping Department, Geological Survey of Brazil, CPRM-SUREG-MA, Manaus, Brazil; ^bGeology Postgraduate Program – Institute of Geosciences, CPMTIC-IGC, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), Belo Horizonte, Brazil; ^cGeological Mapping Department, Geological Survey of Brazil, CPRM-ERJ, Rio de Janeiro, Brazil

ABSTRACT

The study of Precambrian tectonics is an intricate task, demanding a holistic approach to take an accurate view of geologic history. Here we attempt to set up the overview of an Orosirian-Statherian continental arc in the northwestern Amazon Craton, the Cauaburi Belt. Field relations, petrological, geochemical, and geochronological data of calc-alkaline metagranitoids, high-grade metasedimentary rocks, and peraluminous metasyenogranites yielded new interpretations about its tectonic evolution. The record of intense and episodic calc-alkaline magmatism between ca. 1805 and 1759 Ma, assign to the Cauaburi Complex, with field evidence of magma mixing and lodgement in a compressional tectonic regime, suggest a continental arc as the tectonic setting. During the magmatic lulls, deformation and metamorphism increase, culminating with the partial fusion of the high-grade metasedimentary rocks of the Taiuaçu-Cauera Complex. This succession composes the precursor paleobasin, presenting maximum and minimum depositional ages of 1819 and 1794 Ma, and was a relevant source for the calc-alkaline magmatism. The geochronological record of a low-volume production of peraluminous crustal rocks (Igarapé Tocandira Granite), with crystallization age at ca. 1791 Ma and metamorphic age at ca. 1771 Ma, also highlights the time and effect of the magmatic lulls. The Cauaburi Belt structural framework follows a general E-W to ENE-WSW trend, expressed in the Paleoproterozoic rocks as syn-magmatic and solid-state deformation fabrics. Assuming that Columbia Supercontinent nucleus assembled in the late Orosirian, we interpret that this coeval continental arc developed at its border and followed a north-south shortening direction, at current orientation.

ARTICLE HISTORY

Received 10 December 2019
 Accepted 9 May 2020

KEYWORDS

Amazon Craton; continental arc; Cauaburi Belt; calc-alkaline and crustal magmatism; Columbia Supercontinent

3.1. Introduction

Convergent continental margin is a tectonic setting that produces intense and varied magmatism, forming important sites of crust generation (Vogt *et al.* 2012; Castro *et al.* 2013). Several studies in Phanerozoic continental arcs reveal its cyclic behavior, with episodic high-volume magmatism (or ‘flare-ups’) that interrupts lull periods (DeCelles *et al.* 2009; Ducea *et al.* 2015; Paterson and Ducea 2015; Kirsch *et al.* 2016). This tectonic setting produces long-lived composite plutons, formed by hybrid magmas that come from the slab and mantle wedge materials, beyond additional components from the overlying crust (Straub and Zellmer 2012; Straub *et al.* 2015; Nielsen and Marschall 2017; Parolari *et al.* 2018). Precise and accurate geochronological data are essential to understand these diachronic processes.

The long-standing tenet of radiometric dating of granitoids is to assign concordant zircon dates or regression line in discordant data as the pluton crystallization age. Although, recent studies using high-precision (TIMS) and high-spatial resolution (SIMS) geochronological techniques reveal concordant age dispersion for zircon grains obtained from cordilleran granitoids (*e.g.* Miller *et al.* 2007; Takatsuka *et al.* 2018; Zhang *et al.* 2019). In long-lived plutons, episodic pulses imply on the multi-stage growth of zircon. Miller *et al.* (2007) coined a terminology to differ the meaning of the ages obtained. The authors use the term ‘antecrysts’ to refer to zircon grains that crystallized from earlier pulses; ‘autocrysts’ correspond to grains generated within the youngest intrusive pulse; ‘xenocrysts’ is the grains assimilated from host rocks sufficiently older (at least several million years), being considered unrelated to the magma system; ‘inherited’ is the grain that comes from the melt source. This brought up pertinent matters about the crystallization, transport, and storage of zircon grains in magmatic systems that can remain active for hundreds of thousands to tens of millions of years.

The study of Precambrian magmatic arcs is challenging in itself, given that geologic features are often fuzzy or even lacking, besides the possibility of later tectonic reworking (*e.g.* Betts *et al.* 2009). Furthermore, the Amazon Craton presents very limited rocky exposure and some access restrictions (*e.g.* non-receptive indigenous communities and areas with unfeasible or expensive logistics). These questions must be taken into account when analyzing any study in an area like that. However, assuming the hypothesis that the plate tectonics acts similarly in the Paleoproterozoic as recent times (Reddy and Evans 2009), some parallels with better-studied modern arcs can be traced with a reasonable data volume acquisition.

Therefore, the Cauaburi Belt dataset that we present here forms an incomplete geologic puzzle but enables us to set up relatively precise interpretations about its tectonic evolution.

Regarding the Amazon Craton, since [Amaral \(1974\)](#) some tectonic studies have used sparse geological and isotopic data to understand how the craton formation occurred in spatiotemporal terms ([Cordani *et al.* 1979](#); [Teixeira *et al.* 1989](#); [Tassinari 1996](#); [Santos *et al.* 2000](#); [Santos *et al.* 2006](#); [Cordani and Teixeira 2007](#); [Santos *et al.* 2008](#)). While the tectonic province's models provide an overview of the craton formation, detailed local studies refine the knowledge of the geologic evolution of each region. Although the model of [Cordani and Teixeira \(2007\)](#) based many works, including the new tectonic map of South America (Figure 3.1; [Cordani *et al.* 2016a](#)), we interpret that structural, petrological, and geochronological data of the northwestern Amazon Craton converge to the Rio Negro Province of the [Santos *et al.* \(2006\)](#) tectonic model (Figure 3.2).

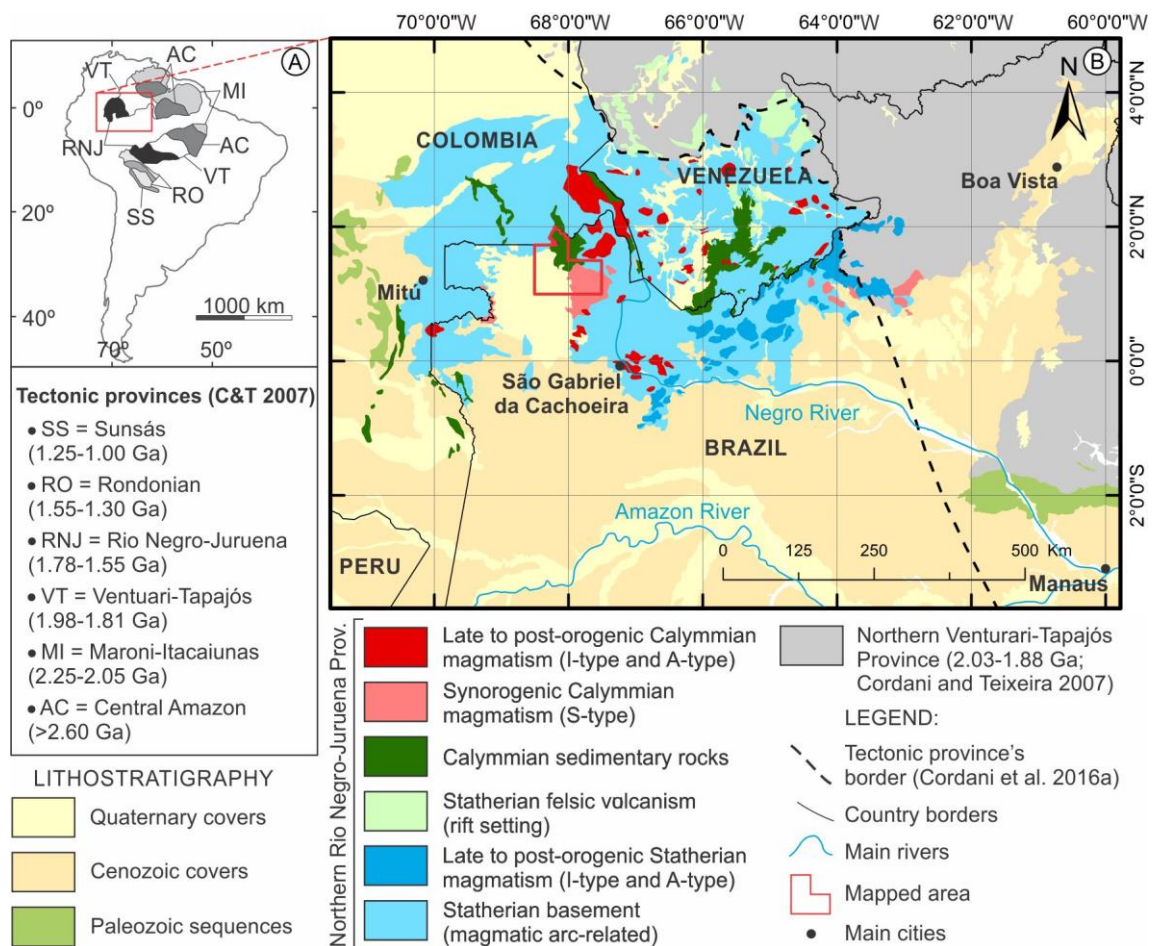


Figura 3.1. (A) Amazon Craton location map with the tectonic provinces of [Cordani and Teixeira \(2007\)](#); (B) focus on the northwestern Amazon Craton (region of the Negro River) of the tectonic map of South America, adapted from [Cordani *et al.* \(2016a\)](#). This map was made by the compilation of regional geologic data according to the tectonic model of [Cordani and Teixeira \(2007\)](#). As shown in the Figure 3.3, mapping on a larger scale can present considerable differences.

In this general context, although the definition of some portions of the craton remains controversial, regarding the Rio Negro Province (Figure 3.2), the current consensus is that the crustal growth was driven by Paleoproterozoic arc magmatism (Almeida *et al.* 2013; Cordani *et al.* 2016b; Carneiro *et al.* 2017; Veras *et al.* 2018). The controversy relies mainly on the tectonic chronology and patterns that we will explore throughout this paper. The focus of our study is the Orosirian-Statherian rocks of the northwestern Amazon Craton (Figure 3.1B), whose field, chemical, and geochronological data record the evolution of a continental arc generated through a nearly east-west trend.

Field and geochemical data reveal the interaction between the geological units and possible processes that acted in their formation. The geochronological data present here brought relevant results, which expose the diachronism of the Cauaburi Belt construction. Comparing with the surroundings available data, we also explored the possible spatiotemporal variations and constraints throughout the orogen. Thus, based on field, petrological, geochemical, and geochronological data, we present a new perspective for the evolution of the western sector of this orogenic system.

3.2. Geological background

The Upper Rio Negro region comprises the border zone of southwestern Venezuela, eastern Colombia, and northwestern Brazil, which correspond to the northwestern Amazon Craton (Figure 3.1). According to the most updated tectonic province models, this area fits into the northern Rio Negro-Juruena Province (1.78-1.55 Ga; Cordani and Teixeira 2007; Figure 3.1A) or the Rio Negro Province (1.82-1.52 Ga; Santos *et al.* 2006; Figure 3.2). A noteworthy disagreement between these two tectonic models is about the extension of the northwestern province and what are the oldest rocks that make it up.

The available geochronological data of the southern Venezuela basement display the oldest rocks, with age records of 1.86 to 1.82 Ga (Gaudette and Olszewski 1985; Tassinari *et al.* 1996). Santos *et al.* (2006) insert this Orosirian basement into the Rio Negro Province (Figure 3.2), while Cordani and Teixeira (2007) assign them to the Ventuari-Tapajós Province (2.00-1.80 Ga; Figure 3.1A). Further south, Rossoni *et al.* (2017) assign a crystallization age of 1828 ± 9 Ma in an orthogneiss located about 65 km to NE of São Gabriel da Cachoeira city (Figure 3.1B), correlating this rock with the Venezuelan basement and confirming that the Ventuari region is part of the Rio Negro Province as Santos *et al.* (2000) predicted.

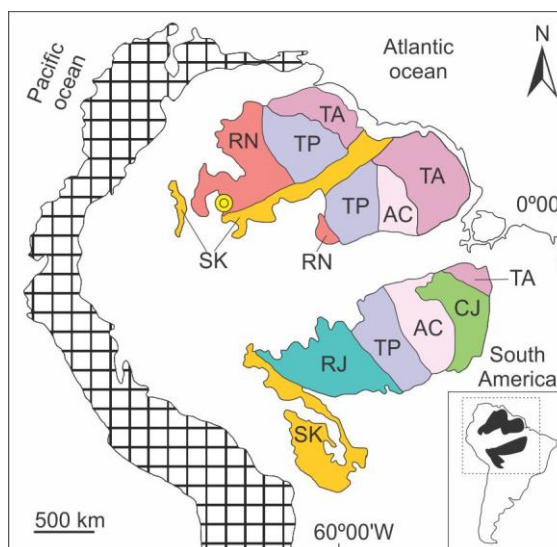


Figura 3.2. Tectonic provinces of the Amazon Craton according to Santos *et al.* (2006): CJ – Carajás (3.00-2.50 Ga), TA – Transamazonian (2.26-2.01 Ga), TP – Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga), RN – Rio Negro (1.82-1.52), RJ – Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga), and SK – Sunsás and K’Mudku (1.45-1.10 Ga). The hatched area corresponds to the Andes. The location of the study area is highlighted in the yellow dot, at the northwestern Amazon Craton.

Along the Brazilian portion of the Rio Negro Province, predominate metagranitoids and gneisses that compose the metaigneous basement, grouped in the Cauaburi Complex (Lima and Pires 1985; Melo *et al.* 1993). The protoliths of the Cauaburi Complex consist of calc-alkaline to alkaline (hornblende)-biotite tonalites to monzogranites (Almeida 2006; Rodrigues 2016; Carneiro *et al.* 2017). They presented crystallization ages between 1810 and 1777 Ma, and its magmatism is related to a continental magmatic arc setting (Santos *et al.* 2000; Almeida *et al.* 2013; Veras *et al.* 2018).

The paragneisses and migmatites were firstly individualized as Taiuaçu-Cauera lithofacies, forming the base of the Tunuí Group (Almeida 2006). However, based on geochronological and structural data, Veras *et al.* (2018) understood that these rocks are older than the metasedimentary succession of the Tunuí Group, belonging to the regional basement, as they preserved the E-W Paleoproterozoic structures. Veras *et al.* (2018) interpret these high-grade rocks dated from between 1842 ± 9 Ma (youngest detrital zircon) and 1788 ± 11 Ma (anatectic zircon), considering the sediment provenance (1993 ± 33 Ma and 1842 ± 9 Ma) to be from the neighboring tectonic province (Tapajós-Parima).

The Tunuí Group includes the low-grade metasedimentary rocks overlapping the Statherian basement. A Calymmian event deformed this metapsamopelitic rocks, generating the NE-SW to N-S structures that form the local mountains (Santos 2003). This tectonic event also generates the NE-SW trending structures in the high-grade metasedimentary rocks and part of the Cauaburi Complex orthogneisses, besides peraluminous crustal granites of the Rio

Içana Suite (Veras *et al.* 2018). Cenozoic sediments cover a wide area of the lowlands (Figure 3.1). The Calymmian event (Içana event) amalgamated the Cauaburi and Querari arc systems (Almeida *et al.*, 2013).

Regarding the tectonic interpretations, Almeida *et al.* (2013) proposed the division of the Brazilian northwestern Amazon Craton (Figure 3.3A) basement into three tectonic domains (Figure 3.3B): Imeri (IMD), Uaupés (UD), and Içana (ID). The IMD covers the eastern portion of the region and is composed of calc-alkaline orthogneiss and metagranitoids of the Cauaburi Complex with U-Pb zircon age of 1810 to 1777 Ma, TDM model ages of 2.40 to 1.99 Ga, and ϵNd of +0.78 to -2.24. These isotopic data lead the authors to hypothesize that the Cauaburi Complex formed in a continental arc setting. The UD also is consisted of calc-alkaline metaigneous rocks, but the crystallization ages range between 1744 and 1703 Ma, TDM model ages of 1.82 Ga, and ϵNd of +4.05. These rocks were grouped in the Querari Complex and possibly correlated to an island arc setting. Between these two domains, Almeida *et al.* (2013) recognized the predominance of crustal granites and metasedimentary rocks, in which they defined the ID. Still, Veras *et al.* (2015, 2018) identified calc-alkaline rocks from the Cauaburi Complex in the region of the ID, extending the Cauaburi continental arc and questioning the individualization of the ID.

On the other hand, presenting data mainly obtained in Colombia, Cordani *et al.* (2016b) propose a different tectonic interpretation for the region. Based on Rb–Sr, Sm–Nd, and U–Pb data of Statherian calc-alkaline rocks, these authors interpret the Paleoproterozoic evolution of the region occurring in the period from 1.80 to 1.74 Ga, with TDM model ages of 2.2 to 1.9 Ga and ϵNd of +3.0 to +3.5, suggesting a juvenile origin for the source material. They provisionally named this granitoid-rich region as the ‘Atapabo belt’, and proposed that a series of soft-collision episodes against the Orosirian cratonic area were responsible for the development of this orogenic belt, with stacking from SW to NE.

3.3. Materials and methods

We performed a field mapping across the western Cauaburi Belt, in the middle Içana and Cuiari rivers region. Sampling for petrological, geochemical, and isotopic analysis was carried out (Supp. Table 6.1; Figure 3.3).

The 24 samples submitted for geochemical analysis (Supp. Table 6.2) were prepared and analyzed by SGS-GEOSOL LABORATÓRIO LTDA. The preparation process included stages of drying, crushing (<3 mm) and pulverizing (<150 mesh). The analyses were performed by X-ray Fluorescence (XRF) for major elements and by Inductively Coupled

Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for trace and rare earth elements. The samples were fused with lithium tetraborate for major element analysis by XRF and with lithium metaborate for trace element analysis (Ba, Cs, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sr, Tm, Y, and Zr) by ICP-MS; with multi-acid digestion for analysis of 9 trace elements and rare earth (Ce, La, Lu, Pb, Sc, Tb, Th, U, and Yb) by ICP-MS. Loss of ignition (LOI) was established by calcination at 405°C and/or 1000°C. Secondary reference materials were also analyzed and reported in the second tab of the Supp. Table 6.2.

Five samples were selected for zircon geochronology. The mechanical preparation of the samples was performed at Mineral Analysis Laboratory (LAMIN-MA) of Geological Survey of Brazil and consisted of: crushing; milling; panning of concentrates; until the fraction in the range of 100-80 mesh was obtained. Non-magnetic heavy mineral concentrates were prepared at the Manaus office (SUREG-MA) facilities and sent to the University of São Paulo (USP), where they were mounted in epoxy resin, together with fragments of the zircon reference material TEMORA 2 (Black *et al.* 2004). The mounts were polished to half of the grain to expose their internal structures and imaged by cathodoluminescence (CL) at the Scanning Electron Microscope at USP (Supp. Figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, and 6.10). The geochronological data (Supp. Table 6.4) were obtained by the SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) U-Pb method in zircon following the procedures described by Sato *et al.* (2014). Operating conditions were spot size = 24 µm, 6 scans, dead time = 25ns, and source slit = 80µm. TEMORA 2 was used as $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age reference (416.78 ± 0.33 Ma; Black *et al.* 2004) and the zircon standard material SL13 (238 ppm) was used as U composition reference. For data reduction, the Squid 1.06 program (Ludwig 2002) was used and the age calculations and diagram constructions were made using the Isoplot 4.15 program (Ludwig 2012).

3.4. Results

Here we present field, petrological, geochemical, and geochronological data, which we use to reconstruct the evolution of the western Cauaburi Belt. The geological mapping of this area afforded field data and samples for further analysis, leading to the establishment of a new stratigraphic relationship for the orogen (Figure 3.3). As we present here, the high-grade metasedimentary rocks that outcrop towards the SE portion of our study area correspond to the oldest rocks (Taiuaçu-Cauera Complex). The Cauaburi Complex brings together the Late Orosirian to Statherian calc-alkaline to alkali-calcic rocks. The Igarapé Tocandira Granite and the Serra do Diabo Granofels are new individualized geological units (Figure 3.3) that make

part of the Cauaburi Belt. Metasedimentary rocks of the Tunuí Group, Calymmian magmatic units, and a Cenozoic cover also appear in the geologic map (Figure 3.3) but are beyond the scope of this work.

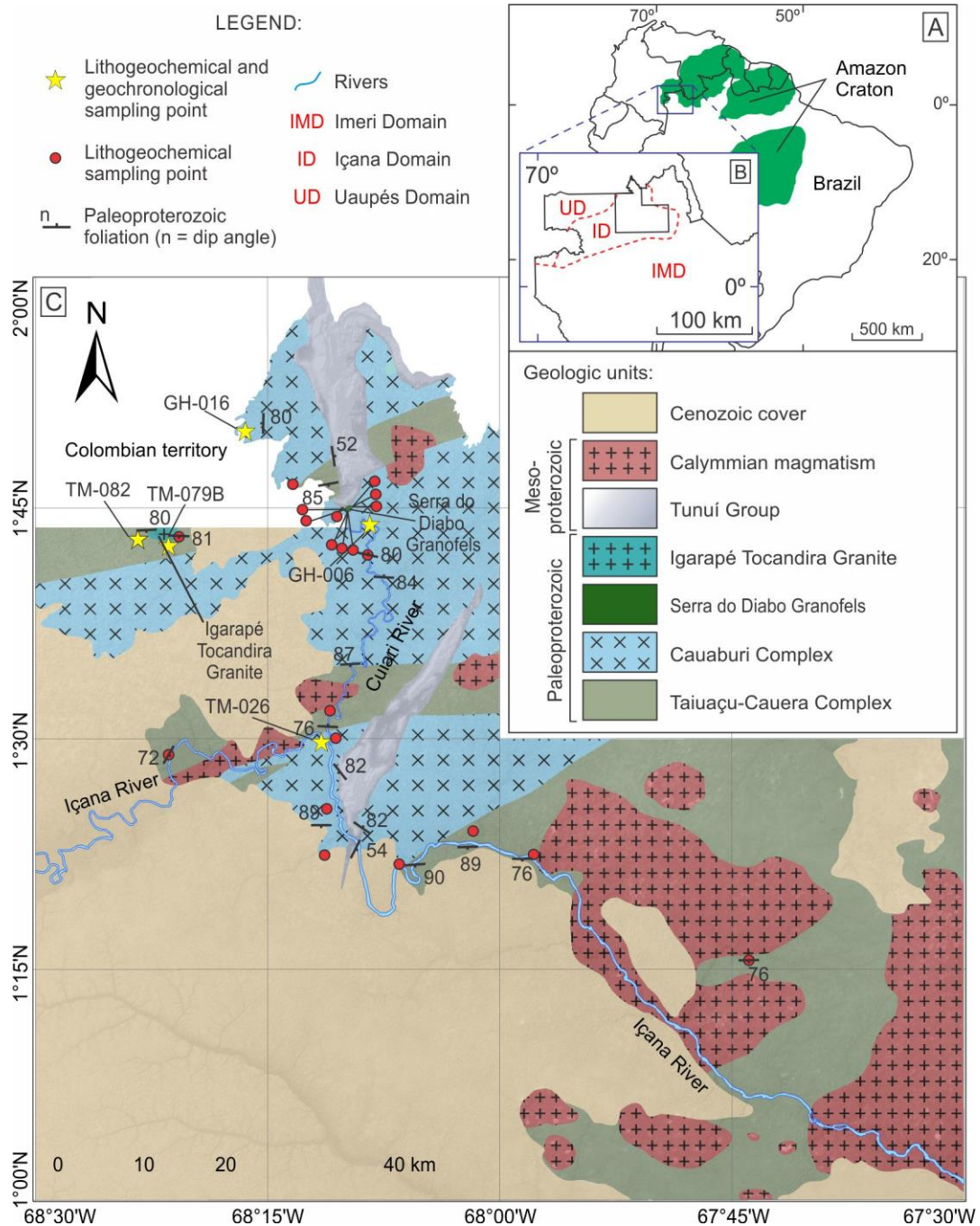


Figura 3.3. (A) Location map of the study area; (B) tectonic domains division of the northwestern Amazon Craton (modified from Almeida *et al.*, 2013); and (C) geological map of the study area with analytical sample location points. The legend corresponds to figures B and C.

Field and petrography descriptions

Taiuaçu-Cauera Complex

Despite variation in the metamorphic phase, the Taiuaçu-Cauera Complex is a relatively homogeneous unit characterized by widespread paragneisses and migmatites, with local occurrences of andalusite-muscovite schist and calc-silicate granofels. Regionally, this unit represents the medium- to high-grade metamorphic rocks. Most of the outcrops are very weathered and are exposed along the riverbed in periods of advanced hydrological recession.

These rocks often expose overlapping structures. The first generation of metamorphic structures (S_1) exhibits an E-W to ENE-WSW-trending foliation dipping at a high angle either to the N or S. The second generation of metamorphic structures (S_2) is a NE-SW to N-S-trending foliation dipping at medium to high angle to the SE and S (Figure 3.4). These two generations of structures are defined by the mineral alignment consisting of muscovite, biotite, and sillimanite or by the gneissic banding (Figure 3.4; Supp. Figure 6.1). Locally, thin shear zones bands developed parallel or obliquely to these pre-existing structures (Figure 3.4C). The partial fusion of these rocks generated local leucosomes (Figure 3.4A) and quartzo-feldspathic granitic rocks (Figures 3.4C and 3.4D).

The most common lithotypes of the Taiuaçu-Cauera Complex are migmatites and paragneisses consisting of variable amounts of quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite, garnet, and sillimanite (Supp. Figure 6.1). Accessory minerals include ilmenite and apatite. Petrographic features indicate that sillimanite and biotite form part of the same paragenesis according to the S_1 foliation, indicating upper amphibolite facies metamorphic conditions (Bucher and Grapes 2011). A closer analysis in the sillimanite clusters reveals that there were two generations of this mineral phase, which are oriented according to the foliations. Another petrographic section of a muscovite-feldspar-quartz paragneiss with garnet reveals that locally the S_2 foliation was formed by muscovite, and the presence of garnet also suggests high-grade metamorphic conditions (Supp. Figure 6.1).

