



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Bruna Taiana de Oliveira Wormesbecker

**Geologia da Soleira Tangará, Província Magmática do Atlântico Central, Bacia dos
Parecis, Brasil**

Florianópolis
2023

Bruna Taiana de Oliveira Wormesbecker

**Geologia da Soleira Tangará, Província Magmática do Atlântico Central,
Bacia dos Parecis, Brasil**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia para a obtenção do tí-
tulo de Mestra em Geologia.
Orientador: Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.

Florianópolis

2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Wormesbecker, Bruna Taiana de Oliveira
Geologia da Soleira Tangará, Província Magmática do
Atlântico Central, Bacia dos Parecis, Brasil / Bruna
Taiana de Oliveira Wormesbecker ; orientador, Breno Leitão
Waichel, 2023.
54 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa
de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2023.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Bacia dos Parecis. 3. CAMP. 4.
Diabásio. 5. Intrusão de pulso único. I. Waichel, Breno
Leitão. II. Universidade Federal de Santa Catarina.
Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Título.

Bruna Taiana de Oliveira Wormesbecker
**Geologia da Soleira Tangará, Província Magmática do Atlântico Central, Bacia dos
Parecis, Brasil**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado, em 25 de abril de 2023, por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Profa. Luana Moreira Florisbal, Dra.
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Profa. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos, Dra.
Universidade Federal do Paraná (UFPR)

Prof. Fábio Braz Machado, Dr.
Universidade Federal do Paraná (UFPR)

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestra em Geologia.

Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.
Coordenador do Programa

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.
Orientador

Florianópolis, 2023.

Mãe, és minha luz, fortaleza e inspiração. Dedico a ti Sivane, este trabalho, assim como todas minhas conquistas e alegrias.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de expressar minha gratidão à minha família pelo apoio, amor e incentivo que recebi ao longo de toda a minha vida. Em particular, quero agradecer minha mãe Sivane, meu avô Arlindo (*in memoriam*) e meu noivo Lucian.

Minha mãe Sivane, mulher grandiosa e amorosa, minha melhor amiga e primeiro amor. Ela segurou minha mão durante todas as fases da minha vida e continua me apoiando e ajudando a realizar tantos sonhos. Não tenho palavras para expressar o quanto significa ter o seu apoio e amor, essa conquista também é sua, mãe.

Ao meu querido avô Arlindo (*in memoriam*), grande homem, sábio, corajoso e amoroso, dedico esta conquista e tudo o que sou hoje. Ele sempre estará em meu coração e pensamentos, independente do tempo que passar. Recordar da sua simplicidade e beleza do teu ser, preenche meus dias.

Ao meu noivo Lucian, minha fortaleza, meu confidente, meu grande amor, agradeço todo o cuidado diário e incentivo. Obrigada pela leveza que traz a minha vida e por sempre acreditar em mim. É tão bom compartilhar a vida contigo. Dedico a você essa conquista, assim como tantas outras que ainda virão.

Também quero agradecer aos meus amigos, que, apesar da distância e correria do dia-a-dia, tornam minha vida muito mais leve e feliz.

Ao professor Breno, agradeço imensamente pela paciência, conhecimentos transmitidos, suporte e, principalmente, pelas oportunidades. Você é um grande professor e profissional, uma inspiração! Também agradeço a todos que fizeram parte desta pesquisa. O trabalho em equipe e a colaboração de todos foram indispensáveis para o sucesso deste projeto. Muito obrigada.

Agradeço aos demais professores da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), pelos ensinamentos transmitidos, pelos trabalhos de campo, discussões e direcionamentos. Tenho muito orgulho de ter sido guiada por vocês!

À UFSC, universidade pública de qualidade, que vem sendo minha segunda casa nos últimos anos, lugar em que passei incontáveis bons momentos e realizei o sonho de me tornar geóloga.

Por fim, agradeço aos programas da CAPES e PRH-PETROBRAS, que tornaram possível esta pesquisa, bem como a realização de pesquisas de qualidade e a permanência dos alunos na universidade. Obrigada.

RESUMO

A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), é formada por um grande volume de rochas ígneas, incluindo rochas intrusivas e extrusivas, a qual se formou há cerca de 200 milhões de anos, no final do Triássico. Na Bacia dos Parecis, as rochas pertencentes a CAMP são identificadas no sudoeste da bacia (Formação Tapirapuã) e na porção oeste (Formação Anari). Apesar dos estudos já realizados nestas áreas por diversos autores, os quais apresentam dados geofísicos, petrológicos e geocronológicos, o entendimento do sistema alimentador da PMAC na Bacia dos Parecis ainda é limitado. Nesse estudo, são apresentados dados petrográficos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos da soleira de Tangará, intrudida em rochas sedimentares triássicas, localizadas no centro sul da Bacia de Parecis, a fim de contribuir para um melhor entendimento da dinâmica local ocorrida durante o evento vulcânico. O corpo ígneo estudado é reconhecido em sísmica como uma característica tabular, com base e topo delimitáveis, estendendo-se por cerca de 100 km de NE a SW. Na sísmica, sua espessura apresenta pouca variação, e foi interceptado pelo poço estratigráfico 6-ANP-MT-02, apresentando uma espessura de 180 m (470 a 650 m de profundidade) de uma intrusão ígnea contínua. O corpo ígneo de composição básica é composto por plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e mesostase, e é dividido em cinco seções: margens superior e inferior de diabásio de grão fino, uma porção central de gabro, incluindo zonas pegmatóides, separadas das margens por duas porções de diabásio de grão médio. As rochas são toleíticas, com baixo teor de TiO_2 (<2% TiO_2) e baixa razão $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ (média de 4,4). Dados geoquímicos e petrográficos indicam que a intrusão foi formada por um único pulso de magma e foi diferenciada por fracionamento de cristais de plagioclásio+piroxênio. Duas amostras datadas por geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fornecem idades variando de $204,0 \pm 0,4$ Ma a $202,0 \pm 0,5$ Ma. Os dados isotópicos de Sr-Nd-Pb sugerem uma fonte de manto litosférico com possível contaminação crustal. Características e feições identificadas ao longo da construção desse trabalho e análise das rochas básicas da formação Tapirapuã, levam a um modelo proposto que consiste em uma soleira espessa formada por um pulso de magma. A soleira teria invadido as camadas triássicas ao longo dos estratos sedimentares, atingindo as falhas ao longo da borda sul da bacia e alimentando o vulcanismo da Formação Tapirapuã.

Palavras-chave: Sistema alimentador. intrusão de pulso único. soleira de diabásio. CAMP.

ABSTRACT

The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) is composed of a large volume of igneous rocks, including intrusive and extrusive rocks, which formed about 200 million years ago at the end of the Triassic period. In the Parecis Basin, the rocks belonging to the CAMP are identified to the southwest of the basin (Tapirapuã Formation) and to the west portion (Anari Formation). Despite the studies already carried out in these areas by various authors, which present geophysical, petrological, and geochronological data, the understanding of the feeding system of the CAMP IN Parecis Basin is limited. In this study, petrographic, geophysical, geochemical, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data are presented for the Tangará sill, intruded Triassic sedimentary rocks, located in the south-central part of the Parecis Basin, in order to contribute to a better understanding of the local dynamics that occurred during the volcanic event. The studied igneous body is recognized in seismic as a tabular feature, with delimitable base and top, extending for about 100 km from NE to SW. In the seismic, its thickness shows little variation, and it was intercepted by the stratigraphic well 6-ANP-MT-02, presenting a thickness of 180 m (470 to 650 m deep) of a continuous igneous intrusion. The basic composition igneous body is composed of plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals, and mesostasis, and it is divided into five sections: upper and basal margins of fine-grained basalt, a central portion of coarse-grained gabbro, including pegmatoid zones, separated from the margins by two portions of medium-grained dolerite. The rocks are tholeiitic, with low TiO_2 content ($<2\% \text{TiO}_2$) and low La/Yb ratio (average of 4.4). Petrographic and geochemical data indicate that the intrusion was formed by a single magma pulse and was differentiated by plagioclase+pyroxene crystal fractionation. Two samples dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology provide ages ranging from 204.0 ± 0.4 Myr to 202.0 ± 0.5 Myr. The isotopic data of Sr-Nd-Pb suggest a lithospheric mantle source with possible crustal contamination. Characteristics and features identified throughout the construction of this work and analysis of the basic rocks of the Tapirapuã Formation, lead to a proposed model consisting of a thick sill formed by a magma pulse. The sill would have invaded the Triassic layers along the sedimentary strata, reaching the faults along the southern edge of the basin, feeding the volcanism of the Tapirapuã Formation.

Keywords: Plumbing system. single-pulse intrusion. dolerite sill. CAMP.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Bacia dos Parecis, localização do poço 2-ANP-6-MT	12
Figura 2 – Esboço geológico do Cráton Amazônico em território brasileiro	14
Figura 3 – Mapa magnético com a integração dos lineamentos magnéticos-gravimétricos, evidenciando os limites dos domínios tecno-geofísicos da Bacia dos Parecis	16
Figura 4 – Tabela estratigráfica da Bacia dos Parecis	17
Figura 5 – Mapa sistemático da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), durante a Pangea. A linha tracejada indica a superfície aproximada em que os remanescentes CAMP foram amostrados. Os campos coloridos com contornos pontilhados indicam a área de ocorrência dos grupos Tioujda (NW-Africa), Holyoke, Recurrent e High-Ti, as demais rochas CAMP pertencem ao Prevalent.	19
Figura 6 – Coluna estratigráfica das Bacias brasileiras com ocorrência de CAMP: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Parecis	21
Figura 7 – (A) Mapa esquemático do supercontinente Pangea ocidental por volta de 201 Ma mostrando a localização das rochas intrusivas e extrusivas do CAMP e da Bacia dos Parecis (em vermelho). A linha tracejada mostra a área de superfície estimada do CAMP. (B) Mapa geológico simplificado da Bacia dos Parecis com localização do poço estratigráfico 6-ANP-MT-02 e a linha sísmica.	22

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CAMP	Província Magmática do Atlântico Central
LIP	Grandes Províncias Ígneas
Ma	Milhões de anos

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	12
1.2	JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS DO TRABALHO	12
2	REFERENCIAL TEÓRICO	14
2.1	CRÁTON AMAZÔNICO	14
2.2	BACIA DOS PARECIS	15
2.3	ESTRATIGRAFIA DA BACIA DOS PARECIS	16
2.4	PROVINCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)	18
2.5	PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL NA AMÉRICA DO SUL	20
2.6	ROCHAS BÁSICAS NA BACIA DOS PARECIS	21
2.6.1	FORMAÇÃO TAPIRAPUÃ	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS	24
3.1	TRABALHO DE CAMPO	24
3.2	PETROGRAFIA	24
3.3	GEOQUÍMICA	24
3.4	GEOCRONOLOGIA	25
3.5	GEOFÍSICA	25
4	ARTIGO SUBMETIDO AO <i>JOURNAL OF GONDWANA RESEARCH</i> .	26
	REFERÊNCIAS	45
	APÊNDICE A – SUPPLEMENTAL MATERIAL RELATED TO THE SUBMITTED PAPER.	48

1 INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis, inserida no Cráton Amazonico, é uma das grandes bacias sedimentares do país ocupando uma área aproximada de 355.000 km² (Haeser *et al.*, 2014). A implantação da bacia se deu no Neo-Ordoviciano e até o final da sua fase evolutiva no Cretáceo (Neves, 1995). Bahia *et al.*, 2007 salienta que durante o Mesozoico, houve uma quebra do registro estratigráfico, devida ao período erosivo e novamente a bacia foi afetada por um evento extensional, em que houve um rifteamento seguido do rebaixamento da crosta, que foi preenchida por sedimentos eólicos e derrames de rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas, estas últimas, pertencentes às formações Anarí e Tapirapuã, com idade aproximada de 198 Ma (Barros *et al.*, 2006).

As formações Anarí e Tapirapuã apresentam características geoquímicas, geocronológicas e paleomagnéticas muito similares, com predomínio de magma toleítico com baixo TiO₂. As formações provêm da reativação da Placa Sul-Americana, durante a fragmentação do Gondwana e abertura do oceano Atlântico Central. (Montes-Lauar *et al.*, 1994).

Entre 2015 e 2016 foi realizada, pela Petrobras e Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), a perfuração do poço 2-ANP-6-MT, localizado ao sul da Bacia dos Parecis, na cidade de São José do Rio Claro, com profundidade aproximada de 4.485 metros. No intervalo contínuo entre 470 e 640 metros, foi observada a presença de rochas ígneas pertencentes a Formação Tapirapuã. Com base no interesse no processo de interação entre rochas ígneas e sedimentares e a definição da natureza do corpo ígneo (vulcânico x subvulcânico), bem como no desenvolvimento e evolução da bacia deu-se início aos estudos na área.

Os estudos realizados na Formação Tapirapuã indicam que os corpos ígneos se tratam de derrames, com idade aproximada de 200 Ma (Barros *et al.*, 2006). As variações texturais bem como a disposição de rochas aflorantes da formação são características comumente encontradas em soleiras e em derrames espessos (Block *et al.*, 2015), relacionados com a abertura do Atlântico Norte (CAMP).

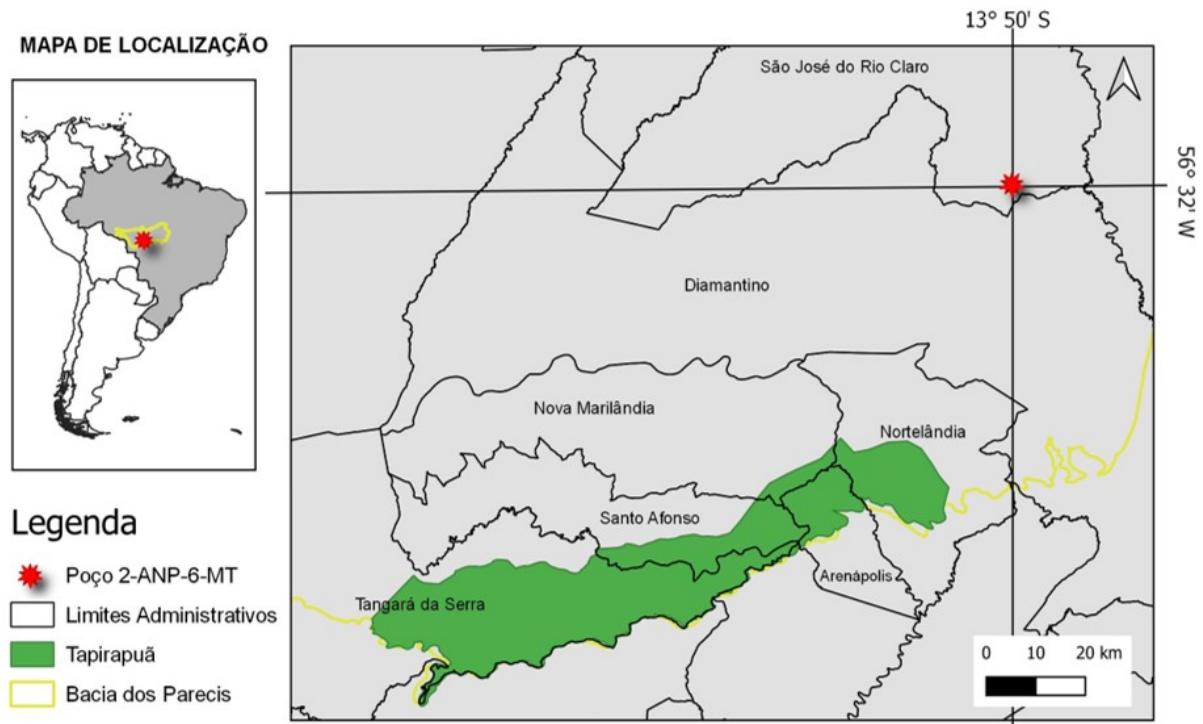
A proposta de investigação para o poço 2-ANP-6-MT da Bacia do Parecis, elaborada ao longo desse trabalho, envolve a análise de 49 amostras de porções ígneas através de diferentes técnicas, incluindo a petrográfica de lâminas delgadas, estudos geoquímicos, geocronológicos e geofísicos, através de associação de dados sísmicos.

Os resultados dessas análises foram utilizados para identificar e organizar um modelo geológico abrangente que incorpora dados amostrais da porção ígnea do poço e trabalhos de campo realizados próximos à região de Tangará da Serra, no Mato Grosso. Auxiliando assim na compreensão da evolução geológica da região com a proposição de um modelo do sistema alimentador do evento vulcânico na borda sul da Bacia do Parecis.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O poço 2-ANP-6-MT objeto principal desse estudo está inserido na Bacia dos Parecis, na porção sul da bacia, distante mais de 2.5 mil quilômetros das bordas da Placa Sul Americana e 50 km do afloramento, da Formação Tapirapuã, mais próximos, localizado no município de Nortelândia (MT), conforme pode ser identificado na Figura 1.

Figura 1 – Bacia dos Parecis, localização do poço 2-ANP-6-MT



Fonte: autora

1.2 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS DO TRABALHO

O entendimento da ocorrência dos processos ígneos em bacias sedimentares vem apresentando importância para a indústria petrolífera, tendo em vista que esse tipo de rocha pode afetar os processos de formação de hidrocarbonetos em bacias sedimentares de diversas maneiras. O magmatismo pode intervir na qualidade dos reservatórios, criando estruturas de captura de petróleo, estimulando a maturação dos reservatórios e fluidos voláteis e interferindo na migração desses dentro da bacia. (Katz *et al.*, 2000; Mathews, 2009).

