

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Lucas Sant' Anna de Carvalho

Datação em amostras carbonáticas fossilíferas e em ankaramito, para a caracterização temporal das fácies, formulação de paleoambientes e evolução da bacia de Itaboraí, paleógeno do estado do Rio de Janeiro (sudeste do Brasil)

> Rio de Janeiro 2024

Lucas Sant' Anna de Carvalho

Datação em amostras carbonáticas fossilíferas e em ankaramito, para a caracterização temporal das fácies, formulação de paleoambientes e evolução da bacia de Itaboraí, paleógeno do estado do Rio de Janeiro (sudeste do Brasil)

> Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Mauro César Geraldes Coorientador: Prof. Dr. André Eduardo Piacentini Pinheiro

Rio de Janeiro 2024

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

C331	Carvalho, Lucas Sant' Anna de. Datação em amostras carbonáticas fossilíferas e em ankaramito, para a caracterização temporal das fácies, formulação de paleoambientes e evolução da bacia de Itaboraí, paleógeno do estado do Rio de Janeiro (sudeste do Brasil) / Lucas Sant' Anna de Carvalho.– 2024. 171 f. : il.
	Orientador: Mauro Cesar Geraldes. Coorientador: André Eduardo Piacentini Pinheiro. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
	1. Paleontologia – Cenozoico - Teses. 2. Minerais – Teses. 3. Sedimentação e depósitos - Teses. 4. Mamíferos – Teses. 5. Gestão ambiental – Teses. I. Geraldes, Mauro Cesar. II. Pinheiro, André Eduardo Piacentini. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.
	CDU: 551.7.022

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

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

Lucas Sant' Anna de Carvalho

Datação em amostras carbonáticas fossilíferas e em ankaramito, para a caracterização temporal das fácies, formulação de paleoambientes e evolução da bacia de Itaboraí, paleógeno do estado do Rio de Janeiro (sudeste do Brasil)

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências

Apresentado em 17 de dezembro de 2024.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientador: Prof. Dr. André Eduardo Piacentini Pinheiro Faculdade de Formação de Professores- UERJ

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Marcos Machado Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Werlem Holanda dos Santos Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Leonardo Benedini Uiversidad Nacional del Sur

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família (Pai, Madrasta e Companheira), (Avós, Tias, Tios, Madrinha, Irmã, Primas, Amigos e Grafite).

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores (Dr. Mauro C. Geraldes) e Coorientador (Dr. André E.P. Pinheiro), pelas instruções e paciência.

Agradeço aos técnicos do laboratório Multilab-UERJ (Laboratório de Multi Usuários), pelo apoio durante as análises.

Aos docentes da Faculdade de Geologia da UERJ, que participaram ativamente do meu processo formativo.

Agradeço ao Laboratório de Paleontologia de São Gonçalo-FFP/UERJ (LaPaSGO/FFP/UERJ).

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-LES) do Instituto de Geociências – USP (IGc-USP).

Aos docentes do Instituto de Geociências – USP (IGc-USP), que me auxiliaram neste ao longo destes 2 anos.

À agência de financiamento desta pesquisa (CAPES), pela bolsa de mestrado concedida.

Agradeço a Deus, por permitir que meu objetivo fosse alcançado.

À minha família, à minha companheira, aos meus familiares e amigos por todo apoio, ajuda e cobrança: "Eu quero ver resultado".

"In times like these, in times like those. What will be will be. And there's always been laughin; cryin; birth and dyin".

Jack Johnson

RESUMO

CARVALHO, Lucas Sant' Anna de. **Datação em amostras carbonáticas fossilíferas e em ankaramito, para a caracterização temporal das fácies, formulação de paleoambientes e evolução da bacia de Itaboraí, paleógeno do estado do Rio de Janeiro (sudeste do Brasil). 2024**. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

Esta dissertação teve como foco a datação de amostras minerais e fósseis da Bacia de Itaboraí, única unidade geológica que preservou macrofósseis do Estado do Rio de Janeiro. A Bacia de Itaboraí é composta por rochas calcárias continentais entremeadas por canais de dissolução (momentos erosivos), preenchidos por argilas e margas altamente fossilíferas. Nessas deposições nos canais de dissolução (conhecidas como "sequência intermediária") foram resgatados inúmeros e importantes fósseis de vertebrados, os quais representam valioso conjunto paleontológico para o conhecimento das paleofaunas que habitaram o Brasil no início do período Cenozoico. As sequências carbonáticas depositadas foram cortadas por um dique de ankaramito, única rocha datada até então por métodos geocronológicos, cuja idade foi estimada em 52.6±2.4Ma (K/Ar) e 54.89±1.4 (Ar/Ar). Para o desenvolvimento desta pesquisa, foi empregado o método geocronológico baseado no decaimento U-Pb na tentativa de se obter datações absolutas em amostras de fósseis e minerais referentes ao mamífero extinto Tetragonostylops apthomasi (Astrapotheria, Mammalia), do réptil também extinto Sebecus indet. (Crocodyliformes, Reptilia) e de precipitados químicos provenientes da sequência S2 da bacia de Itaboraí MCT1320-LE. As idades aqui apresentadas entre 19±5 Ma e 55,89±1,40 Ma indicam uma possível re-homogeneização isotópica em duas das três amostras datadas pelo método U-Pb, possivelmente resultante de eventos relacionados às transgressões e regressões marinhas durante o Mioceno-Plioceno, até então pouco discutidos na Bacia de Itaboraí.

Palavras-chave: bacia de Itaboraí; cenozoico; Rio de Janeiro; mamíferos fósseis; datação; U-

pb; re-homogeneização isotópica.