The Taiuaçu-Cauera Complex presents some variation in the metamorphic grade, but the scarcity of outcrops made the detailed metamorphic zones study unfeasible. In the southern portion of the study area, an epidote-feldspar-quartz granofels \pm hornblende, with cross-bedding, indicates metamorphism of epidote-amphibolite facies imposed on quartz-poor (marls?) psammitic protolith (Supp. Figure 6.2). Nearby, an altered outcrop of andalusite-quartz-muscovite schist reveals the presence of even lower metamorphic grade conditions

(Supp. Figure 6.2). The andalusite crystals are not oriented according to any foliation, and its generation is correlated to contact metamorphism, during the Rio Içana Suite Calymmian plutonism.

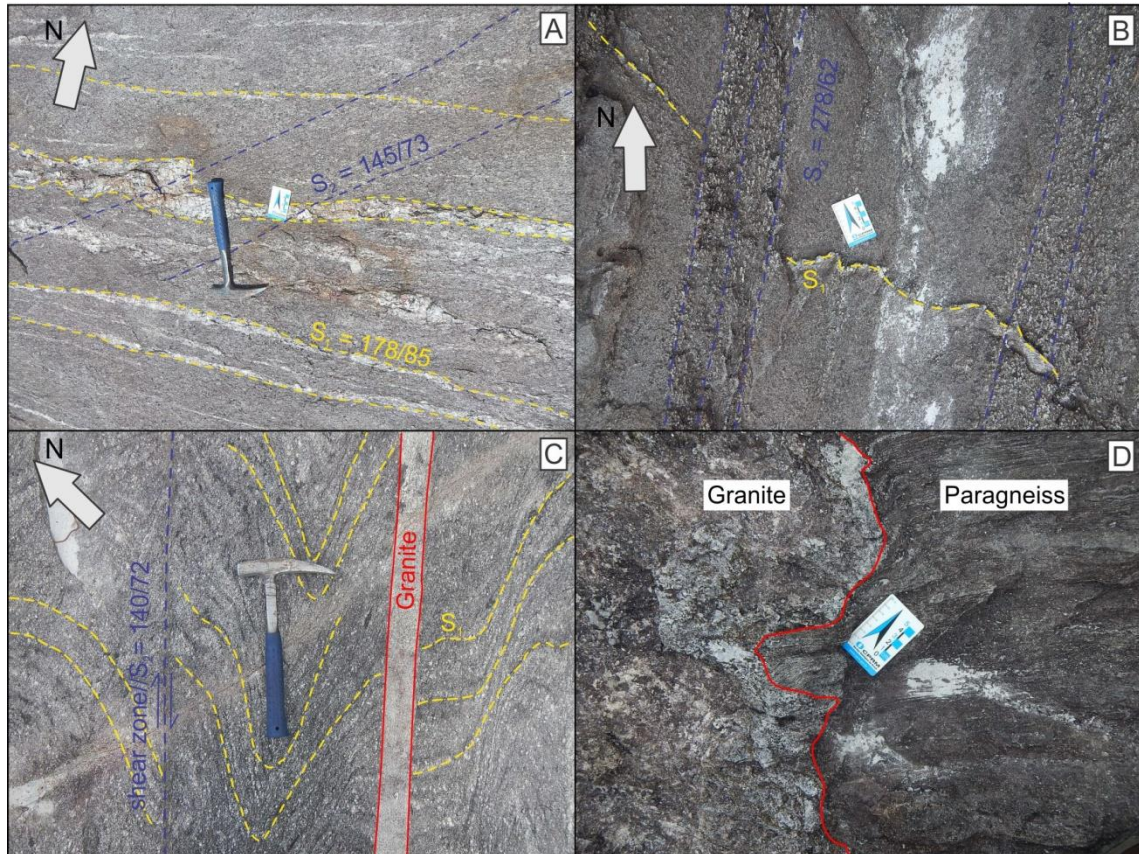


Figura 3.4. Field features of the Taiuaçu-Cauera Complex high-grade metasedimentary rocks. (A, B, and C) Polydeformed paragneiss presenting two metamorphic foliations [S_1 = Cauaburi event (Orosirian/Statherian); S_2 = Içana event (Calymmian)], the figure C also show a granitic intrusion parallel to S_2 and a dextral shear zone; (D) intrusion of Calymmian crustal granite in a paragneiss of the Taiuaçu-Cauera Complex.

Igarapé Tocandira Granite

The Igarapé Tocandira Granite occurs in the northwestern portion of the study area, intruding the Taiuaçu-Cauera Complex rocks (Figure 3.3). This geologic unit comprises inequigranular metasyenogranites (Figure 3.5), with speckled black and white, often referred to as ‘salt and pepper’ texture, and alkali feldspar phenocrysts can be present (Supp. Figure 6.3).

These rocks are composed of alkali feldspar (38 and 44%), quartz (31 and 35%), plagioclase (7 and 14%), biotite (8 and 10%), and muscovite (5 and 6%), with minor zircon, monazite, ilmenite, epidote, and apatite (Supp. Figure 6.3). The alkali feldspar grains are subhedral to anhedral and may present subgrain formation and/or twin deformation. Quartz

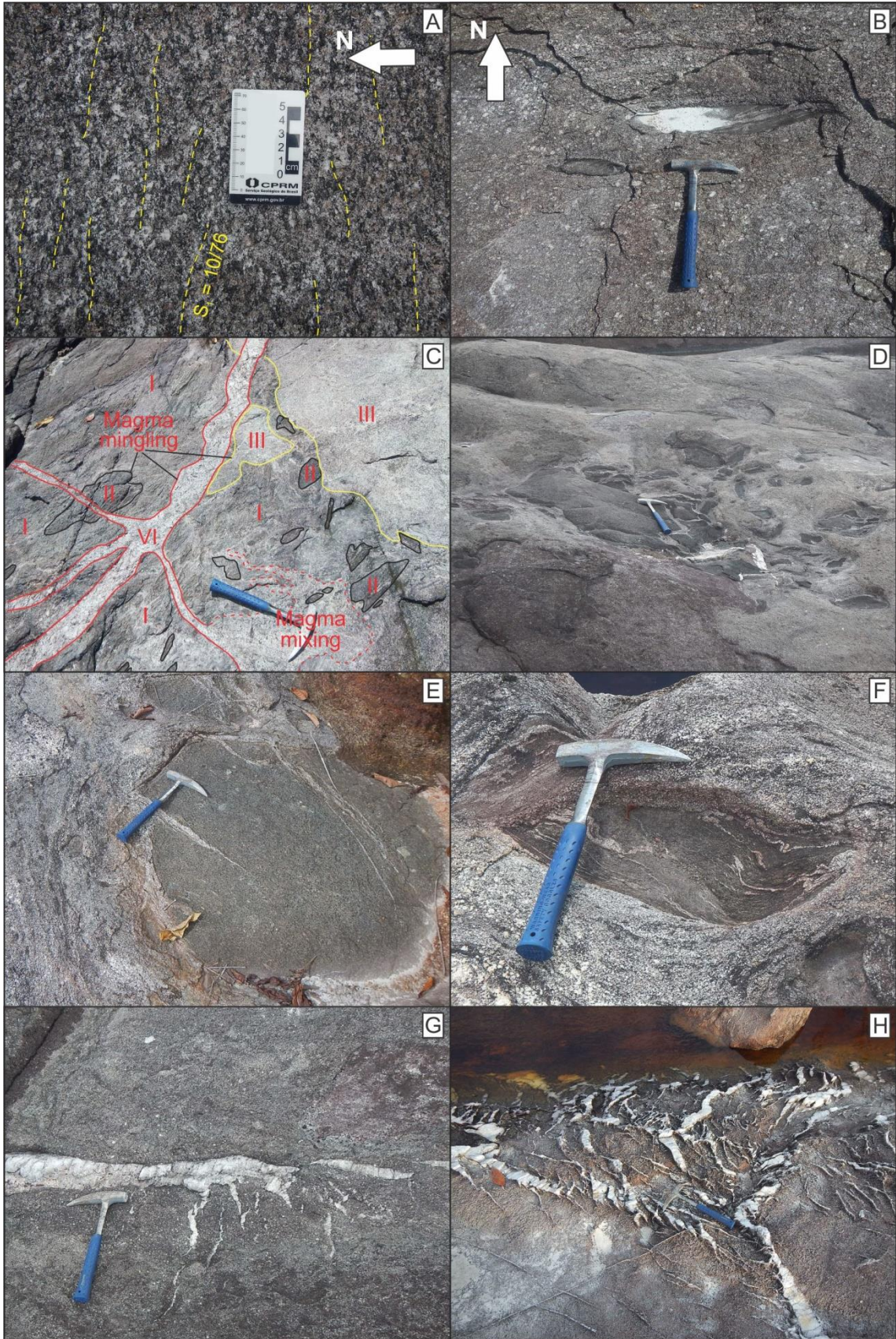


Figura 3.6. Magmatic features of the western Cauaburi Complex calc-alkaline metagranitoids. (A) Typical medium-grained, equigranular texture metatonalite displaying solid-state foliation with generally E-W-trending foliations with steeply dipping angles marked by the orientation of the mafic minerals; (B) typical medium-grained, inequigranular metagranodiorite with mafic enclave oriented according the E-W foliation; (C) magma

mingling of different composition melts (I: metagranodiorite; II: quartz-poor enclaves; III: fine grained metamonzogranite; IV: coarse grained metamonzogranite), and in the bottom of the photo there is a magma mixing feature on the red dotted line; (D) quartz-poor granitoid forming pillow-like structures within a more leucocratic granodioritic groundmass; (E) injections of felsic magma into pillow-like structure; (F) metatonalite with mafic enclave oriented according the foliation, which presents folded injections of the more leucocratic groundmass melt, indicating that the foliation was formed in a magmatic-state; (G) injections of quartz vein in a not sharpened contact into a syenogranitic groundmass indicating co-magmatic fluid release; (H) quartz veins are folded into the little deformed syenogranitic groundmass. The structural measures follow [Clar \(1954\)](#) notation.

The rocks of the Cauaburi Complex are (hornblende)-biotite metagranitoids. The modal composition ranges from tonalites to syenogranites (Figure 3.5). Epidote, titanite, apatite, zircon, allanite, and ilmenite compose the accessory mineralogy. Quartz grains exhibit undulatory extinction, grain-boundary migration, and subgrain formation. With the increase of deformation, the plagioclase grains show twin deformation, fractures, and subgrain formation. The preferential alignment of mafic minerals forms the metamorphic foliation. In the porphyritic occurrences, the feldspar phenocrysts still retain the magmatic foliation, which also tend to follow an east-west trend.

The metatonalites outcrops mainly near the contact with the Taiuaçu-Cauera Complex. These rocks are composed of quartz (36–46%), plagioclase (36–41%), biotite (12–22%), epidote (trace), and ilmenite (trace). The most common lithotypes are metagranodiorites to metamonzogranite, being composed of quartz (18–45%), plagioclase (16–44%), alkali feldspar (10–25%), biotite (7–18%), hornblende (2–15%), epidote (trace–5%), titanite (trace–3%), and ilmenite (trace). Metasyenogranites are the less common rocks. Their modal composition presents quartz (36–44%), alkali feldspar (34–42%), plagioclase (8–14%), biotite (0–14%), muscovite (0–6%), epidote (trace–2%), titanite (trace), hornblende (trace), and ilmenite (trace). Thus, hornblende and titanite are not present in the metatonalites and are scarce in the metasyenogranites (Supp. Figure 6.4).

Serra do Diabo Granofels

The Serra do Diabo Granofels consist of metamafic rocks (Supp. Figure 6.5) outcropping in the northern portion of the study area, near the Caparro mountain range. This lithotype is in contact with metagranodiorites of the Cauaburi Complex. These rocks range in texture from granoblastic to decussate, and include variable contents of actinolite + hornblende (30–82%), plagioclase (4–50%), epidote (2–31%), titanite (1–3%), accessory to minor alkali feldspar (0–6%), quartz (0–6%), biotite (0–1%), and apatite (trace). The phase equilibrium of euhedral actinolite, alkali feldspar, and epidote, combined with hornblende, plagioclase, and titanite, indicates replacement reactions of transitional metamorphic

condition from greenschist to lower amphibolite facies imposed on quartz-poor magmatic rocks (Bucher and Grapes 2011).

Geochemistry

Taiuaçu-Cauera Complex

The five representative samples of Taiuaçu-Cauera Complex rocks were analyzed for their whole-rock major and trace elements contents (Supp. Table 6.2). The high SiO₂ contents in all samples (64.5–72.6 wt%) indicate an abundance of quartz + feldspars in the protolith. The moderate to high Al₂O₃ contents (13.9–18.5 wt%) that resulted in a high abundance of peraluminous silicates (biotite, muscovite, and sillimanite), reflect a relatively high clay fraction in the protoliths. The highest alumina content occurs in sample TM-R-011 that has a large modal abundance of sillimanite (15 wt%) and is the richest in biotite (16 wt%) and muscovite (9 wt%). K₂O (3.19–5.17 wt%), Na₂O (1.32–3.09 wt%), and CaO (0.41–2.39 wt%) contents point to the quantities of feldspar, which are mostly higher than the amounts of phyllosilicates. The contents of Fe₂O₃ (2.07–6.53 wt%) and MgO (0.24–1.95 wt%) relate to the abundance of mafic minerals, that are predominantly biotite. The samples (TM-R-011, TM-R-040, and TM-R-082) that present the highest contents of Fe₂O₃ and MgO are also the richest in biotite.

The geochemical classification diagram (Figure 3.7A), based on SiO₂/Al₂O₃ and Na₂O/K₂O ratios, suggests that the Taiuaçu-Cauera Complex protoliths are compatible mainly with litharenites and graywackes. In the discriminant function diagram for sedimentary provenance (Figure 3.7B), the samples plot in the felsic igneous provenance field.

According to McLennan *et al.* (1990), the Th/Sc ratio is a sensitive indicator of sediment provenance because Th is highly incompatible, whereas Sc is relatively compatible and similar to rare-earth elements (REE), they are transported quantitatively during sedimentation (Taylor and McLennan 1985). The samples show Th/Sc ratios ranging mostly from 0.69 to 0.92 (Supp. Table 6.2), which are close to the trailing edge sediment values (0.73–1.4) presented by Taylor and McLennan (1985). The sample TM-R-033 presents a high Th/Sc ratio due to its low content of Sc, which is related to its low content of mafic minerals. N-MORB-normalized trace elements patterns show enrichment in Cs, Rb, Th, U, K, Pb, Nd, and Sm, strong depletion of Sr and P, and weak depletion of Ti, Nb, La, and Ce (Figure 3.7C). Chondrite-normalized REE patterns (Figure 3.7D) show enrichment in light REE (La_N/Yb_N = 8.25–36.29) and negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.23–0.79), which suggest source from

granitic rocks according to some authors (Taylor and McLennan 1981; Taylor and McLennan 1985; Prame and Pohl 1994; Fu *et al.* 2008; Madhavaraju *et al.* 2010; Madhavaraju and Lee 2010; Armstrong-Altrin *et al.* 2013; Pandey and Parcha 2017).

In the tectonic discrimination diagram (Figure 3.7E; Supp. Table 6.3), the samples plot in the field of rift setting with high probability (96.7 and 97.1%) for two samples. The other two samples plot in the arc field (47.4 and 62.9% of probability), and one sample plot in the collisional field (39.7% of probability). All samples plot in the passive margin field of Figure 3.7F diagram.

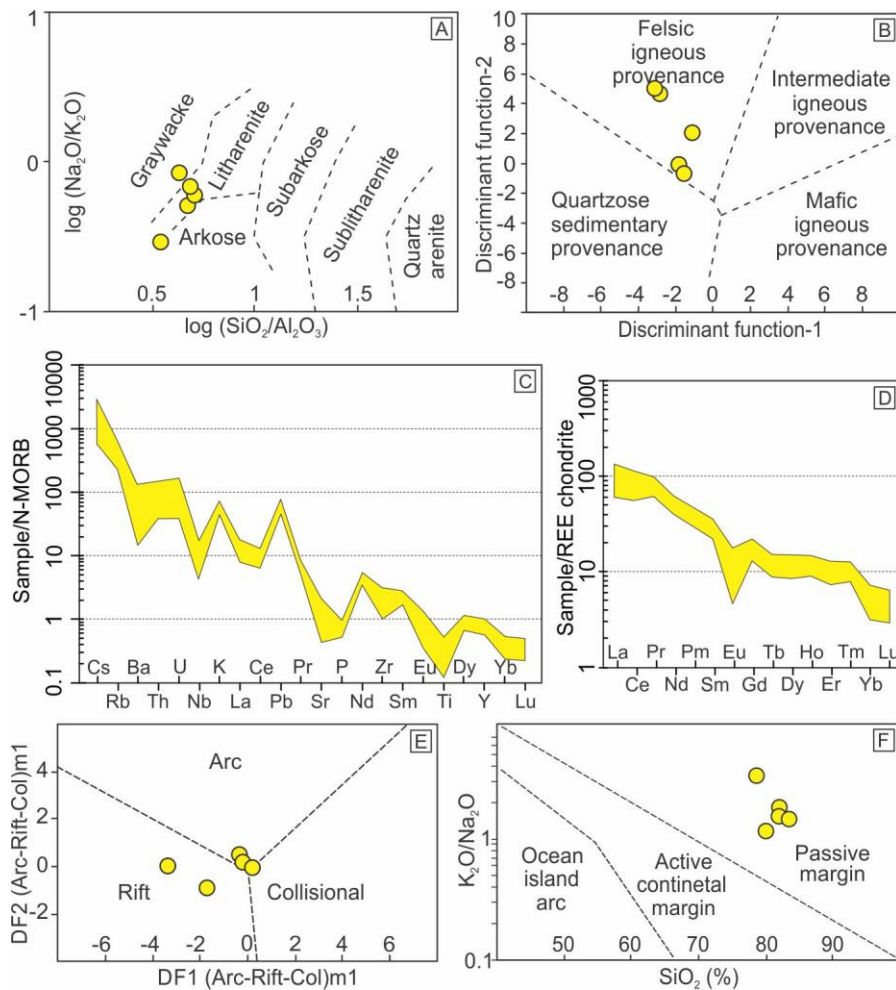


Figura 3.7. Geochemistry of the Taiuaçu-Cauera Complex. (A) Geochemical classification for terrigenous sands from Pettijohn *et al.* (1972); (B) discriminant function diagram for sedimentary provenance using major elements (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , and K_2O) from Roser and Korsch (1988); (C) N-MORB-normalized bulk-rock trace-element contents (normalization values after Sun and McDonough 1989); (D) chondrite-normalized bulk-rock rare-earth-element contents for Taiuaçu-Cauera Complex samples (normalization values after Nakamura 1974); (E) multi-dimensional diagram for tectonic discrimination of siliciclastic sediments after Verma and Armstrong-Altrin (2013), with discriminant functions relate to all the ten major elements and constructed using the TecSand program (Verma *et al.* 2016); (F) diagram for tectonic discrimination of sandstones and mudstones from Roser and Korsch (1986).

Igarapé Tocandira Granite

Two representative samples of Igarapé Tocandira Granite were analyzed for their whole-rock major and trace elements contents (Supp. Table 6.2). The samples have relatively high contents of SiO₂ (69.1 and 71.8 wt%), are slightly peraluminous (ASI; Figure 3.8A), with moderately low contents of Al₂O₃ (14.10 and 14.80 wt%), high contents of K₂O (5.63 and 4.73 wt%), and low contents of Na₂O (2.42 and 2.97 wt%) and CaO (1.39 and 2.16 wt%).

The N-MORB-normalized trace elements pattern (Figure 3.8B) displays enrichment in Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Nd, and Sm and notable depletion of Nb, La, Ce, Pr, Sr, P, and Ti.

The samples lie in the collisional setting of the multi-dimensional diagram for tectonic discrimination with 79 and 99% of probability (Figure 3.8C and 3.8D; Supp. Table 6.3).

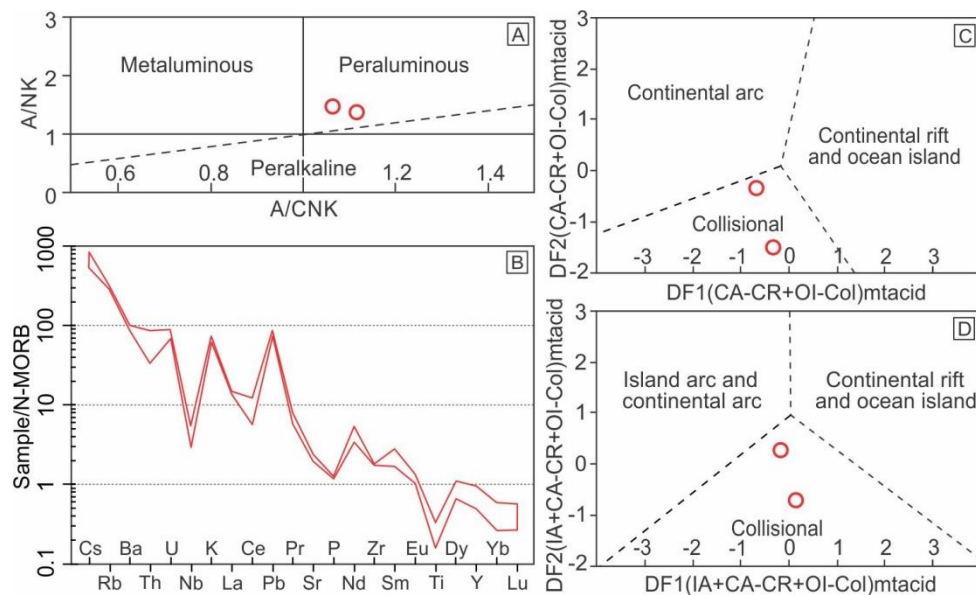


Figura 3.8. Geochemistry of the Igarapé Tocandira Granite. (A) Alumina saturation index (Shand 1927); (B) N-MORB-normalized bulk-rock trace-element contents (normalization values after Sun and McDonough 1989); (C and D) multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of acid rocks based on immobile major and trace elements (MgO, TiO₂, P₂O₅, Nb, Y, and Zr) after Verma *et al.* (2013), constructed using TecDIA program (see Verma *et al.* 2015, for DF1 and DF2).

Cauaburi Complex

Eleven representative samples of Cauaburi Complex rocks were analyzed for their whole-rock major and trace elements contents (Supp. Table 6.2). The samples are mostly acidic (61.8–68 wt% SiO₂), have moderate to high K₂O contents (2.13–4.80 wt%), and show metaluminous and peraluminous character with alumina saturation index (ASI) ranging from 0.91 to 1.13 (Figure 3.9A). Fe₂O₃ and MgO show relatively high contents, respectively, of 3.69 to 7.54 wt% and 1.07 to 3.15 wt%, reflecting the abundances of biotite and amphibole.

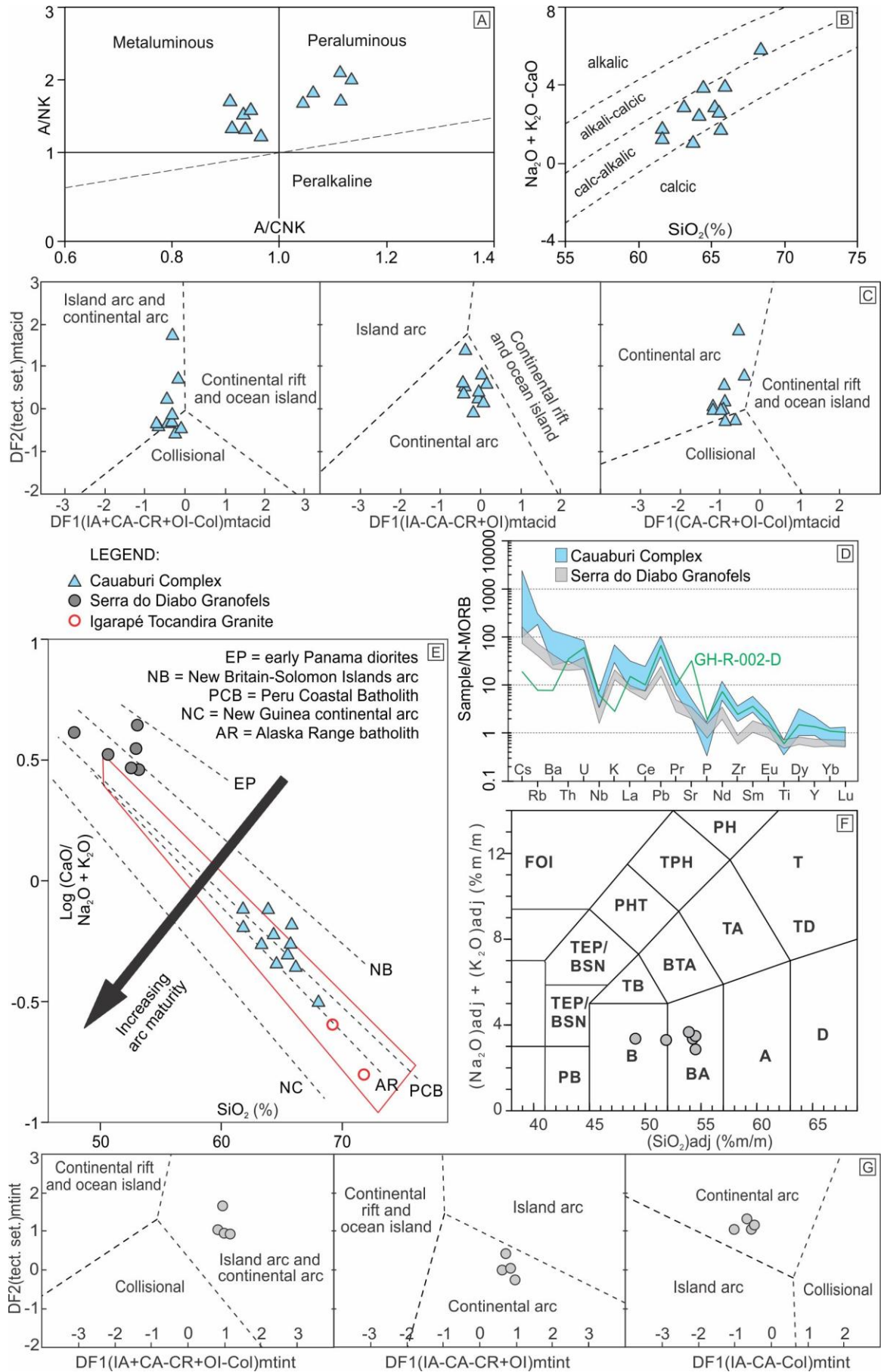


Figura 3.9. Geochemistry of the Cauaburi Complex (blue) and Serra do Diabo Granofels (gray). (A) Alumina saturation index (Shand 1927); (B) plot of $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ against SiO_2 with ranges for alkali, alkali-calcic, calc-alkalic and calcic rock series from Frost *et al.* (2001); (C) multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of acid rocks based on immobile major and trace elements (MgO, TiO_2 , P_2O_5 , Nb, Y, and Zr) after Verma *et al.* (2013), constructed using TecDIA program (see Verma *et al.* 2015, for DF1 and DF2); (D) N-MORB-normalized bulk-rock trace-element contents (normalization values after Sun and McDonough 1989); (E) plot of $\log(\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ against SiO_2 from Brown *et al.* (1984), highlighting in red the field the calc-alkaline andesites; (F) TAS diagram modified by Verma *et al.* (2002); (G) multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of intermediate rocks based on immobile major and trace elements (TiO_2 , MgO, P_2O_5 , Nb, Ni, V, Y, and Zr) after Verma and Verma (2013), constructed using TecDIA program (see Verma *et al.* 2015, for DF1 and DF2). The acronyms highlighted on figure (F): A = Andesite, B = Basalt, BA = Basaltic andesite, BSN = Basanite, BTA = Basaltic trachyandesite, D = Dacite, FOI = Foidite, PB = Picrobasalt, PH = Phonolite, PHT = Phonotephrite, T = Trachyte, TA = Trachyandesite, TB = Trachybasalt, TD = Trachydacite, TEP = Tephrite, and TPH = Tephriphonolite.