Além disso, a intrusão ígnea pode criar zonas de fratura e porosidade nas rochas sedimentares, o que pode aumentar a capacidade de armazenamento de hidrocarbonetos (Larsen *et al.*, 2002). Por outro lado, a intrusão ígnea pode gerar pressões elevadas nas rochas sedimentares, que podem forçar os fluidos hidrocarbonetos a migrarem para áreas onde a pressão é menor (Bjørlykke, 2003). Esse processo pode resultar em mudanças na estrutura do reservatório e pode afetar a acumulação de hidrocarbonetos em áreas específicas.

Dessa forma, a partir da riqueza e preservação dos produtos obtidos na perfuração do poço estratigráfico 2-ANP-6-MT da Bacia dos Parecis, iniciou-se um estudo mais aprofundado acerca intervalo contínuo das rochas ígneas do poço, visando compreender sua gênese, com possível fonte e processos evolutivos. Para isso foram realizadas análises de diversos segmentos, a partir de amostras disponíveis, para a identificação dos padrões faciográficos das amostras. Além disso, foi realizada uma comparação desses dados com os existentes para os derrames básicos da Fm. Tapirapuã e proposto um modelo esquemático do sistema alimentador desta ocorrência ígnea da Bacia dos Parecis.

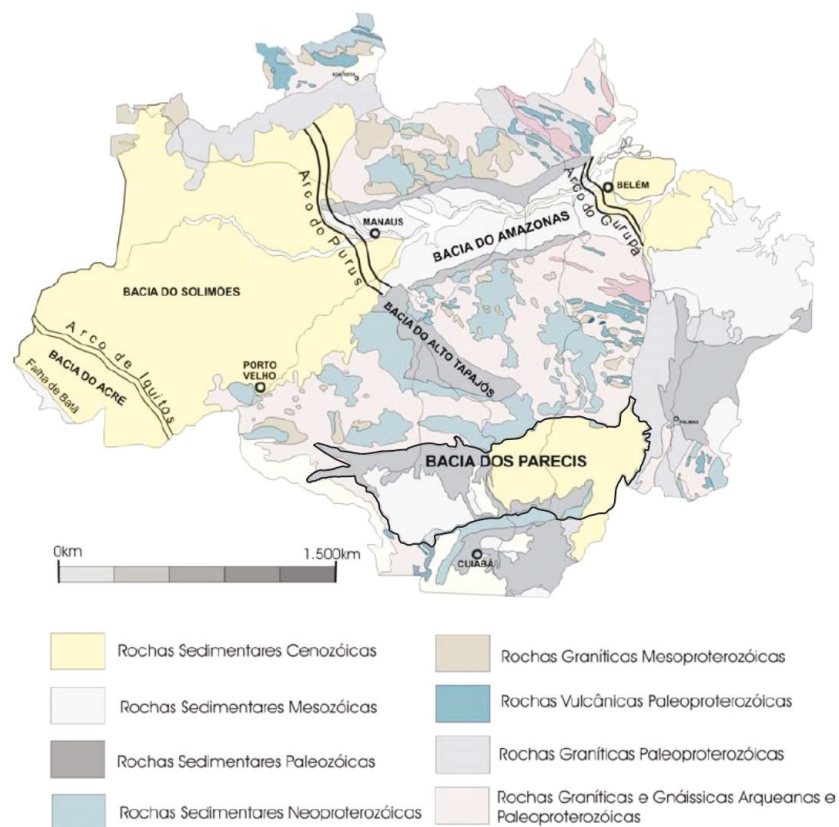
2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

Compreendido por rochas de alto e baixo grau metamórfico, rochas metassedimentares e rochas intrusivas, o Crátón Amazônico está entre as principais unidades tectônicas da América do Sul, sendo uma das maiores e menos conhecidas áreas pré-cambrianas do mundo (Neves e Cordani, 1991). Com extensão aproximada de 5.000.000 km², ele é separado da faixa orogênica andina por uma grande cobertura de idade Cenozoica e limitada pela Província Tocantins, Sistema Andino e pelas bacias de Margem Atlântica Equatoriana (Bahia *et al.*, 2007).

No Brasil, o Crátón possui uma área aproximada de 4.400.000 km², sendo coberto pelas bacias fanerozoicas: Parnaíba, Xingu e Alto Tapajós, Parecis, Solimões, Tucutu e Amazonas (Figura 2), e está dividido, pela Sinéclise do Amazonas, em dois escudos: o Escudo Brasil Central e o Escudo das Guianas (Bahia *et al.*, 2007). O sudoeste do Crátón Amazônico, onde está inserida a Bacia dos Parecis (Figura 2), é caracterizado por registros geológicos e tectônicos que se estendem do Paleo ao Neoproterozóico (consolidação do Supercontinente Rodínia), apresentando uma evolução tectônica policíclica caracterizada pela superposição de episódios orogênicos (Neves, 1995).

Figura 2 – Esboço geológico do Crátón Amazônico em território brasileiro



Fonte: Bahia *et al.*, 2007.

Há diversas propostas de compartimentação tectônica para esta porção do Cráton. Três modelos vêm sendo bastante trabalhados nos últimos anos, alguns com pequenas alterações. O primeiro é baseado na datação pelo método Rb/Sr, que propõe a existência de um núcleo do Arqueano ou Paleozoico, em que várias faixas foram adicionadas ao longo do Proterozoico (Neves e Cordani, 1991).

Através de métodos de datação e dados geofísicos e geológicos em geral, o modelo sugerido por Costa *et al.* em 1996, divide o cráton em doze blocos/paleoplacas, separados por suturas decorrentes de cinturões de cisalhamento, os quais foram se desenvolvendo até o Fanerozoico.

O modelo mais recente, que vem sendo amplamente utilizado, é o de Ruiz (2009). Esse modelo é baseado na evolução geológica que precede a Orogenia Sunsás (1.1 a 0.9 Ga), o qual divide a região em cinco terrenos: Paraguá, Rio Alegre, Jauru, Alto Guaporé e Nova Brasilândia.

2.2 BACIA DOS PARECIS

A Bacia dos Parecis, estabelecida no centro sul do Cráton Amazônico, teve início no Neo-Ordoviciano com a geração de riftes intracontinentais decorrentes de um evento extensional (Neves, 1995).

Ao longo do Mesozoico, a bacia foi afetada por um outro evento extensional no qual ocorreu um rifteamento seguido do rebaixamento da crosta que, conseqüentemente, foi preenchida por sedimentos eólicos e derrames de rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas, estas pertencentes as formações Anarí e Tapirapuã, com idade aproximada de 200 milhões de anos (Siqueira, 1989).

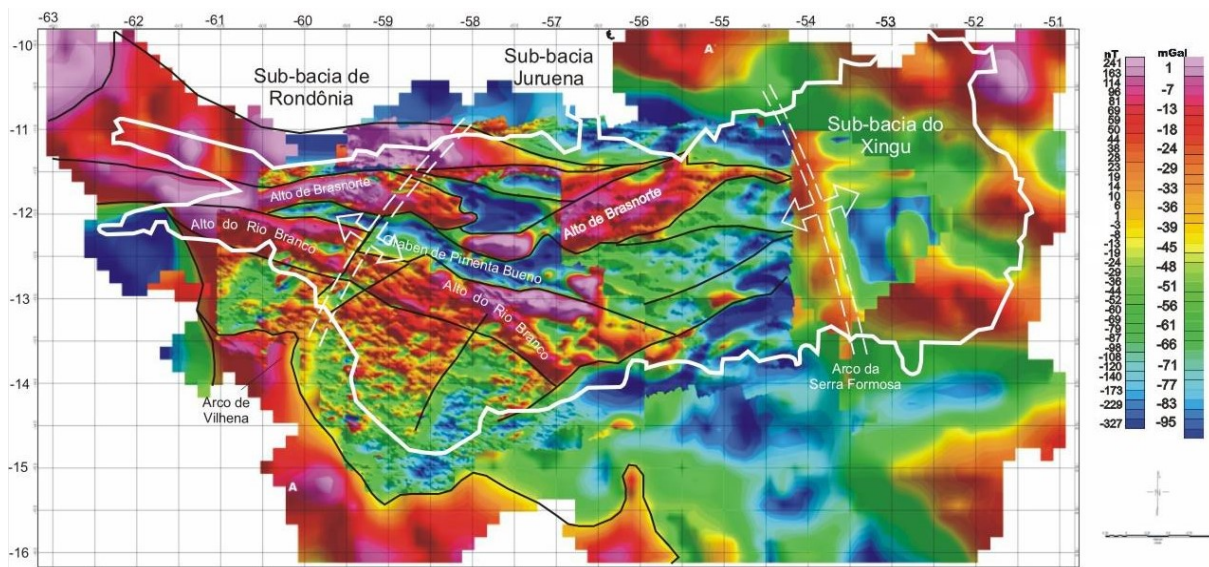
Durante o Cenozoico, o soerguimento da Cordilheira dos Andes também provocou mudanças na bacia, dando origem ao Arco do Rio Guaporé, que separa a bacia da Depressão Sub-Andina (Bahia *et al.*, 2007). A partir dos trabalhos com ênfase em detalhamento geofísico desenvolvidos de Bahia *et al.*, (2007) e Faria (2015) foi proposto um novo mapa com os limites dos domínios tecno-geofísicos da Bacia dos Parecis, confeccionado a partir de dados de magnetismo de campo total e gravimetria de Bouguer obtidos pelos autores na área. A partir das estruturas identificadas (Figura 3) o modelo vem sendo amplamente utilizado para divisão da bacia. Estes estudos também auxiliaram na compreensão na dinâmica da bacia e de sistemas pré-identificados na área em anos anteriores por autores como Siqueira (1989), Braga & Siqueira (1996) e Siqueira & Teixeira (1993).

À oeste da Bacia dos Parecis foram identificadas anomalias magnéticas negativas (geralmente associadas a um estiramento da crosta), evidenciando assim a existência de uma depressão tectônica denominada como Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989). Essa depressão, também conhecida como sub-bacia de Rondônia, exhibe dois grábens: Pimenta Bueno e Colorado. Ambos são de direção geral E-W e afloram por cerca de 220 km. Esses dois grábens se prolongam em superfície para sudeste de forma aproximadamente paralela, sempre separa-

dos pelo Alto Estrutural do Rio Branco. Nos limites dos grábens, em que predominam zonas de falha, ocorrem importantes deformações de média escala com brechas e silicificação (Braga & Siqueira, 1996).

A porção leste da Bacia dos Parecis, denominada como Sub-bacia Alto Xingu, foi evidenciado, através do método gravimétrico Bouguer, um dos principais depocentros da bacia, posicionado ligeiramente ao lado do Arco da Serra Formosa (Bahia *et al.*, 2007).

Figura 3 – Mapa magnético com a integração dos lineamentos magnéticos-gravimétricos, evidenciando os limites dos domínios tecno-geofísicos da Bacia dos Parecis



Fonte: Bahia *et al.*, 2007.








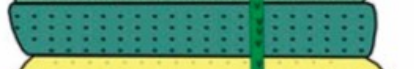

Dessa forma, baseados em dados geofísicos e geológicos, após o trabalho de Siqueira e Teixeira (1993), a bacia foi compartimentada por Faria (2015), em três domínios tecnosedimentares: no extremo oeste, uma depressão tectônica, na porção central, um baixo gravimétrico, e no extremo leste a Bacia Interior do Alto Xingu (Figura 3).

2.3 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DOS PARECIS

No sistema de riftes, formadores da bacia dos Parecis, decorrentes de eventos extensionais os quais rebaixaram a crosta nessa região, depositaram-se as formações Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda Casa Branca, Rio Ávila e o Grupo Parecis (formações Salto das Nuvens e Utiariti), Figura 4. Esta sequência foi agrupada em cinco supersequências: Siluro-Devoniana, Devoniana, Carbonífero-Permiana-Triássica, Juro-cretácea e Cretácea com uma espessura total aproximada de 5.800 metros Braga & Siqueira (1996).

O embasamento da bacia é composto por rochas metamórficas de médio e alto grau, bem como rochas ultrabásicas intrusivas e rochas metavulcano-sedimentares do Cráton Amazônico (Siqueira, 1989).

Figura 4 – Tabela estratiográfica da Bacia dos Parecís

Tempo Geol. M. a.	Geocron.		Litoestratigrafia			Sequências Deposicionais	Evolução Tectônica	Ambiente
	Período	Época	Unidades		N Litologia S			
			Gr.	Fm.				
100	T / K			TQ Ha		K-T	Fluv. Lacust.	
	Cretác.	Neo	Grupo Parecís	Utiriti				
Eo		Salto das Nuvens						
150	Jurássico	Neo		Rio Ávila		J - K	Magm	
		Meso						
200		Eo		Anari / Tapirapuã				
250	Triássico	Neo				SINÉCLISE		
		Meso						
		Eo						
300	Permiano	Neo				C - P	Fluvial/ Glacial	
		Eo					Fluvial	
350	Carbonífero	Neo	Fazenda da Casa Branca				Lacustre	
		Meso						Marinho Raso
		Eo						
		Neo		Pimenta Bueno				Glacial
Eo		Marinho Raso						
400	Devoniano	Neo	Paraná	Ponta Grossa		S - D	RIFT	Marinho Raso a Profundo
		Meso						
450	Siluriano	Neo		Furnas				Marinho Raso
		Eo						
450	Ordovic.	Neo		Cacoal				
		Eo						
	Precambriano		Complexo Jamari					

Fonte: Bahia *et al.*, 2007.

Sobre o embasamento tem-se o pacote de rochas composto por conglomerados, grauwacas, folhelhos e dolomitos, os quais representam leques aluviais, deltas e lagos do Ordoviciano, fase de rifte da bacia, a qual delimita a formação Cacoal (Bahia, *et al.* 2006).

No Devoniano, durante a formação do continente Gondwana, na fase de transição de rifte para sinéclise da bacia, tem-se a formação de arenitos com seixos e folhelhos. O primeiro é resultante de ambiente transicional delimitado como Formação Furnas. O segundo é gerado a partir da transgressão marinha, denominado como Formação Ponta Grossa (Siqueira, 1989).

De acordo com o trabalho de Bahia *et al.* (2006) ao longo do Carbonífero tem-se a sucessão de conglomerados, folhelhos e arenitos, os quais representam ambientes glaciais, pertencentes a Formação Pimenta Bueno. Ainda no Carbonífero, na transição do Eo para o Meso-Pensilvâniano, decorrente de ambiente periglacial, tem-se a sequência sedimentar caracterizada por conglomerados, arcóseos e folhelhos, delimitado como Formação Fazenda da Casa Branca.

Durante a separação da América do Sul e a África, no Mesozoico, a região sofreu o evento extensional mais significativo, em que as depressões foram preenchidas por um pacote de arenitos, de origem eólica da Formação Rio Ávila. A partir desse rifteamento, também foram sucedidos derrames basálticos delimitados pelas formações Anarí e Tapirapuã (Bahia *et al.*, 2007).

Na sequência foram depositados conglomerados e arenitos, subsequente de ambiente fluvial e eólico do Cretáceo, demarcado por Grupo Parecis (formações Salto das Nuvens e Utirati). Também nesse período, corpos kimberlíticos cortaram a bacia nas regiões noroeste e sudeste (Braga & Siqueira, 1996).

No Terciário e no Quaternário teve-se a deposição da cobertura inconsolidada aflorante na porção leste da bacia e sobrepondo o Grupo Parecis na parte central da bacia. Essa cobertura consiste em sedimentos arenosos, siltosos, areno-siltosos e lateríticos, onde em alguns locais encontram-se cascalhos cimentados por óxido de ferro devido a processos de laterização (Bahia *et al.*, 2006).

2.4 PROVINCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL (CAMP)

A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) é uma das maiores províncias ígneas já identificadas, formada por magmas basálticos durante a ocorrência da Pangéia, pouco antes de sua separação. O pico de atividade ocorreu há cerca de 201 milhões de anos e durou menos de um milhão de anos (Marzoli *et al.* 2011).

Esta província apresenta algumas semelhanças com outras conhecidas grandes províncias ígneas (LIPs), como os Deccan Traps, Karoo e a Província Paraná-Etendeka. Todas essas regiões estão associadas a eventos de separação continental e são compostas principalmente por magmas basálticos, amplamente instalados em um curto intervalo de tempo (Jourdan *et al.* 2007).