ABSTRACT

CARVALHO, Lucas Sant' Anna de. **Dating of fossiliferous carbonate samples and ankaramite, for the temporal characterization of facies, formulation of paleoenvironments, and evolution of the Itaboraí Basin, Paleogene of the State of Rio de Janeiro (Southeast Brazil).** 2024. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

This dissertation focuses on the dating of mineral and fossil samples from the Itaboraí Basin, the only geological unit that has preserved macrofossils in the State of Rio de Janeiro. The Itaboraí Basin is composed of continental limestone rocks interspersed with dissolution channels (erosive phases), which are filled with highly fossiliferous clays and marls. Within these dissolution channel deposits (referred to as the "intermediate sequence"), numerous and significant vertebrate fossils have been recovered, constituting a valuable paleontological record for the study of paleofaunas that inhabited Brazil during the early Cenozoic period. The carbonate sequences deposited in the basin were intersected by an ankaramite dike, which is the only rock unit to have been dated through geochronological methods. The dike's age was estimated at 52.6±2.4 Ma (K/Ar) and 54.89±1.4 Ma (Ar/Ar). For the purposes of this research, the U-Pb geochronological method was employed to obtain absolute dates for fossil and mineral samples associated with the extinct mammal Tetragonostylops apthomasi (Astrapotheria, Mammalia), the extinct reptile Sebecus indet. (Crocodyliformes, Reptilia), and chemical precipitates derived from the S2 sequence of the Itaboraí Basin, identified as MCT1324-LE and MCT1320-LE. The ages obtained, ranging between 19±5 Ma and 55.89±1.40 Ma, suggest isotopic re-homogenization in two of the four samples analyzed using the U-Pb method, likely resulting from events associated with marine transgressions and regressions during the Miocene-Pliocene. These processes, until now, have been scarcely discussed in the context of the Itaboraí Basin.

Keywords: Itaboraí basin; cenozoic; Rio de Janeiro; fossil mammals; dating. U-pb; isotopic

re-homogenization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localidade da Bacia de Itaboraí 14					
Figura 2 –	Mapa geológico da área estudada destacando as unidades do cenozoico					
Figura 3 –	Mapa da área de estudo no contexto geológico regional do RCSB (Rift					
Figuro 1	Continental do Sudeste do Brasil)					
Figura 4 –	Colume eron estatigráfico de Decia de Itaboraí					
Figura 5 –	Coluna cronoestratigranca da Bacia de Itaboral					
Figura 6 – Fotografia da confecção de lâminas						
Figura 7 –	Derrame de ankaramito (DRM/RJ, 2015) parcialmente aflorante na Bacia					
	de Itaboraí					
Figura 8 –	Fotomicrografia da lâmina DGM294-M31					
Figura 9 –	Esquematização baseada nos restos do <i>Tetragonostylops apthomasi</i>					
Figura 10 –	Fotomicrografia da lâmina DGM235-R					
Figura 11 –	Fotografia dos restos do Sebecus indet. Coletado na fácies A da sequência					
	S2, Bacia de Itaboraí					
Figura 12 –	Fotomicrografia da lâmina MCT1314-LE					
Figura 13 –	: Fotografia do precipitado químico MCT1314-LE					
Figura 14 –	: Fotografia do precipitado químico (MCT1320-LE) coletado					
Figura 15 –	: Derrame de Ankaramito (DRM/RJ, 2015) aflorante na Bacia de Itaboraí 36					
Figura 16 –	: Os três sistemas de decaimento de interesse no método U-Th-Pb					
Figura 17 –	: Cadeia de decaimento do ²³² U para o ²⁰⁸ Pb					
Figura 18 –	Cadeia de decaimento do ²³⁵ U para o ²⁰⁷ Pb					
Figura 19 –	Cadeia de decaimento do ²³⁵ U para o ²⁰⁷ Pb					
Figura 20 –	Principais componentes do espectrômetro de massa 40					
Figura 21 –	Equação de concórdia					
Figura 22 –	Padrão WC-1 45					
Figura 23 –	Esquematização com o padrão de calcita WC-1 46					
Figura 24 –	Padrão de vidro NIST612 47					
Figura 25 –	: Diagrama da separação isotópica do CO ²					
Figura 26 –	: Fórmula utilizada em cálculos de obtenção da razão isotópica dos estáveis					

	de oxigênio	49
Figura 27 –	: Disposição dos pontos selecionados para a obtenção das razões Isotópicas	
	de Carbono e Oxigênio	50
Figura 28 –	: Diagrama platô da lâmina FFP70Mi	52
Figura 29 –	: : Diagrama de Isócrona Inversa da razão isotópica obtida a partir da	
	amostra FFP70Mi	52
Figura 30 –	: Diagrama de Isócrona inversa da razão isotópica Ar-Ar obtida a partir da	
	lâmina FFP70Mi	53
Figura 31 –	Diagrama obtido da razão isotópica Ar-Ar a partir da amostra FFP70Mi.	
	Fonte: O Autor, (2024)	53
Figura 32 –	Diagramas da concórdia com as idades U-Pb das amostras DGM235-R,	
	MCT1314-LE e DGM294-M	54
Figura 33 –	Razões isotópicas de carbono e oxigênio para as lâminas MCT1314-LE e	
	DGM235-R	55
Figura 34 –	Boxplot da análise de composição do δ^{18} O das amostras MCT1314-LE e	
	DGM294-M	57
Figura 35 –	Distribuição paleogeográfica da transgressão marinha do Mioceno (entre	
	15Ma e 13 Ma)	60
Figura 36 –	Ciclo de temperatura do planeta Terra	60
Figura 37 –	Paleogeografia do Mioceno médio da América do Sul	61
Figura 38 –	Perfil N/S da Bacia de Itaboraí	62

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 –	Composição das sequências deposicionais da Bacia de Itaboraí		
Quadro 2 –	Amostras estudadas		
Quadro 3 –	Lâminas analisadas e suas respectivas idades obtidas, sob o método U-		
	Pb via LA-ICP-MS	61	
Quadro 4 –	Composição isotópica do oxigênio das amostras MCT1314-LE e		
	DGM235	63	