Based on the modified alkali-lime index ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$; Figure 3.9B), most of the samples are compatible with those of the calc-alkalic series, yet samples of metatonalites lie in the field correspondent to the calcic series and samples of metamonzogranite and metasyenogranite tend to the range of alkali-calcic series. Likewise, in the plot of $\log(\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ against SiO_2 from Brown *et al.* (1984), the samples can be correlated to rocks with calc-alkaline affinity since they plot in the field of calc-alkaline andesites and show similarity with the Peru Coastal (PCB) and Alaska Range (AR) batholiths (Figure 3.9E).

The N-MORB-normalized trace elements pattern (Figure 3.9D) displays enrichment in Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Nd, and Sm, besides prominent depletion in Nb and P, and small depletion in La, Ce, Pr, Sr, Zr, and Ti.

Regarding tectonic discrimination, the samples mostly plot in the continental arc field of the multi-dimensional diagram (Figure 3.9C), presenting hit probability from 43.1 to 81.9% (Supp. Table 6.3).

Serra do Diabo Granofels

Six representative samples of Serra do Diabo granofels were analyzed for their whole-rock major and trace elements contents (Supp. Table 6.2). Two samples are basic (48 and 50.9 wt% SiO_2) and four are intermediate (52.6–53.2 wt% SiO_2). The contents of MgO (4.99–10.4 wt%) and Fe_2O_3 (8.57–10.6 wt%) relate to the abundances of amphiboles (actinolite and hornblende) in all samples. The significant concentrations of CaO (10.3–13.3 wt%) are related to the volume of calc-silicate minerals, such as amphiboles, calcic plagioclase, and epidotes. The Al_2O_3 contents (10.1–18.3 wt%) reflect mainly the quantity of plagioclase, which is predominant in the samples with the highest amounts of this oxide (14.7–18.3 wt% Al_2O_3). The most basic sample (GH-R-002-D) stands out with the highest amounts of Al_2O_3 (18.3 wt%) and CaO (13.3 wt%), and the lowest content of MgO (4.99 wt%), which reflect its

modal composition formed by almost equivalent amounts of plagioclase, epidote, and actinolite.

Based on the total alkali vs. SiO₂ diagram (Figure 3.9F), the samples have affinity with basalts and basaltic andesites. When plotted in the log (CaO/Na₂O+K₂O) against SiO₂ diagram from [Brown *et al.* \(1984\)](#) (Figure 3.9E), the samples relate better to island arc magmas (*e.g.*, Panama, New-Britain Solomon) rather than a more mature continental arc (*i.e.*, Cauaburi Complex).

Their N-MORB-normalized trace elements pattern (Figure 3.9D) exhibits enrichment in Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Nd, and Sm. The samples present weak depletion in Sr, P, and Zr, relatively strong depletion in La, Ce, and Pr, and strong depletion of Nb. In contrast, the sample GH-R-002-D displays a different pattern with significant enrichment in Sr, and strong depletions in Cs, Rb, Ba, K, and Ti.

The four intermediate samples lie in the continental arc field of the multi-dimensional diagram for tectonic discrimination (Figure 3.9G), showing hit probability from 56.2 to 97.5% (Supp. Table 6.3).

Geochronology

We present here new geochronological results from isotopic U-Pb analysis in zircon grains of five samples, performed in the SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) at University of São Paulo (USP). Cathodoluminescence maps of zircon grains with the indication of the spots are in the appendices (Supp. Figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, and 6.10).

Taiuaçu-Cauera Complex

The geochronological data of a Taiuaçu-Cauera Complex sample (TM-R-082) correspond to spots in the cores and rims of subangular to subrounded, medium to dark gray zircon grains, presenting weak internal zoning or homogeneous CL emission (Figure 3.10A and 3.10B; Supp. Figure 6.6). In the probability density plot, the analyses with the lowest degree of discordance (discordance $\leq 5\%$; Supp. Table 6.4) yielded a ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age spectrum with six main peaks (Figure 3.10A) at 1783.4, 1796, 1818, 1838.2, 1852.8, and 2099 Ma. The detailed analysis of the data indicates coherent populations. Two spots (1.1 and 8.1) stand out due to their apparent age closeness and distinct elevated Th/U ratios (1.41 and 1.30), and they form an intercept age of 1782.2 ± 5.6 Ma. A spot cluster (2.1, 10.1, 11.1, and 14.1) presents coherent Th/U ratios (0.54 to 0.73) and an intercept age of 1794 ± 15 Ma. Other spots (4.1,

6.1, 7.1, 9.1, and 16.1) exhibit variable Th/U ratios (0.19 to 0.64) but a distinct array with an intercept age of 1819.4 ± 4.9 Ma. A couple of spots (3.1 and 4.2) with coherent Th/U ratios (0.67 to 0.78) form an intercept age of 1858 ± 17 Ma. Two other concordant spots record $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages of 1809 ± 8 Ma and 2099 ± 5 Ma.

Igarapé Tocandira Granite

In the Igarapé Tocandira sample (TM-R-079B; Figure 3.10C), the selected zircon grains are euhedral to subhedral, medium to dark gray color, record oscillatory zoning and core-mantle texture (Supp. Figure 6.7). The distinct ages obtained in each sample present no uncertainty overlap within 95% confidence. The youngest records (1.1, 2.1, 4.1, 6.1, and 11.1) present low Th/U ratios (0.04 to 0.13) and an intercept age of 1770.8 ± 8.4 Ma. Another population (3.1, 7.1, 9.1, and 14.1) presents low Th/U ratios (0.05 to 0.20) and an intercept age of 1790.5 ± 4.5 Ma. Two isolated spots record $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages of 1800 ± 11 Ma and 1816 ± 13 Ma.

Cauaburi Complex

Selected zircon grains from the three Cauaburi Complex analyzed samples are very similar (TM-R-026, GH-R-006, and GH-R-016), euhedral, prismatic, and with medium gray color (Supp. 6.8, 6.9, and 6.10). Some grains contain cores overgrown by oscillatory zoned magmatic zircon. The distinct ages obtained in each sample present no uncertainty overlap within 95% confidence.

In the sample TM-R-026 (Figure 3.10D) the youngest spots record (2.1, 3.1, and 4.1) present variable Th/U ratios (0.35 to 0.71) and a concordant age of 1759.0 ± 5.3 Ma. All other spots form a population with variable Th/U ratios (0.32 to 0.67) and an intercept age of 1776.1 ± 7.9 Ma.

The sample GH-R-006 (Figure 3.10E) presents an isolated spot record (6.1) with 0.40 of Th/U value and apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1763 ± 7 Ma. Other spots (1.1, 2.1, 7.1, 9.1, 10.1, 10.2, 11.2, and 13.1) exhibit variable Th/U ratios (0.13 to 0.80) and form a distinct array with an intercept age of 1783.4 ± 3.2 Ma. Another population (3.1, 4.1, 5.1, 8.1, and 11.1) also exhibits variable Th/U ratios (0.29 to 0.94) and an older intercept age of 1805 ± 15 Ma.

The sample GH-R-016 (Figure 3.10F) also presents an isolated spot record (10.1) with 0.43 of Th/U value and apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1754 ± 7 Ma. Other spots (1.1, 2.1, 3.1, 4.1, 6.1, 9.1, 11.1, and 12.1) exhibit variable Th/U ratios (0.43 to 0.91) and form a distinct

array with an intercept age of 1776.3 ± 3.9 Ma. The older population (5.1, 8.1, and 13.1) also exhibits variable Th/U ratios (0.57 to 0.87) and an intercept age of 1801.7 ± 6.9 Ma.

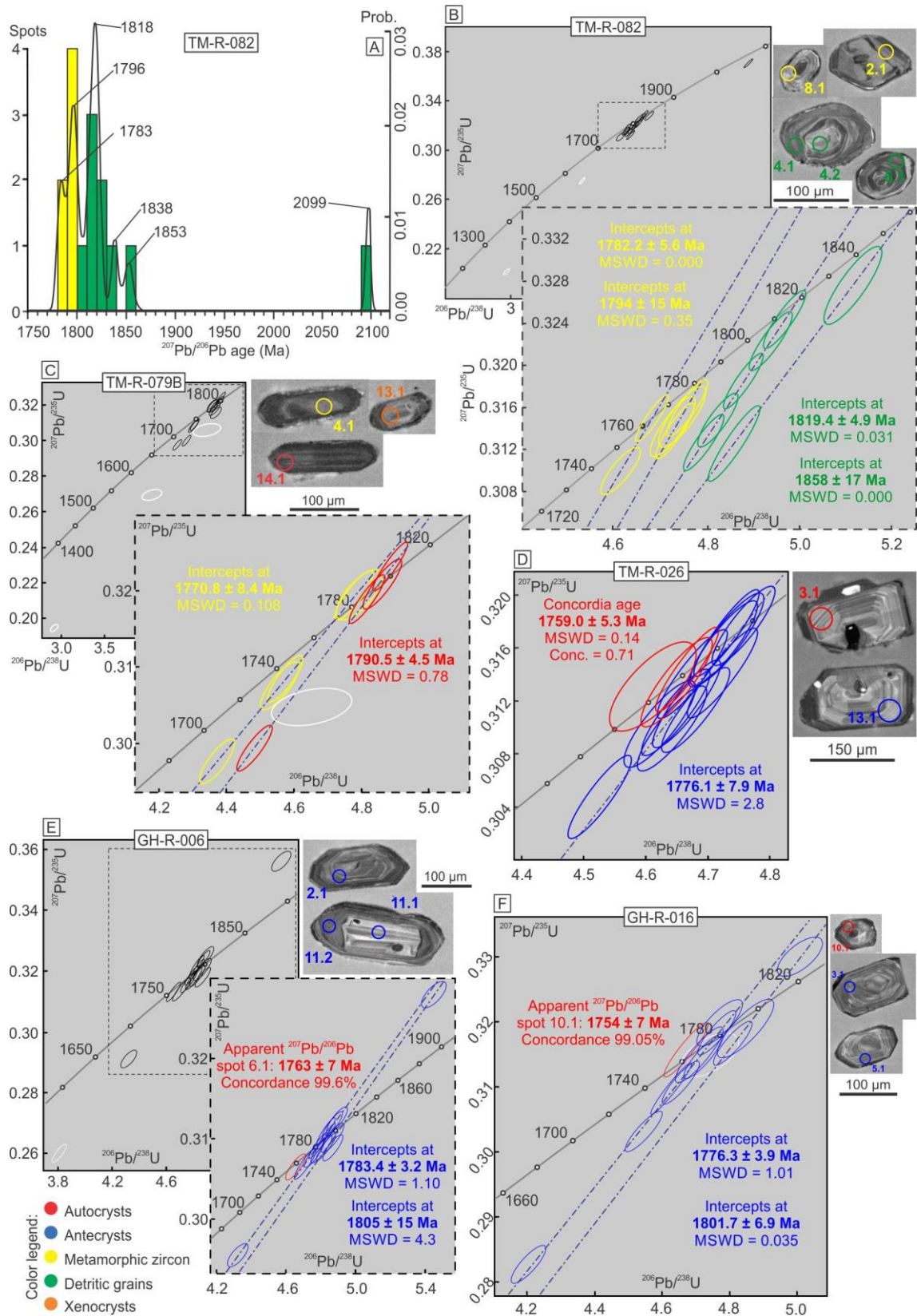


Figura 3.10. Zircon U-Pb SHRIMP results with representative cathodoluminescence images of selected zircon grains. (A) Probability density plot for the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and (B) concordia diagrams of Taiuaçu-Cauera

sample. Concordia diagrams for the Igarapé Tocandira granite (C) and Cauaburi Complex (D, E, and F). The white ellipses correspond to unused data for age calculation. Values along the Concordia are in Ma. Data-point error ellipses are 2σ .

3.5. Discussions

Based on the previous studies and using the new data presented here, we aim to address the following questions: what was the tectonic significance of the (1) Taiuaçu-Cauera Complex, (2) Igarapé Tocandira Granite, (3) Cauaburi Complex, and (4) Serra do Diabo Granofels? (5) How are these rocks related? (6) What was the tectonic history of the western Cauaburi Belt and (7) if there is any difference regarding the rest of the orogen? (8) And what was the driving force that leads to this geological history?

Field, petrological, and chemical data: generation and interactions of the rocks

The data-set of the Taiuaçu-Cauera Complex exhibits some variations about the structures, mineralogy, metamorphic grade, and composition. Nevertheless, most rocks are gneisses and migmatites formed by quartz, feldspar, and muscovite \pm biotite. The metamorphic assemblages (muscovite, biotite, garnet, sillimanite, and ilmenite) related to the two generations of foliation (S_1 and S_2), indicate that both Proterozoic tectonic events promoted metamorphism at similar high-grade conditions. Sillimanite and garnet are not always present, unless when the sedimentary protoliths contain sufficient Al and Fe. However, the chemical data shows that our southernmost sample (TM-R-011) exhibits the lowest values of SiO_2 , CaO, and Na_2O , and the highest Al_2O_3 , presenting aluminum silicate (Supp. Tables 6.1 and 6.2). Further south, the presence of andalusite-quartz-muscovite schist confirms the tendency of increase aluminum contents far from the source area to the north. Thus, the sedimentation of the Taiuaçu-Cauera paleobasin was characterized by quartzfeldspatic psammities to the north and pelites to the south, presumably reflecting increased distance from the source area. Although there is not much information about the possible source that feeds this paleobasin, the chemistry suggests that the source was felsic igneous rocks (Figure 3.7B).

The Igarapé Tocandira Granite was mapped in contact with the Taiuaçu-Cauera Complex quartzfeldspatic migmatites. The mineralogy includes muscovite and biotite, but not garnet or cordierite that would require more aluminum content. The microstructural features suggest deformation at temperatures above 500°C (Passchier and Trouw 2005), and are an important distinction between these rocks and the Calymmian crustal granites that outcrop further south. The high-grade metamorphic grade of the metasedimentary host rocks added to the petrography (two micas metasyenogranites) and chemistry (peraluminosity and similar

trace elements pattern; Figure 3.7) confirm these rocks as crustal granites derived from the partial fusion of the Taiuaçu-Cauera Complex.

The Cauaburi Complex consists of E-W to ENE-WSW elongated composite batholiths, which present a variety of rocks with tonalitic to syenogranitic composition. The presence of features of magma mixing/mingling of the Cauaburi Complex metagranitoids and quartz-poor enclaves suggests that these enclaves are autoliths. Thus, the variety of lithotypes, the presence of magma mixing and mingling features between felsic metagranitoids, and the presence of autoliths (Figure 3.6) indicate that these magmatic bodies were supplied by different composition sources. The microstructural features also suggest deformation at temperatures about 450°C to 600°C. The trace elements pattern exhibits a remarkable similarity with the Taiuaçu-Cauera Complex, suggesting a relation between these rocks. We interpret that, during the subduction process, the subducted rocks of the Taiuaçu-Cauera Complex contributed with the high contents of lithophile elements (‘mélange diapirs’) presented in the Cauaburi Complex chemistry (Figure 3.11), as predicted by the ‘mélange model’ of magmatic sources in continental arcs (e.g. Marschall and Schumacher 2012; Vogt *et al.* 2013; Castro 2013; Nielsen and Marschall 2017; Parolari *et al.* 2018).

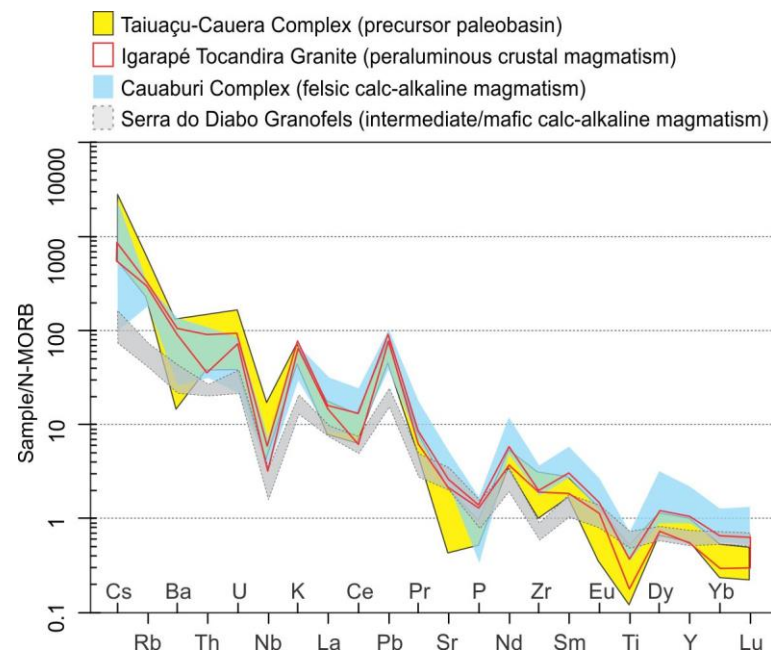


Figura 3.11. N-MORB-normalized bulk-rock trace-element contents for the geological units of the Cauaburi Belt (normalization values after Sun and McDonough 1989).

The Serra do Diabo Granofels appears to be the result of a mafic plutonic rock metamorphosed in lower amphibolite facies conditions. The contact relation between these rocks and the Cauaburi Complex is not clear in the field. However, the trace elements pattern

of the Serra do Diabo Granofels shows similarity to the Cauaburi Complex rocks, with lower enrichment of incompatible elements, excepting Sr, P, and Ti, which could be related to the presence of feldspar, apatite and Fe-Ti oxides, respectively, in these rocks. The chemistry of the Serra do Diabo Granofels and Cauaburi Complex rocks reveal a compositional gap between 53.2 and 61.8 wt% of SiO₂ (Figure 3.9E). We interpret that these geological units compose the two extremes of a typical geochemical trend of magmatic arcs, with an increase of maturity for the Cauaburi Complex (Figure 3.9E). The analysis of the features of physical magma processes in the western Cauaburi Complex (Figure 3.6) also suggests variable degrees of hybridization between mafic and felsic magmas during magma ascent, which corroborates the geochemical data. Since mafic rocks are more reactive, the Serra do Diabo Granofels generated the paragenesis that corresponds to the metamorphic condition that affects the western Cauaburi Complex batholiths. However, primary igneous textures and structures can be conserved in metagranitoids, even when subjected to high-grade metamorphic conditions (Bucher and Grapes 2011, p. 406), and the mafic rocks are more reactive.

Geochronological data: temporal constraints of the orogen

Metamorphic and plutonic rocks commonly contain multiple age populations of zircon (Miller *et al.* 2007), and the Th/U ratio is routinely used as a tool to distinguish between different populations (Corfu 2013). In the past, the apparent systematic distinction between igneous and metamorphic zircon grains was the Th/U ratio, which is restricted to <0.1 values in those that have a metamorphic origin and present higher values in the igneous zircon (Rubatto 2002; Hoskin and Schaltegger 2003). However, Yakymchuk *et al.* (2018) compiled zircon analyses from Western Australia and conclude that igneous zircon rarely has <0.1 Th/U, presenting median value of 0.68 and most range between 0.49 to 0.98; metamorphic zircon can have values <0.01 to >10, presenting median value of 0.44 and most range between 0.08 to 1.08. The major controls on the Th/U of zircon are the concentrations of Th and U in the system and the growth and breakdown of monazite (Rubatto 2017; Yakymchuk *et al.* 2018).

The geochronological data of the Taiuaçu-Cauera Complex (TM-R-082) present a complex history and we interpret that: (1) the isolated spot record of 2099 ± 5 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb apparent age) represents a detrital zircon that comes from the neighboring tectonic province (Tapajós-Parima; Santos *et al.* 2006); (2) the two Orosirian populations with intercept ages of ca. 1858 and 1819 Ma present variable Th/U ratios (0.19 to 0.78) and also represent

provenance ages, compatible with the Ventuari basement rocks of southern Venezuela (ca. 1809-1858 Ma)([Gaudette and Olszewski 1985](#); [Tassinari et al. 1996](#)); (3) the population that forms the intercept age of 1794 ± 15 Ma exhibits coherent Th/U ratios (0.54 to 0.73), with a likely metamorphic origin during a magmatic lull of the western Cauaburi Belt; (4) the two youngest grains present an intercept age of ca. 1782 Ma and the highest Th/U (1.41 and 1.30), which mismatch with the Cauaburi Complex ratios. This higher Th/U indicates zircon growth in equilibrium with a Th-rich melt, probably related to the monazite breakdown during a metamorphic peak. The weak internal zoning in some grains does not necessarily reflect magmatic origin, but ‘characterizes metamorphic zircon that crystallized in high-grade rocks’ ([Rubatto 2017](#), p. 267).

The Igarapé Tocandira Granite (TM-R-079B) presented two populations separated by ca. 20 Myr and defined by the intercepts of ca. 1771 and 1791 Ma. These spots show similar low Th/U values (0.04 to 0.20), which are expected to crustal anatexis melts due to the simultaneous growth of monazite with zircon (*e.g.* [Cesare et al. 2003](#)). We interpret that the oldest population (ca. 1791 Ma) mark the rock crystallization, while the youngest (ca. 1771 Ma) represent a metamorphic age. It is relevant to mention that the crystallization age is coherent with the probably metamorphic age of the Taiuaçu-Cauera around 1794 Ma, and the metamorphic age can be related to a magmatic lull. The two isolated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages of ca. 1800 and 1816 Ma and with higher Th/U (0.49 and 0.76) are relative to xenocrysts of the Taiuaçu-Cauera Complex.

The analyzed samples of the Cauaburi Complex show a dispersion of Late Orosirian to Statherian ages (ca. 1805 to 1754 Ma), with variably Th/U values (>0.1 to <1.0), and the grains exhibits similar textures at CL (marked oscillatory and sector zoning). This dataset suggests that the zircon grains belong to the same magmatic context. The sample TM-R-026 shows the youngest concordia age (1759.0 ± 5.3 Ma), and the other samples present isolated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages within that margin of error (ca. 1754 and 1763 Ma). We interpret that these grains are autocrysts, marking the crystallization ages of the western Cauaburi Belt batholiths about 1759 Ma. However, in the three analyzed samples, the majority of the spots record older ages, individualized by differences of a few to tens of million years. In the samples TM-R-026 and GH-R-016, the populations of ca. 1776 Ma gather most of the spots. The majority of the spots in the sample GH-R-006 forms an intercept age of 1783.4 ± 3.2 Ma. Orosirian ages are present in the two northern samples (ca. 1805 Ma in the GH-R-006 and ca. 1802 Ma in the GH-R-016). All these older populations may correlate to antecrysts, which

record the flare-ups that supply the long-lived composite batholiths of the western Cauaburi Belt. It is noteworthy that these ages do not overlap with the record of the Igarapé Tocandira Granite and Taiuaçu-Cauera Complex, which correspond to magmatic lulls. The proximity with the flare-up age of ca. 1783 Ma and the younger metamorphic age of the Taiuaçu-Cauera Complex in ca. 1782 Ma may record the end of this specific flare-up. The multiple magma injections and mixtures can cause of the Th/U dispersion.

Crustal evolution and insights into the paleogeography

Orogen structures and tectonic implications

Although overlapping events make data interpretation difficult, the field data reveal the presence of structural elements recorded within the calc-alkaline granitoids (*e.g.* deformation fabrics, steep-dipping mica-defined foliations, folding, melt-filled shear fabrics; Figure 3.6) that could associate them with a compressional tectonic regime (Reid *et al.* 2019). Moreover, the high-grade metasedimentary rocks that compose the precursor paleobasin register the same structural trend (S_1 ; Figure 3.4A). Thus, the Cauaburi Orogen was structured according to an E-W to ENE-WSW regional trend of a compressional tectonic setting.