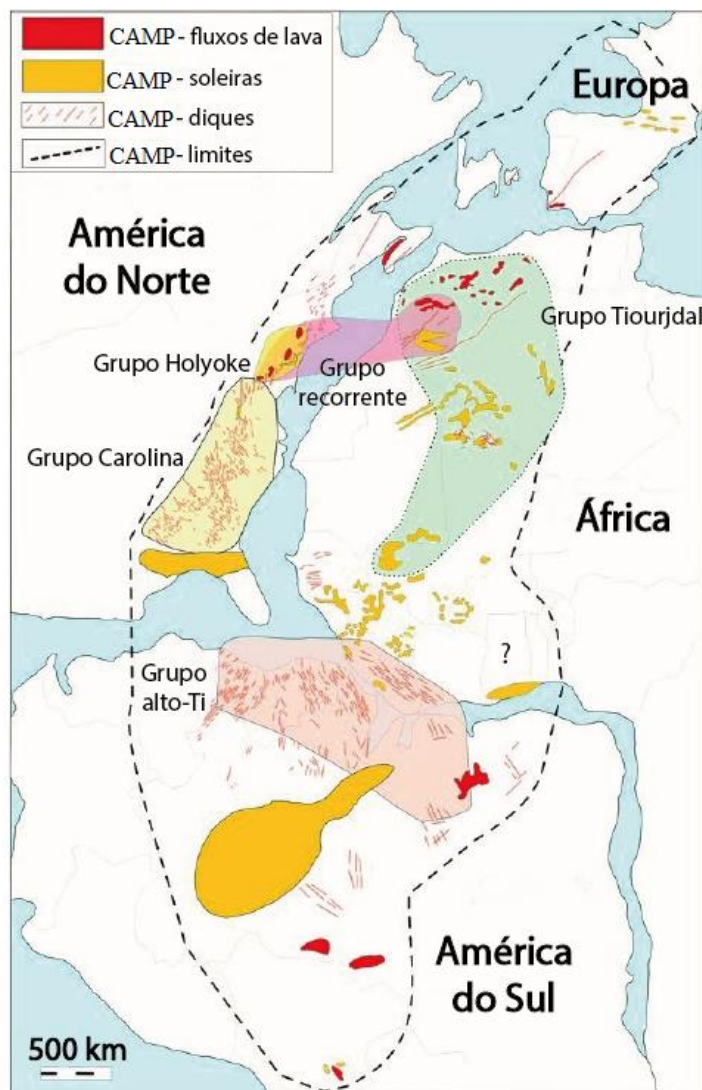
No entanto, o CAMP é peculiar devido sua enorme extensão e volume de rochas intrusivas, Marzoli *et al.* 1999 propõem uma extensão pré-erosional de $2.10^6 m^3$. Ao contrário de outras províncias ígneas, o CAMP não apresenta magmatismo alcalino ou rochas ácidas. Remanescentes do CAMP são encontrados em quatro continentes (leste da América do Norte, África

Ocidental, Europa e algumas regiões da América do Sul), Figura 5, em sua grande maioria basaltos toleíticos (Montes-Lauar *et al.* 1994).

Durante o pico da atividade magmática, os fluxos de magma ocorreram como pulsos de curta duração e formaram campos de lava fluindo por distâncias de centenas de quilômetros. Esses fluxos de lava são do tipo *pahoehoe* composto ou simples. Ocorrem também um grande volume de rochas intrusivas como diques, soleiras e intrusões em camadas (Jourdan *et al.*, 2007).

O magmatismo do CAMP ultrapassou o limite Triássico-Jurássico e possivelmente tenha sido um fator determinante juntamente com as alterações climáticas na desencadeação da extinção em massa ao final do Triássico, visto que tais erupções liberam um teor elevado de enxofre alterando drasticamente a qualidade do ar (Marzoli *et al.*, 2011).

Figura 5 – Mapa sistemático da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), durante a Pangea. A linha tracejada indica a superfície aproximada em que os remanescentes CAMP foram amostrados. Os campos coloridos com contornos pontilhados indicam a área de ocorrência dos grupos Tioujrdal (NW-Africa), Holyoke, Recurrent e High-Ti, as demais rochas CAMP pertencem ao Prevalent.



Fonte: Adaptado de Marzoli *et al.*, 2018.

2.5 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO CENTRAL NA AMÉRICA DO SUL

Diversas ocorrências de basaltos toleíticos são identificados em algumas bacias sedimentares da América do Sul, sendo a sua gênese ligada com a abertura do Oceano Atlântico Central. (Merle *et al.*, 2011). O início da fragmentação do Pangeia está relacionada a abertura do Oceano Atlântico Central, momento em que as GPIs mesozoicas passaram a se instalar, sendo a primeira delas a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) (Marzoli *et al.*, 2015).

A amostragem da ocorrência do PMAC na América do Sul é limitada, devido a difícil comprovação da ocorrência da província nessa área, visto que no continentes africanos, norte americano e europeu as zona de fragmentação da Pangea são coincidentes com a direção da paleosutura relacionada a orogênese Aleghaniana-Herciniana ocorrida no Paleozoico superior, já na América do Sul a propagação do rifte atingiu o Cráton Amazônico e outras bacias sedimentares como as bacias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Parecis, Figura 6, (Marzoli *et al.* 1999; Oliveira, 2018).

Na Amazônia Legal, além das bacias brasileiras, estudos petrográficos e geoquímicos limitados sugerem que as rochas vulcânicas na Bolívia, apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes às rochas do PMAC encontradas no Brasil e na África em termos de conteúdo de elementos traços e isótopos radiogênicos (Marzoli *et al.*, 2018).

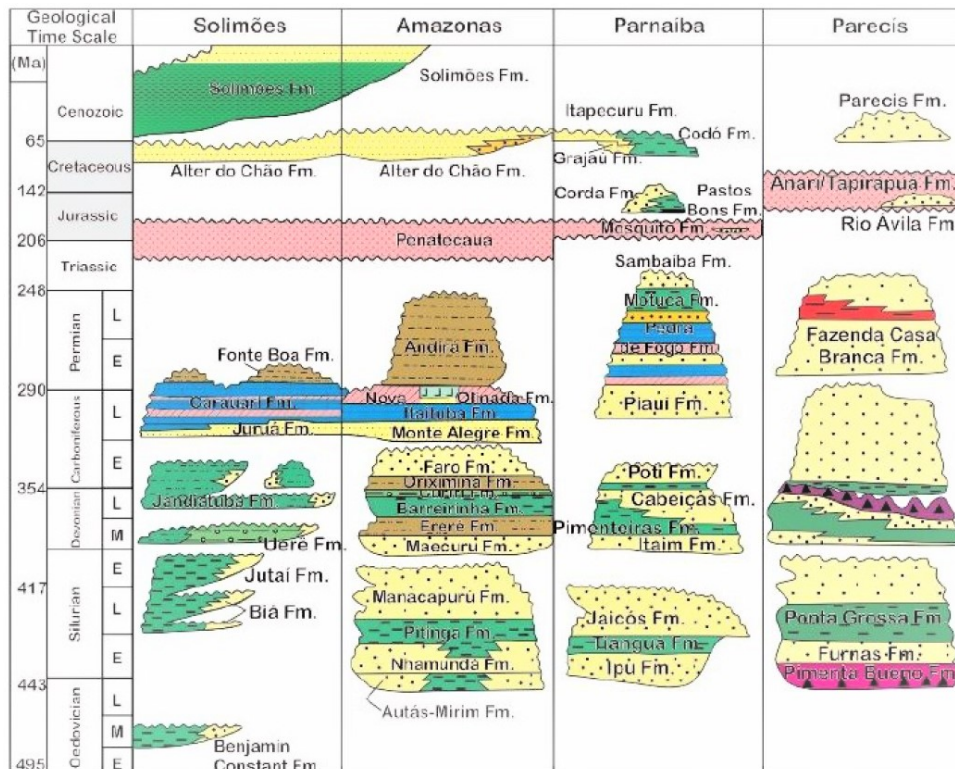
O registro de ocorrência da PMAC nas bacias da Amazônia Legal no Brasil (Figura 6) é representado pelo Magmatismo Penatecaua do Jurássico Inferior, nas bacias do Solimões e Amazonas (190 ± 20 Ma); pela Formação Mosquito do Eo-Jurássico ($199,7 \pm 2,45$ Ma) na Bacia do Parnaíba; e pelas formações Anarí e Tapirapuã também do Eo-Jurássico ($197-200 \pm 6$ Ma) na Bacia dos Parecis, sendo inferido uma possível área de ocorrência da PMAC (Piccirillo *et al.*, 2003; Rabelo, 2019).

Na Amazônia Brasileira, as assinaturas geoquímicas do Magmatismo Penatecaua do Eo-Jurássico presente nas análises geoquímicas das rochas das bacias do Solimões e Amazonas, indicam que essas rochas se tratam de basaltos toleíticos de baixo Ti e têm afinidade com as toleítas da PMAC de baixo Ti (Costa *et al.*, 2012). Além disso, as rochas têm altos teores de elementos incompatíveis, como Ti, Zr e Nb o que também se trata de uma característica comum do magmatismo associado a CAMP (Piccirillo *et al.*, 2003)

Na Bacia do Parnaíba, estudos geoquímicos e isotópicos dos basaltos da Formação Mosquito mostram semelhanças com os basaltos do CAMP, incluindo baixo teor de Ti e alto teor de FeOT, anomalias negativas de Nb, Ta e Ti e valores elevados de razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Silva-Tamayo *et al.*, 2012; Jelinek *et al.*, 2018). As idades obtidas por datação radiométrica dos basaltos da Formação Mosquito são consistentes com as idades do PMAC em outras partes do mundo (Silva-Tamayo *et al.*, 2012).

Estudos realizados por Barros *et al.* 2006, trazem informações acerca da Formação Tapirapuã aflorante em Tangará da Serra, no estado de Mato Grosso. Características mineralógicas e texturais observadas nas amostras analisadas pelos autores são comumente encontradas

Figura 6 – Coluna estratigráfica das Bacias brasileiras com ocorrência de CAMP: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Parecis



Fonte: Modificado de Milani & Zalàn, 1999.

em intrusivas básicas: com litofácies de granulação fina na porção superior e inferior e granulação mais grossa na porção central do corpo, mostrando variação de granulação média a grossa, podendo exibir porção pegmatítica. Com a intercalação destas, observadas no trabalho de Barros *et al.* 2006, ao longo do intervalo, converge para características encontradas em soleiras espessas, como é o caso da soleira do Palisades, nos EUA (Puffer *et al.*, 2009).

Já na porção boliviana da Amazonia legal, lavas toleíticas e os diques associados nas áreas de Tarabuco, Entre Ríos e Camiri, no sul da Bolívia, juntamente com dados geológicos, geoquímicos e de $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, permitem associar este magmatismo ao PMAC (Marzoli *et al.*, 2018). As lavas toleíticas selam o preenchimento sedimentar sin-rift do Triássico, em uma posição estratigráfica semelhante à das lavas da PMAC preservadas em outras bacias de rift do Triássico. As lavas e diques estudados apresentam uma composição química e isotópica muito homogênea, que se assemelha às toleitas de baixo Ti da PMAC, principalmente aquelas do sudoeste do Brasil (Marzoli *et al.* 2018).

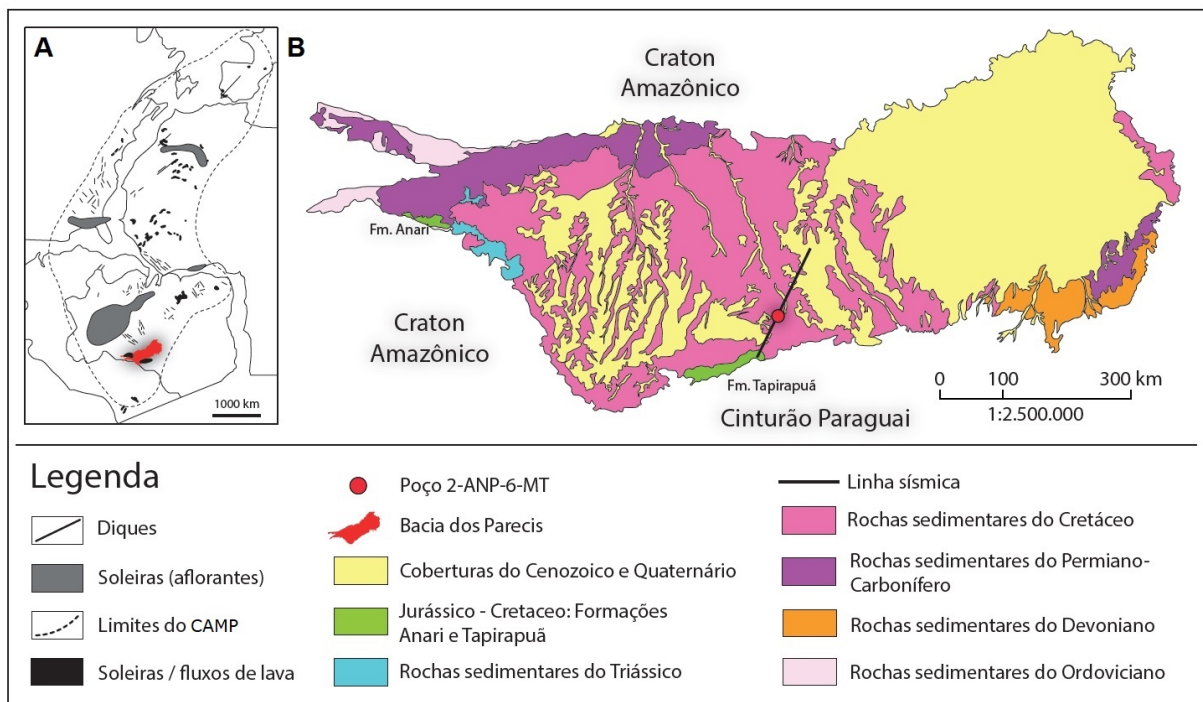
2.6 ROCHAS BÁSICAS NA BACIA DOS PARECIS

Durante o Mesozoico, durante a fragmentação do Pangea e do Gondwana, rochas sedimentares e vulcânicas preencheram depressões nas bacias sedimentares brasileiras. Na Bacia dos Parecis, este evento se relaciona aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã

(Marzoli *et al.*, 1999).

As formações Anarí e Tapirapuã (Figura 7), apresentam características geoquímicas, geocronológicas e paleomagnéticas muito similares. Ambas com idades aproximadamente 198 Ma, com predomínio de magma toleítico, com baixo teor de TiO_2 . O magmatismo se deu em área continental e em margens continentais durante o Mesozoico, tendo atingido sua maior intensidade durante o Eo Jurássico e início do Cretáceo (Montes-Lauar *et al.*, 1994).

Figura 7 – (A) Mapa esquemático do supercontinente Pangea ocidental por volta de 201 Ma mostrando a localização das rochas intrusivas e extrusivas do CAMP e da Bacia dos Parecis (em vermelho). A linha tracejada mostra a área de superfície estimada do CAMP. (B) Mapa geológico simplificado da Bacia dos Parecis com localização do poço estratigráfico 6-ANP-MT-02 e a linha sísmica.



Fonte: A) Modificado de Marzoli *et al.*, 2011; B) Modificado de Bahia *et al.* 2007.

A Formação Anarí é constituída de basaltos, com granulação fina a afanítica, coloração cinza escura, tendo disjunção colunar como característica estrutural principal. Também se observa a existência de corpos de diabásios os quais são caracterizados pela sua granulação média a grossa e ausência de vidro vulcânico (Pinto Filho *et al.*, 1977).

No estado de Rondônia, a Formação Anarí é uma unidade que aflora de forma tabular e alongada com direção E-W. Essa formação apresenta dimensões aproximadas de 100 km de comprimento por 10-35 km de largura, com espessura máxima de 80 metros, e recobre os gnaisses e xistos do Complexo Xingu, bem como os sedimentos das formações Pimenta Bueno e Fazenda Casa Branca (Montes-Lauar *et al.*, 1994).

Os basaltos da Formação Anarí apresentam características geoquímicas semelhantes às dos basaltos do CAMP, incluindo baixo conteúdo de Ti e alto teor de FeOT, assim como anomalias negativas de Nb, Ta e Ti e valores elevados de razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Piccirillo *et al.*, 2003).

De acordo com Marzoli *et al.* (1999), a idade calculada para a formação Tapirapuã, a partir do método Ar/Ar, é de aproximadamente 198 Ma. A idade calculada foi bastante próxima à da Formação Anarí (208 Ma), a qual foi determinada a partir do método K/Ar. As idades obtidas por datação dos basaltos são consistentes com as idades do CAMP em outras partes do mundo, sugerindo que tratam-se de uma parte integrante do CAMP (Montes-Laurar, 1994, Marzoli *et al.*, 1999).

2.6.1 FORMAÇÃO TAPIRAPUÃ

Na município de Tangará da Serra a 250 km de Cuiabá (MT), tem-se as melhores exposições da Formação Tapirapuã, que mergulha levemente ao norte, tendo um formato elíptico com distribuição média de 115 km de comprimento, tendendo a NE-SW, e apresentando entre 10-20 km de largura e espessura média de 310 metros (Almeida, 1964), o qual varia de leste para oeste, evidenciando o surgimento dos riftes extensionais, os quais vieram mais tarde dar espaço a deposição de sedimentos da Formação Ávila e Grupo Parecis.

A diferença na espessura também é identificada no sentido norte sul no trabalho de Montes Laurar *et al.* (1994), sendo que o pacote vulcânico tem espessura de ≈ 310 metros na porção sul da área e 35 metros na porção norte.

As rochas básicas encontradas nos afloramentos apresentam estruturas amigdaloides no topo, disjunções colunares na porção média e estrutura maciça na porção inferior, com base nas feições identificadas acredita-se que os derrames tenham em média 55 metros de espessura. Os basaltos da Formação Tapirapuã possuem teores de SiO₂ próximo a 50% e TiO₂ inferior a 2%, e afinidade toleítica (Barros *et al.* 2006, Montes-Laurar *et al.* 1994).

Os basaltos apresentam no geral textura subofítica, holocristalina, com cristais de plagioclásio ripiformes. A mineralogia básica das amostras é composta por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos (óxidos) com ou sem a presença de mesóstase (Barros *et al.* 2006). A textura e granulometria são variáveis. Na porção superior, a rocha é fanerítica fina a afanítica, com textura amigdaloidal. Abaixo desta zona ocorrem rochas de granulação mais grossa que variam de fanerítica média-grossa a pegmatítica. (Montes-Laurar *et al.* 1994).