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	14
1	OBJETIVOS	17
2	ÁREA DE ESTUDO	17
3	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	20
4	CONTEXTO GEOLÓGICO	22
4.1	Origem e evolução tectônica da bacia de Itaboraí	23
4.2	Carbonatos da bacia de Itaboraí	24
5	MATERIAIS E MÉTODOS	29
5.1	Preparação dos fósseis para análises isotópicas U-Pb	29
5.2	Preparação do Ankaramito para análises isotópicas Ar-Ar	30
5.3	Lâminas analisadas	34
5.4	Decaimento Radioativo	39
5.5	Espectrometria de massa	42
5.6	Imageamento MEV	43
5.7	Datação ⁴⁰ Ar- ⁴⁰ Ar	45
5.8	Datação in-situ U-Pb em carbonatos	47
5.9	O diagrama de concórdia	49
5.10	Padrões de correção	50
5.11	Análises isotópicas de carbono e oxigênio	54
6	RESULTADOS	57
6.1	Laminação	57
6.2	Resultados da datação Ar-Ar no ankaramito	57
6.3	Resultados da datação U-Pb em carbonatos	60
6.4	Resultados das razões isotópicas de carbono e oxigênio	61
7	DISCUSSÃO	65
7.1	Idades U-Pb e Ar-Ar	65
7.2	Registros sedimentares e transgressão marinha	68
7.3	Variação do nível do mar e a bacia de Itaboraí	70
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	72
8.1	Razões isotópicas de carbono e oxigênio	72
8.2	Datação Ar-Ar	72

8.3	Datação U-Pb	72
	REFERÊNCIAS	75
	ANEXO A - Amostras da análise U-Pb	88
	ANEXO B – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	
	DGM294-M	91
	ANEXO C - Dados analíticos isotópicos U-Pb (MCT1314-LE)	94
	ANEXO D – Planilha com dados analíticos Isótopos Estáveis de carbono e	
	oxigênio	97
	ANEXO E - Pranchas informativas das lâminas confeccionadas	98
	ANEXO F – Artigo submetido à publicação	143

INTRODUÇÃO

Esta dissertação resulta de uma investigação no município de Itaboraí (RJ), onde nas instalações do atual PNMPSJI (Parque Natural Municipal Paleontológico de São José de Itaboraí) (Figura 1) são observados parcialmente expostos um dos poucos carbonatos continentais de origem termal do Brasil (Pereira, Oliveira e Bergamashi, 2017).

A Bacia de Itaboraí é considerada o menor e mais antigo segmento do estágio inicial do RCSB (Rift Continental do Sudeste do Brasil), Riccomini et al., (2004) e Adler et al., (2021).





Legenda: A- Mapa do Brasil com destaque para o estado do Rio de Janeiro, onde no município de Itaboraí localiza-se a Bacia de Itaboraí (22° 45' 9" S; 42° 51' 53" W); B- Fotografia panorâmica da Bacia de Itaboraí, feita por Fausto L. Souza Cunha na década de 70; C-Imagem de satélite da área alagada da Bacia de Itaboraí em seu contexto geográfico.
Fonte: Adaptado de: Bergqvist et al., 2006; Carneiro et al., 2024.

A Bacia de Itaboraí formou-se ao longo de uma falha geológica do tipo normal, com direção Nordeste-Sudoeste, que Riccomini & Rodrigues-Francisco (1992) afirmaram ter delimitado a porção sul da Bacia e viabilizado a subida de fluidos quentes que induziram a precipitação dos carbonatos de Itaboraí (Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978). Estes carbonatos são descritos na literatura (Medeiros & Bergqvist, 1999) como três sequências

distintas e subdivididas em 5 Fácies litológicas: sequência inferior (S1) de "Fácies A, B e C, seguida pela sequência intermediária (S2) com margas e fendas de dissolução, com uma única fácies (D). Por fim, a sequência superior (S3), com fácies E contendo sedimentos terrígenos que marcam o fim das sequências carbonáticas na bacia (Bergqvist & Ribeiro, 1998; Paula Couto, 1950; Bergqvist et al., 2006; Bergqvist et al., 2011; Pinheiro et al., 2012).

Os trabalhos de Bergqvist et al. (2009) e Beltrão (2000) sinalizam um importante sítio arqueológico localizado no Morro da Dinamite a leste da bacia, onde foram encontrados artefatos que registram o início da ocupação humana no Brasil.

A pequena dimensão da Bacia de Itaboraí não a impediu de atestar importância internacional, pois é a única no estado do Rio de Janeiro que preservou fósseis de vertebrados continentais, incluindo mamíferos de linhagens basais do Paleógeno do Brasil, que irradiaram após a grande crise biótica ocorrida entre o Cretáceo e o Paleógeno, assim como fósseis de preguiça gigante e mastodonte do Pleistoceno (vide Bergqvist et al., 2006, 2009; Salvador & Simone, 2013). As idades dos importantes grupos e táxons de vertebrados fósseis ali preservados, têm sido apresentadas em diversos trabalhos por método indireto de datação, que correlacionam às assembleias sul-americanas, como a jazida fossilífera de "Las Flores", na Argentina (e.g., Leinz, 1938; Price & Paula Couto, 1949, 1950, 1952 a, b, c, d & e; Medeiros & Bergqvist, 1999; Gelfo et al., 2009; Pinheiro et al., 2012; Kellner et al., 2014; Rangel et al., 2023).

De idade Cretáceo Superior a Mioceno, a paleofauna de invertebrados, gastrópodes (e.g., Maury, 1929, 1935; Trindade, 1956 a; Salvador, 2011; Salvador & Simone, 2013) de Itaboraí, tem sido interpretada como de ampla distribuição temporal, por isso não é consagrada como boa marcadora temporal. Com relação aos fósseis de vertebrados encontrados na bacia, foram versados em diversas literaturas (e.g., Price & Paula Couto, 1946 a, 1950; Line & Bergqvist, 2005; Araújo Júnior et al., 2013; Castro et al., 2021) e considerados pertencentes ao Paleoceno Superior e atribuídos ao estágio Ypresiano da SALMA ("South American Land Mammals Age") "Itaboraiense" – 58,5 a 56,5 Ma (Marshal, 1987; Woodburne et al., 2014).