This trend indicates that the belt basement was either north or south. However, farther south, the Solimões Basin covers a large area of the western Amazon Craton, and the only data about what is underneath this basin comes from drill holes. Gorayeb *et al.* (2005) present single-zircon Pb evaporation data from samples taken from drill cores that reach the Proterozoic basement of this basin. These data show the presence of metavolcanic (1724 ± 3 Ma) and metaplutonic rocks (1731 ± 22 Ma), probably related to rocks that outcrop in the southeast of the craton (Gorayeb *et al.* 2005, p. 14) or to the westernmost portion of the province (Ibañez-Mejía *et al.* 2011; Cordani *et al.* 2016b; Figure 3.12). On the other side, toward the north, the basement of southern Venezuela displays U-Pb ages between 1859 to 1823 Ma (Gaudette and Olszewski 1985; Tassinari *et al.* 1996). In Brazilian territory, a crystallization age of 1828 ± 9 Ma was obtained in an orthogneiss ‘correlated to rocks of the basement of the Rio Negro Province that occur in Venezuela’ (Rossoni *et al.* 2017, p. 16).

Given this dataset, we interpret that the Cauaburi Arc developed in a nearly ENE-WSW coastline (current orientation) of the Orosirian cratonized area that extends from the extreme northwest of Brazil to the south of Venezuela (Figure 3.12). The arc development resulted in the extensive reworking of the Brazilian portion of this basement, better preserved in Venezuela.

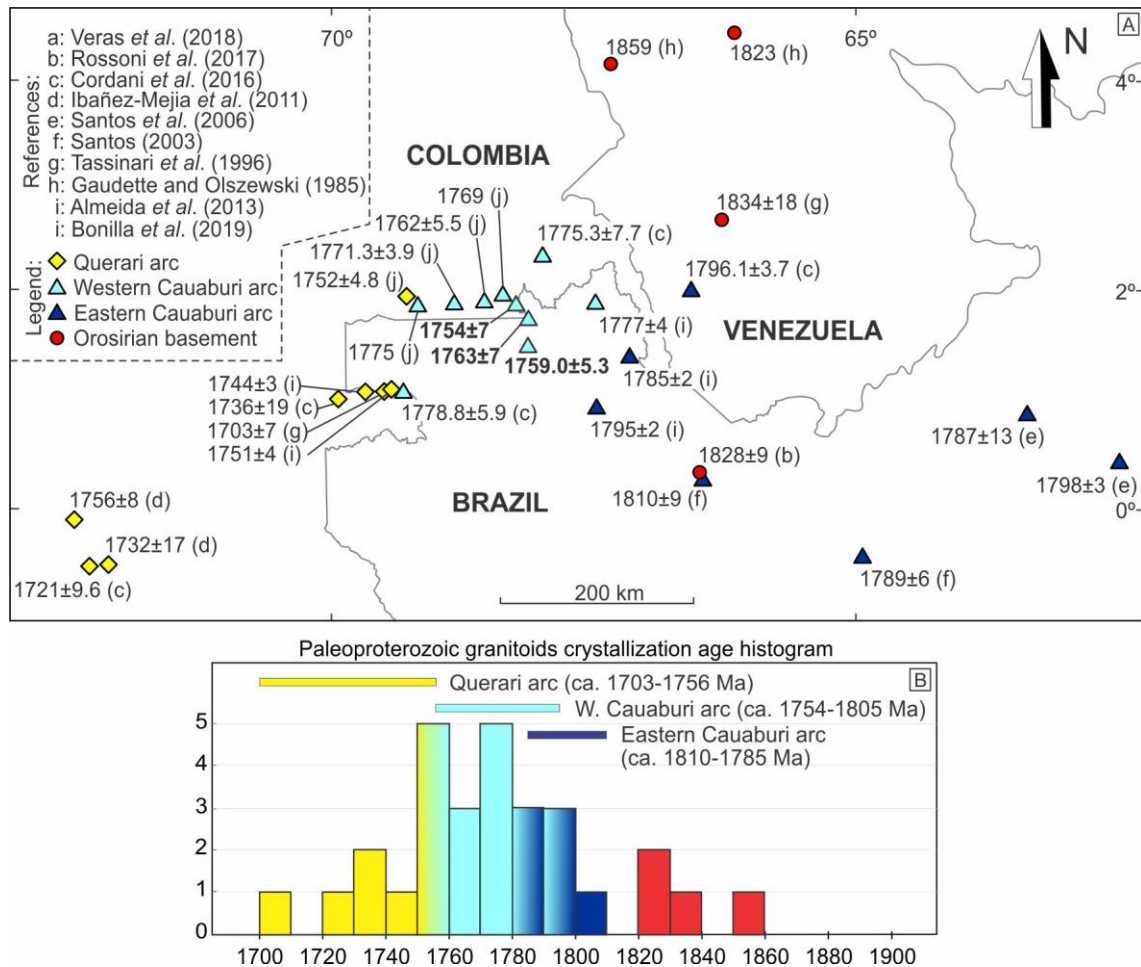


Figura 3.12. (A) Distribution of crystallization ages of Paleoproterozoic granitoids, metagranitoids, and orthogneisses of the northwestern Amazon Craton and his tectonic interpretation. The data correspond to U-Pb zircon analysis (LA-ICP-MS, SIMS) and Pb-Pb zircon (evaporation), with error < 20 Ma; Gaudette and Olszewski (1985) used zircon total grain dissolution TIMS. The highlighted ages are presented in this work. (B) Histogram for the presented ages.

The Cauaburi orogeny: flare-ups versus lulls and magmatic implications

Based on the data that we present for the western Cauaburi Complex, we interpret that these rocks crystallized in a compressional continental arc setting with the main contribution from mélangé and mantle sources. The diachronism between the eastern and western portion of the continental arc (Figures 3.12 and 3.13) reveals that the Cauaburi Orogen had a distinct history in the western portion. The oldest population at ca. 1805 Ma marks the initial subduction period. Metamorphism ages in the precursor paleobasin (Taiuaçu-Cauera Complex) at ca. 1794 and 1782 Ma, beyond the generation of a low volume of peraluminous crustal magmatism (Igarapé Tocandira Granite) at ca. 1791 Ma and metamorphism at ca. 1771 Ma, point out three magmatic lulls, when deformation and metamorphism predominated (Figure 3.13). Flare-ups episodes occurred (ca. 1805, 1783 and 1776 Ma) until the final crystallization of the batholiths at ca. 1759 Ma, establishing an orogenic period of about 45

Myr on the western Cauaburi Belt. On the other side, the geochronological data of the eastern Cauaburi Complex (Imeri Domain) present zircon crystallization ages between 1810 and 1785 Ma (Santos 2003; Almeida *et al.* 2013; Cordani *et al.* 2016b; Figure 3.12).

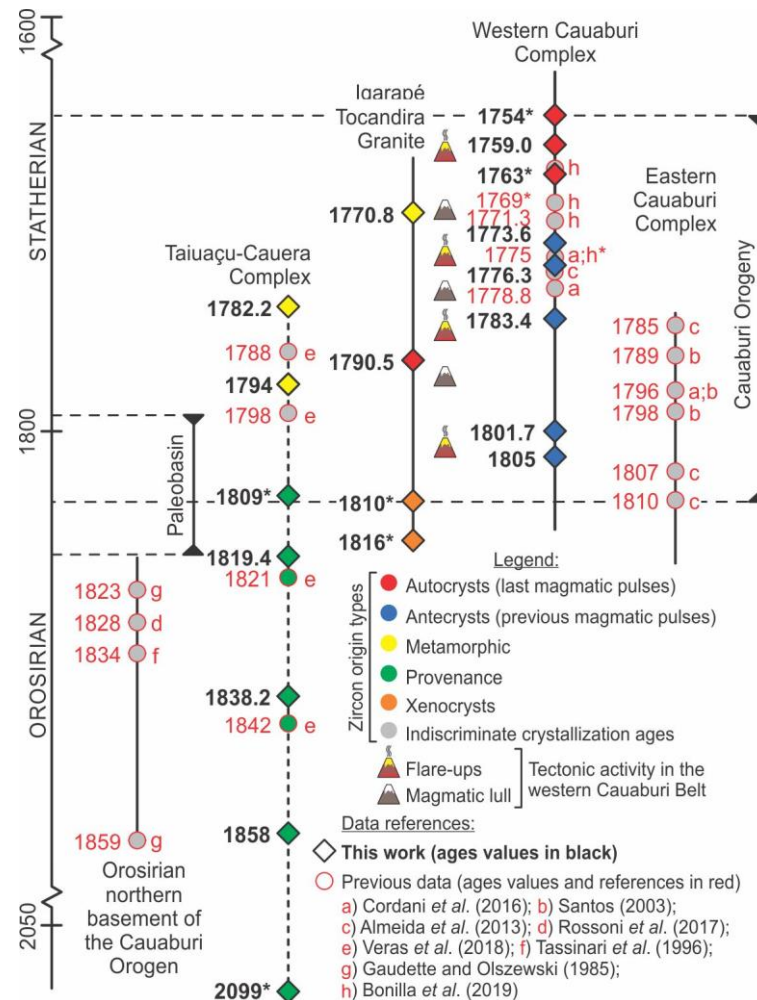


Figura 3.13. Timeline of the zircon U-Pb ages of geological units related to Cauaburi orogeny. The data correspond to U-Pb zircon analysis (LA-ICP-MS, SIMS); Gaudette and Olszewski (1985) used total grain dissolution TIMS. The highlighted ages are presented in this work. Isolated spots records ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent age) are marked with an asterisk (*).

The broad age spectrum of the Cauaburi Complex (Figures 3.10D, 3.10E, 3.10F, and 3.13) match with models of continental arc batholiths studied abroad (e.g. Miller *et al.* 2007; Schwartz *et al.* 2014; Silva *et al.* 2016). In this model, ‘a large, long-lived, crystal mush body’ (Miller *et al.* 2007, p. 282) is maintained partially melted and mixing with subsequent magmatic pulses from the source that feeds this large reservoir, as long as the tectonic process remains active.

This kind of magmatic system is the cause of the dispersion of concordant ages. The oldest age clusters are the record of ancient high-volume magmatic pulses (flare-ups). These preserved magmatic crystals are labeled as antecrysts (Miller *et al.* 2007). The newest

crystallization age obtained should be related to the crystallization of the batholiths or the final pulses, when the younger zircon grains were crystallized (autocrysts). In making this finer distinction, we got a more precise crystallization age for each analyzed rock, in addition to seeing how the construction of the batholith took place into the tectonic timeline (Figure 3.13).

Although we cannot determine for sure the reasons for the variations from flare-up to lull periods, it may correlate to changes in the subduction process (*e.g.* [Silva et al. 2016](#); [Zhang et al. 2019](#)). Slab steepening, slab rollback, slab break off, or collision lead to changes in the stress regime, beyond the migration of magmatic production centers and the typology of magmatism itself (Figure 3.14A).

Global context and tectonic implications

The general growth tendency from east to west proposed by some of the tectonic models for the Amazon Craton with stacking from SW to NE (Figure 3.2) is not in agreement with the structural arrangement of the Cauaburi Orogen (Figures 3.14B and 3.14C). It is necessary to look at the current global context to try to find a probable geological context that would generate this geotectonic pattern. We interpret that the key to understanding the tectonics of this belt lies in the global context of the passage from Orosirian to Statherian, which brings us to the early times of the Columbia (Nuna) Supercontinent (Figure 3.14C).

The Columbia (Nuna) Supercontinent nucleus had established around 1.85 Ga ([Rogers and Santosh 2009](#)) and various paleogeographic reconstructions relate different cratonic blocks including the Amazon Craton configuration (Proto-Amazonia) at the time (Figure 3.20C; [D'Agrella-Filho et al. 2012, 2016](#); [Bispo-Santos et al. 2008, 2014](#); [Hou et al. 2008](#)). We propose that, in this context of Columbia construction, the Cauaburi Belt developed at its border from 1.80 to 1.76 Ga, taking into account the probably N-S trend (current orientation) collision process in the accretion of the Amazon Craton to the Columbia Supercontinent (Figure 3.14).

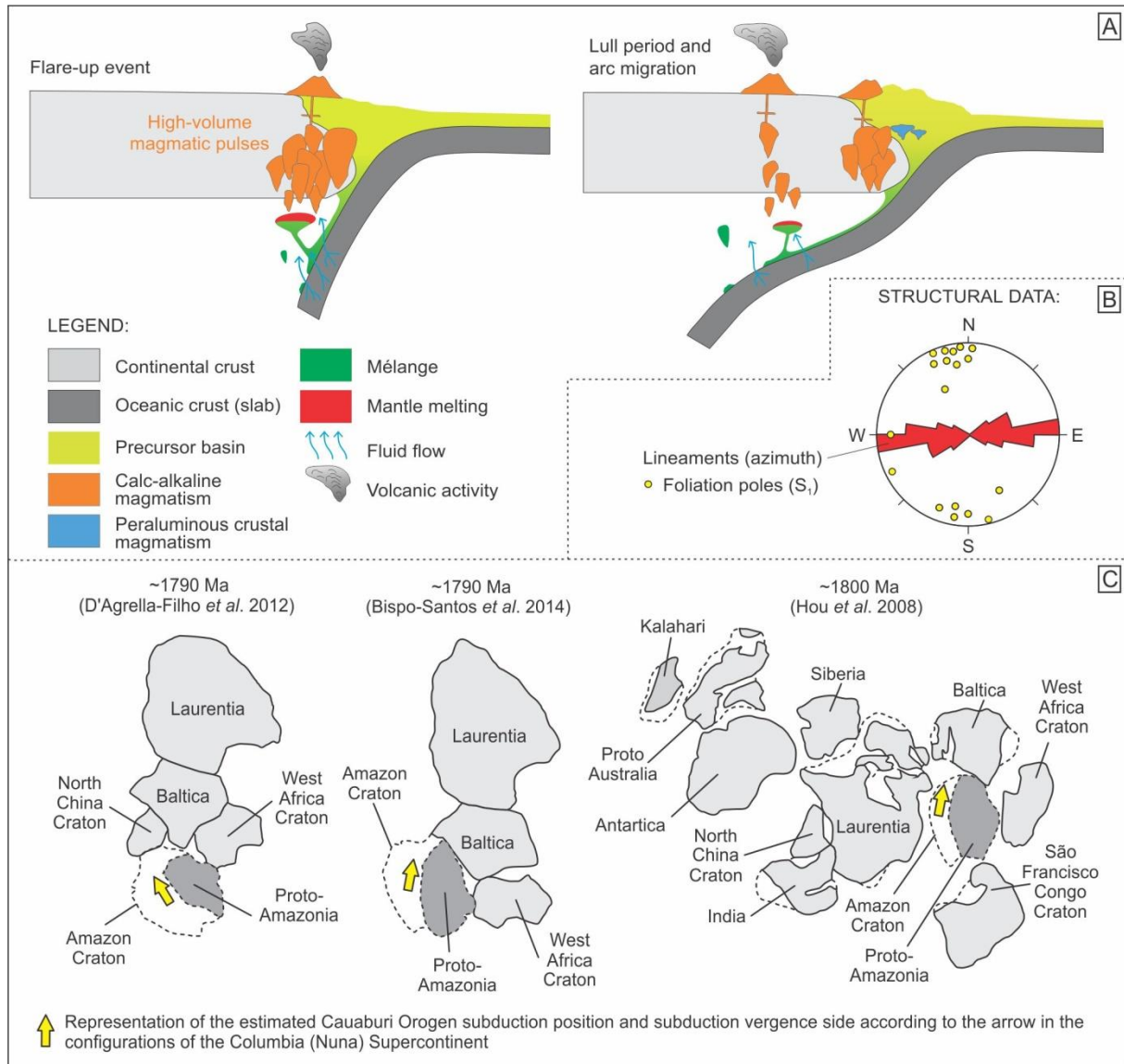


Figura 3.14. (A) Cartoon illustrating the simplified cross-section, according to the 'mélange model', in subduction zones, highlighting differences between flare-up events and magmatic lull periods; (B) stereogram presenting the Paleoproterozoic structural data of the study area; (C) paleogeographic reconstructions of the Columbia (Nuna) Supercontinent at 1790 Ma (adapted from D'Agrella-Filho et al. 2016) and at 1800 Ma (adapted from Hou et al. 2008) and structural nonconformity between the real structural trend of the Cauaburi Orogen and the stipulated paleocontinent margin, showing possible collision front relation with another cratonic areas.

3.6. Conclusions

1. The Taiuaçu-Cauera Complex is dominantly comprised by high-grade metasedimentary rocks and, further south, some rocks metamorphosed on epidote-amphibolite and green-schist facies. These rocks record two generations of metamorphic foliation: the first one presents E-W azimuth direction with high-angle dips (subvertical) and is related to the Statherian Cauaburi event; the second presents NE-SW to N-S azimuth direction with medium-angle dips to the SE and E, and is related to the Calymmian Içana event. Our new chemistry indicates that litharenite and graywacke are the protoliths, with felsic igneous rocks

provenance, deposited on a possible passive margin. The geochronological data here presented suggest that this paleobasin received his contribution from the Orosirian terrains of modern southern Venezuela, located further north, and evolved from a passive margin to the precursor paleobasin of the Cauaburi Belt. The maximum depositional age is 1819 Ma and the first metamorphic age marks the minimum depositional age at ca. 1794 Ma.

2. The Igarapé Tocandira Granite corresponds to metasyenogranites with muscovite and biotite. The chemistry shows that these rocks are peraluminous, with trace elements pattern very similar to the Taiuaçu-Cauera Complex rocks and generated in a collisional setting. The geochronological data indicate a crystallization age of ca. 1791 Ma, which is coherent with the Taiuaçu-Cauera Complex metamorphism. This data-set established these rocks as crustal granites generated by the partial fusion of the Taiuaçu-Cauera Complex rocks during the Cauaburi event.

3. In the western sector of the Cauaburi Belt, the Cauaburi Complex includes long-lived composite batholiths, presenting igneous flow orientation of feldspar phenocrysts or solid-state deformation features (hornblende and/or biotite) over magmatic fabrics, which follow the E-W azimuth direction with high-angle dips (S_1 ; Statherian Cauaburi event). These batholiths are elongated according to E-W to ENE-WSW direction and present a tendency of a tonalitic to a syenogranitic composition from the edge to the center. These rocks are mainly calc-alkaline, although some metasyenogranites are included in the alkali-calcic series. Moreover, the chemistry shows that they are metaluminous to peraluminous, with trace elements pattern very similar to the Taiuaçu-Cauera Complex, and the most probable tectonic setting is a continental arc. The geochronological data exhibits a remarkable dispersion of concordant ages, as seen in other cordilleran batholiths (*e.g.* Sierra Nevada Batholith, Gangdese batholiths), with crystallization age of ca. 1759 Ma and flare-ups ages about 1776 Ma, 1783 Ma, and 1802 Ma.

4. The Serra do Diabo Granofels is a mafic metaplutonic unit metamorphosed in lower amphibolite facies conditions. The trace elements pattern of these rocks is similar to the Cauaburi Complex, although more depleted in most trace elements, excepting Sr, P, and Ti. The chemistry also points out to continental arc as the tectonic setting that generated these rocks. The presence of foliated mafic enclaves in some Cauaburi Complex rocks and chemical similarities indicate that the Serra do Diabo Granofels was an immature component of the Cauaburi magmatism.

5. The trace elements pattern of the Cauaburi Complex rocks displays a strong resemblance with the Taiuaçu-Cauera Complex. Assuming that the Taiuaçu-Cauera Complex is the precursor paleobasin of this continental arc, these rocks seem to be an essential source of lithophile elements for the Statherian cordilleran magmatism (mélange diapirs).

6. Concerning the tectonic history of the western Cauaburi Belt, the geochronological data of the Cauaburi Complex record phases of flare-ups or episodic high-volume magmatism (zircon antecrysts) and the final crystallization of the batholiths (zircon autocrysts), while the Taiuaçu-Cauera Complex data register the detrital provenance and phases of intense deformation and metamorphism, the last one confirmed by the Igarapé Tocandira Granite generation. The data-set reveals a temporal sequence of tectonic events: at ca. 1805 Ma (zircon antecrysts) the cordilleran high-volume magmatism that forms the calc-alkaline batholiths began; near 1794 Ma a magmatic lull is recorded by the intense metamorphism of the metasedimentary succession and alternation to low-volume of peraluminous crustal magmatism (ca. 1791 Ma); this phase lasted until near 1783 Ma (zircon antecrysts), when another flare-up occurred; the second metamorphic peak age at ca. 1782 Ma evidences the return of a lull period; one more flare-up was recorded about 1776 Ma (zircon antecrysts); the metamorphic record at ca. 1771 Ma reveals another magmatic lull; finally, the crystallization age of the batholiths took place around 1759 Ma (zircon autocrysts).

7. The comparison of the geochronological data presented here with those available in the literature for the region reveals a remarkable spatiotemporal variation. The western Cauaburi Complex presents younger ages (ca. 1805 to 1759 Ma) than the rest of the orogen (ca. 1810 to 1785 Ma). This frame suggests that the subduction process began in the eastern sector and was longer in the western.

8. About the Rio Negro region, some previous theories of the Amazon Craton tectonic history contrast in part with the data-set presented here, since that this belt extends in an ENE-WSW trend. Considering that, in the passage of the Orosirian to the Statherian periods, the Earth witnessed the beginnings of the Columbia (Nuna) Supercontinent accretion, we interpreted that the Cauaburi Belt tectonics was triggered by that, contributing for this process. In this view, we take into account the contemporary supercontinent cycle and analyze the formation of this portion of the Amazon Craton in a global context, in which the Cauaburi Belt was part of a supercontinent growth cycle.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded and supported by the Geological Survey of Brazil. We are grateful to Joseneusa Brilhante Rodrigues and the Geodynamics Division team of the Geological Survey of Brazil for carried out the geochronological analyses. We thank the Brazilian Army and the Baniwa indigenous communities for their lodge, help, and assistance during the field trip. We also thank the editor and reviewers for the relevant suggestions that improve the final version of this manuscript.

DECLARATION OF INTEREST STATEMENT

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

3.7. References

Almeida, M.E., 2006, Província Rio Negro, in Reis, N. J., Almeida, M.E., Riker, S.L., and Ferreira, A.L., *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas: Manaus, Serviço Geológico do Brasil*, p. 48–66.

Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Nascimento, R.S.C., and Paquette, J.L., 2013, Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos, in *Proceedings, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13th, Belém: Pará, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201–204.

Amaral, G., 1974, *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. [habilitation thesis]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 212 p.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martinez, A., and Avila-Ramirez, G., 2013, Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting: *Comptes Rendus Geosci.*, v. 345, p. 185–202.

Barnes, C.G, Prestvik, T., Barnes, M.A.W., Anthony, E., and Allen, C.M., 2003, Geology of a magma transfer zone: the Hortavaer Igneous Complex, north-central Norway: *Norwegian Journal of Geology*, v. 83, n. 3, p. 187–208.

Betts, P.G., Giles, D., Foden, J., Schaefer, B.F., Mark, G., Pankhurst, M.J., Forbes, C.J., Williams, H.A., Chalmers, N.C., and Hills, Q., 2009, Mesoproterozoic plume-modified orogenesis in eastern Precambrian Australia: *Tectonics*, v. 28, p. 1–28.

Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.I.G., Janikian, L., Trindade, R.I.F., Elming, S-Á., Silva, J.A., Barros, M.A.S., and Pinho, F.E.C., 2008, Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colíder volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil): *Precambrian Research*, v. 164, p. 40–49.

Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Janikian, L., and Reis, N.J., 2014, Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (Northern Amazonian craton): *Precambrian Research*, v. 244, p. 139–155.

Black L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., and Foudoulis, C., 2004, Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, v. 205, p. 115–140.

Bonilla, A., Cramer, T., Poujol, M., Cano, H., Franco, J.A., and Amaya, Z, 2019, Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia: *Boletín de Geología*, v. 41, n. 1, p. 55–84.

Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of the Geological Society*, v. 141, p. 413–426.

Bucher, K., and Grapes, R., 2011, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 8th: Berlin, Springer, 428 p.

Carneiro, M.C.R., Nascimento, R.S.C., Almeida, M.E., Salazar, C.A., Trindade, I.R., Rodrigues, V.D.O., and Passos, M.S., 2017, The Cauaburi magmatic arc: Lithostratigraphic review and evolution of the Imeri Domain, Rio Negro Province, Amazonian Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 77, p. 310–326.

Castro, A., 2013, The off-crust origin of granite batholiths: *Geoscience Frontiers*, v. 5, n. 1, p. 1–13, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.006>.

Castro, A., Vogt, K., and Gerya, T., 2013, Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model: *Gondwana Research*, v. 23, p. 1554–1566.

Cesare, B., Gómez-Pugnaire, M.T., and Rubatto, D., 2003, Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 146, p. 28–43.

Clar, E., 1954, A dual-circle geologist's and miner's compass for the measurement of areal and linear geological elements: Separate print from the negotiations of the Federal Institute of Geology Vienna, vol. 4.

Cordani, U.G., Ramos, V.A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., de Souza, K.G., Gomes, F.E.M., and Schobbenhaus, C., 2016a, Tectonic map of South America, 2th: Commission for the geological map of the world, scale 1:5.000.000, 1 sheet.

Cordani, U.G., Sato, K., Sproessner, W., and Fernandes, F.S., 2016b, U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 5–35.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., and Kawashita, K., 1979, Evolucion Tectonica de Amazonia con base nos dados geochronologicos, in *Proceedings, Congr. Geol. Chileno*, 2th, Arica: Chile, v. 4, p. 137–148.

Cordani, U.G., and Teixeira, W., 2007, Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton, in Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride J.H., and Martinez-Catalan J.R., *4-D Framework of Continental Crust*: Boulder, Geological Society of America, p. 297–320.

Corfu, F., 2013, A century of U-Pb geochronology: The long quest towards concordance: *Geological Society of America Bulletin*, v. 125, p. 33–47.