Inicialmente a idade obtida para a formação através do método K/Ar era cretácea, aproximadamente 112 ± 3 Ma, se aproximando da idade dos derrames do Grupo Serra Geral, na Bacia do Paraná, porém com o aprimoramento das técnicas de geoquímica isotópicas e a partir do método Ar/Ar novas datações foram realizadas por Marzoli *et al.* (1999), sendo obtida uma nova idade de 198 Ma (limite Triássico-Jurássico), idades relacionadas com O CAMP.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização das litofácies da Formação Tapirapuã teve seu início com a execução de trabalhos de campo realizados durante o ano de 2018 e posteriormente, a partir de amostras retiradas do poço 2-ANP-6-MT. A fase de análise das amostras se deu com a petrografia de lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras laterais e do testemunho, caracterização química, através de análises quantitativas de elementos maiores e traços e isótopos e a datação utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

3.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado no mês de setembro de 2019. Durante o trabalho foram observados e descritos afloramentos de rochas básicas da Formação Tapirapuã no noroeste do estado do Mato Grosso, nos municípios de Arenápolis, Nortelândia e Tangará da Serra.

3.2 PETROGRAFIA

A partir das amostras retiradas do poço 2-ANP-6-MT, no intervalo de 473,00 a 649,00 metros, foram confeccionadas vinte e duas lâminas de amostra laterais amostradas. No intervalo de 513,04 a 522,13 metros, foram confeccionadas vinte e sete lâminas de testemunho contínuo (9,05 m). As lâminas delgadas foram analisadas qualitativa e quantitativamente, através de contagem de pontos, no microscópio ótico Olympus modelo BX41 no Laboratório da Geoquímica da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

3.3 GEOQUÍMICA

Foram selecionadas 28 amostras para caracterização litoquímica através da determinação das concentrações de elementos maiores, menores, traços e ETR. As análises foram realizadas pelo laboratório *Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.*, utilizando espectrometria de emissão atômica de plasma acoplado indutivamente (ICP-AES) para determinar os elementos maiores e espectrometria de massa de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) para determinar os elementos traço.

Adicionalmente, quatro amostras representando as diferentes litofácies foram selecionadas para análise das razões isotópicas de Sr, Nd e Pb: basalto de grão fino do segmento superior (amostra 489), diabásio grão médio da zona intermediária superior (PA-19) e o gabro de grão grosso do núcleo (PA-22 e PA-26). As composições isotópicas foram calculadas considerando uma idade de *emplacement* de 200 Ma.

3.4 GEOCRONOLOGIA

A determinação das rochas selecionadas para análise geocronológica, foi realizada com base na petrografia óptica, na qual duas amostras menos alteradas foram selecionadas para geocronologia de aquecimento escalonado a laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para as amostras selecionadas: amostra 502 e amostra 603, grãos inteiros de rocha de 1 mm foram extraídos da porção menos alterada de cada amostra, sendo selecionado um grão de cristal de plagioclásio para amostragem. As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram realizadas no Lamont-Doherty Laboratory, University of Columbia, EUA.

3.5 GEOFÍSICA

Para a interpretação sísmica da morfologia da soleira, foi utilizado a linha 2D 0295-0001, fase zero, em tempo de viagem de ida e volta (milissegundos), amarrada pelos dados de perfilagem de poço exploratório 2-ANP-6-MT, ambos explorados pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) de acordo com a política atual de compartilhamento de dados *onshore* para fins de pesquisa. O poço foi calibrado na linha sísmica por meio de dados de *checkshot*, e o registro litológico foi criado com base em grupos de amostras compostas.

4 ARTIGO SUBMETIDO AO *JOURNAL OF GONDWANA RESEARCH***Exploring the formation of Tangará Sill: A single-pulse intrusion feeding CAMP lava flows in Parecis Basin, Brazil**

Bruna Taiana de Oliveira Wormesbecker¹, Breno Leitão Waichel^{1*}, Evandro Fernandes de Lima², Isabela de Oliveira Carmo³, Lucas Del Mouro^{4,5}, Edinei Koester⁶, Juliano Kuchle²

¹ PPGGEO/UFSC - Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil. brunawormes@gmail.com ; breno@cfh.ufsc.br

² PPGGEO/UFRGS - Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil. eflgeologo@gmail.com; juliano.kuchle@ufrgs.br

³ Petrobras S.A., Research Center, Rio de Janeiro, Brazil icarmo@petrobras.com.br

⁴ Harvard University, Cambridge, USA. lucas.delmour@gmail.com

⁵ Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo, Brazil. lucas.delmour@gmail.com

⁶Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil. koester@ufrgs.br

**Corresponding author*

ABSTRACT

The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) rocks in the intracratonic Parecis Basin (Central Brazil) are recognized as lava flows in the southwest (Tapirapuã Fm.) and west (Anarí Fm.) borders. Despite the considerable amount of geophysical, petrogenetical, and geochronological data available, the understanding of the CAMP feeder system in this region remains unclear. This study investigates the Tangará sill, a dolerite intrusion that cuts through Triassic sedimentary rocks in the South Center of the Parecis Basin, to provide a better understanding of the plumbing system in this area. The dolerite sill is a tabular feature in seismic data with a traceable base and top that extends for about 100 km from northeast to southwest. Its thickness shows little variation and was intercepted by a stratigraphic well, presenting a thickness of 180 m of continuous igneous intrusion. The dolerite sill is composed of plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals, and mesostasis, and is divided into five segments. The dolerite is tholeiitic and was formed by a solely magma pulse that was differentiated by plagioclase+pyroxene crystal fractionation. Two samples were dated using geochronology, yielding ages ranging from 204.0 ± 0.4 Myr to 202.0 ± 0.5 Myr. Sr-Nd-Pb isotopic data suggest a lithospheric mantle source with possible crustal contamination. The findings suggest an emplacement model by a thick single-pulse magma that intruded the Triassic red beds. Along a NE-SW section, the sill is truncated by faults along the Southern border of the basin, close to the edge of the mapped lava flows of Tapirapuã Formation, suggesting that the magma propagated from NE to SW along the sedimentary strata and fed the Tapirapuã volcanism. Thus, this study provides a good example of a single-pulse sill feeding lava flows of CAMP and contributes to a better understanding of the plumbing system in this area.

Keywords: Plumbing system, single-pulse intrusion, diabase sill, CAMP

1. INTRODUCTION

Large Igneous Provinces (LIPs) are voluminous magmatic events generated in a short time interval (1-2 Myr) generally related with climatic changes and some mass extinctions events (e.g. Head and Coffin 1997, Courtillot and Renne 2003, Bryan and Ernst 2008, Ernst 2014, Ernst and Yobi 2017). Among LIPs, Continental Flood Basalts (CFBs; e.g. Paraná-Etendeka and CAMP) are commonly related to crustal thinning and continental break-up (White and Mackenzie 1989).

The emplacement of the CAMP, with its volcanic climax at ca. 201 Myr (e.g. Marzoli *et al.*, 1999, Jourdan *et al.*, 2003), is linked to the initial break-up of the Pangea supercontinent and following the opening of the Central Atlantic Ocean, resulting in preserved outcrops in eastern North America, western Africa, central-northern South America and southwestern Europe, covering an area of ≈ 107 km² (Marzoli *et al.*, 1999; McHone *et al.*, 2005). The recognition

of CAMP rocks in these four continents extended the limits of the province, suggesting deep implications on the paleosystem at local/regional and global scales (e.g. Marzoli *et al.*, 1999, Jourdan *et al.*, 2003, Verati *et al.*, 2005, Bertrand *et al.* 2014).

The accepted volcanic climax at ≈ 201 Myr set synchronicity with the mass extinction identified at the Triassic-Jurassic boundary, allowing the CAMP to be set as the main trigger (e.g., Marzoli *et al.*, 1999, 2004; Hesselbo *et al.*, 2002; Schaller *et al.* 2012).

The CAMP generation model is not common sense among many studies, some authors propose a mantle plume model generation (May, 1971; Morgan, 1983; Hill 1991; Wilson, 1997; Courtillot *et al.*, 1999), while others advocate for a non-plume origin (Pegram, 199; McHone, 2000; Puffer, 2001). Alternative proposals, such as plate boundary forces model (Bott, 1982), edge-driven convection (Anderson, 1982; King and Anderson, 1998), or global warming of the mantle (Coltice *et al.* 2007, 2009) have also been suggested. Besides the model concept, establishing the size, geometry and volume of the CAMP erupted/intruded magmas are basic parameters to constrain the origin of the province and its associated effects on basin compartmentation, petroleum systems and climatic changes.

Despite several studies focusing on evaluated CAMP rocks in Brazilian basins, questions regarding the emplacement and relationship between extrusive and intrusive rocks remains unanswered or doubtful. In this study, we present seismic, petrographic, geochemical and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data from a dolerite sill located at the Parecis Basin in Central Brazil. We propose an emplacement model for this study area and discuss the geometry of CAMP plumbing systems in intracratonic basins.

2. MATERIALS AND ANALYTICAL TECHNIQUES

2.1 Borehole sampling

The 6-ANP-MT-02 stratigraphic well was drilled by Petrobras S.A. in the central portion of the Parecis Basin (Fig. 1). The well has a total thickness of 4,485 m with a 180 m igneous interval between 470 to 650 m deep very well sampled (core and side wall core samples). For this study, we analyzed twenty-two sidewall core samples and 9.3 meters of continuous core (Fig. 2). Petrographic analysis was conducted on 44 thin sections, while geochemical analysis was performed on 28 samples. Sr-Nd-Pb isotopic analyses were carried out on 4 samples, and 2 samples were used for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology (See Table 1 in supplementary material).

Whole rock major and trace element analyses were carried out at the Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. Major elements were determined by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES), and trace elements by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS). Major, trace and rare earth element (REE) analysis of the samples are reported in Supplementary Material (Table 2).

Four samples (PA-19, PA-22, PA-26 and 489) were selected for Sr-Nd-Pb isotopic analyses, carried out at the Isotopic Geology Laboratory of the University of Rio Grande Sul

using thermal ionization

2.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology

Two least altered samples were selected (depths 502 m and 603 m) to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser step-heating geochronology based on optical petrographic observations. The samples were crushed with a table-top jaw crusher and the cleanest plagioclase crystals were loaded in an Al-disk together with Fish Canyon sanidine irradiation monitor (28.201 ± 0.046 Myr, Kuiper *et al.*, 2008). The irradiation was performed at Oregon State University, USA, and the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses were conducted at the Lamont-Doherty Laboratory, University of Columbia, USA.

2.3 Seismic interpretation

To interpret the structure of the sill, we used the 2D line 0295-0001 with zero phase in two-way travel time (miliseconds), which was calibrated using the wire line data from stratigraphic well 2-ANP-6-MT. The data sources were made available by ANP (National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels) under the current policy of sharing onshore data for research purposes. The well was calibrated on the seismic line using checkshot data, and the lithological log was created based on composite cutting assemblages.

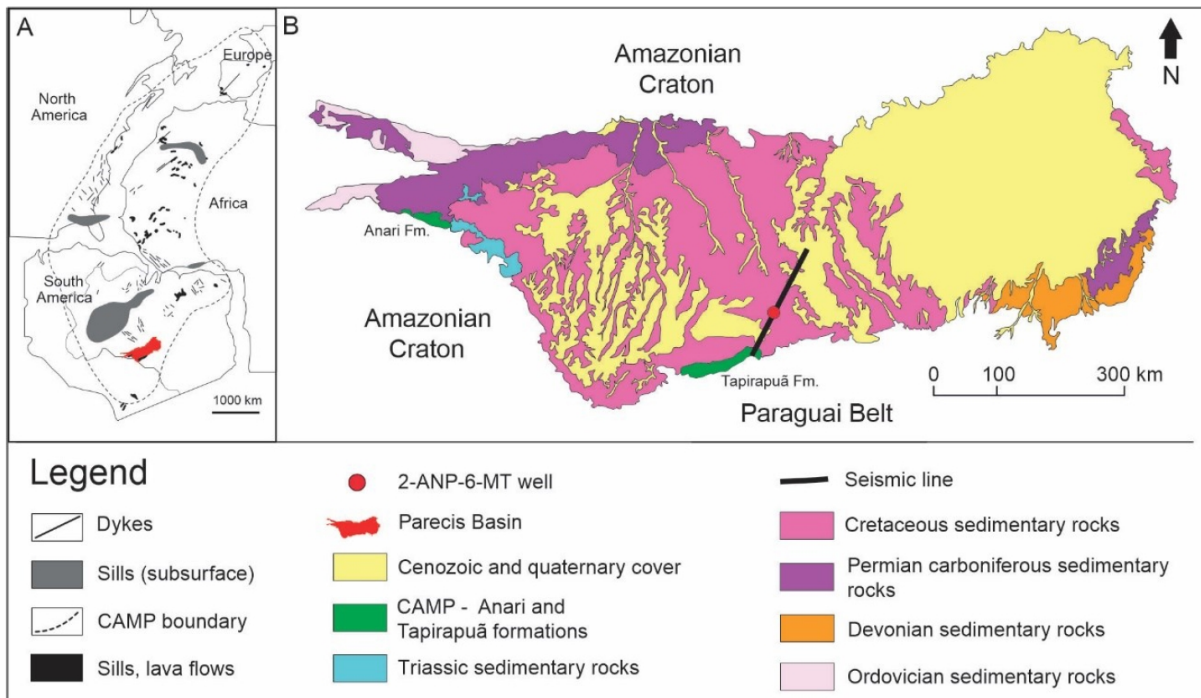


Fig. 1. (A) Schematic map of the western Pangea supercontinent at around 201 Myr showing the location of CAMP intrusives and extrusives rocks and Parecis basin. The dashed line represents the estimated surface area of the CAMP. (Modified from Marzoli *et al.* 2019). (B) Simplified geological map of the Parecis Basin (modified from Bahia *et al.* 2007), with location of the 6-ANP-MT-02 stratigraphic well and of the seismic line 295-0001.

3. RESULTS

3.1 Sill layering and Petrography

The Tangará sill exhibits a distinct layering marked by the grain-size variation, which allows its division into five segments: fine-grained upper margin, medium-grained upper zone, coarse-grained core, medium-grained lower zone and fine-grained lower margin (Fig. 2). Optical microscopy revealed that all samples have a primary mineral assemblage consisting of plagioclase (38-53%), clinopyroxene (augite, 16-37%, pigeonite 3-5%), opaque minerals (1-7%) and mesostasis (0-26%). Additionally, the grain-size variation along the sill is indicative of three lithofacies: 1- fine-grained dolerite, 2- medium-grained dolerite and 3- coarse-grained gabbro.

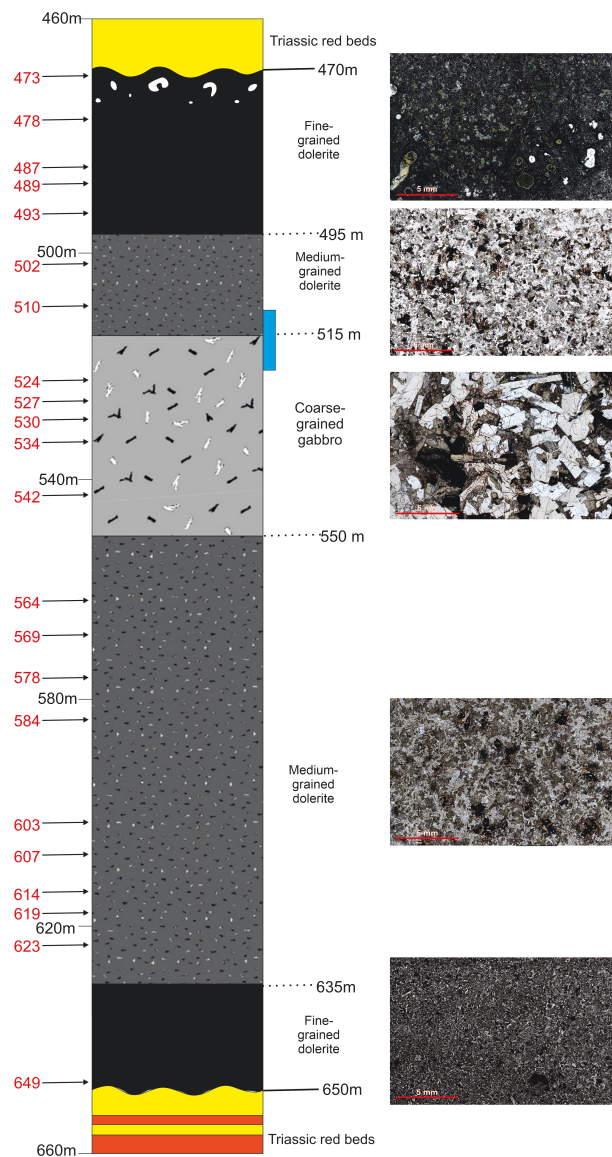


Fig. 2. Tangará Sill division (5 segments): fine-grained upper margin, medium-grained upper intermediate, coarse-grained core, medium-grained lower intermediate and fine-grained lower margin. Red arrows: sidewall core samples. Continuous core in blue. Microphotographs of thin sections at left show the grain-size variation.