Na visão de Rage (1998), a paleontologia encontra dificuldades quanto à datação relativa de fósseis, e especialmente na Bacia de Itaboraí onde existe uma importante problemática: a possibilidade de mistura temporal de táxons, resultante das subidas e descidas do nível médio do Oceano Atlântico. Em seu trabalho, argumentou, tal como Marshal et al. (1997) que a proximidade com o oceano influenciava o nível do lençol freático da Bacia de Itaboraí. Portanto, nos estágios de subida do NMM (Nível Médio do Mar), ocorria a

deposição dos calcários lacustres (nos quais se desenvolveram fissuras) e dos calcários sobrejacentes. Enquanto que nos estágios de baixo NMM, predominava a formação de relevo cárstico e a dissolução dando lugar a fendas nos carbonatos expostos à erosão. Rage (1998) observou ainda que o preenchimento desses canais de dissolução por marga poderia, portanto não se restringir a apenas um episódio deposicional. Este argumento foi apoiado por Bergqvist (1996) e Bergqvist et al. (2005) ao considerarem os mamíferos encontrados nessas fendas como neo-paleocênicos, tendo o ciclo dos episódios de preenchimento e erosão decorrido pelo menos até o Riochiquense (Eoceno inferior). Com exceção da proposta de Bergqvist et al. (2011) e Castro (2020), pouco se sabe a respeito do posicionamento dos fósseis nas diferentes fendas de dissolução, além da ausência de estudos que indiquem o tempo decorrido entre os preenchimentos destas fendas cársticas.

A partir do exposto, utilizando cálculos de datação numérica regidos pela desintegração de um isótopo radioativo, complexas tecnologias e análises laboratoriais de amostras de rochas que se pretendem datar, objetiva-se nesta dissertação apresentar idades absolutas, obtidas através do método 40Ar-39Ar em rochas ankaramíticas que ocorrem como soleiras concordantes com as camadas carbonáticas. Estas agrupam as sequências S1 e S2, separando-as da S3 (Klein & Valenca, 1984; Tiago, 2017). Assim, pretendemos ainda analisar neste trabalho: idades U-Pb do mamífero Tetragonostylops apthomasi (Price & Paula Couto, 1946; Paula Couto, 1963; Bergqvist & Moreira, 2002) (espécime DGM294-M); do réptil Sebecus indet. (Price & Paula Couto, 1946) um Sebecidae, Crocodyliforme (espécime DGM235-R), cujos períodos de fossilização são coerentes com a precipitação carbonática da Bacia de Itaboraí; idades U-Pb obtidas a partir de amostras do precipitado químico (MCT1320-LE e MCT1314-LE) de Itaboraí, bem como dados isotópicos de carbono e oxigênio das mencionadas MCT1314-LE e DGM235-R. Serão apresentadas as características das unidades sedimentares em que essas amostras foram coletadas e discutidos os eventos e seu significado paleoambiental para as idades aqui reportadas. Com os resultados obtidos, busca-se contextualizar a sedimentação dentro do cenário do Rift do Sudeste do Brasil (Almeida, 1983; Thompson et al., 1997; Almeida & Ribeiro, 1998) e disseminar uma nova metodologia de datação aplicável à carbonatos fossilíferos, vislumbrando um novo cenário para a datação numérica de sítios fossilíferos.

1 **OBJETIVOS**

O objetivo geral desta dissertação é investigar a idade dos depósitos carbonáticos da Bacia de Itaboraí empregando a técnica de datação radiométrica U, Th e Pb nos fósseis de vertebrados resgatados na Bacia de Itaboraí correspondentes às "Fácies B" (sequência inferior S1) e "D" (sequência intermediária S2) (sensu Medeiros & Bergqvist, 1998).

1.1 Objetivos específicos

a) Rastrear cronologicamente as referidas fácies sedimentares e seu contexto deposicional (relações entre as fácies litológicas "A" e "B" (Sequência intermediária S2);

 b) Entender o contexto paleoambiental da Bacia de Itaboraí em termos geológicos e geocronológicos;

c) Otimizar as técnicas radiométricas, aplicando a técnica de *Screening inicial* e cálculos isotópicos corrigidos, como um cronômetro a ser aplicado em materiais fósseis provenientes de rochas carbonáticas continentais.

2 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Itaboraí (figura 1), localiza-se à Sul da Serra dos Órgãos e à Norte do maciço de Niterói (Palma, 1973) nos limites do atual Parque Natural Municipal Paleontológico de São José de Itaboraí. Trata- se de um meio gráben elíptico que integra o alinhamento do RCSB, descrito por Riccomini et al. (2004) como um conjunto de terrenos sedimentares e intrusões alcalinas de idade paleógeno em uma faixa alongada e deprimida à lés-nordeste, com extensão de aproximadamente 800 km, englobando as bacias de Curitiba (PR), São Paulo, Taubaté (SP), Resende, Volta Redonda, Itaboraí e os Grabens Barra de São João (RJ) e o da Guanabara (RJ) (figura 2).



Legenda: Em tons de amarelo, são evidenciados sedimentos do quaternário, enquanto os sedimentos do pleistoceno são evidenciados em tom de roxo e em rosa o embasamento pré-cambriano. Fonte: Adaptado de: Schbbenhaus et al., 1981.