D'Agrella-Filho, M.S., Bispo-Santos, F., Trindade, R.I.F., and Antonio, P.Y.J., 2016, Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, n. 2, p. 275–299.

D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S-Á., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldés, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S., and Ruiz, A.S., 2012, The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent: *Gondwana Research*, v. 22, p. 956–973.

DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., and Zandt, G., 2009, Cyclicity in Cordilleran orogenic systems: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 251–257.

Ducea, M.N., Paterson, S.R., and DeCelles, P.G., 2015, High-volume magmatic events in subduction systems: *Elements*, v. 11, p. 99–104.

Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001, A geochemical classification of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033–2048.

Fu, Y., Dobeneck, T., Franke, D., and Kasten, S., 2008, Rock magnetic identification and geochemical process models of greigite formation in Quaternary marine sediments from the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 275, p. 233–245.

Gaudette, H.E., and Olzewsky, W.J., 1985, Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield: *Geologie en Mijnbouw*, v. 64, p. 131–144.

Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Barbosa, R.C.O., and Matsuda, N.S., 2005, Caracterização do embasamento da Bacia do Solimões com base em dados petrográficos e geocronológicos em testemunhos de sondagem, in Horbe, A.M.C., and Souza, V.S., *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 7–15.

Hoskin, P. W., and Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53, p. 27–62.

Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G.S., and Li, J., 2008, Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms: *Gondwana Research*, v. 14, p. 395–409.

Ibañez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., and Mora, A.R., 2011, The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America: *Precambrian Research*, v. 191, p. 58–77.

Kirsch, M., Paterson, S.R., Wobbe, F., Ardila, A.M.M., Clausen, B.L., and Alasino, P.H., 2016, Temporal histories of Cordilleran continental arcs: Testing models for magmatic episodicity: *American Mineralogist*, v. 101, p. 2133–2154.

Le Maitre, R.W., 2002, *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*, in *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*: Cambridge, 236 p.

Lima, M.I.C., and Pires, J.L., 1985, Geologia da região do Alto Rio Negro – AM, in *Proceedings, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2th, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 140–154.

Ludwig, K., 2002, Isoplot/Ex version 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkley, California, Berkley Geochronology Center Special Publication, n. 1, 46 p.

Ludwig, K., 2012, User's manual for Isoplot version 3.75-4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkley Geochronological Center Special Publication, (5).

Madhavaraju, J., Gonzalez-Leon, C.M., Lee, Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., and Reyes-Campero, L.M., 2010, Geochemistry of the Mural formation (Aptian-Albian) of the Bisbee group, Northern Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 31, p. 400–414.

Madhavaraju J., and Lee, Y.I., 2010, Influence of Deccan volcanism in the sedimentary rocks of Late Maastrichtian – Danian age of Cauvery basin Southeastern India: constraints from geochemistry: *Current Science*, v. 98, p. 528–537.

Marschall, H.R., and Schumacher, J.C., 2012, Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones: *Nature Geoscience*, v. 5, n. 12, p. 862–867.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., and Maynard, J.B., 1990, Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, p. 2015–2050.

Melo, A.F.F., Santos, C.A., and Vilas Boas, P.F., 1993, Geologia da região das Serras Aracá e Daraá, nordeste do Estado do Amazonas. Manaus: CPRM.

Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., and Miller, R.B., 2007, Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 167, p. 282–299.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, n. 5, p. 757–775.

Nielsen, S.G., and Marschall, H.R., 2017, Geochemical evidence for mélange melting in global arcs: *Science Advances*, v. 3, <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602402>.

Pandey, S., and Parcha, S.K., 2017, Provenance, tectonic setting and source-area weathering of the lower Cambrian sediments of the Parahio valley in the Spiti basin, India: *Journal of Earth System Science*, v. 126, p. 1–16.

Parolari, M., Gómez-Tuena, A., Cavazos-Tovar, J.G., and Hernández-Quevedo, G., 2018, A balancing act of crust creation and destruction along the western Mexican convergent margin: *Geology*, v. 46, p. 455–458.

Passchier, C.W., and Trouw, R. A. J., 2005, *Microtectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 366 p.

Paterson, S.R., and Ducea, M.N., 2015, *Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence: Elements*, v. 11, p. 91–98.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1972, *Sand and sandstone*: Berlin, Springer-Verlag, 618 p.

Prame, W.K.B.N., and Pohl, J., 1994, *Geochemistry of pelitic and psammopelitic Precambrian metasediments from southwestern Sri Lanka: implications for two contrasting source-terrains and tectonic settings: Precambrian Research*, v. 66, p. 223–244.

Reddy, S.M., and Evans, D.A.D., 2009, *Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution: Geological Society, London, Special Publications*, v. 323, p. 1–26.

Reid, A.J., Pawley, M.J., Wade, C., Jagodzinski, E.A., Dutch, R. A., and Armstrong, R., 2019, *Resolving tectonic settings of ancient magmatic suites using structural, geochemical and isotopic constraints: the example of the St Peter Suite, southern Australia: Australian Journal of Earth Sciences*, v. 67, p. 31–58.

Rodrigues, V.O., 2016, *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí - Amazonas. [MSc dissertation]: Manaus, Universidade Federal do Amazonas*, 65 p.

Rogers J.J.W., and Santosh M., 2009, *Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia: Gondwana Research*, v. 15, p. 373–380.

Roser, B.P., and Korsch, R.J., 1986, *Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio: Journal of Geology*, v. 94, p. 635–650.

Roser, B.P., and Korsch, R.J., 1988, *Provenance signature of sandstone-mudstone suit determined using discriminant function analysis of major element data: Chemical Geology*, v. 67, p. 119–139.

Rossoni, M.B., Bastos Neto, A.C., Souza, V.S., Marques, J.C., Dantas, E, Botelho, N.F., Giovannini, A.L., and Pereira, V.P., 2017, *U-Pb zircon geochronological investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil): Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 1–17.

Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, v. 184, p. 123–138.

Rubatto, D., 2017, Zircon: The Metamorphic Mineral: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 83, p. 261–295.

Santos, J.O.S., 2003, *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*: Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 226 p.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G., Riker, S.R.L., Souza, M.M., and Almeida, M.E., 2006, A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: avanços ocorridos no período 2002-2006, in *Proceedings, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9th, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, p.156–159.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., and 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*, v. 3, n. 4, p. 453–488.

Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale, F., and 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*, v. 165, p. 120–152.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Junior, O., Onoe, A.T., and Souza, M.D., 2014, Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results: *Geologia USP – Serie Científica*, v. 14, n. 3, p. 3–18.

Schwartz, J.J., Johnson, K., Mueller, P., Valley, J., Strickland, A., and Wooden, J.L., 2014, Time scales and processes of Cordilleran batholith construction and high-Sr/Y magmatic pulses: Evidence from the Bald Mountain batholith, northeastern Oregon: *Geosphere*, v. 10, p. 1456–1481.

Shand, S.J., 1927, *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition Classification and Their Reaction to Ore-Deposits, with a Chapter on Meteorites*: London, Thomas Murby and Company, 350 p.

Silva, S.L., Riggs, N.R., and Barth, A.P., 2016, Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism: *Elements*, v. 11, p. 113–118.

Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Bindeman, I.N., Bolge, L.L., Brandl, P.A., Espinasa-Perena, R., Solari, L., Stuart L.F., Vannucchi, P., and Zellmer, G.F., 2015, Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 166, p. 29–52.

Straub, S.M., and Zellmer, G.F., 2012, Volcanic arcs as archives of plate tectonic change: *Gondwana Research*, v. 21, p. 495–516.

Streckeisen, A.L., 1976, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, v. 107, p. 144–240.

Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., Norry, M., eds, *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publications, v. 42, p. 313–345.

Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi H., and Hirata, T., 2018, Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan): *Lithos*, v. 308–309, p. 428–445.

Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., and Taylor, P.N., 1996, Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications: *International Geology Review*, v. 38, p. 161–175.

Tassinari, C.C.G., 1996, O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos [habilitation thesis]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 129 p.

Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1981, The Composition and Evolution of the Continental-Crust - Rare-Earth Element Evidence from Sedimentary-Rocks: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 301, p. 381–399.

Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Oxford, Blackwell Scientific, 312 p.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., and Kawashita, K., 1989, A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 42, p. 213–227.

Veras, R.S., Nascimento, R.S.C., and Almeida, M.E., 2015, Litofácies Santa Izabel, embasamento do Domínio Içana, Província Rio Negro, cráton Amazônico, in Proceedings, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 15th, Brasília: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 677–680.

Veras, R.S., Nascimento, R.S.C., Almeida, M.E., Paquette, J.L., and Carneiro, M.C.R., 2018, Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 86, p. 384–409.

Verma, P.S., Torres-Alvarado, I.S., and Sotelo-Rodríguez, Z.T., 2002, SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system: *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 711–715.

Verma, S.P., and Armstrong-Altrin, J.S., 2013, New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins: *Chemical Geology*, v. 355, p. 117–133.

Verma, S.P., and Verma, S.K., 2013, First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 931–995.

Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., and Agrawal, S., 2013, Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks: *Lithos*, v. 168–169, p. 113–123.

Verma, S.P., Cruz-Huicochea, R., Díaz-González, L., and Verma, S.K., 2015, A new computer program TecDIA for multidimensional tectonic discrimination of intermediate and acid magmas and its application to the Bohemian Massif, Czech Republic: *Journal of Geosciences*, v. 60, p. 203–218.

Verma, S.P., Díaz-González, L., and Armstrong-Altrin, J.S., 2016, Application of a new computer program for tectonic discrimination of Cambrian to Holocene clastic sediments: *Earth Science Informatics*, v. 9, p. 1–15.

Vogt, K., Gerya, T.V., and Castro, A., 2012, Crustal growth at active continental margins: Numerical modeling: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 192–193, p. 1–20.

Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, p. 185–187.

Yakymchuk, C., Kirkland, C.L., and Clark, C., 2018, Th/U ratios in metamorphic zircon: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 36, p. 715–737.

Zhang, X., Chung, S., Lai, Y., Ghani, A.A., Murtadha, S., Lee, H.; and Hsu, C., 2019, A 6000-km-long Neo-Tethyan arc system with coherent magmatic flare-ups and lulls in South Asia: *Geology*, v. 47, n. 6, p. 573–574.

4. CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta dados inéditos a cerca do arcabouço geológico da porção ocidental do Orógeno Cauaburi, com base nos quais foi possível propor ajustes em termos de relações litoestratigráficas, tectônica, geologia estrutural e petrologia do magmatismo cordilheirano gerado por esse arco magmático paleoproterozoico. As principais conclusões são:

1. A falta de dados de mapeamento geológico básico na região do Alto Rio Negro é o principal entrave à compreensão não só do Orógeno Cauaburi como das rochas que sucederam a formação desse embasamento regional. Como indicam os avanços logrados no mapeamento em escala 1:250.000 de folhas no oeste do orógeno, que foram a base desta dissertação, a retomada de projetos de mapeamento geológico básico nessa porção territorial tem grande potencial de trazer novas descobertas, além de levantar questões relevantes para o contexto geológico regional e do Cráton Amazônico.

2. O Complexo Taiuaçu-Cauera constitui a paleobacia precursora do Orógeno Cauaburi, apresentando idades máxima e mínima de 1819 e 1794 Ma, respectivamente. Essa sucessão metassedimentar, predominantemente de alto grau, hospeda não apenas as rochas geradas pelo plutonismo cordilheirano (Complexo Cauaburi) como granitos crustais cronocorrelatos (Granito Igarapé Tocandira).

3. Os dados geocronológicos dos metagranitoides do Complexo Cauaburi revelam uma dispersão de idades, com populações de grãos de zircão por volta de 1759, 1776, 1783 e 1802 Ma. Interpreta-se que a idade mais jovem tenha sido obtida em autocristais, sendo a idade mais apropriada para a cristalização dessas rochas. As populações mais antigas seriam de antecristais, ou seja, grãos de zircão gerados em pulsos pretéritos e que foram misturados e preservados na câmara magmática.

4. Considerando que havia apenas referências a granitos crustais de idade calimiana na Província Rio Negro, a descoberta de metasienogranitos peraluminosos crustais com idade de cristalização de 1791 Ma e metamorfismo em 1771 Ma (Granito Igarapé Tocandira) é um registro inédito e uma importante peça no “quebra-cabeça” geotectônico.

5. O magmatismo do Orógeno Cauaburi é episódico, variado em termos espaciais e se deu em um período mais longo do tempo geológico que anteriormente previsto. Resumidamente, em ca. 1805 Ma (antecristais de zircão) começou o magmatismo cordilheirano; por volta de 1794 Ma, uma calmaria magmática é registrada pelo intenso metamorfismo da sucessão metassedimentar e alternância para baixo volume de magmatismo

peraluminoso crustal (1791 Ma); essa fase pode ter durado até cerca de 1783 Ma (antecristais de zircões), quando ocorreu outro episódio de intenso magmatismo cordilheirano; o segundo pico metamórfico em ca. 1782 Ma evidencia o retorno de um período de calmaria magmática; em 1776 Ma (antecristais de zircões) se retoma outro episódio de magmatismo cordilheirano; a idade de metamorfismo de 1771 Ma pontua outra calmaria magmática; finalmente, a cristalização dos batólitos (ca. 1759 Ma; autocrístais de zircão) encerra a Orogenia Cauaburi. Ressalta-se o diacronismo ao longo desse cinturão, que tem idades mais jovens na porção ocidental (1805-1759 Ma) e mais antigas a leste da área de estudo (1810-1777 Ma).

6. O Orógeno Cauaburi se estende segundo uma direção aproximada ENE-WSW, incompatível com a concepção da Província Rio Negro-Juruena, que preconiza uma faixa de direção NW-SE ao longo da antiga margem orosiriana do Cráton Amazônico. Considerando que durante o período de atividade do Orógeno Cauaburi a Terra testemunhou o início da formação do Supercontinente Columbia, interpretamos que a formação desse arco continental contribuiu em termos de geração crustal e crescimento do supercontinente.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: Age Pb/Pb (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: *1º South American Symposium on Isotopic Geology*. Campos do Jordão, p. 31-33.

Almeida M.E., Luzardo, R., Fraga, L.M.B., Silva, M.A., Brito, M.F.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serra Imeri, Folhas NA.20-Y, SA.20-V-A e SA.20-V-B. Escala 1:500.000*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 93 p.

Almeida M.E., Pinheiro S.S., Luzardo R. 2002. *Relatório de viagem reconhecimento geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), NW do estado do Amazonas. Projeto GIS Brasil (Relatório de viagem)*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 16 p.

Almeida M.E. 2006. Província Rio Negro. In: Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.L., Ferreira A.L. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, p. 48-66.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquette J.L. 2013. Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos. In: *13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201-204.

Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Habilitation thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.

Armstrong-Altrin J.S., Nagarajan R., Madhavaraju J., Rosalez-Hoz L., Lee Y.I., Balam V., Cruz-Martinez A., Avila-Ramirez G. 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comptes Rendus Geosci.*, **345**:185-202.

Barnes C.G., Prestvik T., Barnes M.A.W., Anthony E., Allen C.M. 2003. Geology of a magma transfer zone: the Hortavaer Igneous Complex, north-central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, n. 3, **83**:187-208.

Betts P.G., Giles D., Foden J., Schaefer B.F., Mark G., Pankhurst M.J., Forbes C.J., Williams H.A., Chalmers N.C., Hills Q. 2009. Mesoproterozoic plume-modified orogenesis in eastern Precambrian Australia. *Tectonics*, **28**:1-28.

Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.I.G., Janikian L., Trindade R.I.F., Elming S.Á., Silva J.A., Barros M.A.S., Pinho F.E.C. 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colíder volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). *Precambrian Research*, **164**:40-49.

Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Janikian L., Reis N.J. 2014. Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (Northern Amazonian craton). *Precambrian Research*, **244**:139-155.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**:115-140.

Bonilla A., Cramer T., Poujol M., Cano H., Franco J.A., Amaya Z. 2019. Petrografía, geoquímica y geocronología U/Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas a lo largo del Río Cuiarí en el sur del Departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de Geología*, **41**:55-84.

Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, **141**:413-426.

Bucher K. & Grapes R. (eds.). 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Springer, 428 p.

Carneiro M.C.R. 2016. *O Arco Magmático Cauaburi: uma revisão litoestratigráfica e sua contribuição na evolução do Domínio Imeri, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Ms Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 72 p.

Carneiro M.C.R., Nascimento R.S.C., Almeida M.E., Salazar C.A., Trindade I.R., Rodrigues V.D.O., Passos M.S. 2017. The Cauaburi magmatic arc: Lithostratigraphic review and evolution of the Imeri Domain, Rio Negro Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **77**:310-326.

Castro A. 2013. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, n. 1, **5**:1-13.

Castro A., Vogt K., Gerya T. 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, **23**:1554-1566.

Cesare B., Gómez-Pugnaire M.T., Rubatto D. 2003. Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**:28-43.

Clar E. 1954. *A dual-circle geologist's and miner's compass for the measurement of areal and linear geological elements*: Separate print from the negotiations of the Federal Institute of Geology Vienna (v. 4).

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução Tectónica de Amazonia com base nos dados geocronológicos. In: *2º Congr. Geol. Chileno*. Arica, v. 4, p. 137-148.

Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martinez-Catalan J.R. *4-D Framework of Continental Crust*. Boulder, Geological Society of America, p. 297-320.

Cordani U.G., Ramos V.A., Fraga L.M., Cegarra M., Delgado I., de Souza K.G., Gomes F.E.M., Schobbenhaus C. (eds.). 2016a. *Tectonic map of South America*. Commission for the geological map of the world, scale 1:5.000.000, 1 sheet.

Cordani U.G., Sato K., Sproessner W., Fernandes F.S. 2016b. U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **46**:5-35.

Corfu F. 2013. A century of U-Pb geochronology: The long quest towards concordance. *Geological Society of America Bulletin*, **125**:33-47.

D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Elming S-Å., Teixeira W., Yokoyama E., Tohver E., Geraldes M.C., Pacca I.I.G., Barros M.A.S., Ruiz A.S. 2012. The 1420 Ma Indivaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, **22**:956-973.

D'Agrella-Filho M.S., Bispo-Santos F., Trindade R.I.F., Antonio P.Y.J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*, **46**:275-299.

Dall'Agnol R. & Abreu A.S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19-Pico da Neblina. In: *29º Congresso Brasileiro de Geologia*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 321-350.

Dall'Agnol R. & Macambira M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:3-14.

DeCelles P.G., Ducea M.N., Kapp P., Zandt G. 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, **2**:251-257.

- Ducea M.N., Paterson S.R., DeCelles P.G. 2015. High-volume magmatic events in subduction systems. *Elements*, **11**:99-104.
- Fernandes P.E.C.A., Pinheiro S.S., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Abreu A.S., Tassinari C.C.G. 1977. *Geologia da Folha SA.19-Içá*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 446 p.
- Franzinelli E.M. & Potter P. 1983. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system. *Journal of Geology*, **91**:23-39.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Fu Y., Dobeneck T., Franke D., Kasten S. 2008. Rock magnetic identification and geochemical process models of greigite formation in Quaternary marine sediments from the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, **275**:233-245.
- Gaudette H.E. & Olzewsky W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, **64**:131-144.
- Giovannini C.A. & Larizzatti J.H. 1994. Sistemas deposicionais na Serra Acará, Amazonas. In: *38º Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 319-321.
- Gomes P.J.B. 2018. *Geologia do embasamento do Domínio Uaupés, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Ms Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 44 p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barbosa R.C.O., Matsuda N.S. 2005. Caracterização do embasamento da Bacia do Solimões com base em dados petrográficos e geocronológicos em testemunhos de sondagem. In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 7-15.
- Hasui Y., Haralyi N.L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Simposium Amazônico*. Manaus, p. 129-147.
- Hoskin P.W. & Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, **53**:27-62.
- Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J. 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Research*, **14**:395-409.
- Hilderbrand J.D., Pieren R.W., Lourenço, J. 1988. *Projeto Extremo Noroeste do Brasil: levantamento aeromagnéticos e aerogamaespectrométrico*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 55 p.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA 2019. Amazônia Legal. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/mapas-regionais/15819-amazonia-legal.html?=&t=o-que-e>. Acessado em 06 nov 2020.

Ibañez-Mejia M., Ruiz J., Valencia V.A., Cardona A., Gehrels G.E., Mora A.R. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, **191**:58-77.

Issler R.S. & Silva G.G. 1980. The Seis Lagos carbonatite complex. In: *31º Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, v. 3, p. 1564-1572.

Justo L.J.E.C. & Souza M.M. 1986. Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, p. 463-468.

Kirsch M., Paterson S.R., Wobbe F., Ardila A.M.M., Clausen B.L., Alasino P.H. 2016. Temporal histories of Cordilleran continental arcs: Testing models for magmatic episodicity. *American Mineralogist*, **101**:2133-2154.

Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 1998. Late quaternary aluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: Palaeohydrological Implications. In: Benito G., Baker V.R., Gregory K.J. *Paleohydrology and Environmental Change*. Nova Jersey: John Wiley & Sons Ltd.

Le Maitre R.W. 2002. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms In: *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, 236 p.

Lima M.I.C. & Pires J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. In: *2º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 140-154.

Lourenço R.S., Montalvão R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W. 1978. *Geologia da Folha SA.20-Manaus*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 17-164.

Ludwig K. (eds.). 2002. *Isoplot/Ex version 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkley, Berkley Geochronology Center Special Publication, 46 p.

Ludwig K. (eds.). 2012. *User's manual for Isoplot version 3.75-4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkley Geochronological Center Special Publication.

Luzardo, R. 2000. Formação Daraá. In: Almeida M.E., Luzardo, R., Fraga, L.M.B., Silva, M.A., Brito, M.F.L. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serra Imeri, Folhas NA.20-Y, SA.20-V-A e SA.20-V-B. Escala 1:500.000*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 93 p.

Madhavaraju J., Gonzalez-Leon C.M., Lee Y.I., Armstrong-Altrin J.S., Reyes-Campero L.M. 2010. Geochemistry of the Mural formation (Aptian-Albian) of the Bisbee group, Northern Sonora, Mexico. *Cretaceous Research*, **31**:400-414.

Madhavaraju J. & Lee Y.I. 2010. Influence of Deccan volcanism in the sedimentary rocks of Late Maastrichtian – Danian age of Cauvery basin Southeastern India: constraints from geochemistry. *Current Science*, **98**:528-537.

- Marschall H.R. & Schumacher J.C. 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones. *Nature Geoscience*, **5**:862-867.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**:2015-2050.
- Melo A.F.F., Santos C.A., Vilas Boas P.F. 1993. *Geologia da região das Serras Aracá e Daraá, nordeste do Estado do Amazonas (Relatório preliminar)*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil.
- Melo A.F.F. & Vilas Boas P.F. 1993. *Projeto Alto Rio Negro (Relatório preliminar)*. Manaus: Serviço Geológico do Brasil.
- Melo A.F.F. & Vilas Boas P.F. 1994. Geologia da região do Alto Rio Negro - setor noroeste do estado do Amazonas. In: *4º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 22-25.
- Melo A.F.F., Santos C.A., Vilas Boas P.F., João X.S.J. 1996. O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central na região noroeste do estado do Amazonas - Projeto Alto Rio Negro. In: *5º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 301-303.
- Mendes T.A.A., Mesquita R.B., Almeida M.E. 2020. *Mapa geológico da área Tunuí-Caparro: Projeto Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, escala 1:250.000.
- Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B. 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**:282-299.
- Montalvão R.G.M., Muniz C.M., Issler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**:757-775.
- Nielsen S.G. & Marschall H.R. 2017. Geochemical evidence for mélange melting in global arcs. *Science Advances*. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602402>.
- Paiva G. 1929. *Reconhecimentos geológicos nas fronteiras do Brasil com a Venezuela e Colômbia*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, p. 15-21.
- Pandey S. & Parcha S.K. 2017. Provenance, tectonic setting and source-area weathering of the lower Cambrian sediments of the Parahio valley in the Spiti basin, India. *Journal of Earth System Science*, **126**:1-16.
- Parolari M., Gómez-Tuena A., Cavazos-Tovar J.G., Hernández-Quevedo G. 2018. A balancing act of crust creation and destruction along the western Mexican convergent margin. *Geology*, **46**:455-458.
- Passchier C.W. & Trouw R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 366 p.

- Paterson S.R. & Ducea M.N. 2015. Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence. *Elements*, **11**:91-98.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1972. *Sand and sandstone*. Berlin, Springer-Verlag, 618 p.
- Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.C.; Montalvão R.M.G., Issler R.S., Dall'Agnol R., Teixeira W., Fernandes C.A.C. 1976. *Folha NA.19 Pico da Neblina: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, 380 p.
- Prame W.K.B.N. & Pohl J. 1994. Geochemistry of pelitic and psammopelitic Precambrian metasediments from southwestern Sri Lanka: implications for two contrasting source-terrains and tectonic settings. *Precambrian Research*, **66**:223-244.
- Reddy S.M. & Evans D.A.D. 2009. Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. *Geological Society, Special Publications*, **323**:1-26.
- Reid A.J., Pawley M.J., Wade C., Jagodzinski E.A., Dutch R. A., Armstrong R. 2019. Resolving tectonic settings of ancient magmatic suites using structural, geochemical and isotopic constraints: the example of the St Peter Suite, southern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **67**:31-58.
- Rodrigues V.O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí - Amazonas*. Ms Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 65 p.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **15**:373-380.
- Roser B.P. & Korsch R.J. 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *Journal of Geology*, **94**:635-650.
- Roser B.P. & Korsch R.J. 1988. Provenance signature of sandstone-mudstone suit determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, **67**:119-139.
- Rossoni M.R., Bastos Neto A.C., Saldanha D.L., Souza V.S., Giovannini A.L., Porto C.G. 2016. Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na investigação do controle do posicionamento do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e no estudo do depósito (Nb) laterítico associado (Amazonas, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **43**:111-125.
- Rossoni M.R., Bastos Neto A.C., Souza V.S., Marques J.C., Dantas E., Botelho N.F., Giovannini A.L., Pereira V.P. 2017. U-Pb zircon geochronological investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:1-17.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**:123-138.
- Rubatto D. 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **83**:261-295.