The igneous body exhibits a fine-grained dolerite lithofacies at both its upper and lower margins. The upper margin is hypocrySTALLINE and ≈ 25 m thick, and the lower border is holocrystalline and ≈ 15 m thick, both with crystal dimensions ranging from 0.15 to 0.25 mm (Fig. 2). The upper margin is composed of plagioclase (43-45%), clinopyroxene (16-39%), glassy mesostasis (10-26%), opaques (1-3%) and secondary mineral (5-15%). Amygdales up to 3 mm filled with zeolites and clay minerals occur at the top, and irregular diktytaxitic cavities up to 1 mm are ubiquitous. The content of glassy mesostasis decreases from the top towards the bottom of the upper margin, $\approx 26\%$ in the sample 473, near the contact, and $\approx 10\%$ in sample 489. (Fig. 3A and B). The lower margin is holocrystalline and is composed by clinopyroxene (50%) and plagioclase (45%), along with minor amounts of opaque mineral (5%). (Fig. 3F).

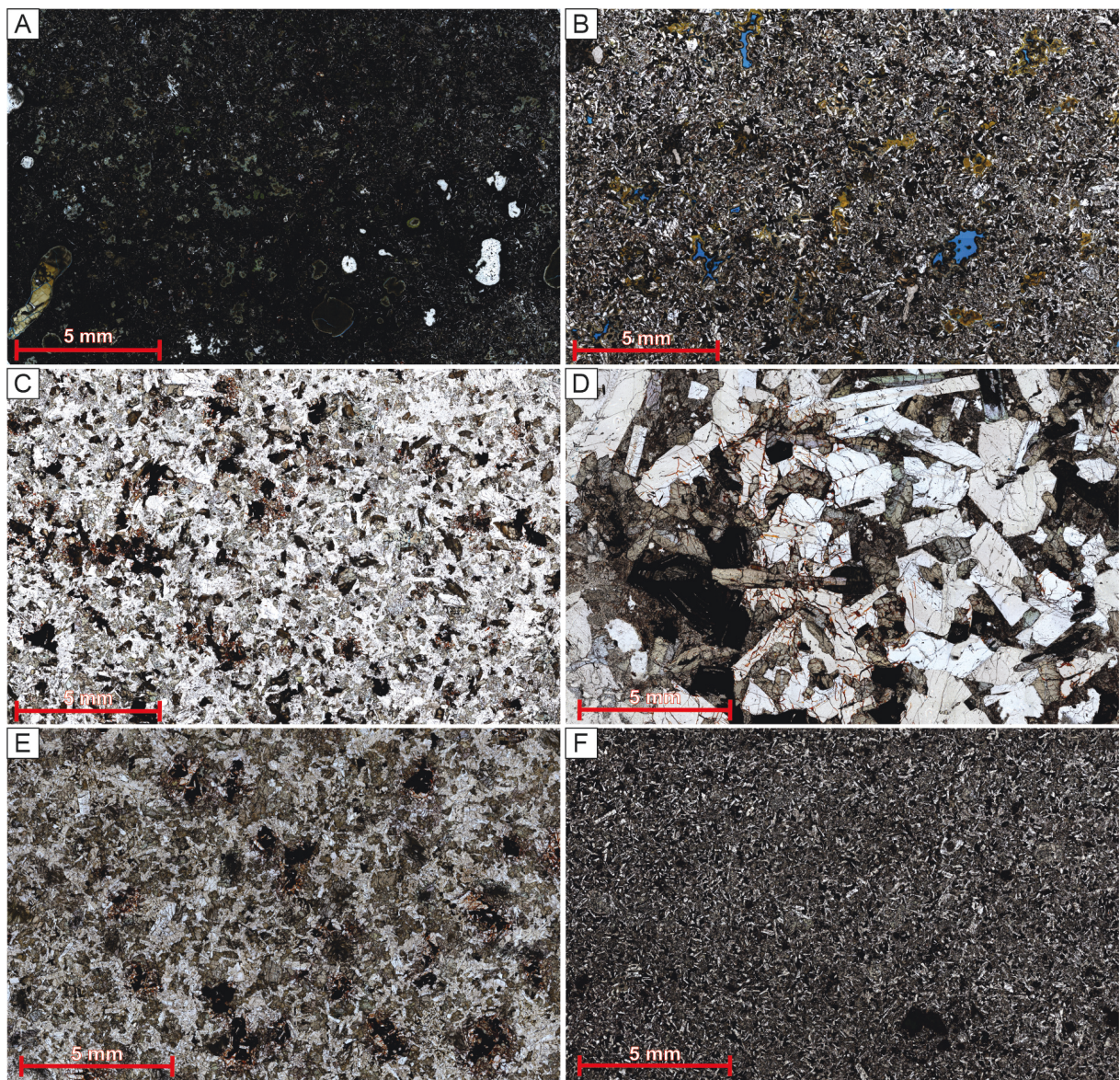


Fig. 3. Five segments of the Tangará Sill: A) Fine-grained dolerite (sample 478, upper portion of the top) with amygdales and diktytaxitic cavities. B) Fine-grained dolerite (sample 493, base of the top) with diktytaxitic cavities. C) Medium-grained upper intermediate zone with intergranular texture. D) Coarse-grained core, with large plagioclase and clinopyroxene crystals and interstitial mesostasis. E) Medium-grained lower intermediate zone with intergranular texture. F) Fine-grained, holocrystalline dolerite from bottom border.

The medium-grained dolerite occurs as an upper intermediate zone (≈ 20 m thick) and a lower intermediate zone (≈ 85 m thick) between the sill core and margins (Fig. 2). This lithofacies is characterized by holocrystalline texture, with crystal dimensions ranging from 0.3 to 0.5 mm and intergranular texture (Fig. 3C). In the upper zone, plagioclase (38-45%) and clinopyroxene (36-48%) are dominant, along with opaques (4-5%) and secondary mineral (3-21%). Diktytaxitic cavities up to 0.5 mm are observed along the segment. In the lower intermediate zone, plagioclase (41-52%) and clinopyroxene (41-50%) are dominant, along with opaques (3-6%), mesostasis (1-4%) and secondary mineral (2-3%) (Fig. 3G). Intergranular and sub-ophitic textures are common, and glomeroporphyritic texture also occurs.

The coarse-grained core of the Tangará sill is characterized by a holocrystalline composition and a thickness of approximately 35 m. The crystals have dimensions between 1-5 mm and exhibit intergranular and poikilitic textures. The dominant mineral assemblage consists of plagioclase (31-47%) and clinopyroxene (20-43%), accompanied by opaques (3-7%), mesostasis (0-7%) and secondary mineral (3-35%). Mesostasis occur in the interstitial spaces between large crystals and is composed of acicular plagioclases and altered glass (Fig. 3E).

The continuous core is 9.3 m long (513-522.3 m deep) targeted at the transition between the upper intermediate zone and the sill core (Fig. 2). The core is composed of the alternation of medium-grained dolerite and gabbro, with gabbro predominating towards the lower portion of the core (supplementary material Fig. 1).

3.2 Geochemistry

All samples ($n=28$) are tholeiitic. Among them, 26 are basalts and 2 are andesites according to the TAS diagram classification (Fig. 4A). The andesitic samples (530 and PA-21) are gabbro from the core and have L.O.I. of 4,4 and 2,7 respectively (Supplementary material).

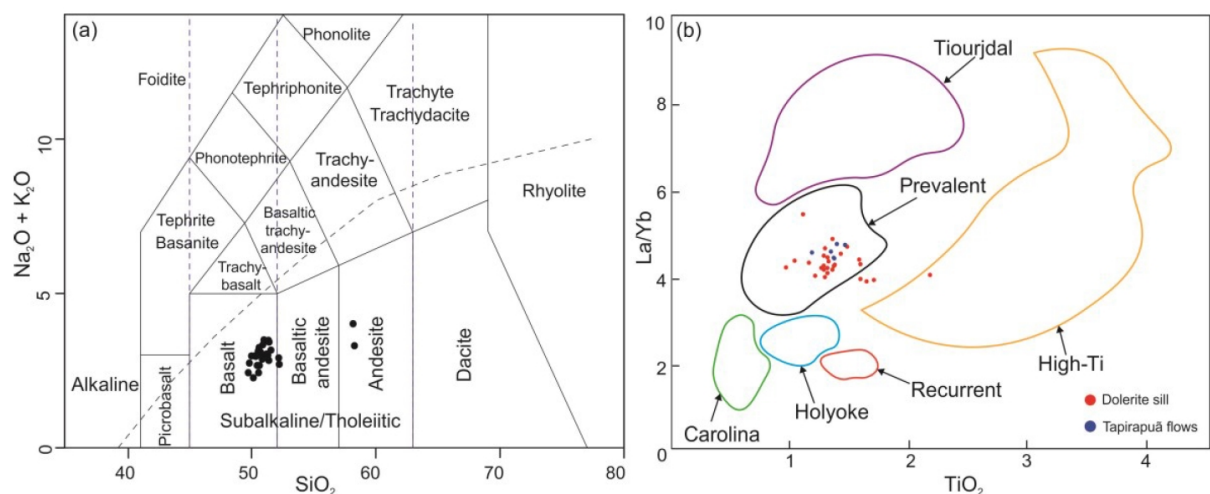


Fig. 4. (A) TAS diagram with analyzed samples ($n=28$). (B) TiO₂ versus La/Yb with fields of the six geochemical groups proposed to CAMP rocks (Marzoli *et al.* 2018). Samples from dolerite sill (this study) and from Tapirapuá flows (De Min *et al.* 2003) plot at the Prevalent group.

The MgO content range from 8.88% to 1.73%, and TiO₂ is low (< 2.0 wt.%), except the sample 534, which has TiO₂ = 2.12 wt.%. An increasing trend in the concentrations of TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Ba, Nb and Zr, and decreasing MgO, Al₂O₃, CaO and Ni were observed from borders to core (Fig. 5). The most evolved samples (530 and PA-21) are enriched in SiO₂, Ba, Nb and Zr. All samples show a similar pattern and content of ETR, with sample 530 being more enriched (see supplementary material). Negative anomalies in Nb were observed in all samples, and gabbroic rocks from core show a negative anomaly in Sr (see supplementary material).

The La/Yb ratio range from 5.5 to 3.95 (average 4.36), which is similar to the ratios from the lava flows related to Tapirapuã Formation (4.25-4.71, average 4.41, Barros *et al.* 2006; 4.11-4.85, average 4.45, De Min *et al.* 2003). In the TiO₂ vs. La/Yb diagram (Fig. 4B) samples from Tangará sill (this study) and Tapirapuã lava flows (De Min *et al.* 2003) plot in the Prevalent group proposed by Marzoli *et al.* (2018).

The geochemical vertical profiles along the sill indicate a clear trend of increasing SiO₂, Fe₂O₃, Zr and Ba and decreasing in Al₂O₃, MgO and CaO from the borders to core (Fig. 5). The decreases in MgO and CaO decreases match with the plagioclase+pyroxene fractional crystallization. Moreover, the more evolved samples (andesites, 530 and PA-21) are gabbros from the core, which aligns with the observed decreases in MgO and CaO.

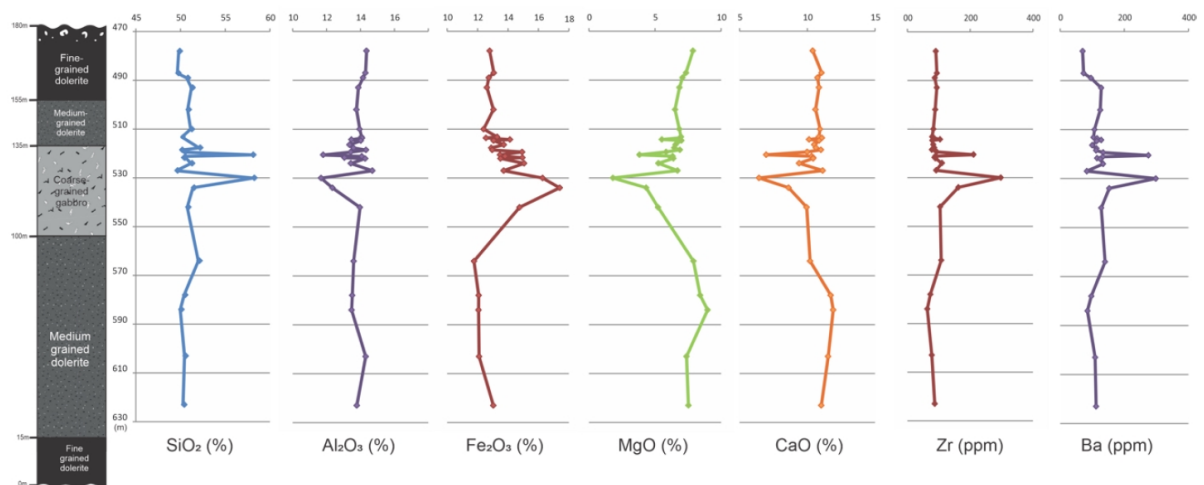


Fig. 5. Vertical distribution of selected oxides and trace elements along the Tangará Sill.

The variation of MgO values along the vertical profile suggests a general C-shape, with less evolved rocks at the margins and more evolved at the core (Fig. 6). C-shaped profiles are typically the result of in-situ processes of fractional crystallization (Rice, 1981). However, a more detailed analysis showed that the profile could be divided into three zones: an upper I-shape zone (upper margin + upper intermediate zone), a basal I-shape zone (lower intermediate zone), and a zig-zag-shaped zone at the transition of upper intermediate zone and core (Fig. 6). These zig-zag shapes can be attributed to textural variation along the continuous core (medium-grained dolerite and gabbro). However, it is possible that they may also result from sampling bias, as large number of samples were analyzed in this interval.

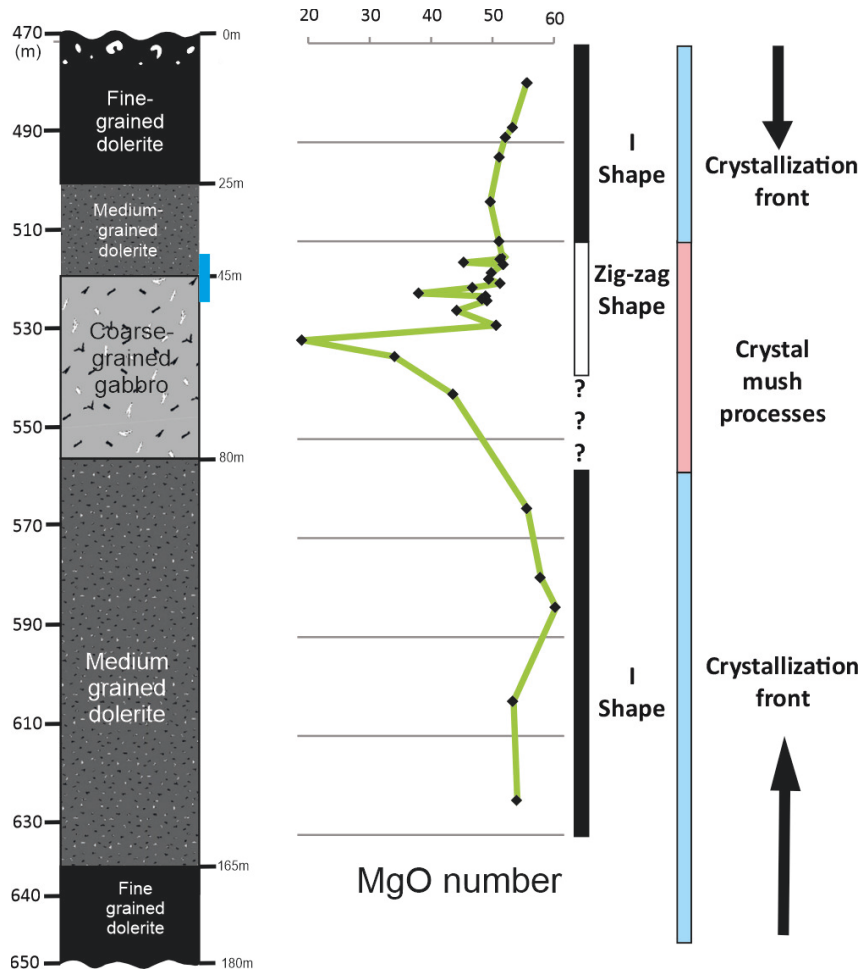


Fig. 6. Geochemical profile of Mg number ($Mg\# = \text{molar } 100 \times \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}]$) along the Tangará Sill.

3.3 Sr-Nd-Pb isotopes

Four samples were analysed for Sr, Nd, and Pb isotopic ratios, representing the following lithofacies of the Tangará sill: a fine-grained dolerite from the top segment (sample 489), a medium-grained dolerite from the upper intermediate zone (PA-19), and the coarse-grained gabbro from the core (Pa-22 and PA-26). The isotopic compositions were calculated to an emplacement age of 200 Myr (see supplementary material).

The Tangará Sill rocks display high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.705969 – 0.706808) and considering low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (0.512322 – 0.512427) with ϵNd +0.9 to -1.1. When compared to the basalts from the Tapirapuã Formation (Barros *et al.*, 2006) in the Sr-Nd diagram (Fig. 7A), the two sets of samples show a similar pattern, with $\epsilon\text{Nd}(200)$ values between -0.01 and 2.32 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(200)}$ values between 0.706446 and 0.707580.

However, the samples by Barros *et al.* (2006) present a wider range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ values, from the lowest value (0.706444) to the highest (0.707580). Regarding $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, the samples exhibit a similar range, with values between 0.512518 and 0.512662. Regarding Pb isotopic compositions, Tangará Sill rocks are highly radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 18.40 - 18.47$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 15.63 - 15.66$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 38.51 - 38.60$) (Fig. 5B).