No ano de 1928, o então proprietário das terras da Fazenda São José, onde aloja- se a Bacia de Itaboraí, em conjunto com o engenheiro Carlos Euler, identificou o que seria uma amostra de calcário (inicialmente vendido como caulim) proveniente da fazenda, iniciando os estudos acerca da geologia local (Maury, 1935; Leinz, 1938; Ruellan, 1944; entre outros), até que em 1933, a Companhia de Cimento Portland Mauá, ganhou concessão para a exploração de calcário na bacia. O calcário serviu de suprimento básico para a produção de cimento a ser

utilizado em grandes construções, como o estádio do Maracanã e a ponte Rio-Niterói. A atividade de mineração perdurou até janeiro de 1984, quando se atingiu o nível de base e a extração de calcário deixou de ser rentável, ficando na região uma depressão alagada de cerca de 70 m de profundidade e um legado paleontológico internacional (Bergqvist et al., 2006; Oliveira et al., 2019).

3 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O entendimento do contexto geológico da bacia em questão é fundamental para a análise dos processos de gênese, composição litológica, tectônica e estrutural. Lamego (1938, 1944) e Leinz et al. (1938) foram pioneiros em descrever as características geológicas da região, estabelecendo uma base para estudos posteriores. Ruellan (1944) e Paula Couto (1952) contribuíram com informações sobre a estratigrafia local, enquanto Neves (1983) e Klein e Valença (1984) aprofundaram-se nas características litológicas e na evolução tectônica da bacia.

Os trabalhos de Sant'Anna et al. (1985, 2004) e Brito (1989) destacam a importância da análise estrutural na compreensão das deformações geológicas. Francisco (1989) e Riccomini e Francisco (1992) também abordaram a relação entre a tectônica e a sedimentação, fornecendo insights sobre a dinâmica da bacia. Estudos mais recentes, como os de Baptista (2009), de Menezes et al. (2013) e Pereira (2015), têm se concentrado em integrar dados geológicos com novas tecnologias, como a geofísica, para uma compreensão mais abrangente da evolução geológica.

A análise paleontológica é igualmente crucial para entender a biodiversidade que habitou a bacia. Maury (1935) e Price e Paula Couto (1946a) foram fundamentais na identificação de grupos de vertebrados e invertebrados, estabelecendo uma base para a paleontologia na região. Bergqvist e Ribeiro (1998) e Medeiros e Bergqvist (1999) ampliaram esse conhecimento, focando em grupos específicos e suas interações ecológicas.

A pesquisa de Beltrão (2001) e Bergqvist (2005) trouxe novas perspectivas sobre a paleoecologia, enquanto Bergqvisto et al. (2011) e Oliveira e Goin (2011) exploraram a biogeografia dos organismos fossilizados. Estudos mais recentes, como os de Salvador (2011), Castro et al. (2021) e Salvador e Simone (2023), têm se concentrado na análise de fósseis e suas implicações para a compreensão da evolução biológica na bacia.

A técnica de datação U-Pb tem se mostrado uma ferramenta valiosa para a compreensão da cronologia geológica, especialmente em carbonatos. A leitura de trabalhos consagrados, como os de Amith e Farquhar (1989) e Dewolf e Halliday (1991), permitiu uma melhor compreensão dos princípios fundamentais da técnica. Rasbury et al. (1997) e Richards et al. (1998) discutiram as aplicações práticas da datação U-Pb, enquanto Albarede et al.

(2004) e Woodhead et al. (2006) abordaram as inovações metodológicas que aprimoraram a precisão das análises.

A pesquisa de Balter et al. (2008) e Rasbury et al. (2009) destacou a importância da técnica na datação de eventos geológicos, enquanto estudos mais recentes, como os de Roberts e Walker (2016) e Cardoso (2022), têm explorado novas aplicações em contextos geológicos variados. A compreensão do funcionamento da técnica e sua aplicação laboratorial, conforme discutido por Drost et al. (2018) e Hansman et al. (2018), é essencial para a interpretação

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

O sudeste do Brasil integra um sistema de Bacias do tipo rift "Sistema de *Rifts* da Serra do Mar", descrito por Almeida, em 1976. A origem e evolução da plataforma brasileira e a evolução estrutural das Bacias sedimentares brasileiras, são melhor discutidas em Almeida & Carneiro (1998), Zalán & Oliveira (2005) e Baptista (2009). Em suma, os referidos trabalhos apresentam detalhes sobre a diversidade geológica da região sudeste (Brasil), desde o embasamento cristalino, apontado como um embasamento geológico composto principalmente por rochas metamórficas e ígneas do Pré-Cambriano (Arqueano e Proterozoico), por exemplo: gnaisses, migmatitos, granitos e xistos, sobre os quais se desenvolveram estruturas tectônicas e sedimentares da plataforma brasileira. As Bacias sedimentares mais recentes, intracratônicas ou marginais, resultam do rifteamento associado à separação entre América do Sul e África, com formação de margens passivas e desenvolvimento de Bacias costeiras.

A Bacia de Itaboraí, inserida no contexto geológico local do RCSB, é descrita nos trabalhos de vários autores como por exemplo, Leinz (1938), Brito (1989), Baptista (2009) e Rodrigues (2020), como um meio gráben encaixado no escudo cristalino como um cone invertido, com dimensões que não ultrapassam 1.500 m em seu eixo nordeste-sudoeste, 500 m no eixo noroeste-sudeste e 125 m de profundidade máxima na borda sul (Rodigues Francisco & Cunha, 1978; Bergqvist et al., 2009; Pereira, 2015; Adler et al., 2019).



Figura 3: Mapa da área de estudo no contexto geológico regional do RCSB (Rift Continental do Sudeste do Brasil).