Santos J.O.S. & Nelson B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: *9º Congresso Latino-americano de Geologia*. Caracas: Ministerio de Energía y Minas.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., 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. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 226 p.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M., Almeida M.E. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: avanços ocorridos no período 2002-2006. In: *9º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 156-159.

Santos J.O.S., Rizzotto 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.

Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Junior O., Onoe A.T., Souza M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Série Científica*, **14**:3-18.

Schwartz J.J., Johnson K., Mueller P., Valley J., Strickland A., Wooden J.L. 2014. Time scales and processes of Cordilleran batholith construction and high-Sr/Y magmatic pulses: Evidence from the Bald Mountain batholith, northeastern Oregon. *Geosphere*, **10**:1456-1481.

Shand S.J. (eds.). 1927. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition Classification and Their Reaction to Ore-Deposits, with a Chapter on Meteorites*. London, Thomas Murby and Company, 350 p.

Silva S.L., Riggs N.R., Barth A.P. 2016. Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism. *Elements*, **11**:113-118.

Souza A.G.H. 2009. Petrografia e geoquímica do Batólito Granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Ms Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 89 p.

Straub S.M. & Zellmer G.F. 2012. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research*, **21**:495-516.

Straub S.M., Gómez-Tuena A., Bindeman I.N., Bolge L.L., Brandl P.A., Espinasa-Perena R., Solari L., Stuart L.F., Vannucchi P., Zellmer G.F. 2015. Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **166**:29-52.

Streckeisen A.L. 1976. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, **107**:144-240.

Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.

Magmatism in Ocean Basins. *Geological Society of London, Special Publications*, **42**:313-345.

Takatsuka K., Kawakami T., Skrzypek E., Sakata S., Obayashi H., Hirata T. 2018. Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, **308-309**:428-445.

Tassinari C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade de São Paulo, 99 p.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 129 p.

Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *International Geology Review*, **38**:161-175.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 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., Neves, B.B.B. *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 471-486.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1981. The Composition and Evolution of the Continental-Crust - Rare-Earth Element Evidence from Sedimentary-Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **301**:381-399.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell Scientific, 312 p.

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.

Veras R.S. 2012. *Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico*. Ms Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 110 p.

Veras R.S., Nascimento R.S.C., Almeida M.E. 2015. Litofácies Santa Izabel, embasamento do Domínio Içana, Província Rio Negro, cráton Amazônico. In: *15º Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Brasília, Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 677-680.

Veras R.S., Nascimento R.S.C., Almeida M.E., Paquette J.L., Carneiro M.C.R. 2018. Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd). *Journal of South American Earth Sciences*, **86**:384-409.

Veras R.S., Macambira M.J.B., Nascimento R.S.C., Almeida M.E. 2019. Registro geocronológico da Orogenia Içana em rochas do Complexo Cauaburi – Fácies Tarsira, noroeste do Amazonas. In: *16º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia.

Verma P.S., Torres-Alvarado I.S., Sotelo-Rodríguez Z.T. 2002. SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences*, **28**:711-715.

Verma S.P. & Armstrong-Altrin J.S. 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, **355**:117-133.

Verma S.P. & Verma S.K. 2013. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **22**:931-995.

Verma S.P., Pandarinath K., Verma S.K., Agrawal S. 2013. Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos*, **168-169**:113-123.

Verma S.P., Cruz-Huicochea R., Díaz-González L., Verma S.K. 2015. A new computer program TecDIA for multidimensional tectonic discrimination of intermediate and acid magmas and its application to the Bohemian Massif, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, **60**:203-218.

Verma S.P., Díaz-González L., Armstrong-Altrin J.S. 2016. Application of a new computer program for tectonic discrimination of Cambrian to Holocene clastic sediments. *Earth Science Informatics*, **9**:1-15.

Viegas Filho J.R. & Bonow C.W. 1976. Projeto Seis Lagos. Manaus, Serviço Geológico do Brasil.

Vogt K., Gerya T.V., Castro A. 2012. Crustal growth at active continental margins: Numerical modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **192-193**:1-20.

Wallace A.R. 1853. *A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro, with an account of the native tribes, and observations on the climate, geology, and natural history of the Amazon Valley*. Londres, Reeve & Co, 541 p.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.

Yakymchuk C., Kirkland C.L., Clark C. 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **36**:715-737.

Zhang X., Chung S., Lai Y., Ghani A.A., Murtadha S., Lee H.; Hsu C. 2019. A 6000-km-long Neo-Tethyan arc system with coherent magmatic flare-ups and lulls in South Asia. *Geology*, **47**:573-574.

6. ARQUIVOS SUPLEMENTARES

Supp. Table 6.1. Location of the analyzed samples.

Sample number	Location		Geochemistry	Geochronology
	Lat (°N)	Log (°W)		
TM-11	1.3708°	-67.9669°	*	
TM-13	1.4167°	-68.0136°	*	
TM-19	1.3616°	-68.1068°	*	
TM-26	1.4941°	-68.1854°	*	*
TM-30	1.4992°	-68.1836°	*	
TM-33	1.4903°	-68.3516°	*	
TM-40	1.5281°	-68.1797°	*	
TM-55	1.2672°	-67.7159°	*	
TM-79-B	1.7216°	-68.3601°	*	*
TM-81	1.7263°	-68.3727°	*	
TM-82	1.7265°	-68.3806°	*	*
GH-01-A	1.7520°	-68.1617°	*	
GH-01-H	1.7498°	-68.1631°	*	
GH-01-I	1.7493°	-68.1632°	*	
GH-02-A	1.7475°	-68.1663°	*	
GH-02-B	1.7475°	-68.1663°	*	
GH-02-C	1.7475°	-68.1663°	*	
GH-02-D	1.7475°	-68.1663°	*	
GH-02-E	1.7475°	-68.1663°	*	
GH-03	1.7432°	-68.1676°	*	
GH-04	1.6939°	-68.1401°	*	
GH-06	1.7307°	-68.1422°	*	*
GH-11	1.7720°	-68.2222°	*	
GH-16	1.8340°	-68.2791°		*
GH-23	1.3773°	-68.1934°	*	

Notes: Samples are stored in the collections of the Geological Survey of Brazil, CPRM-SUREG-MA, Manaus 69067-375, Brazil. GPS Garmin 78s was the locating device used. The projection uses the WGS84 coordinate system.

*Analyzed samples by the respective methods.

Supp. Table 6.2: Bulk rock geochemistry of geologic units from study area (part 1).

Geologic units	Taiuaçu-Cauera Complex					Igarapé Tucandira granite		Detection limits
Sample	TM-R-011	TM-R-013	TM-R-033	TM-R-040	TM-R-082	TM-R-079-B	TM-R-081	
Name	Ms-Afs-Sil-Bt paragneiss	Bt-Pl-Afs paragneiss ±Ms	Bt-Ms-Afs paragneiss	Pl-Bt-Afs paragneiss ±Ms	Ms-Bt-Fsp paragneiss	Ms-Bt metasyenogranite	Ms-Bt metasyenogranite	
<u>Major elements (wt%)</u>								
SiO ₂	64,5	70,4	72,6	66,9	70,3	71,8	69,1	0,1
TiO ₂	0,65	0,37	0,15	0,54	0,56	0,2	0,42	0,01
Al ₂ O ₃	18,5	14,6	14,8	15,1	13,9	14,1	14,8	0,1
**Fe ₂ O _{3tot}	6,53	3,45	2,07	5,35	5,56	2,93	3,98	0,01
MnO	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07	0,04	0,07	0,01
MgO	1,95	0,73	0,24	1,82	1,69	0,7	1,21	0,1
CaO	0,41	2,2	0,55	2,39	1,78	1,39	2,16	0,01
Na ₂ O	1,32	2,66	3,09	3,09	1,94	2,42	2,97	0,1
K ₂ O	4,72	5,17	4,77	3,8	3,19	5,63	4,73	0,01
P ₂ O ₅	0,1	0,11	0,11	0,06	0,06	0,14	0,15	0,01
LOI	1,2	0,74	1,09	0,58	0,82	0,59	0,98	N.A. #
Total	99,96	100,49	99,54	99,71	99,87	99,94	100,57	N.A. #
ASI [†]	N.A. #	N.A. #	N.A. #	N.A. #	N.A. #	1,12	1,06	N.A. #
<u>Trace elements (ppm)</u>								
Cs	20,22	5,77	20,01	17,87	3,9	6,24	3,96	0,05
Ba	493	834	93	358	554	667	560	5
Nb	19,41	10,17	39,35	21,95	10,53	6,99	13,01	0,05
Pb	15	23,1	17,4	18,5	14	27,2	23,2	0,5
Rb	270,9	182,7	355,9	222,4	128,9	192,4	168,7	0,2
Sc	10,2	5,4	2,8	12,5	10	2,6	6,8	0,5

Sr	71,1	189,3	38,5	168,6	175,5	177,9	219,5	0,5
Th	9,1	4,6	10,3	8,6	9,2	4,2	10,9	0,2
U	4,6	7,7	2,9	1,8	1,8	3,4	4,4	0,05
Y	22,96	22,1	17,58	15,71	28,41	13,7	26,89	0,1
Zr	202,2	118,8	72,8	160,2	232,7	132,8	134,8	0,5
Th/Sc	0,07	0,19	0,24	0,12	0,06	N.A. [#]	N.A. [#]	N.A. [#]
<u>Rare earth elements (ppm)</u>								
Ce	86,05	48,53	59,69	58,56	98,44	43,84	93,69	0,1
Dy	4,35	4,39	3,54	2,93	5,19	3,05	5,03	0,05
Er	2,28	2,46	1,66	1,67	2,92			0,05
Eu	1,08	1,37	0,36	0,64	1,34	1,4	1,06	0,05
Gd	5,43	5,11	4,13	3,59	6,08	3,45	6,1	0,05
Ho	0,82	0,83	0,63	0,63	1,04			0,05
La	38,1	19,8	24,8	22,8	44,6	35,2	37,8	0,1
Lu	0,1	0,22	0,13	0,14	0,18	0,12	0,26	0,05
Nd	39,6	28,2	28,6	25,5	39,3	25,4	40,1	0,1
Pr	11,1	7,36	7,93	6,85	10,61	7,85	10,77	0,05
Sm	6,2	5,6	5,5	4,5	7,3	4,5	7,4	0,1
Tb	0,55	0,61	0,44	0,42	0,72	0,41	0,73	0,05
Tm	0,37	0,33	0,25	0,24	0,38	0,21	0,43	0,05
Yb	0,7	1,6	0,9	0,9	1,2	0,8	1,8	0,05
ΣREE	196,73	126,41	138,56	129,37	219,3			N.A. [#]
La _N /Yb _N	36,29	8,25	18,37	16,89	24,78			N.A. [#]
Eu/Eu [*]	0,57	0,79	0,23	0,49	0,62			N.A. [#]

Note: Major elements from XRF analysis; trace elements from ICP-MS analysis. LOI = Loss of ignition. **Total iron as Fe₂O₃

[†]ASI = Alumina saturation index with molar proportions of Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) after Shand (1927). #N.A. = not applicable.

Mineral abbreviations: alkali feldspar (Afs); biotite (Bt); feldspar (Fsp); muscovite (Ms); plagioclase (Pl); sillimanite (Sil).

Supp. Table 6.2: Bulk rock geochemistry of geologic units from study area (part 2).

Geologic unit		Cauaburi Complex										Detection limits
Sample	GH-R-004	GH-R-003	GH-R-006	GH-R-011	GH-R-023	TM-R-019	TM-R-026	TM-R-030	TM-R-055	GH-R-002-A	GH-R-002-E	
Name	Biotite metatonalite	Ep-Hbl-Bt metagran o-diorite	Biotite metagran o-diorite	Biotite metagran o-diorite	Biotite metasyen o-granite	Biotite metatonalite	Hbl-Bt metamonz o-granite ±Ep	Hbl-Bt metamonz o-granite	Biotite metatonalite	Hbl-Ep-Chl metagran o-diorite	Hbl-Ep-Chl metagran o-diorite	
<u>Major elements (wt%)</u>												
SiO ₂	65,8	61,8	65,7	65,4	68	63,9	64,6	66,1	61,8	64,3	63,3	0,1
TiO ₂	0,55	0,58	0,6	0,64	0,44	0,55	0,72	0,66	0,9	0,49	0,47	0,01
Al ₂ O ₃	16,1	15,9	15,3	15,1	14,7	15,9	14,8	14,6	15,7	15,3	14,8	0,1
**Fe ₂ O _{3t} ot	5,13	6,1	5,53	5,83	3,69	6,3	5,31	4,8	7,54	5,23	5,23	0,01
MnO	0,09	0,1	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,1	0,09	0,09	0,01
MgO	1,62	3,16	1,85	1,78	1,07	2,26	1,79	1,46	2,26	2,54	2,36	0,1
CaO	3,84	4,93	3,47	3,05	2,6	3,98	3,52	3,31	3,62	4,08	3,83	0,01
Na ₂ O	3,57	3,09	3,01	2,62	3,23	2,67	3,06	2,87	2,32	2,87	2,64	0,1
K ₂ O	2,13	3,21	3,16	3,45	4,8	2,48	4,44	4,49	3,21	3,76	4,19	0,01
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,17	0,04	0,15	0,07	0,2	0,17	0,18	0,14	0,14	0,01
LOI	0,74	0,8	0,7	1,52	0,68	1,18	0,37	0,69	0,68	1,37	1,49	N.A. #
Total	99,73	99,84	99,57	99,52	99,43	99,38	98,9	99,23	98,31	100,17	98,54	N.A. #
ASI [†]	1,06	0,91	1,04	1,11	0,96	1,11	0,91	0,94	1,13	0,94	0,93	N.A. #
<u>Trace elements (ppm)</u>												
Cs	16,73	4,3	13,53	4,12	11,74	10,69	9,37	5,95	8,4	0,81	0,69	0,05
Ba	163	633	554	452	706	328	757	689	844	721	742	5
Nb	14,49	9,05	13,03	12,56	14,34	11,74	16,73	14,98	12,89	7,93	8,86	0,05

Pb	12,1	11,6	15,9	30,6	14,8	11,2	15,4	16,2	16,8	15,3	14,3	0,5
Rb	156,6	120,2	167,9	153,6	143	140,3	171,8	161,6	146,2	102,1	134,3	0,2
Sr	311	456,4	283,2	247,2	359,7	399,2	311,6	294,9	203	370,1	377,6	0,5
Th	4	5	5,1	7,2	7,3	12,9	9,1	7,3	10,8	3,7	4,1	0,2
U	2,7	1,5	1,0	2,1	3,9	2,3	2,6	3,1	1,5	1,4	2,2	0,05
Y	31,73	24,69	28,7	50,36	41,36	61,16	32,18	35,26	24,25	24,67	30,15	0,1
Zr	232,5	136,1	170,8	164,7	134,9	260	205,1	194,1	268,9	133,8	130	0,5
<u>Rare earth elements (ppm)</u>												
Ce	95,68	113,44	57,05	92,75	79,63	130,49	115,82	96,77	148,48	68,71	184,35	0,05
Dy	7,37	4,76	5,6	6,9	6,46	14,44	6,07	6,71	5,05	4,02	6,13	0,05
Eu	2,34	1,91	1,35	1,78	1,47	2,7	1,59	1,32	1,5	1,23	2,17	0,05
La	41,7	48,4	21,00	36,1	31,6	79,8	46,2	37,6	49,8	29,6	61,4	0,1
Lu	0,25	0,28	0,24	0,35	0,6	0,31	0,4	0,44	0,27	0,33	0,4	0,05
Nd	86,5	56,9	39,6	63,9	48,4	65,7	48,5	45,7	45,5	34,9	75,9	0,1
Pr	23,21	15,09	10,52	16,69	12,91	17,61	13,31	11,51	12,37	8,51	20,97	0,05
Sm	14,9	9,6	7,2	12,4	8,8	13,8	8,5	9,2	7,7	6,9	12	0,1
Tb	0,83	0,76	0,61	0,9	0,93	2,65	0,95	1,12	0,84	0,74	0,84	0,05
Tm	0,41	0,34	0,38	0,68	0,64	0,51	0,44	0,49	0,39	0,32	0,55	0,05
Yb	1,8	2	1,7	2,5	3,9	2,2	2,8	3,3	2	2,3	2,8	0,1

Note: Major elements from XRF analysis; trace elements from ICP-MS analysis. LOI = Loss of ignition. **Total iron as Fe₂O₃

†ASI = Alumina saturation index with molar proportions of Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) after Shand (1927). #N.A. = not applicable.

Mineral abbreviations: biotite (Bt); chlorite (Chl); epidote (Ep); hornblende (Hbl).

Supp. Table 6.2: Bulk rock geochemistry of geologic units from study area (part 3).

Geologic unit	Serra do Diabo granofels						Detection limits
Sample	GH-R-001-A	GH-R-001-H	GH-R-001-I	GH-R-002-B	GH-R-002-C	GH-R-002-D	
Name	Pl-Afs-Ep-Qz-Amp granofels	Pl-Amp granofels ±Ep	Qz-Pl-Amp granofels ±Ep	Afs-Pl-Amp granofels ±Ep	Qz-Amp-Pl granofels ±Ep	Amp-Ep-Pl granofels	
<u>Major elements (wt%)</u>							
SiO ₂	53,1	53	52,6	53,2	50,9	48	0,1
TiO ₂	0,6	0,6	0,63	0,7	0,9	0,75	0,01
Al ₂ O ₃	10,1	10,7	12,1	11,8	14,7	18,3	0,1
**Fe ₂ O _{3tot}	8,57	8,59	8,89	9,37	10,6	9,39	0,01
MnO	0,16	0,16	0,18	0,19	0,19	0,17	0,01
MgO	10,4	10,1	8,94	9,62	7,44	4,99	0,1
CaO	12,2	11,8	10,3	10,8	10,9	13,3	0,01
Na ₂ O	1,32	1,86	2,11	2,33	2,3	3,1	0,1
K ₂ O	1,47	1,42	1,28	1,29	0,92	0,2	0,01
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,13	0,13	0,18	0,22	0,01
LOI	1,39	1,28	1,2	1,28	1,17	1,41	N.A. #
Total	99,4	99,63	98,36	100,71	100,2	99,83	N.A. #
ASI [†]	0,39	0,41	0,51	0,47	0,6	0,62	N.A. #
<u>Trace elements (ppm)</u>							
Cs	0,8	0,51	1,15	0,64	0,71	0,13	0,05
Ba	187	160	177	271	134	48	5
Nb	3,63	3,93	4,32	4,66	7,83	14,54	0,05
Pb	6,9	7,3	5,6	6,6	4,6	20	0,5
Rb	41	38	39,2	32,1	22,8	4,3	0,2
Sr	181,9	185,1	178,1	192,00	306,4	2839,6	0,5
Th	2,8	2,7	3,2	2,4	2,5	4,2	0,2

U	1,6	1,4	1,8	1,2	1	2,8	0,05
Y	14,56	14,08	16,22	14,71	20,51	37,35	0,1
Zr	42,8	53,9	61,3	65,2	56,2	179,3	0,5
<u>Rare earth elements (ppm)</u>							
Ce	39,69	42,18	55,16	36,5	56,32	75,34	0,05
Dy	2,8	2,62	3,08	2,79	3,66	6,72	0,05
Eu	0,86	0,8	0,9	0,9	1,39	1,72	0,05
La	19,9	19,3	21,5	18,3	23,9	37,8	0,1
Lu	0,25	0,24	0,31	0,23	0,31	0,46	0,05
Nd	14,4	14,3	18,9	14,1	25,1	52,9	0,1
Pr	3,6	3,57	4,86	3,57	6,37	12,79	0,05
Sm	2,7	2,8	4	2,9	4,7	9,3	0,1
Tb	0,54	0,52	0,57	0,48	0,65	0,98	0,05
Tm	0,22	0,2	0,27	0,22	0,32	0,56	0,05
Yb	1,7	1,7	2,1	1,6	2,2	3,3	0,1

Note: Major elements from XRF analysis; trace elements from ICP-MS analysis. LOI = Loss of ignition. **Total iron as Fe₂O₃

†ASI = Alumina saturation index with molar proportions of Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) after Shand (1927). #N.A. = not applicable.

Mineral abbreviations: alkali feldspar (Afs); amphibole (Amp); epidote (Ep); quartz (Qz); plagioclase (Pl).

Supp. Table 6.3. Probability estimates for tectonic environment discrimination diagrams.

Sample	Tectonic settings probability								
<u>Taiuaçu-Cauera Complex*</u>									
	Arc	Rift	Collision						
TM-11	37,2%	23,1%	39,7%						
TM-13	2,8%	96,7%	0,5%						
TM-33	2,9%	97,1%	0,0%						
TM-40	62,9%	26,6%	10,5%						
TM-82	47,4%	33,1%	19,5%						
<u>Cauaburi Complex*</u>									
	Island and continental arc	Continental rift and ocean island	Collisional	Island Arc	Continental Arc	Collisional	Continental Arc	Continental rift and ocean island	Collisional
GH-04	28,0%	21,9%	50,0%	4,7%	55,7%	39,6%	34,3%	22,0%	43,7%
GH-06	43,1%	14,8%	42,1%	4,7%	72,9%	22,4%	53,0%	12,6%	34,3%
GH-11	66,9%	31,1%	2,1%	13,5%	70,1%	16,4%	79,3%	18,4%	2,3%
GH-23	30,5%	15,6%	54,0%	7,5%	54,7%	37,9%	41,0%	13,9%	45,1%
TM-19	54,3%	34,4%	11,3%	26,5%	45,2%	28,4%	55,0%	32,9%	12,1%
TM-26	40,7%	17,5%	41,8%	3,5%	71,9%	24,7%	52,3%	14,1%	33,5%
TM-30	46,1%	19,2%	34,6%	5,7%	68,8%	25,6%	57,2%	15,2%	27,6%
TM-55	60,9%	18,4%	20,7%	3,9%	81,9%	14,2%	69,1%	14,3%	16,6%
GH-02-A	55,0%	8,8%	36,2%	10,0%	76,2%	13,8%	60,6%	8,6%	30,8%
GH-02-E	51,6%	9,0%	39,4%	11,7%	72,1%	16,2%	57,8%	8,7%	33,5%
<u>Igarapé Tocandira Granite*</u>									
	Continental Arc	Continental rift and ocean island	Collisional	Island and continental arc	Continental rift and ocean island	Collisional			
TM-79-B	5,9%	9,7%	84,4%	4,2%	5,5%	90,3%			

TM-81	33,3%	13,8%	52,9%	24,1%	14,4%	61,6%			
<u>Serra do Diabo Granofels*</u>									
	Island and continental arc	Continental rift and ocean island	Collisional	Island Arc	Continental Arc	Continental rift and ocean island	Island Arc	Continental Arc	Collisional
GH-01-A	97,5%	0,4%	2,1%	43,7%	56,2%	0,1%	37,0%	62,3%	0,7%
GH-01-H	95,5%	0,1%	4,4%	30,9%	69,1%	0,0%	27,8%	71,0%	1,3%
GH-01-I	94,0%	0,2%	5,8%	35,9%	64,0%	0,1%	32,0%	66,1%	1,9%
GH-02-B	92,8%	0,3%	6,9%	32,3%	67,5%	0,2%	28,9%	68,9%	2,2%
*Geologic units									

Supp. Table 6.4. SHRIMP U-Pb analytical results (part 1).