When compared to other CAMP rocks from NW-Africa, such as Tiourjudal, Prevalent, and Recurrent groups, as well as other CAMP geochemical groups worldwide (Europe, South and North Americas), the geochemistry of Tangará Sill rocks shows that all analysed rocks present similar Sr-Nd-Pb isotopic compositions to those from low-Ti CAMP basalts (Boscaini *et al.*, 2022) and are enriched when compared to most OIB and MORB rocks, plotting above the NHRL (Fig. 7B). The dolerite sill has similar Nd, Sr, and Pb isotopic compositions to the Prevalent Group, which includes lava flows and intrusives in Morocco, Portugal, Canada, USA, and South America.

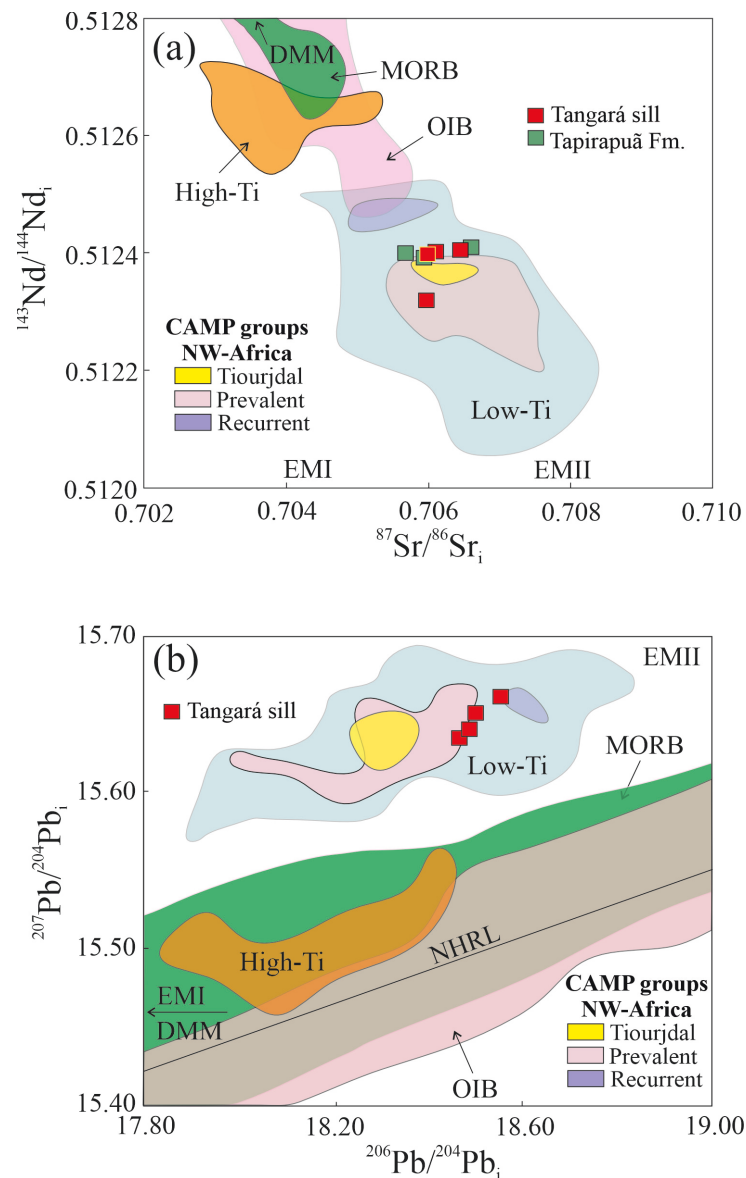


Fig. 7. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ compositions of Tangará Sill (this study) and Tapirapuã Formation rocks (Barros *et al.*, 2006) and CAMP groups (Boscaini *et al.*, 2022). Initial isotopic compositions are calculated to 200 Myr. (A) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ diagram. (B) Diagram $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diagram with distinct CAMP magma groups. NHRL is the Northern Hemisphere Reference Line. Present-day isotopic compositions of oceanic basalts are also reported for comparison: Atlantic MORB data (green field) and Atlantic OIB data (pink field), and mantle end-members (DMM, EMI, EMII). High-Ti and Low-Ti for other CAMP occurrences are also reported.

The Prevalent group has been interpreted as a product of combined fractional and crustal contamination of less evolved Prevalent magmas (Marzoli *et al.*, 1998). Boscaini *et al.* (2022) proposed that the source of the group was partial melting of 2-3% of subducted-modified DMM mantle (upper mantle) source modified by 1% of continental crust recycled within a spinel stability field at temperatures around 1420-1440°C, pressures of 2.8 to 3.3 GPa, under thinned continental lithosphere (80 km).

The isotopic composition of the Tangará Sill rocks suggests crustal participation in their genesis, where partial melting of a depleted mantle has been enriched with this recycled crust. Thus, the Prevalent Group, with more than 10 million km² of exposure around Europe, Africa, North America and South America, in the study area is represented by a sill outcropping in the Parecis Basin.

3.4 ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology

Ca-rich plagioclase crystals were analyzed from the two medium-grained dolerite samples, one from the upper interval (sample 502) and the other from the lower interval (sample 603). Petrographically, plagioclase from those samples do not show any evidence of alteration. One plagioclase from sample 502 yielded complex step-heating spectra with a saddle-shaped pattern and high apparent ages at low to mid-temperatures, likely related to excess argon, which affected at least 50% of the ³⁹Ar gas released. A pseudo-plateau, obtained for six mid- to high temperature steps (45% of ³⁹Ar released), shows an ascending pattern and yielded an age of 202.9 ± 0.5 Myr, with an MSWD of 1.10 (Fig. 8A).

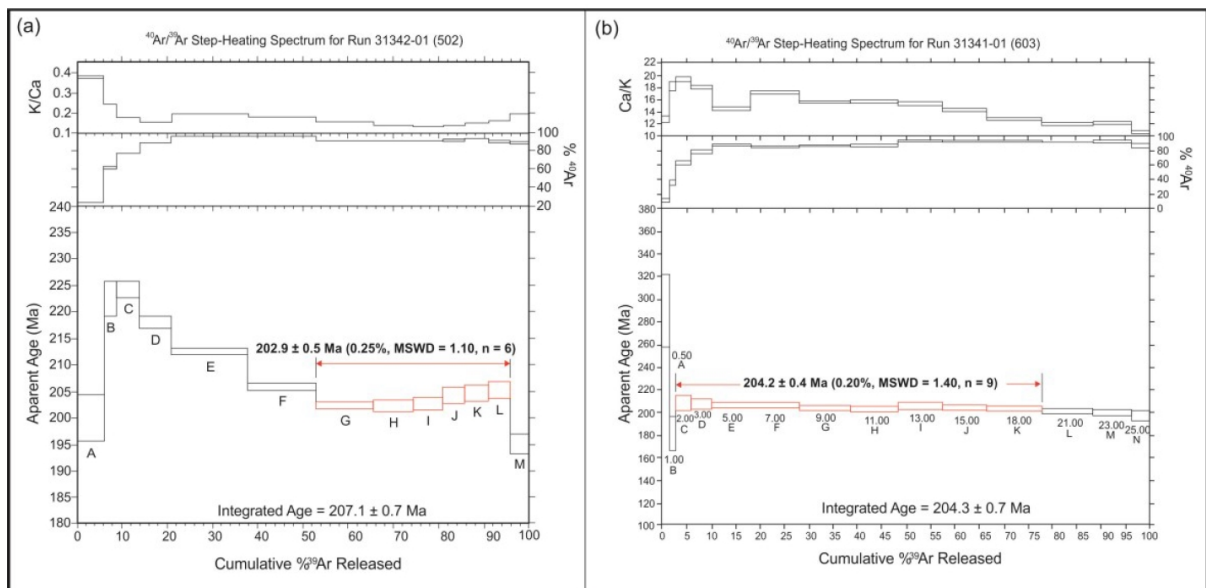


Fig. 8. ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating spectra for two plagioclase grains from Tangará Sill, at depths 502m and 603m. Plateau steps are show by the red boxes.

The plagioclase from sample 603 yielded a slightly descending spectra, with a well-defined plateau age ($\approx 70\%$ of ³⁹Ar released) of 204.2 ± 0.4 Myr, with an MSWD = 1.40 (Fig.

8B). The isochron for all steps show that this crystal has some excess Ar with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ intercept of 308 ± 4 Myr, and an age of 202.4 ± 0.8 Myr. The isochron age from sample 603 is considered the most reliable age for this intrusion.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age from one basaltic flow of Tapirapuã Formation obtained by Barros *et al.* (2006) yielded a slightly older and more imprecise plateau age (206 ± 6 Myr, $n=3$; not corrected for the new age considered for the Fish Canyon sanidine standard).

4. DISCUSSION

4.1 Tangará sill and Tapirapuã Formation correlation

The reconstruction of the plumbing system in the Parecis Basin is challenging due to limited subsurface data and few outcrops. Nevertheless, seismic interpretation and new geochemical and geochronological data from the Tangará sill envisage insight into a possible correlation between the feeder and lava flows of Tapirapuã Formation. The seismic interpretation of the 2D line 0295-0001, with NE-SW orientation, reveals a tabular high-amplitude horizon (≈ 100 km long) usually related to sills (Fig. 9a, b). This interpretation is supported by the layering and geochemical variation observed along the Tangará sill.

Furthermore, the horizon is partially flat in the well area and ascends toward the surface in its SW portion, where it is truncated by the Tapirapuã Formation lava flows, suggesting that the Tangará sill, situated in the south-central part of the Parecis Basin, could be feeding the lava flows that crop out at the basin's southern border (Fig. 9c). The geochemical and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data corroborating this correlation.

4.2 Tangará sill plumbing

The plumbing systems of CFBs are the feeders of the volcanic sequences and are formed by multiple and diverse types of intrusive bodies (dykes, sills, transgressive sills, saucer-shaped sills). These systems can be observed at the surface within great detail in the Karoo Basin (e.g. Svensen *et al.* 2018 and references therein) or through seismic imaging at the Palaeogene NE Atlantic rifted margin (e.g. Planke *et al.* 2005, Schofield *et al.* 2017). However, in some cases, poor exposure or a lack of subsurface data makes it difficult to visualize the feeder systems or correlate them with the volcanic rocks.

The CAMP rocks (lava flows and intrusives) occur in a huge area associated with diverse host rocks. Independently of the generation model proposed by CAMP, one necessary basic condition is the efficient magma transport in a short time interval (201 ± 1 Myr). Magma transports are efficiently accomplished by dykes in crystalline basement (e.g. Ernst and Baragar, 1992) or by strata-concordant and/or saucer-shaped sills in sedimentary basin (e.g. Planke *et al.*, 2005, Polteau *et al.*, 2008).

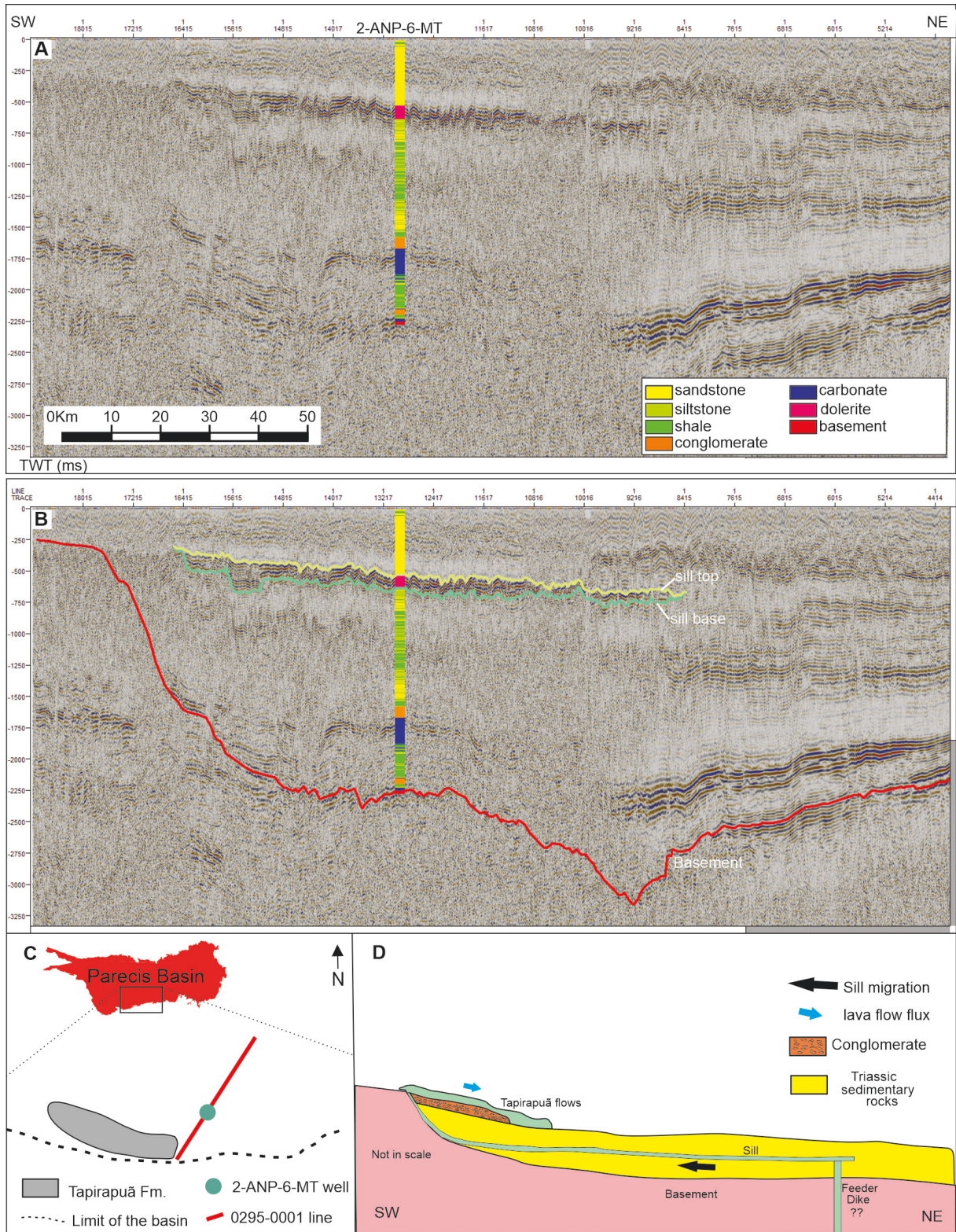


Fig. 9. Seismic interpretation of the sill and basin context. A) uninterpreted 0295-0001 2D seismic line, normal phase. Well tie by checkshot. B) Interpretation of sill top and base, and basement. C) Tapirapuã Fm. in South border of the basin with location of the 2-ANP-6-MT and seismic line 0295-0001. D) Schematic model of Tangará sill feeding lava flows from Tapirapuã Formation.

In South America, CAMP dykes are hosted mainly by crystalline basement rocks (Roraima and Cassiporé dykes, e.g. De Min *et al.*, 2003, Deckart *et al.*, 2005, Klein *et al.*, 2013) and lava flows and sills occur in large intracratonic basins (Amazonas, Solimões, Parnaíba, Pa-

recis, e.g. Heimdal *et al.* 2018, Foddor *et al.*, 1990, Merle *et al.* 2011) and in minor ones (Tacutu, Entre Rios, e.g. Pinto *et al.*, 2017).

The petrographic and compositional profile pattern along a sill can provide clues about its emplacement. The textural variation observed in sidewall core and core samples of the Tangará Sill shows an internal structure composed of: fine-grained dolerite at the margins (top and base), medium-grained dolerite in two intermediate zones and a coarse-grained gabbro in the core (Fig. 2), with more evolved rocks at the core (Fig. 5). The geochemical profile of Mg number (Mg) suggest a general C-shape observed in thick mafic intrusions (Naslund, 1984) and interpreted as result of in situ of fractional crystallization (Rice, 1981). This pattern suggest a single-pulse emplacement, in opposite to multiple pulse emplacements where chaotic-looking compositional profiles showing many prominent reversals in terms of crystallization sequences and mineral compositional trends predominate (e.g. Lapyrov and Chistyakova, 2009).

Unfortunately, continuous sampling along the well is limited to 9.3 meters at the transition between the upper intermediate zone and the core of the sill, characterized by alternation of medium-grained dolerite and gabbro. However, it is reasonable to assume that the same textural and geochemical variations also occur at the lower boundary of the core. Based on the above, we propose that the zone dominated by crystal mush crystallization processes (filter pressing) is concentrated in the core and the core transition zones, indicated by a zigzag-shaped profile in Figure 6. Meanwhile, the margins and intermediate zones show I-shaped profiles and are likely related to the advance of the crystallization fronts.

Then, we propose a unique single-pulse Tangará sill feeding the Tapirapuã lava flows. The magma batch flowed from NW to SE, intruding Triassic red beds, reached the basin border and rose up to the surface along edge faults. The occurrence of lava flows interbedded with sandstones, conglomerates and volcanoclastic rocks (peperites) along Tangará hills confirm the contemporaneity between volcanism and sedimentation (Fig. 9d).

4.3 Implications in CAMP emplacement models

The occurrence of a unique, single-pulse sill feeding lava flows in Parecis Basin raises some questions concerning the magma migration in CFBs, which can be related with the huge area and undefined generation model of the CAMP.