Legenda: Apresenta-se o embasamento pré-cambriano, sedimentos paleozoicos e mesozoicos da Bacia do Paraná, rochas relacionadas ao magmatismo mesozoico e cenozoico e zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasiliano. As Bacias que compõem o alinhamento são: Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Bacias de São José de Itaboraí, Guanabara e São João. 1- Rift Cenozoico; 2- Intrusões alcalinas; 3- Diques: Basalto; 4-Bacia do Paraná; 5- Orógeno Ribeira; 6- Bacias Paleogenas;7- Pulsos tectônicos. PC: Poços de Caldas; RB: Rio Bonito; MSJ: Morro de São João; CF: Ilha de Cabo Frio; PQ: Passa Quatro; IT: Itatiaia; MR: Morro Redondo; MAR: Marapicu; MDN: Mendanha; SO: Soarinho; ITA: Itaboraí; ALB: Ilha Bela; MT: Morro de Trigo; TI: Tinguá; IU: Itauna; TA: Tanguá.

Fonte: Adaptado de: Riccomini (1989).

4.1 Origem e evolução tectônica da bacia de Itaboraí

A origem da Bacia de Itaboraí está associada à abertura do RCSB, estimulada pela reativação de zonas cisalhantes neoproterozoicas, no Paleógeno (Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004; Adler et al., 2021) com direção norte-nordeste a sul-sudeste representativas do estágio final da abertura do Atlântico Sul, versado como uma possível consequência da inclinação termomecânica da Bacia de Santos (Riccomini, 1989; Sant'Anna et al., 2004). Segundo Ferrari (2001), a Bacia de Itaboraí se formou e se deformou num regime tectônico transcorrente sinistral.

Sua orientação Nordeste- sudoeste reflete o controle das estruturas antigas do embasamento cristalino pré- cambriano, no qual está tectonicamente embutida uma antiga depressão, em especial na borda sul, pela Falha de São José, onde são encontradas as maiores espessuras de sedimentos sedimentos, na ordem de 100 m. As sequências carbonáticas da Bacia de Itaboraí apresentam mergulho de 30° a 35° do bordo norte em direção à Falha São José, a Sul, e 29° leste e, no lado oeste, uma inclinação de 10° a leste (Leinz, 1938; Palma, 1973; Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978).

A evolução e o preenchimento bacinal (figura 4), são descritos nos trabalhos de Menezes & Curvelo (1973), Rodrigues Francisco & Cunha (1978), Almeida (1998), Zalán (2005) e Bergqvist et al. (2009), como três sequências deposicionais diferentes.

O trabalho de Brito (1989) diz que ao início da exploração de calcário, via-se um pacote sedimentar com aproximadamente 80 m de espessura, sendo 70 m acima do nível do mar e 10 metros abaixo do nível do mar com 10 m.

De acordo com Ferrari (2001), um aspecto importante na evolução tectônica e sedimentar da bacia de São José de Itaboraí refere-se a um derrame de ankaramito, que Klein & Valença (1984) dizem separar a Sequência Intermediária da Sequência Superior, com possibilidade de o topo do derrame ter sido erodido na deposição da Sequência Superior. Esse derrame foi alimentado por um dique, com 150 m de extensão e direção N45E, que corta rochas do embasamento, sedimentos carbonáticos e conglomeráticos. O ankaramito foi datado em 52.6 Ma, com o método K-Ar, por Riccomini & Rodrigues Francisco (1992) e por Mota et al. (2015) com o método 40 Ar- 39 Ar, que determinaram a idade de 54,89 ± 1,4 Ma.

4.2 Carbonatos da bacia de Itaboraí

O termo "carbonato" refere-se a uma classe de minerais que contêm o íon carbonato (CO_3^{2-}) originado por um átomo de carbono central ligado a três átomos de oxigênio numa estrutura trigonal plana. Tais minerais combinam o íon carbonato com cátions metálicos, como o cálcio, magnésio, ferro ou manganês, formando uma diversidade de compostos. Estes minerais podem ser encontrados em rochas sedimentares e desempenham papeis importantes tanto em processos geológicos quanto em aplicações na indústria, Nesse (2000).

Os carbonatos podem ser encontrados sendo formados em diversos cenários geológicos, desde um precipitado em meio aquoso (carbonato de cálcio natural - GGC), como em mares rasos onde a evaporação concentra íons de carbonato e cálcio, levando à formação de depósitos como o calcário, Carvalho e Almeida (1997). À aqueles gerados a partir da atividade metabólica de organismos que extraem os íons (carbonato e cálcio) da água para

formarem suas conchas e carapaças, que Tucker & Wright (2001) cunhou como Carbonatos Biogênicos.

O trabalho de Leinz (1938) foi o primeiro estudo geológico detalhado sobre a Bacia de Itaboraí que nos trouxe descrições iniciais a respeito dos carbonatos ali expostos e Maury (1935) ao descrever fósseis de moluscos terrestres, discutiu os horizontes estratigráficos dos achados paleontológicos e a matriz carbonática pertencente. Ambos mencionam o carbonato de preenchimento da bacia como um calcário muito puro com pouco ou nenhum magnésio, cuja matriz apresenta coloração amarelo-claro onde se nota claramente a presença de fósseis de conchas (branco-creme), por vezes oolítico ou pisolítico.

A característica oolítica/pisolítica do calcário é também discutida em outros trabalhos como o realizado por Pereira (2015). Em seu trabalho Riccomini et al. (2004) versam à respeito formação desses carbonatos em um paleoambiente caracterizado, possivelmente, por água doce e salobra, saturada de íons de cálcio e carbonato, culminando nos processos de precipitação e sedimentação química.

As condições geológicas que levaram à formação das sequências carbonáticas, são discutidas em Sant'Anna et al. (2004) como uma associação entre o tectonismo regional e o rifteamento do sudeste do Brasil. Pereira (2015) e Valente et al. (2017) referem que a presença de sílica proveniente do transporte durante os episódios de hidrotermalismo, torna a bacia um modelo a ser estudado e interpretado para a compreensão dos processos que levaram à formação de semelhantes estruturas reservatórias do pré-sal. Rodrigues, (2020), nos apresenta um quadro contendo a descrição das litofácies e suas respectivas configurações paleoambientais de deposição e diagênese, tecendo comentários sobre o tipo de tectonismo a que essas descrições estão associadas.