Spot	RATIO									
	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	\pm (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	\pm (%)	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	\pm (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	\pm (%)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	\pm %
<u>Sample TM-R-082: muscovite-biotite-feldspar-quartz gneiss (Taiuaçu-Cauera Complex)</u>										
1.1	3,3E-5	28	0,1094	0,31	0,402	0,39	0,800	0,8	1,45	0,40
2.1	4,2E-5	33	0,1104	0,42	0,164	0,81	0,728	0,7	0,61	0,38
3.1	4,5E-5	28	0,1130	0,36	0,183	2,40	0,663	2,7	0,70	1,81
4.1	5,5E-5	28	0,1120	0,40	0,057	1,28	0,751	2,7	0,19	0,67
4.2	8,5E-6	100	0,1134	0,57	0,227	0,93	0,728	1,7	0,81	0,28
5.1	7,7E-5	18	0,1090	0,31	0,083	2,76	0,614	0,7	0,42	1,82
6.1	5,0E-5	27	0,1118	0,37	0,186	0,66	0,748	1,1	0,64	0,21
7.1	1,8E-4	17	0,1135	0,35	0,145	0,71	0,658	1,8	0,45	0,51
8.1	3,3E-4	13	0,1137	0,39	0,411	0,49	0,699	1,1	1,34	0,17
9.1	9,3E-6	71	0,1112	0,42	0,184	0,76	0,801	1,0	0,65	0,23
10.1	-9,2E-6	71	0,1098	0,42	0,212	0,71	0,724	1,7	0,75	0,22
11.1	4,6E-5	41	0,1102	0,54	0,175	1,00	0,715	2,3	0,61	0,29
13.1	2,8E-5	41	0,1110	0,42	0,199	1,44	0,732	2,9	0,73	1,13
14.1	1,3E-4	24	0,1115	0,52	0,157	1,01	0,780	2,3	0,56	1,04
15.1	2,3E-5	30	0,1304	0,27	0,086	0,75	0,829	2,7	0,31	0,36
16.1	6,8E-5	27	0,1122	0,43	0,197	1,39	0,752	2,6	0,66	0,24
17.1	2,8E-4	17	0,1095	0,50	0,095	3,57	0,466	3,9	0,38	5,03
<u>Sample TM-R-079B: muscovite-biotite metasyenogranite (Igarapé Tocandira Granite)</u>										
1.1	2,8E-4	9	0,1104	0,43	0,042	2,2	0,83	1,78	0,09	0,35
2.1	4,6E-4	6	0,1139	0,25	0,027	1,9	0,90	0,21	0,04	0,51
3.1	1,2E-4	19	0,1114	0,36	0,061	1,8	0,98	1,50	0,21	2,78
4.1	1,6E-4	16	0,1107	0,35	0,034	2,3	0,89	1,99	0,10	1,20
5.1	7,3E-4	26	0,1220	1,19	0,183	2,7	0,91	1,32	0,47	0,35
6.1	3,3E-4	11	0,1121	0,36	0,033	3,2	0,90	0,74	0,13	2,69
7.1	8,3E-5	23	0,1105	0,32	0,038	1,2	0,97	0,48	0,12	0,38

8.1	9,7E-4	7	0,1221	0,40	0,187	0,7	0,64	0,85	0,47	0,21
9.1	3,1E-4	9	0,1127	0,30	0,028	1,4	0,94	1,03	0,05	1,50
10.1	3,1E-4	9	0,1152	0,59	0,160	0,7	0,95	0,85	0,50	0,67
11.1	9,7E-5	18	0,1101	0,74	0,038	2,4	1,04	0,28	0,12	0,41
12.1	7,9E-4	11	0,1205	1,65	0,164	1,1	0,76	1,15	0,39	0,37
13.1	2,8E-4	13	0,1139	0,41	0,224	0,7	0,91	0,86	0,78	0,22
14.1	5,3E-5	20	0,1102	0,29	0,028	1,3	1,00	0,85	0,09	0,45

Sample TM-R-026: hornblende-biotite metamonzogranite ± epidote (Cauaburi Complex)

1.1	1,7E-04	14	0,1110	0,31	0,201	0,54	0,840	0,6	0,70	0,18
2.1	5,8E-05	21	0,1090	0,32	0,105	0,75	0,810	0,6	0,36	0,23
3.1	3,2E-05	41	0,1080	0,46	0,163	0,87	0,770	1,2	0,58	0,26
4.1	9,9E-05	32	0,1080	0,76	0,207	1,27			0,73	0,00
5.1	4,2E-05	31	0,1090	0,39	0,153	0,77	0,780	0,9	0,54	0,23
6.1	2,3E-05	45	0,1080	0,42	0,144	0,84	0,820	0,3	0,53	0,25
7.1	1,3E-04	18	0,1110	0,35	0,162	0,66	0,760	0,7	0,55	0,21
8.1	1,1E-04	18	0,1100	0,38	0,164	0,71	0,800	0,5	0,57	0,22
9.1	1,2E-04	23	0,1100	0,39	0,100	0,93	0,670	1,0	0,33	0,26
10.1	1,3E-04	22	0,1100	0,40	0,179	0,73	0,740	0,9	0,62	0,22
11.1	2,7E-05	41	0,1090	0,41	0,157	1,45	0,850	0,6	0,55	0,55
12.1	2,4E-05	38	0,1080	0,37	0,151	0,72	0,710	3,1	0,53	0,42
13.1	-4,2E-05	32	0,1080	0,41	0,133	0,87	0,730	0,5	0,45	0,26
14.1	----	---	0,1080	0,49	0,166	0,92	0,800	1,2	0,60	0,27
15.1	-2,1E-05	38	0,1080	0,34	0,164	0,65	0,810	1,4	0,60	0,20

Sample GH-R-006: biotite metasyenogranite (Cauaburi Complex)

1.1	-1,7E-05	58	0,1090	0,46	0,231	0,74	0,779	0,9	0,82	0,23
2.1	3,4E-05	29	0,1095	0,33	0,046	1,16	0,773	1,2	0,16	0,33
3.1	2,7E-04	11	0,1147	0,34	0,101	2,88	0,766	1,3	0,30	1,04
4.1	4,5E-05	35	0,1103	0,46	0,117	1,03	0,724	1,6	0,42	0,55
5.1	3,4E-05	33	0,1106	0,38	0,202	0,65	0,802	1,0	0,72	0,65
6.1	3,6E-05	32	0,1083	0,38	0,133	0,78	0,659	0,7	0,41	0,24
7.1	5,6E-05	27	0,1100	0,39	0,214	0,65	0,779	1,1	0,75	0,21
8.1	1,7E-04	21	0,1134	0,58	0,155	0,98	0,801	0,5	0,57	0,52

9,1	2,1E-04	12	0,1105	0,67	0,148	0,61	0,733	0,8	0,42	0,57
10.1	-1,5E-05	45	0,1091	0,59	0,057	1,08	0,711	1,5	0,21	0,85
10.2	-1,3E-05	45	0,1086	0,32	0,037	1,24	0,811	0,7	0,13	0,56
11,1	5,0E-05	38	0,1109	0,52	0,273	1,20	0,732	1,2	0,97	0,24
11.2	6,7E-06	58	0,1094	0,29	0,036	1,16	0,834	0,8	0,14	0,98
12,1	4,8E-04	8	0,1128	0,30	0,145	2,31	0,562	3,0	0,46	1,64
13.1	9,5E-05	22	0,1101	0,42	0,121	0,92	0,536	2,6	0,35	0,48

Sample GH-R-016: biotite metagranodiorite ± hornblende ± epidote (Cauaburi Complex)

1,1	2,7E-04	12	0,1116	0,34	0,243	0,54	0,719	0,3	0,83	0,17
2,1	1,1E-05	71	0,1084	0,73	0,203	0,81	0,821	0,8	0,74	0,25
3.1	4,3E-05	32	0,1093	0,41	0,201	0,70	0,779	1,6	0,70	0,46
4.1	4,3E-05	33	0,1094	0,43	0,171	0,79	0,750	0,3	0,64	0,23
5.1	6,3E-05	26	0,1110	0,40	0,258	0,62	0,705	1,0	0,88	0,20
6.1	6,8E-05	26	0,1094	0,42	0,263	0,63	0,710	1,7	0,94	0,36
7,1	3,5E-04	11	0,1139	1,09	0,278	0,55	0,735	1,1	0,94	0,18
8.1	8,7E-05	66	0,1114	0,40	0,193	0,70	0,713	1,7	0,65	0,22
9,1	1,2E-04	18	0,1104	0,39	0,215	0,65	0,663	1,9	0,75	0,47
10.1	8,7E-05	19	0,1085	0,30	0,121	0,64	0,772	1,7	0,44	0,53
11.1	5,7E-05	32	0,1093	0,47	0,191	0,82	0,746	1,1	0,68	0,25
12.1	4,1E-05	21	0,1089	0,27	0,140	0,87	0,676	0,5	0,47	0,28
13.1	-3,8E-05	50	0,1096	0,74	0,169	1,37	0,707	0,7	0,59	0,34

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Supp. Table 6.4. SHRIMP U-Pb analytical results (part 2).

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	(ppm)		AGE (Ma)			Discordant (%)	CORRECTED RATIO						error corrected	
		U	Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	± (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	± (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	± (%)		
<u>Sample TM-R-082: muscovite-biotite-feldspar-quartz gneiss (Taiuaçu-Cauera Complex)</u>															
1.1	0,05	351	494	1781	±13	1782	±6	+0	0,1090	0,33	4,7821	0,89	0,3183	0,83	0,93
2.1	0,07	196	116	1781	±14	1796	±8	+1	0,1098	0,46	4,8177	0,99	0,3183	0,87	0,88
3.1	0,07	300	202	1753	±15	1838	±7	+5	0,1124	0,39	4,8415	1,06	0,3125	0,98	0,93
4.1	0,09	220	41	1834	±14	1820	±8	-1	0,1113	0,45	5,0473	0,98	0,3290	0,87	0,89
4.2	0,01	117	91	1830	±15	1853	±10	+1	0,1133	0,58	5,1264	1,12	0,3282	0,96	0,86
5.1	0,12	498	201	1568	±11	1764	±7	+13	0,1079	0,36	4,0962	0,89	0,2753	0,81	0,91
6.1	0,08	258	160	1798	±13	1818	±7	+1	0,1111	0,40	4,9279	0,94	0,3217	0,85	0,90
7.1	0,27	357	157	1775	±13	1817	±9	+3	0,1111	0,51	4,8546	0,98	0,3170	0,84	0,86
8.1	0,52	227	294	1745	±13	1786	±12	+3	0,1092	0,66	4,6829	1,08	0,3110	0,86	0,79
9.1	0,01	189	120	1762	±14	1817	±8	+3	0,1111	0,43	4,8134	0,98	0,3143	0,88	0,90
10.1	--	207	151	1768	±13	1798	±8	+2	0,1099	0,43	4,7823	0,97	0,3155	0,87	0,90
11.1	0,07	126	75	1770	±15	1792	±11	+1	0,1096	0,59	4,7750	1,11	0,3161	0,94	0,84
13.1	0,04	202	143	1816	±14	1809	±8	-0	0,1106	0,45	4,9621	0,98	0,3255	0,88	0,89
14.1	0,20	140	76	1776	±15	1796	±12	+1	0,1098	0,65	4,8014	1,14	0,3172	0,94	0,82
15.1	0,03	414	123	2032	±14	2099	±5	+4	0,1301	0,28	6,6471	0,87	0,3706	0,82	0,95
16.1	0,11	206	131	1821	±14	1820	±9	-0	0,1113	0,49	5,0079	1,01	0,3264	0,88	0,88
17.1	0,47	344	126	1183	±11	1727	±15	+34	0,1057	0,81	2,9353	1,32	0,2014	1,04	0,79
<u>Sample TM-R-079B: muscovite-biotite metasyenogranite (Igarapé Tocandira Granite)</u>															
1.1	0,43	821	71	1680	±12	1742	±10	+4	0,1066	0,54	4,3748	0,97	0,2976	0,81	0,83
2.1	0,73	729	28	1734	±12	1759	±8	+2	0,1076	0,46	4,5769	0,93	0,3085	0,80	0,87
3.1	0,18	360	72	1797	±13	1796	±8	-0	0,1098	0,46	4,8689	0,97	0,3216	0,85	0,88
4.1	0,25	396	39	1787	±13	1774	±9	-1	0,1085	0,48	4,7801	0,97	0,3195	0,84	0,87
5.1	1,15	156	71	1720	±15	1833	±48	+7	0,1121	2,64	4,7255	2,82	0,3058	0,99	0,35
6.1	0,52	361	47	1729	±13	1758	±11	+2	0,1075	0,61	4,5618	1,05	0,3076	0,85	0,81
7.1	0,13	438	51	1788	±13	1790	±7	+0	0,1094	0,40	4,8228	0,92	0,3197	0,83	0,90

8.1	1,64	462	212	1147	±9	1779	±17	+39	0,1088	0,93	2,9218	1,25	0,1948	0,83	0,67
9.1	0,49	567	30	1691	±12	1774	±9	+5	0,1085	0,48	4,4864	0,95	0,2999	0,82	0,86
10.1	0,48	474	231	1768	±13	1816	±13	+3	0,1110	0,71	4,8303	1,09	0,3155	0,83	0,76
11.1	0,15	391	45	1788	±13	1779	±14	-1	0,1088	0,78	4,7942	1,15	0,3196	0,84	0,73
12.1	1,28	163	62	1538	±13	1795	±39	+16	0,1097	2,15	4,0765	2,35	0,2694	0,94	0,40
13.1	0,44	266	201	1777	±14	1800	±11	+1	0,1101	0,63	4,8171	1,08	0,3175	0,87	0,81
14.1	0,08	495	43	1809	±13	1791	±6	-1	0,1095	0,32	4,8923	0,88	0,3240	0,82	0,93

Sample TM-R-026: hornblende-biotite metamonzogranite ± epidote (Cauaburi Complex)

1.1	0,27	365	246	1772	±13	1772	±8	0	0,1084	0,44	4,7263	0,94	0,3163	0,83	0,88
2.1	0,09	368	129	1762	±13	1762	±7	0	0,1078	0,36	4,6687	0,91	0,3142	0,83	0,92
3.1	0,05	175	98	1757	±14	1761	±9	+0	0,1077	0,49	4,6516	1,02	0,3132	0,90	0,88
4.1	0,16	147	105	1755	±14	1748	±16	-1	0,1069	0,87	4,6132	1,25	0,3129	0,90	0,72
5.1	0,07	241	126	1749	±13	1775	±8	+2	0,1086	0,43	4,6665	0,97	0,3118	0,87	0,90
6.1	0,04	214	110	1760	±14	1766	±8	+0	0,1080	0,44	4,6763	0,99	0,3140	0,88	0,89
7.1	0,20	319	170	1747	±13	1784	±8	+2	0,1091	0,45	4,6810	0,96	0,3113	0,84	0,88
8.1	0,18	254	141	1746	±13	1772	±8	+2	0,1084	0,46	4,6486	0,97	0,3111	0,86	0,88
9.1	0,19	286	92	1740	±13	1777	±10	+2	0,1086	0,52	4,6424	1,00	0,3099	0,85	0,85
10.1	0,21	218	131	1742	±13	1767	±10	+2	0,1081	0,56	4,6232	1,03	0,3102	0,87	0,84
11.1	0,04	203	109	1761	±14	1784	±8	+2	0,1091	0,44	4,7245	0,98	0,3141	0,88	0,90
12.1	0,04	308	157	1715	±13	1761	±7	+3	0,1077	0,39	4,5272	0,93	0,3048	0,85	0,91
13.1	--	387	169	1779	±12	1776	±8	-0	0,1086	0,44	4,7581	0,87	0,3177	0,75	0,86
14.1	--	143	83	1773	±14	1772	±9	0	0,1084	0,49	4,7307	1,04	0,3166	0,92	0,88
15.1	--	321	186	1776	±13	1769	±7	-0	0,1082	0,36	4,7308	0,91	0,3171	0,84	0,92

Sample GH-R-006: biotite metasyenogranite (Cauaburi Complex)

1.1	--	169	135	1772	±14	1787	±9	+1	0,1093	0,48	4,7660	1,02	0,3164	0,90	0,88
2.1	0,05	319	49	1783	±13	1783	±7	0	0,1090	0,36	4,8923	1,02	0,3186	0,84	0,92
3.1	0,42	353	102	1780	±13	1817	±9	+2	0,1111	0,51	4,8299	0,90	0,3180	0,83	0,85
4.1	0,07	179	73	1778	±14	1794	±9	+1	0,1097	0,51	4,8675	1,09	0,3177	0,89	0,87
5.1	0,05	244	170	1781	±13	1801	±7	+1	0,1101	0,40	4,8312	0,88	0,3182	0,86	0,90
6.1	0,06	305	121	1756	±13	1763	±7	0	0,1078	0,40	3,8101	1,09	0,3131	0,84	0,90
7.1	0,09	231	167	1806	±14	1786	±8	-1	0,1092	0,44	4,7101	1,11	0,3233	0,86	0,89
8.1	0,26	294	161	1963	±13	1817	±14	-9	0,1111	0,75	4,7891	0,91	0,3560	0,75	0,71

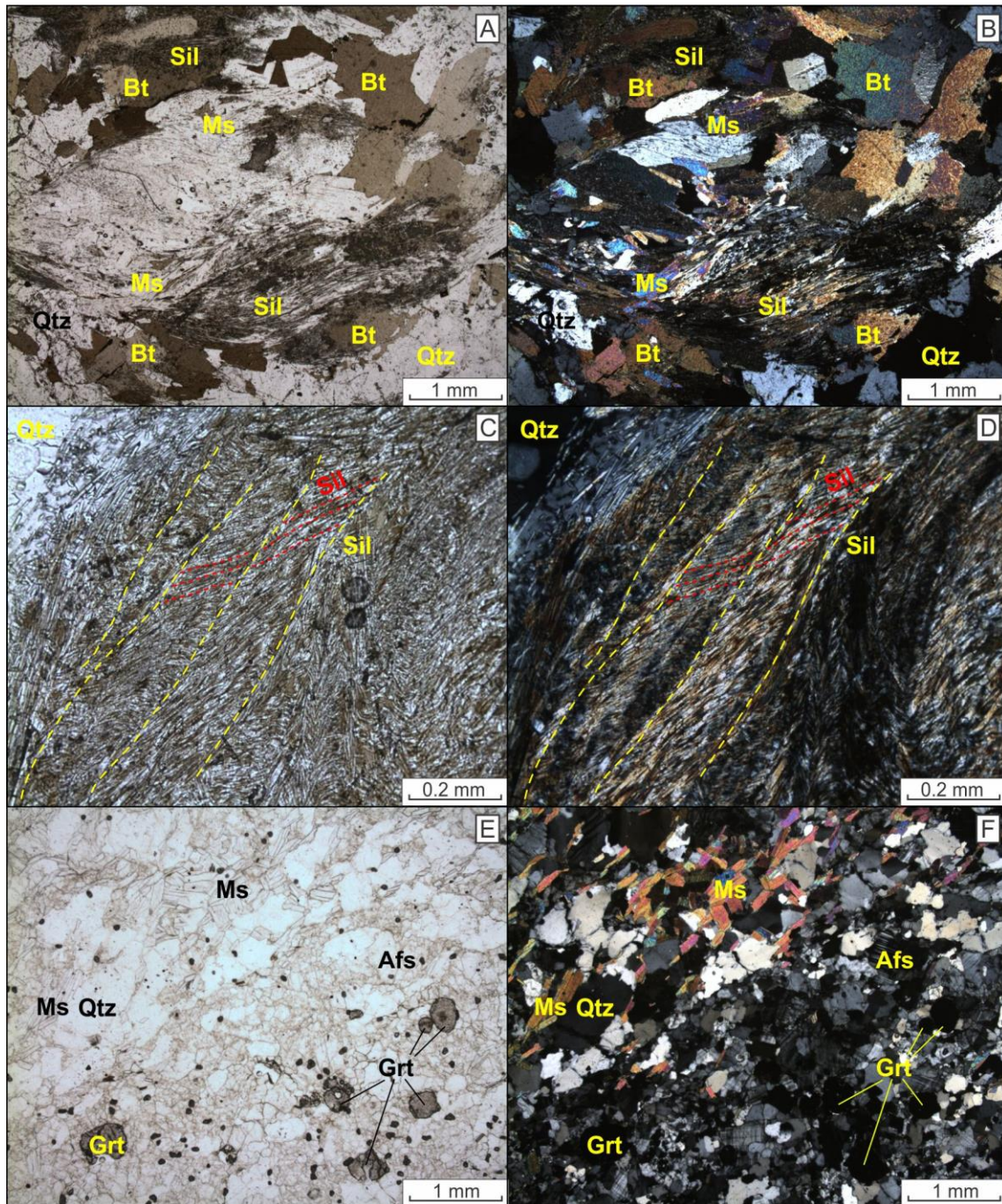
9,1	0,33	384	155	1647	±12	1761	±14	+7	0,1077	0,76	4,8695	0,97	0,2911	0,82	0,73
10.1	--	340	69	1812	±13	1788	±11	-2	0,1093	0,59	4,8038	1,03	0,3246	0,83	0,81
10.2	--	332	43	1799	±13	1779	±6	-1	0,1088	0,33	4,8301	0,95	0,3220	0,83	0,93
11,1	0,08	134	125	1792	±15	1802	±10	+1	0,1102	0,57	4,6537	0,94	0,3204	0,93	0,85
11.2	0,01	374	49	1793	±13	1788	±5	0	0,1093	0,30	4,8684	0,97	0,3206	0,82	0,94
12,1	0,78	524	236	1491	±12	1735	±11	+16	0,1062	0,57	5,4507	1,06	0,2602	0,93	0,85
13.1	0,15	279	95	1760	±15	1780	±9	+1	0,1088	0,50	4,3224	1,12	0,3138	1,00	0,90

Sample GH-R-016: biotite metagranodiorite ± hornblende ± epidote (Cauaburi Complex)

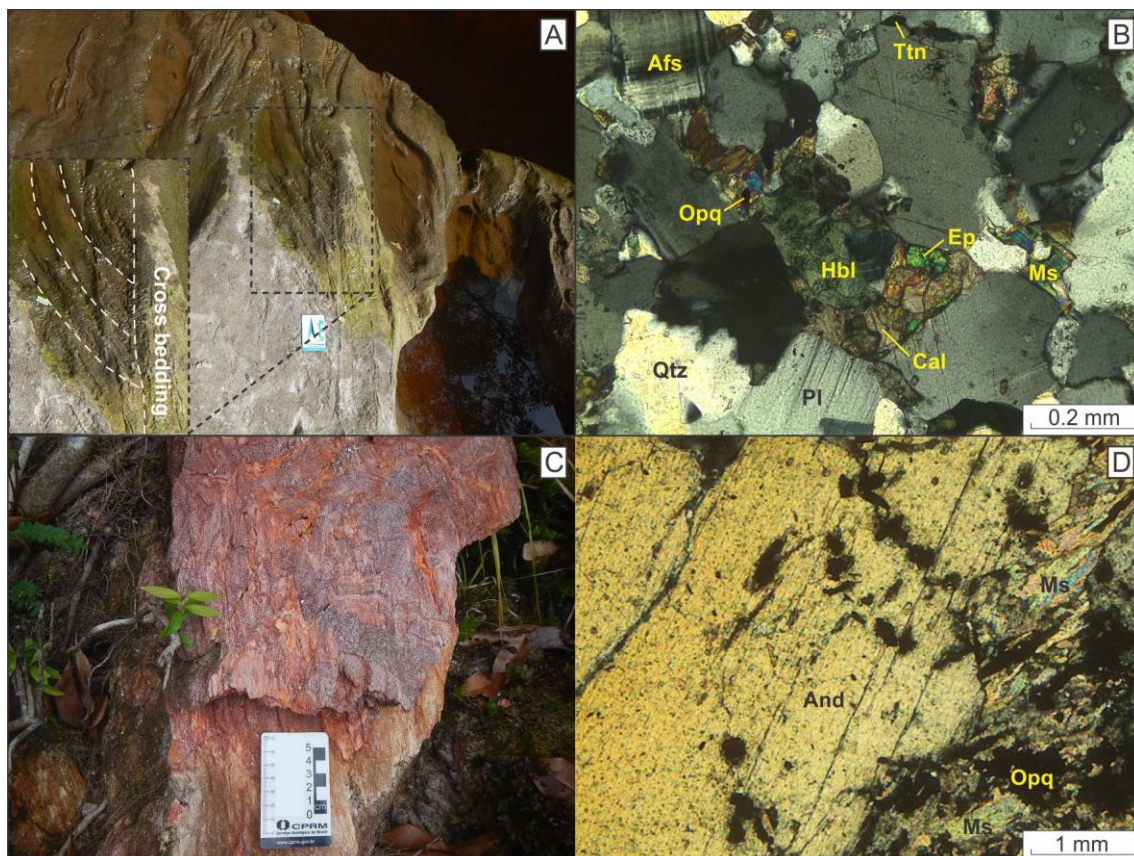
1,1	0,43	335	269	1605	±12	1764	±10	+10	0,1079	0,55	4,2048	1,00	0,2827	0,84	0,84
2,1	0,02	145	104	1789	±14	1769	±13	-1	0,1082	0,74	4,7719	1,17	0,3198	0,91	0,78
3.1	0,07	210	142	1744	±13	1778	±8	+2	0,1087	0,44	4,6570	0,98	0,3107	0,87	0,89
4.1	0,07	219	135	1764	±14	1780	±8	+1	0,1088	0,46	4,7224	0,99	0,3148	0,88	0,88
5.1	0,10	226	193	1774	±13	1802	±8	+2	0,1101	0,45	4,8102	0,97	0,3167	0,86	0,89
6.1	0,11	207	188	1782	±14	1775	±9	0	0,1085	0,47	4,7628	0,99	0,3183	0,87	0,88
7,1	0,54	261	238	1765	±13	1786	±23	+1	0,1092	1,25	4,7418	1,51	0,3149	0,85	0,56
8.1	0,14	232	145	1785	±18	1803	±15	+1	0,1102	0,81	4,8487	1,41	0,3190	1,16	0,82
9,1	0,19	253	183	1707	±13	1779	±9	+5	0,1088	0,48	4,5462	0,98	0,3032	0,85	0,87
10.1	0,14	451	193	1769	±17	1754	±7	-1	0,1073	0,37	4,6722	1,14	0,3158	1,08	0,95
11.1	0,09	161	106	1765	±17	1775	±10	+1	0,1085	0,52	4,7119	1,22	0,3149	1,10	0,90
12.1	0,06	568	256	1740	±16	1772	±5	+2	0,1084	0,29	4,6283	1,09	0,3098	1,05	0,96
13.1	--	152	87	1838	±12	1801	±14	-2	0,1101	0,77	5,0100	1,08	0,3300	0,75	0,70

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

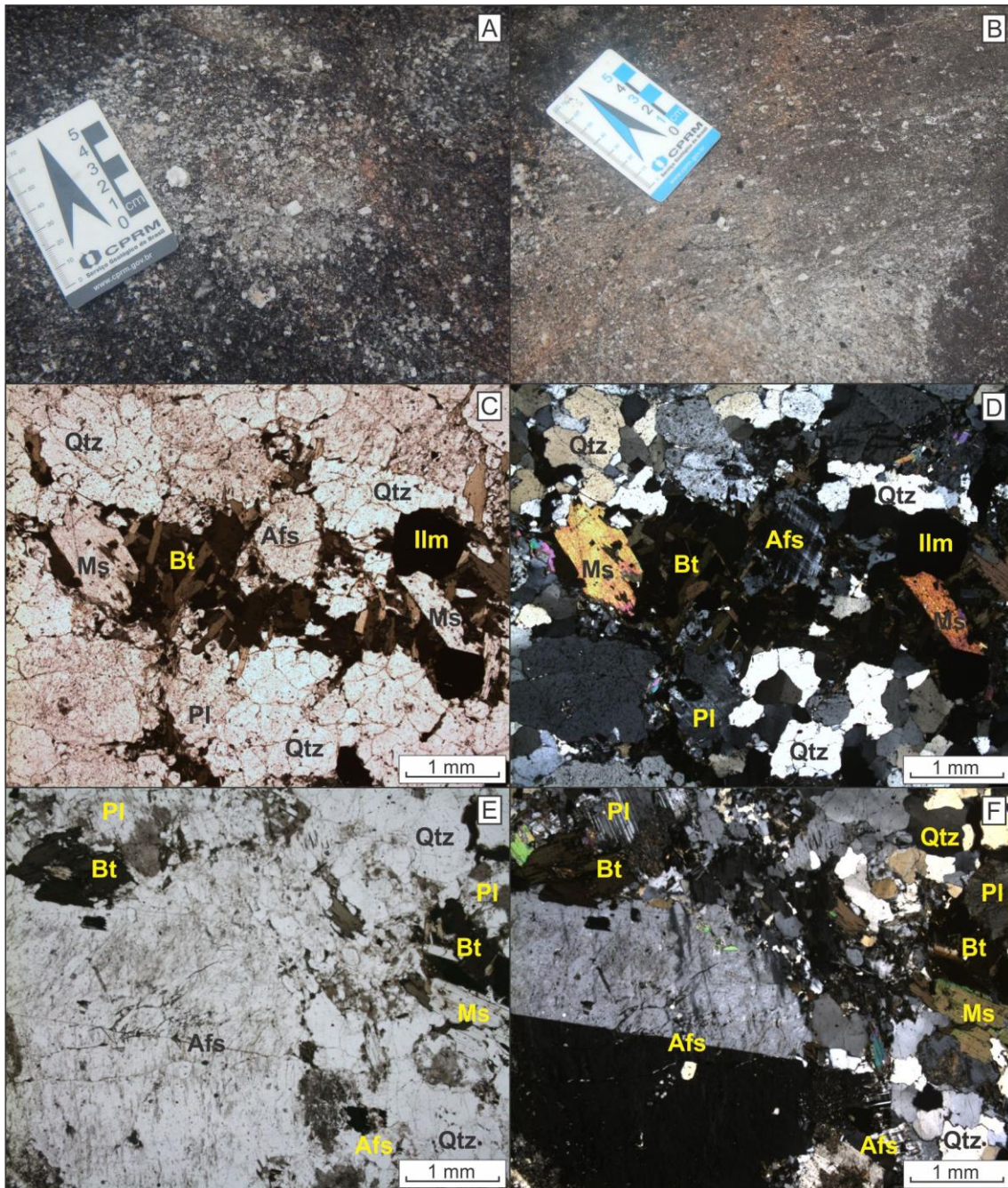
Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.