The orientation of CAMP dyke swarms suggests a plume-related model with the plume center located between Florida and NW Africa (see Fig. 4 in Ernst and Buchan, 2001). However, the Tapirapuã Formation and the Tangará sill described here are located ≈ 3.000 km away from this plume-center area. Independently of the generation model proposed for the CAMP, the uniformity of the geochemical data (90% of analyzed samples are low TiO_2 from the Prevalent group, Marzoli *et al.* 1999) point to a unique mantle source and an efficient magma transport system. The huge CAMP extension and distribution of exposed CAMP rocks in diverse host-rocks suggest an efficient magma transport dominated by dikes in crystalline basement areas and by concordant intrusions (sills, transgressive sill and saucers) in sedimentary basins.

In the study area, the available data indicate that an efficient magma transport occurred through the Tangará sill in a single magma pulse and feed the volcanic eruption at the southern border of the Parecis basin with lava flows and contemporaneous sedimentation.

5. CONCLUSIONS

The petrographic, geochemical and geochronological data from the Tangará sill (acquired from 2-ANP-6-MT well), coupled with field data, published data from Tapirapuã Formation and the interpretation of the 2D seismic line 0295-0001, allow us to draw the following conclusions:

- The Tangará sill is a shallow intrusion formed by a single magma pulse, with an internal structure composed by: fine-grained upper and lower margins, a core of coarse-grained gabbro separated from the margins by two portions of medium-grained dolerite, with more evolved rocks in the core;
- The Tangará sill and lava flows from Tapirapuã Formation have similar geochemical characteristics and can be correlated with low TiO_2 Prevalent Group of CAMP;
- The Tangará sill is clearly observed in the seismic line with a tabular geometry c.a. 100 km long, with traceable top and base;
- The plumbing system proposed for the study area is quite simple, composed of a unique single-pulse intrusion (Tangará sill) that fed the lava flows of the Tapirapuã Formation.

REFERENCES (PAPER)

- Anderson, D.L. (1982). Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 291, 391-393.
- Bahia, R. B. C., Martins Neto, M. A., Barbosa, M. S. C., Pedreira, A. J. (2007). Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (4) 692-703.
- Barros, M.A.S., Mizusaki A.M., Ricardo K. Weska R.K., Borba A.W., Chemale F., Costa E.C. (2006). Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 33 (2): 71-77.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., García-Duarte, R., Sempere, T. (2014). The Central Atlantic magmatic province extends into Bolivia. *Lithos*, 188, 33-43.
- Boscaini, A., Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Jourdan, F., Faccenda, M., ... Durán, L. S. (2022). Cratonic keels controlled the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117480.
- Bott, M.H.P. (1982). Origin of the lithospheric tension causing basin formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A35, 319-324.
- Bryan, S, Ernst, R.E. (2008). Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth Sci. Rev.* 86, 175–202.
- De Min, A., Piccirillo, E. M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P. R., Ernesto, M., Marques, L. S. (2003). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 136, 91-128.
- Coltice, N., Phillips, B. R., Bertrand, H., Ricard, Y. Rey, P. (2007). Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology* 35, 391-394.
- Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P.F., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y. (2009). Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean: *Gondwana Research*, v. 15, p. 254–266. <http://doi.10.1016/j.gr.2008.10.001>
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., (1999). On causal links between flood basalts and continental breakup: *Earth and Planetary Science Letters*, 166:177-195, [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00282-9](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00282-9)
- Courtillot, V., Renne, P.R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Compt. Rendus Geosci.* 335, 113–140.

- Ernst, R.E., and Baragar, W.R.A., (1992). Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 356:511-513.
- Ernst R. E., Buchan K. L. (2001). The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. *Geological Society of America Special Paper 352*:247-265.
- Ernst R. E., Youbi N. (2017). How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 478*: 30-52.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>
- Ernst, R.E. (2014). *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press (653 p)
- Head, J. W., Coffin, M.F. (1997). *Large Igneous Provinces: a planetary perspective*. AGU Geophysical Monograph. vol. 100, pp. 411–438.
- Heimdal T. H., Svensen H. H., Ramezani J. , Iyer K., Pereira E., Rodrigues R. , Morgan T. Jones M.T., Sara Callegaro S. (2018). Large-scale sill emplacement in Brazil as a trigger for the end Triassic crisis. *Scientific Reports*, 8:141. <https://doi:10.1038/s41598-017-18629-8>
- Hesselbo, S. G., Darren J., Hugh B., Christian F., Paul B., Helen G. O. (2000). Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*. 406. 392-395.
<http://doi.org/10.1038/35019044>
- Hill, R. I. (1991). Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters 104*, 398–416.
- Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cosca, M., Fontignie, D. (2003). The Northernmost CAMP: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, petrology and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of the Kerforne Dyke, Brittany, France. In: *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea* (pp. 209-226). American Geophysical Union.
- King, S. D., Anderson D. L. (1998). Edge-driven convection, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 160, 289-296.
- Kuiper, K. F., Deino, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P. R., Wijbrans, A. J. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *science*, 320(5875), 500-504.
- Latypov, R., Chistyakova. S. (2009). Phase equilibria testing of a multiple pulse mechanism for origin of mafic–ultramafic intrusions: a case example of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland. *Geological Magazine*. 146 (6), pp. 851–875,
<https://doi:10.1017/S0016756809006499>
- May, P. R. (1971). Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. *Geological Society of America Bulletin 82*, 1285–1129.

- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K., Cirilli, S., Buratti, N., Verati, C., Renne, P., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R. (2004). Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32 (11): 973-976.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: (5414), 616-618.
- McHone, J. G. (2000). Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287–296.
- McHone, J. G., Anderson, D. L., Beutel, E. K., Fialko, Y. A. (2005). Giant dikes, rifts, flood basalts, and plate tectonics: A contention of mantle models. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 401-420.
- Montes-Lauar, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrini, R., Rizzieri, R. (1994). The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 128, n. 3-4, p. 357–371.
- Morgan, W.J. (1983). Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic: *Tectonophysics*, v. 94, p. 123–139, [http://doi.org/10.1016/00401951\(83\)90013-6](http://doi.org/10.1016/00401951(83)90013-6)
- Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmermann C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122(34):137-151.
- Naslund, H.R., 1984, Petrology of the Upper Border Series of the Skaergaard Intrusion: *Journal of Petrology*, 25 (1):185–212.
- Pegram, W. J. (1990). Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites, USA. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 316–331.
- Pinto Filho, F. P., Freitas, A. F., Melo, C. F., Romanini, S. (1977). Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM.
- Puffer, J.H. (2001). Contrasting high field strength element contents of continental flood basalts from plume versus reactivated-arc sources: *Geology*, v. 29, p. 675-678.
- Rice, A. (1981). Convective fractionation- A mechanism to provide cryptic zoning (macro-segregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 405-417. <https://doi.org/10.1029/JB086iB01p00405>

Schaller, M., Wright, J., Olsen, P. (2012). Rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province as a net sink for CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*. 323–324. 27–39. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.028>

Svensen H. H., Polteau S, Cawthorn G., Planke S. (2018) Sub-volcanic Intrusions in the Karoo Basin, South Africa. In: Breitkreuz C. and Rocchi S. (eds.), *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. Advances in Volcanology*, https://doi.org/10.1007/978-3-319-14083-4_7

Verati C., Bertrand H., Féraud G. (2005). The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1–2): 391-407. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.012>

White, R.S., McKenzie, D., (1989). Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*94, 7685–7729. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685>.

Wilson, M. (1997). Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 491–495, <http://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0491>

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. de, 1964. Geologia do centro-oeste Matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 215: 1-137.
- Bahia, R. B. C., Martins Neto, M. A., Barbosa, M. S. C., Silva, A. J. D. C. L. P. D. (2006). Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia.
- Bahia, R. B. C., Martins Neto, M. A., Barbosa, M. S. C., Pedreira, A. J. (2007). Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. Revista Brasileira de Geociências, 36 (4) 692-703.
- Barros, M. A. D. S. A., Mizusaki, A. M., Weska, R., DE BORBA, A., Chemale Jr., F., DA COSTA, E. C. (2006). Petrografia, geoquímica, análises isotópicas (Sr, Nd) e geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). Pesquisas em Geociências, 33(2), 71-77.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., García-Duarte, R., Sempere, T. (2014). The Central Atlantic magmatic province extends into Bolivia. Lithos, 188, 33-43.
- Bjørlykke, K. (2003). Petroleum geoscience: from sedimentary environments to rock physics. Springer Science & Business Media.
- Braga, Lfs; Siqueira, Lp. Three Dimensional Gravity Modelling Of The Basement Topography Beneath Parecis Basin, Brazil, Constrained By Dbnm, Spectral Estimates Of Depth Tomagnetic Sources. 5th Latin Amer. Petr. Cong. Rio De Janeiro, Brazil, 1996.
- Costa, J. B. S., Bemerguy, R. L., Hasui, Y., Borges, M. D. S., Júnior, C. R. P. F., Bezerra, P. É. L., Fernandes, J. M. G. (1996). Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Geonomos.
- Costa, J., Vasconcellos, E. M. G., Barros, C. M., Cury, L. F., & Juk, K. F. V. (2012). Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. Revista Brasileira de Geociências, 42(4), 754-771.
- Faria, H. P. A. (2015). Caracterização De Domínios Tectono-Geofísicos Na Bacia Dos Parecis Com Base Em Dados De Métodos Potenciais.
- Haeser, B. S., Zalán, P. V., Ferreira, M. A., & Petersohn, E. (2014). Revisão litoestratigráfica da Bacia dos Parecis e implicações para a exploração de petróleo. In Rio Oil & Gas Espo and Conference.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M. K., Renne, P. R. (2007). Distinct brief major events in the Karoo large igneous province clarified by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on the Lesotho basalts. Lithos, 98(1-4), 195-209.

- Katz, B. J., Milliken, K. L., & Saxton, J. M. (2000). Magma intrusion as a heat source for diagenetic fluids in sedimentary basins. *Geology*, 28(12), 1123-1126.
- Larsen, M., Maher, K., & Bird, D. K. (2002). Magmatic intrusion as a trigger for hydrocarbon generation in sedimentary basins. *Geology*, 30(12), 1119-1122.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A. D. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618.
- Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J. H., Cuppone, T., Tanner, L. H., Weems, R. E., De Min, A. (2011). Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern USA. *Lithos*, 122(3-4), 175-188.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., & De Min, A. (2015). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In *The Geology of Large Igneous Provinces* (pp. 337-351). Geological Society of America.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J. H., Chiaradia, M., Youbi, N., Jourdan, F. (2018). The Central Atlantic magmatic province (CAMP): A review. *The Late Triassic World: Earth in a time of transition*, 91-125.
- Mathews, M. A. (2009). Magma intrusion and hydrocarbon generation. *AAPG Bulletin*, 93(10), 1347-1355.
- Milani, edison josé; Zalán, pedro victor. An outline of the geology and petroleum systems of the paleozoic interior basins of south america. *Episodes journal of international geoscience*, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Ernesto, M. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122(3-4), 137-151.
- Milani, Edison J.; Zalan, Pedro V. An Outline Of The Geology And Petroleum Systems Of The Paleozoic Interior Basins Of South America. *Episodes-Newsmagazine Of The International Union Of Geological Sciences*, V. 22, N. 3, P. 199-205, 1999.
- Montes-Lauar, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrini, R., Rizzieri, R. (1994). The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 128, n. 3-4, p. 357–371.
- Neves, B. B. B.; Cordani, U. G. Tectonic Evolution Of South America During The Late Proterozoic. *Precambrian Research*, Elsevier, V. 53, N. 1-2, P. 23–40, 1991.
- Neves, B. B. B. Crátos E Faixas Móveis. *Boletim Ig-Usp. Série Didática*, N. 7, P. 1–187, 1995.

- Oliveira, A. L. (2018). *Geologia E Petrologia Dos Basaltos Das Formações Mosquito E Sardinha, Bacia Do Parnaíba*.
- Piccirillo, A. D. M. E., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P. R., Ernesto, M., & Marques, L. S. (2003). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 91-128.
- Pinto Filho, F. P., Freitas, A. F. D., MELO, C. F. D., Romanini, S. J. (1977). *Projeto Sudeste de Rondônia: relatório final*. CPRM.
- Puffer, J. H., Block, K. A., Steiner, J. C. (2009). Transmission of flood basalts through a shallow crustal sill and the correlation of sill layers with extrusive flows: The Palisades intrusive system and the basalts of the Newark Basin, New Jersey, USA. *The Journal of Geology*, 117(2), 139-155.
- Rabelo, C. E. N. (2019). *A Sucessão Jurássica-Eocretácea Da Bacia Do Parnaíba, Ne Do Brasil: Paleoambiente, Diagênese E Correlação Com Os Eventos Magmáticos Do Atlântico Central (Camp)*.
- Ruiz, A. S. *Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) Do Sw Do Cráton Amazônico: Ênfase Em Mato Grosso–Brasil*. In: *Xviii Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais*. [S.L.: S.N.], 2009. P. 159–163.
- Siqueira, L P De. *Bacia Dos Parecis*. *Boletim De Geociências Da Petrobrás*, V. 3, P. 3–16, 1989.
- Siqueira, L Peixoto De; Teixeira, L Brito. *Bacia Dos Parecis: Nova Fronteira Exploratória Da Petrobrás*. In: *European Association Of Geoscientists & Engineers. 3rd International Congress Of The Brazilian Geophysical Society*. [S.L.: S.N.], 1993. Cp–324.
- Silva-Tamayo, J. C., Pacca, I. G., Jelinek, A. R., Sato, K., Trindade, R. I. F., & Góes, A. M. (2012). The Jurassic Mosquito Formation, Parnaíba Basin, Brazil: Geochronology and Geochemistry of the Associated Basalt Flows and Sills. *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 35-49. doi: 10.1016/j.jsames.2012.05.003

APÊNDICE A – SUPPLEMENTAL MATERIAL RELATED TO THE SUBMITTED PAPER.

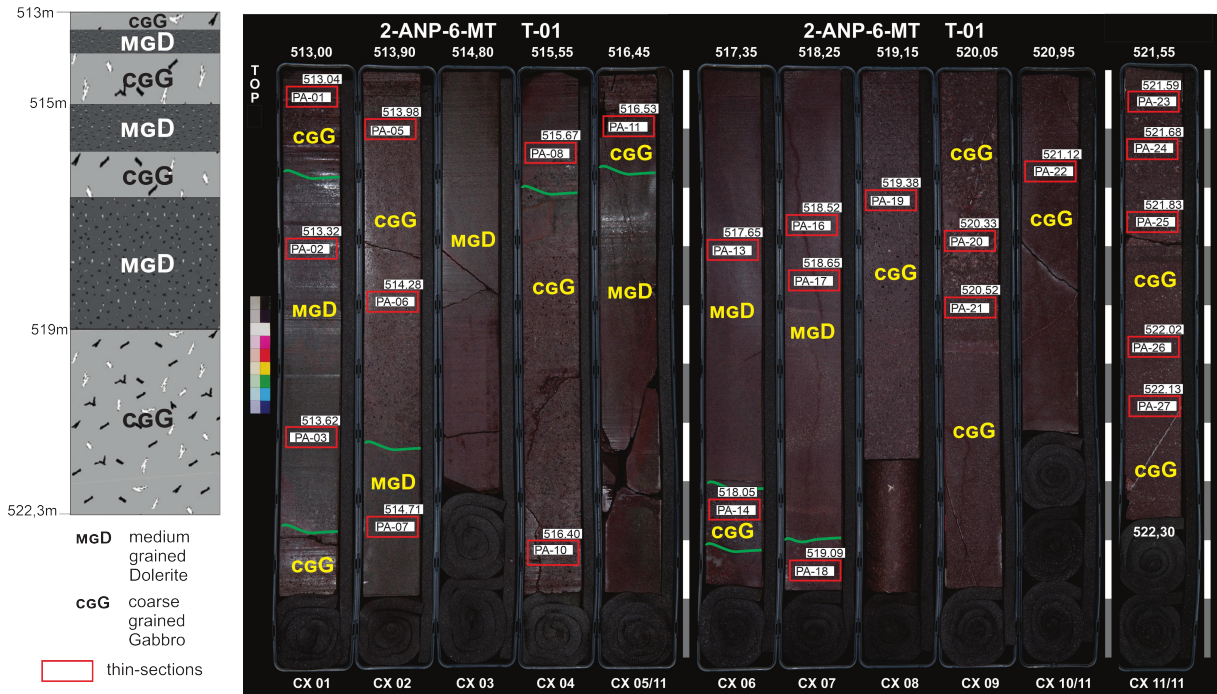


Fig. A1. The continuous core is 9.3m long (513-522.3m deep) targeted at the transition between the upper intermediate zone and the sill core. The core is composed of the alternation of medium-grained dolerite and gabbro, with gabbro predominating towards the lower portion of the core.



Assunto **Submission Confirmation**
De Gondwana Research <em@editorialmanager.com>
Remetente <em.gwr.0.828c78.a205e18f@editorialmanager.com>
Para Breno Leitão Waichel <breno@cfh.ufsc.br>
Responder para Gondwana Research <santosh@cugb.edu.cn>
Data 08.04.2023 20:29

Article Type: Research Paper

Dear Breno,

Your submission entitled "Exploring the formation of the Tangará Sill: A single-pulse intrusion feeding the lava flows in CAMP, Parecis Basin, Brazil." has been received by Gondwana Research

You may check on the progress of your paper by logging on to the Editorial Manager as an author. The URL is <https://www.editorialmanager.com/gwr/>.