O quadro (quadro 1) organiza breves descrições dos carbonatos de Itaboraí encontradas em Meneses et al. (2018) e Bergqvist et al. (2009).

Nível estratigráfico	Composição
Sequência Superior - S3	Exibe depósitos rudáceos com até 20 m de espessura e idade pleistocênica
Sequência Intermediária - S2	Composta por margas e calcários cinzentos, preenchendo de fendas resultantes do processo de dissolução na sequência anterior, com idade do Eoceno, ricas em fósseis de vertebrados e palinomorfos;
Sequência Inferior - S1	Composta por calcário travertino intercalado com calcário clástico argiloso cinzento, localmente conglomeráticos, contendo fósseis de gastrópodes e raros vertebrados.

Quadro 1: Composição das sequências deposicionais da Bacia de Itaboraí.

Fonte: Menezes et al., (2018).

Com o acelerado processo de extração dos carbonatos em Itaboraí, poucas foram as tentativas com êxito para esboçar um perfil estratigráfico da bacia. O trabalho de Palma (1973), entrega um dos primeiros perfis estratigráficos para a Bacia de Itaboraí em uma esquematização das fácies e suas respectivas litologias (figura 4).



Figura 4: Perfil estratigráfico da Bacia de São José de Itaboraí.

Legenda: As diferentes posições dos canais de dissolução, representam suas distintas idades de preenchimento. No topo, a cascalheira local com fósseis, representa sedimentos do mioceno não mais observáveis na Bacia de Itaboraí.
 Fonte: Palma, (1973) e Bergqvist, (2024).

Em Bergqvist et al., (2006) podem ser encontradas as descrições das fácies litológicas da Bacia de Itaboraí seguidas por uma coluna cronoestratigráfica da localidade.



Legenda: Os carbonatos correspondem aos carbonatos de Itaboraí. Fonte: Bergqvist et al., 2024.

No tocante às discussões sobre os isótopos estáveis de carbono e oxigênio para os carbonatos de Itaboraí, diversos trabalhos (eg.: Sant'Anna et al., 2000; Sant'Anna et al., 2004; Pereira et al., 2017; Adler et al., 2021) corroboram à interpretação de uma gênese carbonática associada a soluções hidrotermais que teriam ascendido ao longo do plano da Falha de São José e estando carregada em bicarbonato de cálcio pela lixiviação de mármores e gnaisses pré-cambrianos em subsuperfície, pertinentes ao embasamento da bacia, como apresentam Sant'Anna e Riccomini (2004). Bem como o explicado por Sant'Anna et al. (1998) que ao interpretar os resultados negativos de δ 180PDB (entre - 6.6‰ e -12.1‰), e positivos para δ C13 (entre 0.0‰ e 1.6‰) nos calcários fitados da sequência S1 (base da deposição carbonática). Estes resultados são corroborados pelo trabalho de Pereira (2015).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Preparação dos fósseis para análises isotópicas U-pb

No âmbito desta pesquisa o material estudado, tanto de paleovertebrados, quanto de paleoinvertebrados e minerais, foi cedido já classificado por técnica padrão de espécimes manuais pelo Museu de Ciências da Terra do Estado do Rio de Janeiro (MCTer), CPRM, Rio de Janeiro. As 25 lâminas utilizadas neste estudo, foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/UERJ), para que pudessem ser imageadas, analisadas suas composições mineralógicas e datadas no Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab/UERJ).

Para a seleção das amostras no MCTer, optou-se pelas as amostras com melhores condições de preservação, volume representativo, que permitisse a realização dos procedimentos de corte e laminação. Tratando-se de uma metodologia abrasiva, demanda uma área amostral mínima (não especificada na literatura) e sobretudo diversidade litológica, sendo representadas as 3 litofácies estudadas.

A etapa de corte das amostras (Figura 7) contou com o equipamento "Serra Diamantada de Corte", que consiste em uma caixa metálica dentro da qual está a serra. As amostras foram previamente fotografadas e visualmente analisadas para a obtenção do melhor plano de corte, sob os critérios de melhor exposição de áreas não contaminadas na lâmina. Posteriormente, a amostra é posicionada e fixada manualmente pelo operador responsável em um eixo perpendicular ao disco de serra, a amostra é finalmente conduzida contra o disco para a abrasão e consequente corte do material. Faz-se necessária a lubrificação da serra durante o procedimento por água ou óleo diesel + água ou água + óleos específicos para o procedimento.

Depois de cortadas em formato de bloco, as amostras foram fixadas em placas de vidro de dimensões pré-estabelecidas e padronizadas (26mm x 46mm, com 2mm de espessura). A fixação da amostra à placa de vidro é feita com resina *Epoxy* para encapsulamento metalográfico ou laminação e endurecedor *Epoxy* para embutimento metalográfico. Esta etapa da laminação gera material amostral sobressalente à lâmina que precisou ser desbastada utilizando uma "Máquina de Lapidação e Polimento de Precisão" até que obtidos 35µm (trinta e cinco micras) de material fixado sobre a lâmina. Em amostras ainda mais porosas, pode-se também optar pelo método da impregnação total com um molde cilíndrico, quadrado ou retangular para posterior corte em formato de disco.

A metodologia adotada para os procedimentos de laminação das amostras estudadas, seguem roteiro desenvolvido pelo próprio LGPA/UERJ.

Legenda: A imagem acima representa a etapa de corte das amostras provenientes da Bacia de Itaboraí. Durante o processo de preparação das 22 lâminas confeccionadas, utilizou-se o equipamento de Serra Diamantada de Corte no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/UERJ).

Fonte: O Autor, 2024.