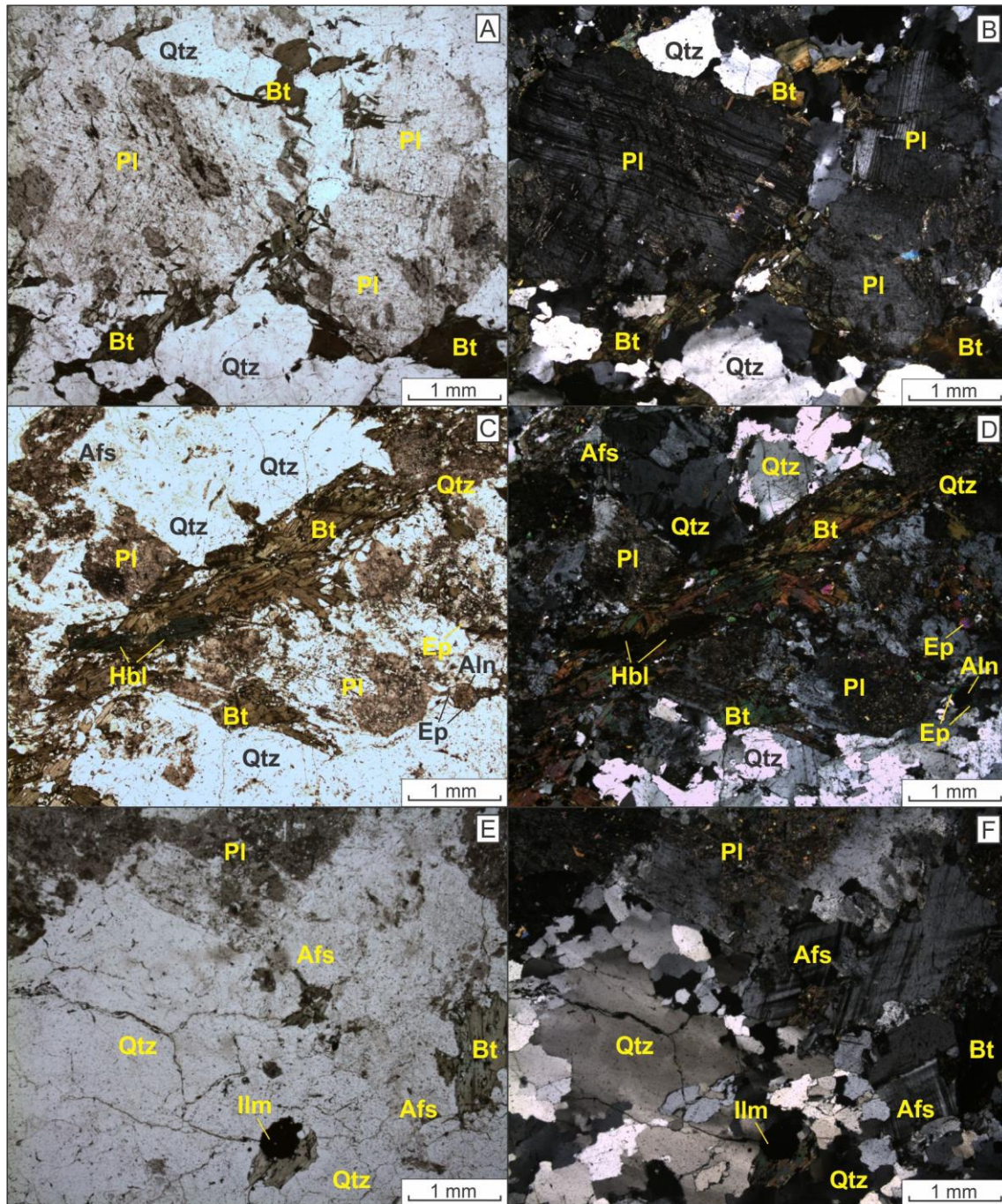
Supp. Figure 6.1. Plane-polarized light and cross-polarized light microphotographs of thin sections paragneisses of the Taiuaçu-Cauera Complex high-grade rocks. (A and B) paragneiss presenting quartz, muscovite, biotite, and sillimanite; (C and D) in the same section it is possible verify that the sillimanite is oriented in two different directions that define two generations of metamorphism at high-grade conditions; (E and F) paragneiss with muscovite, garnet, and alkali feldspar with the muscovite defining S2. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).



Supp. Figure 6.2. (A) Outcrop of calc-silicate granulites with cross-bedding; (B) the respective thin section presents an epidote-feldspar-quartz granulite \pm hornblende, which indicates transition of metamorphic conditions of green-schist to amphibolite facies imposed on possible protolith with marls composition; (C) outcrop of andalusite-quartz-muscovite schist; (D) the respective thin section presents an andalusite-quartz-muscovite schist, indicating metamorphic conditions of green-schist facies imposed on possible protolith with pelitic composition; the andalusite was formed by posterior contact metamorphism. The photomicrographs are obtained under crossed nicols. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).



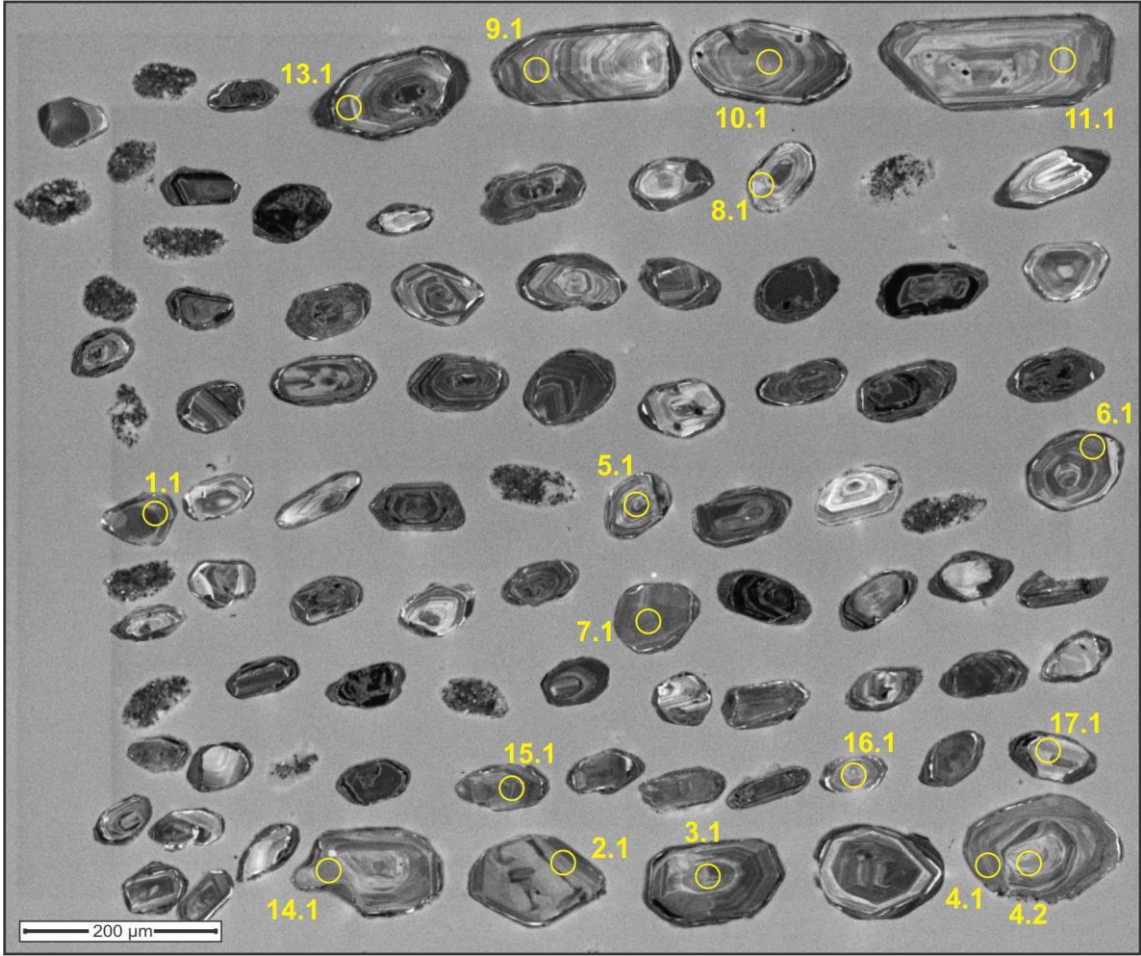
Supp. Figure 6.3. (A and B) Outcrops of two-mica metasyenogranites with phenocrysts of alkali feldspar of the Igarapé Tocandira Granite; (C and D) parallel light (left) and crossed nicols (right) microphotographs of thin sections of foliated muscovite-biotite metasyenogranite of the Igarapé Tocandira Granite; (E and F) Plane-polarized light and cross-polarized light microphotographs of thin sections of the same rock with alkali feldspar phenocryst. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).



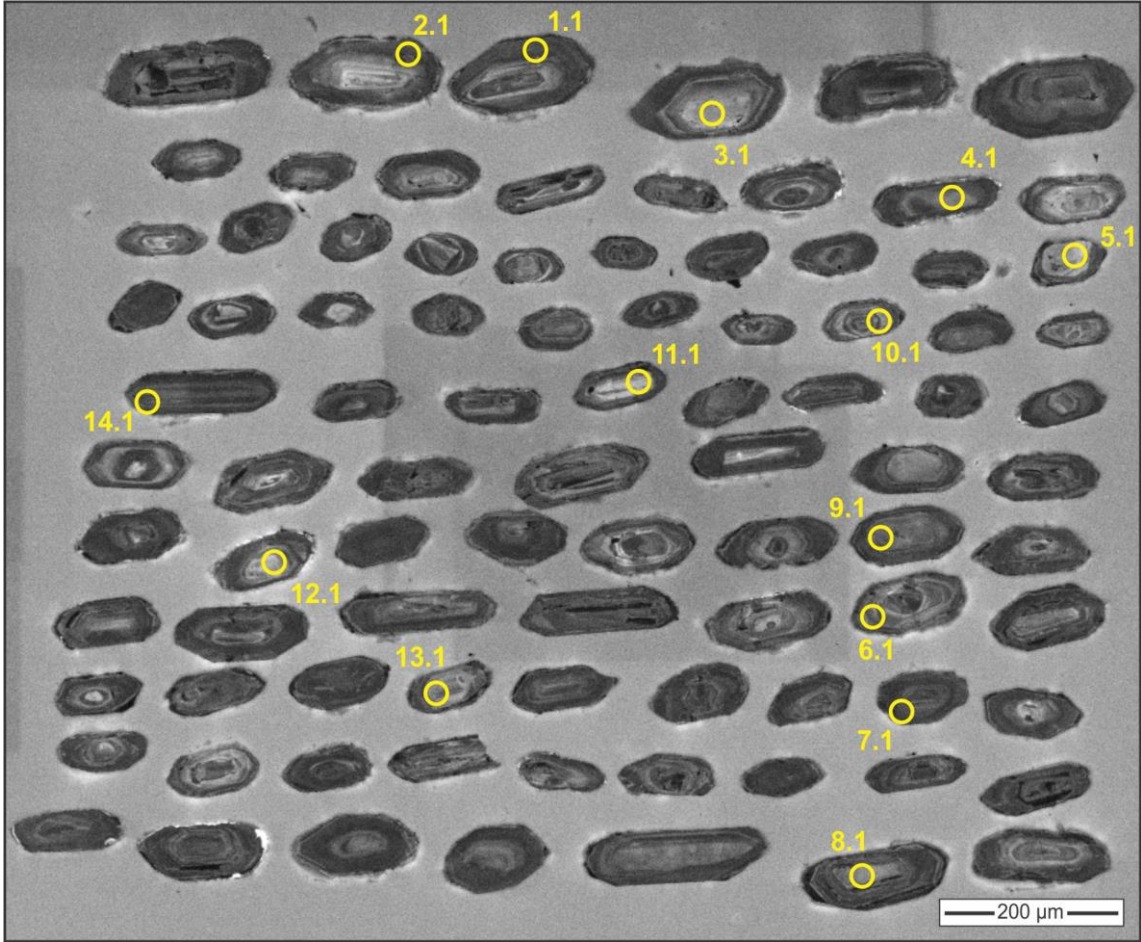
Supp. Figure 6.4. Plane-polarized light and cross-polarized light microphotographs of thin sections of metatonalite (A, B), metagranodiorite (C, D), and metasyenogranite (E, F) of the Cauaburi Complex. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).



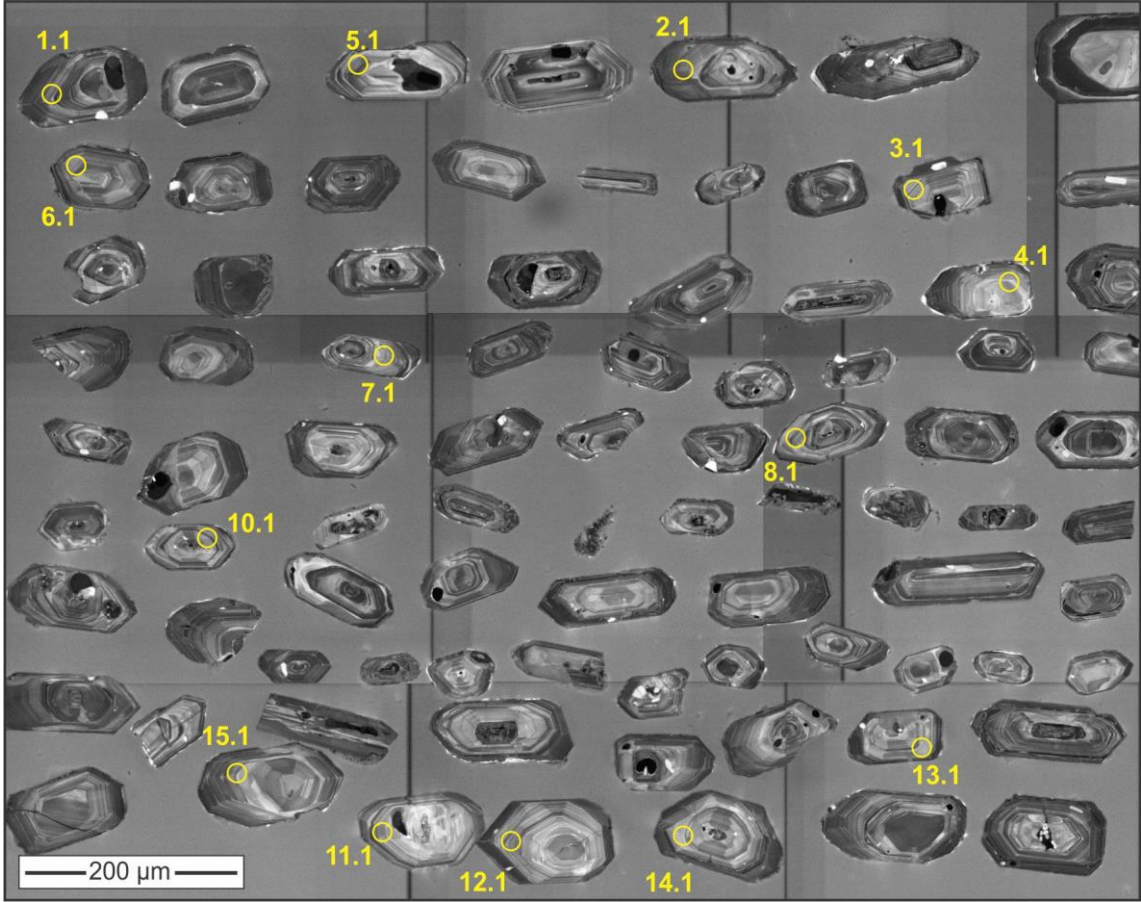
Supp. Figure 6.5. Outcrops of (A) metagabbro and (B) metadiorite gabbroic; samples of (C) epidote-actinolite-plagioclase granofels and (D) amphibole granofels; (E) parallel light and (F) crossed nicols microphotographs of thin section of amphibole-plagioclase granofels with quartz and titanite. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).



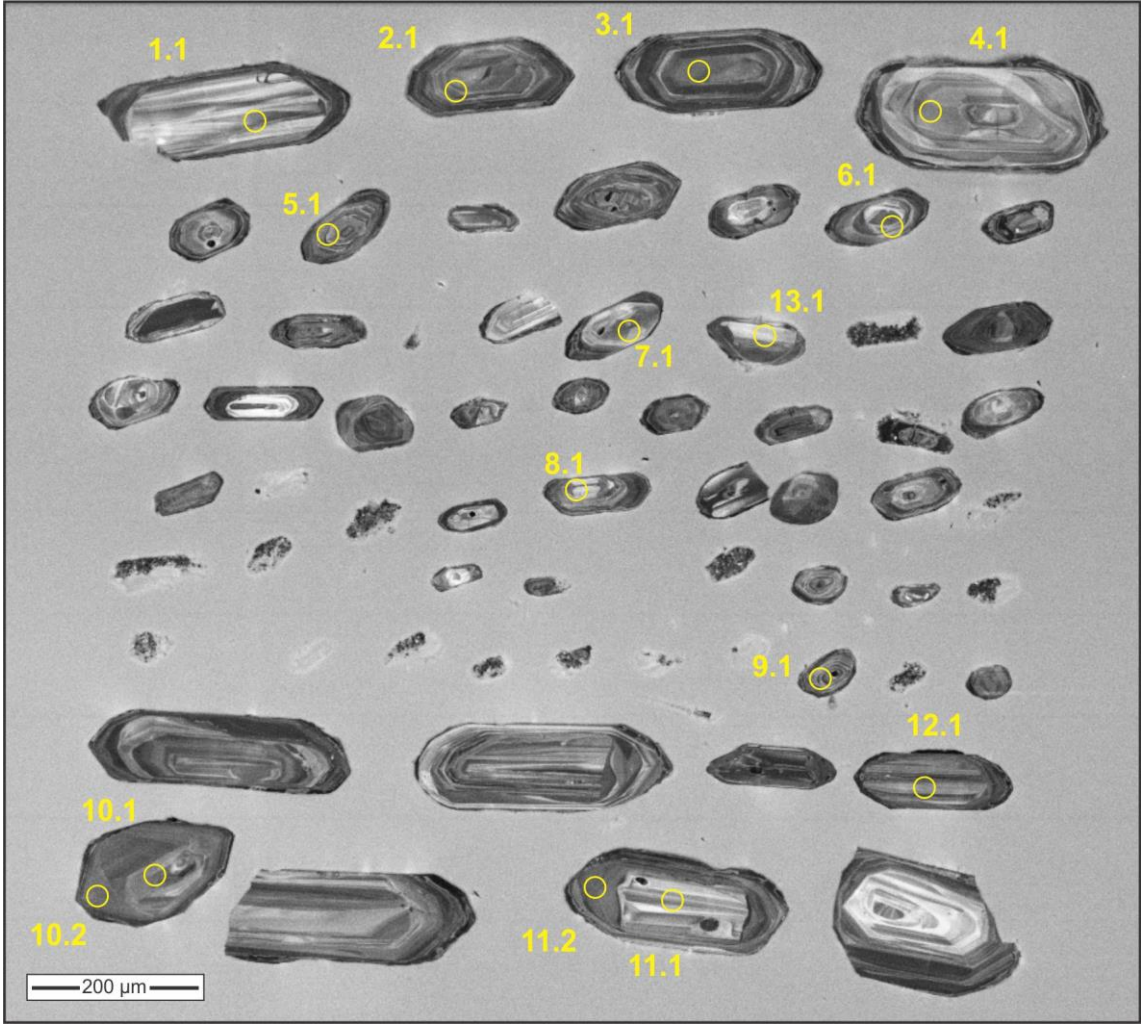
Supp. Figure 6.6. Cathodoluminescence images of zircon grains of the sample TM-R-082.



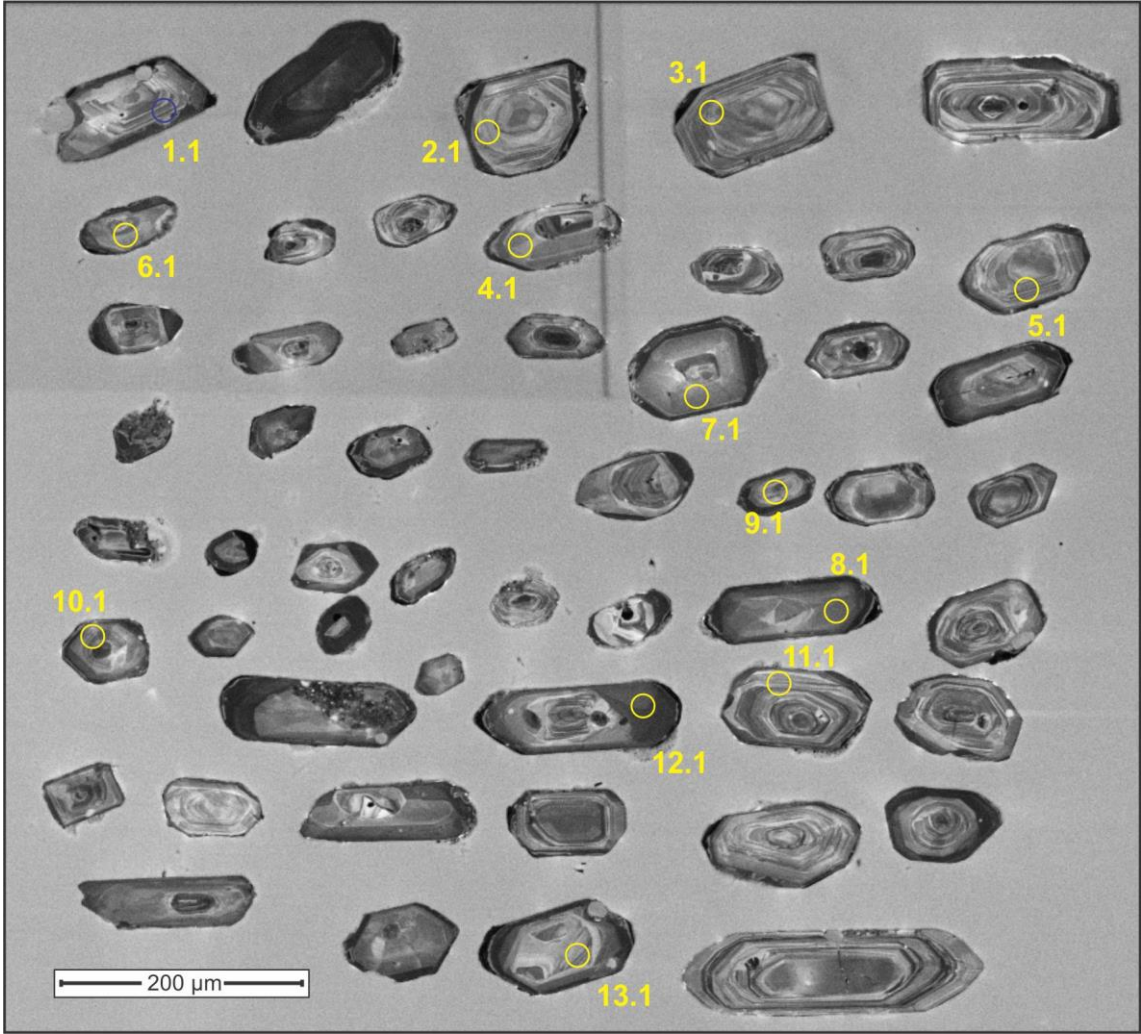
Supp. Figure 6.7. Cathodoluminescence images of zircon grains of the sample TM-R-079B.



Supp. Figure 6.8. Cathodoluminescence images of zircon grains of the sample TM-R-026.



Supp. Figure 6.9. Cathodoluminescence images of zircon grains of the sample GH-R-006.



Supp. Figure 6.10. Cathodoluminescence images of zircon grains of the sample GH-R-016.