Your username is: BWaichel-975

If you need to retrieve password details, please go to:
<https://www.editorialmanager.com/gwr/L.asp?i=253886&l=VADCC750>

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Manager
Gondwana Research

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EM via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/gwr/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

Fig. A2. Submission confirmation of the paper to the Journal of Gondwana Research

Well	Sample code	Sample type	Depth (m)	Analysis
2-ANP-6-MT	AmLat_473.00	Sidewall core sample	473.00	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_478.10	Sidewall core sample	478.10	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_478.00	Sidewall core sample	487.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_489.00	Sidewall core sample	489.00	Petrography Geochemistry Sr-Nd-Pb isotopic
2-ANP-6-MT	AmLat_493.00	Sidewall core sample	493.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_502.00	Sidewall core sample	502.00	Petrography Geochemistry ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating
2-ANP-6-MT	AmLat_510.00	Sidewall core sample	510.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 01	continuous core	513.04	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 02	continuous core	513.32	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 03	continuous core	513.62	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 04	continuous core	513.84	---
2-ANP-6-MT	Pa 05	continuous core	513.98	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 06	continuous core	514.28	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 07	continuous core	514.71	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 08	continuous core	515.67	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 09	continuous core	515.80	---
2-ANP-6-MT	Pa 10	continuous core	516.40	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 11	continuous core	516.53	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 12	continuous core	516.65	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 13	continuous core	517.65	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 14	continuous core	518.05	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 15	continuous core	518.22	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 16	continuous core	518.52	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 17	continuous core	518.65	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 18	continuous core	519.09	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 19	continuous core	519.38	Petrography Geochemistry Sr-Nd-Pb isotopic
2-ANP-6-MT	Pa 20	continuous core	520.33	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 21	continuous core	520.52	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 22	continuous core	521.12	Petrography Geochemistry Sr-Nd-Pb isotopic
2-ANP-6-MT	Pa 23	continuous core	521.59	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 24	continuous core	521.68	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	Pa 25	continuous core	521.83	Petrography
2-ANP-6-MT	Pa 26	continuous core	522.02	Petrography Geochemistry Sr-Nd-Pb isotopic
2-ANP-6-MT	Pa 27	continuous core	522.13	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_524.00	Sidewall core sample	524.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_527.00	Sidewall core sample	527.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_530.00	Sidewall core sample	530.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_534.00	Sidewall core sample	534.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_542.00	Sidewall core sample	542.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_564.00	Sidewall core sample	564.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_569.00	Sidewall core sample	569.00	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_578.00	Sidewall core sample	578.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_584.00	Sidewall core sample	584.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_603.00	Sidewall core sample	603.00	Petrography Geochemistry ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating
2-ANP-6-MT	AmLat_607.00	Sidewall core sample	607.00	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_614.00	Sidewall core sample	614.00	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_619.00	Sidewall core sample	619.00	Petrography
2-ANP-6-MT	AmLat_623.00	Sidewall core sample	623.00	Petrography Geochemistry
2-ANP-6-MT	AmLat_649.00	Sidewall core sample	649.00	Petrography

Fig. A3. Types of analysis performed by sample

Fig. A4. Chemical analysis of the major elements of the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Chemical analysis of the major elements of the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Sample code	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	#mg
478	47,88	1,25	13,77	12,27	0,18	7,55	9,98	2,21	0,64	0,13	3,8	99,74	56,34
487	48,53	1,34	13,94	12,74	0,19	7,16	10,78	2,10	0,58	0,13	2,2	99,75	54,10
489	49,05	1,25	13,66	12,29	0,19	6,83	10,38	2,20	0,56	0,12	3,2	99,76	53,82
493	50,58	1,32	13,67	12,42	0,18	6,75	10,70	2,15	0,63	0,13	1,2	99,76	53,27
502	49,50	1,29	13,38	12,68	0,17	6,33	10,31	2,58	0,81	0,12	2,6	99,75	51,15
510	49,63	1,26	13,51	12,00	0,18	6,62	10,59	2,37	0,52	0,12	2,9	99,76	53,64
PA-2	48,72	1,25	13,63	12,87	0,18	6,75	10,52	2,37	0,49	0,09	2,9	99,75	52,38
PA-3	49,31	1,28	13,72	12,21	0,18	6,69	10,78	2,36	0,65	0,11	2,5	99,76	53,47
PA-6	50,02	1,55	13,12	13,76	0,22	5,37	9,87	2,69	0,64	0,15	2,4	99,76	45,01
PA-7	49,09	1,28	13,63	12,69	0,19	6,80	10,57	2,30	0,58	0,10	2,5	99,76	52,92
PA-10	49,31	1,28	12,88	13,23	0,20	6,32	10,14	2,47	0,45	0,11	3,3	99,75	50,05
PA-13	51,11	1,18	13,31	12,63	0,21	6,32	10,42	2,17	0,47	0,11	1,8	99,77	51,21
PA-16	48,85	1,25	13,94	12,61	0,20	6,69	10,71	2,35	0,54	0,11	2,5	99,75	52,67
PA-19	49,38	1,60	13,12	14,58	0,20	5,71	9,76	2,59	0,57	0,16	2,1	99,75	45,10
PA-21	56,40	1,32	11,45	13,07	0,18	3,71	6,76	2,60	1,29	0,22	2,7	99,79	37,32
PA-22	49,44	1,33	13,77	13,50	0,19	6,20	10,10	2,50	0,60	0,12	2,0	99,76	49,07
PA-24	49,16	1,55	12,73	14,57	0,20	6,04	10,18	2,48	0,46	0,11	2,2	99,74	46,51
PA-26	49,29	1,39	13,94	13,18	0,19	6,24	10,19	2,52	0,54	0,13	2,1	99,76	49,83
524	50,32	1,66	13,18	14,77	0,19	5,16	9,22	2,71	0,70	0,14	1,7	99,75	42,29
527	48,68	1,26	14,41	13,44	0,20	6,57	10,92	2,12	0,26	0,10	1,8	99,77	50,63
530	55,52	1,44	11,13	15,51	0,23	1,73	6,14	2,76	0,39	0,45	4,4	99,74	18,96
534	50,44	2,12	12,09	17,03	0,23	4,24	8,44	2,42	0,67	0,23	1,8	99,74	34,31
542	50,22	1,54	13,79	14,57	0,20	5,16	9,82	2,59	0,70	0,15	1,0	99,76	42,62
564	50,82	1,08	13,26	11,47	0,18	7,71	9,95	2,10	0,74	0,14	2,3	99,76	58,50
578	49,72	1,01	13,30	11,88	0,19	8,28	11,54	1,93	0,46	0,09	1,3	99,75	59,38
584	49,55	0,94	13,33	11,93	0,19	8,88	11,78	1,85	0,39	0,08	0,8	99,75	60,96
603	49,87	1,13	14,11	11,93	0,17	7,28	11,38	2,13	0,50	0,10	1,1	99,76	56,14
623	49,81	1,23	13,62	12,88	0,19	7,44	10,90	2,11	0,52	0,11	0,9	99,76	54,78

Fig. A5. Chemical analysis of trace elements in the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Chemical analysis of trace elements in the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Sample code	Ni	Sc	Cr	Co	V	Cs	Rb	Ba	Sr	Y	Th	U	Zr	Hf	Ta	Nb	Cu	Pb	Zn
478	77	41	0,012	43,9	343	0,3	11,0	70	181,7	24,8	1,4	0,3	90,5	2,6	0,4	5,4	144,6	2,1	56
487	66	42	0,010	42,3	366	0,3	9,8	73	174,7	24,5	2,0	0,4	93,8	2,6	0,3	5,7	146,6	1,7	47
489	70	40	0,010	39,7	341	0,5	12,5	96	260,5	22,4	1,5	0,2	87,3	2,5	0,3	5,2	108,4	1,6	47
493	70	41	0,010	43,6	358	0,5	16,9	128	165,3	24,2	1,7	0,4	93,5	2,6	0,3	5,4	140,5	0,7	47
502	67	40	0,009	42,5	356	1,1	29,0	125	165,7	22,4	1,8	0,5	88,6	2,6	0,4	5,4	183,1	0,7	51
510	73	40	0,009	42,1	347	0,5	14,7	107	164,4	21,8	1,6	0,3	82,8	2,3	0,4	5,0	99,6	0,8	49
PA-2	71	41	0,010	42,6	356	0,5	15,1	104	168,5	21,0	1,3	0,4	78,6	2,3	0,4	4,7	130,8	0,9	46
PA-3	72	41	0,010	43,1	347	0,8	23,6	115	164,7	21,8	1,7	0,4	84,1	2,3	0,3	4,9	87,5	0,8	42
PA-6	42	41	0,002	40,9	412	0,4	19,9	128	169,1	25,5	1,8	0,5	104,1	3,1	0,4	6,1	120,9	0,9	56
PA-7	65	40	0,010	41,0	359	0,9	22,4	114	160,7	21,9	1,5	0,3	79,3	2,3	0,3	4,9	90,5	1,7	55
PA-10	51	42	0,003	43,8	361	0,4	14,2	100	164,7	23,3	1,7	0,3	82,2	2,3	0,4	4,9	187,2	0,9	54
PA-13	64	39	0,010	39,7	334	0,3	13,5	113	160,1	22,5	1,6	0,4	85,5	2,4	0,3	4,7	157,1	1,5	46
PA-16	70	40	0,010	41,5	349	0,3	14,1	112	161,3	21,5	1,5	0,4	78,0	2,4	0,3	4,4	178,0	1,3	55
PA-19	50	44	0,002	43,7	444	0,3	14,8	134	164,2	25,1	1,7	0,3	93,0	2,8	0,2	5,4	161,7	0,8	56
PA-21	32	27	0,003	29,3	249	1,0	41,1	275	142,9	40,9	4,6	0,6	210,7	5,8	0,8	11,3	166,3	1,1	44
PA-22	59	40	0,007	40,0	365	0,3	15,7	133	165,6	23,1	1,8	0,3	89,2	2,5	0,3	5,1	100,8	0,9	43
PA-24	57	44	0,003	42,7	436	0,3	12,0	115	163,1	23,2	1,2	0,6	86,6	2,4	0,4	5,2	214,6	0,8	62
PA-26	57	40	0,007	40,3	376	0,2	14,0	125	168,9	24,1	1,5	0,5	88,9	2,5	0,5	5,4	194,6	1,0	50
524	43	42	0,002	43,0	446	0,2	16,9	134	174,0	26,6	2,0	0,3	110,1	3,0	0,4	6,3	204,9	0,9	62
527	54	40	0,006	40,7	355	<0,1	2,8	83	177,0	21,8	1,5	0,2	91,4	2,4	0,4	4,9	93,6	1,2	37
530	<20	26	0,002	22,9	82	0,6	5,5	298	636,8	72,4	5,9	1,0	297,4	8,1	1,1	16,9	358,3	4,1	52
534	24	41	0,002	43,0	484	0,8	17,3	153	181,0	40,6	2,9	0,5	162,3	4,6	0,6	9,3	181,1	2,0	58
542	38	42	0,002	39,3	438	0,2	16,3	128	180,7	27,2	1,7	0,4	104,2	2,8	0,3	5,8	129,6	1,4	49
564	68	38	0,010	38,3	290	0,5	21,6	140	152,4	22,8	2,4	0,5	107,7	3,2	0,4	6,0	136,8	0,9	32
578	102	42	0,017	44,3	318	0,2	11,9	97	155,5	19,9	1,3	0,3	73,1	2,0	0,2	4,0	86,0	0,8	29
584	122	42	0,021	46,0	306	0,2	10,0	85	149,4	18,4	1,2	0,4	63,3	1,9	0,2	3,2	91,2	0,9	24
603	92	40	0,015	43,8	337	0,2	12,8	109	165,0	20,3	1,3	0,4	77,6	2,3	0,2	4,5	123,0	1,0	39
623	96	40	0,013	45,2	357	0,3	14,5	112	161,5	22,4	1,4	0,4	87,1	2,3	0,4	4,8	49,0	1,2	35

Fig. A6. Chemical analysis of rare earth elements (REE) in the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Chemical analysis of rare earth elements (REE) in the igneous rocks from well 2-ANP-6-MT.

Sample code	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
478	10,6	22,5	2,94	13,4	3,19	1,14	4,28	4,60	2,76	2,33	0,36
487	10,5	22,5	3,10	14,2	3,49	1,14	4,53	4,47	2,81	2,42	0,38
489	9,7	21,2	2,84	12,8	3,52	1,08	4,19	4,16	2,63	2,28	0,33
493	10,0	22,8	2,93	13,6	3,47	1,18	4,31	4,72	2,71	2,36	0,38
502	10,2	22,0	2,85	12,1	3,40	1,12	4,15	4,20	2,58	2,31	0,37
510	9,9	20,2	2,65	12,0	3,03	1,05	3,93	4,23	2,43	2,10	0,31
PA-2	9,3	18,4	2,49	11,6	2,89	1,11	3,87	4,10	2,33	2,20	0,34
PA-3	9,4	19,1	2,64	11,6	3,18	1,18	4,08	4,07	2,47	2,20	0,34
PA-6	11,6	24,7	3,18	15,2	3,78	1,28	4,73	4,84	2,89	2,67	0,40
PA-7	9,1	19,0	2,45	11,2	2,98	1,09	3,82	3,74	2,47	2,02	0,32
PA-10	9,7	20,9	2,62	12,6	3,18	1,08	4,09	4,43	2,61	2,34	0,35
PA-13	8,9	19,2	2,61	11,8	3,00	1,10	3,98	4,05	2,58	2,18	0,34
PA-16	8,6	18,3	2,49	11,3	3,17	1,11	3,76	4,21	2,28	1,99	0,30
PA-19	10,4	22,6	3,05	14,1	3,62	1,26	4,73	4,65	2,96	2,63	0,37
PA-21	19,8	46,2	5,61	26,3	5,99	1,74	7,44	7,60	4,42	4,01	0,58
PA-22	9,9	21,6	2,77	12,7	3,55	1,11	4,16	4,22	2,61	2,30	0,33
PA-24	9,5	19,7	2,66	12,0	3,04	1,11	4,11	4,41	2,73	2,37	0,35
PA-26	10,5	21,8	2,84	13,2	3,51	1,15	4,40	4,51	2,67	2,29	0,33
524	11,1	25,7	3,28	14,5	3,78	1,34	4,96	5,11	3,20	2,78	0,40
527	8,6	19,2	2,54	11,9	3,15	1,17	3,89	3,97	2,39	2,12	0,31
530	32,2	84,1	10,70	48,1	11,66	3,24	13,78	13,71	7,91	6,77	1,00
534	16,5	37,2	4,69	21,4	5,75	1,85	7,11	7,43	4,75	4,02	0,58
542	11,3	24,5	3,17	14,5	3,92	1,29	4,84	4,91	3,14	2,54	0,39
564	12,6	25,5	3,36	15,2	3,59	1,12	4,33	4,36	2,63	2,29	0,33
578	8,6	16,9	2,18	10,3	2,63	0,94	3,66	3,52	2,26	1,94	0,27
584	7,1	15,2	1,99	9,3	2,36	0,92	3,17	3,17	2,09	1,66	0,27
603	8,6	17,7	2,37	11,3	2,97	1,02	3,78	3,77	2,34	1,96	0,31
623	9,6	19,9	2,61	12,4	3,27	1,09	4,23	4,12	2,42	2,25	0,33

Isotopic analyses

Isotopic analyses were carried out at the Isotope Geology Laboratory (Federal University of Rio Grande do Sul) using thermal ionization mass spectrometry with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer. Strontium, Nd, and Pb isotope data for whole-rock were powdered in an agate mortar to get a fraction < 200 mesh. After these procedures, samples were weighted and spiked with a $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ tracer and digested in concentrated HF-HNO₃ and HCl in 7 mL Teflon vials in a hot plate for seven days. After complete digestion, the samples were dried and redissolved in 2.5 N HCl. Rubidium, Sr, and REE were separated using standard cation exchange columns with a DOWEX AG 50X8 resin (200-400 mesh) using 2.5 N HCl for Rb and Sr and 6 N HCl for the REE. Neodymium and Sm were separated from the other REE using exchange columns with HDEHP LN resin (50-100 μm) and 0.18 N HCl for Nd and 0.5 N HCl for Sm. Lead was separated using exchange columns with DOWEX AG-1 X 8 resin (200-400 mesh) eluted with 0.6N HBr and collected with 6 N HCl. Isotope analyses were carried out operating in the static mode. Rubidium, Sr, Sm, and Pb were run on Re single filaments, while Nd isotopes were run on Ta-Re-Ta triple filaments. Rubidium was deposited with HNO₃, while Sr, Sm, Nd, and Pb with H₃PO₄ and the former were deposited with silica gel. Sr isotopes were compared to the Sr standard (NBS 987) with values $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.71026 ± 0.000011 (1σ ; $n = 100$), and the fractionation was corrected to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. La Jolla Nd standard measures obtained was 0.511848 ± 0.000021 (1σ ; $n = 100$), and isotopic ratios were normalised to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Lead was corrected to the fractional effect in 0.1% amu^{-1} based on 38 analyses of the NBS-981 standard. The total procedure blanks for Rb and Sm were < 500 pg/g, Sr < 60 pg/g, Nd < 150 pg/g, and Pb < 100 pg/g. Typical analytical errors for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are equal to or better than 0.1 %. Neodymium model ages were calculated according to De Paolo (1981). The decay constants were those Steiger and Jäger (1977), and Wasseburg et al. (1981) recommended. The average of analyses was, in general, ten blocks of 10 analyses ($n = 100$). Initial ϵNd was calculated at 200 Ma due to the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ crystallization age of the Tangará Sill.

Fig. A6. Isotopic Analyses- Methods