5.2 Preparação do ankaramito para análises isotópicas Ar-Ar

A amostra de ankaramito coletada na Bacia de Itaboraí, teve sua primeira descrição realizada por Rodrigues Francisco e colaboradores em 1982, como nos diz Riccomini & Rodrigues Francisco (1992). Trata-se de uma rocha vulcânica ultrabásica e melanocrática com fenocristais de titano-augita e subordinadamente olivina sobre uma matriz microcristalina formada por titano-augita, analcita, minerais opacos, plagioclásio e apatita, com 10 metros de espessura que corta o embasamento, isola as sequências carbonáticas S1 e S2 da sequência S3 e alimenta um extravasamento de ankaramito. Klein & Valença (1984) verificaram que este dique tem 150 metros de comprimento com direção N45E. O contato desta rocha alcalina (em

Figura 6: Fotografia da confecção de lâminas.

alta temperatura) com as sequências carbonáticas da Bacia de Itaboraí, promoveu feições pós diagenéticas de efeitos térmicos e silicificação, observadas como estruturas almofadadas.

Figura 7: Derrame de ankaramito (DRM/RJ, 2015) parcialmente aflorante na Bacia de ITaboraí..



Legenda: A- Parcial exposição do derrame de ankaramito na Bacia de Itaboraí; B- Ankaramito apresentando feições de erosão esferoidal. Fonte: Mota et al., 2015; Tiago, 2017.

Ainda em Riccomini & Rodrigues Francisco (1992), é inferida uma idade (Ypresiano/Lutetiano - Eoceno Inferior/Médio) de $52,6\pm2,4$ Ma ao ankaramito sob o método K-Ar em rocha total. Em Mota et al. (2015), o ankaramito foi novamente datado, mas dessa vez sob o método radiométrico Ar-Ar, obtendo-se a idade de $54,89\pm1,40$ Ma concordante com a idade obtida por Riccomini & Rodrigues Francisco (1992).

Da amostra de ankaramito coletada em Itaboraí (Figura 7), foi confeccionada para este trabalho 1 lâmina de identificação FFP.70Mi sob os mesmos padrões adotados para as lâminas mencionadas no tópico de Preparação dos fósseis deste trabalho.

Identificação	Localidade	Composição Geral
da		
Lâmina		
MCT 6945-I	Provável S2	Eoborus sanctijosephi, Maury,
		1935
		- (Pulmonata / Strophocheilidae) -
		Concha e sedimento interno
		(contendo outro indivíduo na
		abertura);
MCT 6946-I	Fácies B / S1	?Eoborus bulimulus? -
		(pulmonata)
		- concha e sedimento interno;

Quadro 2: Amostras estudadas.

MCT 1321-	Fácie C / S1	Calcário Oolítico
LE		contendo fragmento de
		concha cone- espiralada
		de gastrópode (?);
MCT 1318-	S2	Calcário / marga friável de
LE		coloração acinzentada e
		fossilífero;
MCT 1314-	S2	Calcário / marga friável de
LE		coloração acinzentada e
		fossilífero;
MCT1820 -	S2	Ecocaiman itaboraiensis
R		(Pinheiro et al., 2012) -
		Fragmento anterior de mandíbula
		esquerda contendo 2 dentes (1
		completo + 1 incompleto);
MCT1834 -	S2	Croc Indet (?Eocaiman?) -
R		Epífise distal de fêmur
		direito;
MCT1855 -	Provável S2	Testudino (? Podocnemidiae);
R		
MCT1316 -	S2	Amostra mineral - Calcário
LE		terrígeno fossilífero - coloração:
		marrom (tonalidade média) -
		fóssil de vertebrado incluso
		(mamífero?);
MCT1324 -	S2	Amostra mineral - fóssil - Ossos
LE		longos de vertebrado - coloração:
		matriz esbranquiçado (pouco
		friável) - fósseis: Branco-
		alaranjado (permineralizado);
DGM335-M	<u>\$2</u>	Carodnia vierai (Paula Couto
		1952) - (Xenungulata) -
		Fragmento indet. De 3.05 cm
		(possível osso longo) – Coletado
		(possível osso longo) – Coletado por Júlio da Silva Carvalho.
		(possível osso longo) – Coletado por Júlio da Silva Carvalho, 1949;

DGM 235-R	Fáceis A/S1	Sebecus sp. Price & Paula Couto,
		1946.
		(Crocodyliforme/Mesoeucrocodyll
		a)
		- Fragmento de maxilar direito
		contendo 8 dentes;

	1	
DGM 294-M	Canal preenchido	Tetragonostylops apthomasi,
	por	(Price e Paula Couto, 1950)
	margas/S2	(Astrapotheria); Fragmento de
		mandíbula com 2 dentes (1
		completo+1incompleto);
MCT 1320-LE	Fácies D/S2	Amostra mineral-Precipitado
		químico - 1 amostra - de
		coloração bege-amarronzado;
MCT 1323-LE	S2	Amostra mineral - amostras (3) de
		calcário - Friável de coloração
		bege- amarronzado; fossilífero;
MCT 1853 - R	Canal preenchido	Sahitisuchus fluminensis (Kelner
	por margas -	et al., 2014) - Fragmento proximal
	S2	de fêmur direito;
MCT 1315 - LE	Fácies B/S1	Sahitisuchus fluminensis (Kelner
		et al., 2014) - Fragmento
		proximal de fêmur direito -
		Crociliforme/ mesoeucrocodylia -
		Bloco de matriz carbonática,
		fácies B/S1 contendo 2 dentes
		serrilhados
DGM 303-R	Fácies A/S1	Crocodyliforme indet
		Fragmento de dente - raíz e colo
		- maior Crocodyliforme de
		Itaboraí;
MCT 1319 - LE	Possível S2	Biomphalaria itaboraiensis -
		(Mezzaliria, 1946) - (Pulmonata) -
		(Planorbidae) - Concita
		planoespiralada de pequena
		dimensão;
MCT1326 - LE	S2	Amostra mineral - Calcário /
		Marga friável e de coloração cinza
		- escuro; fossilífero;
MCT 1322 - LE	S2 ou Fácies	Amostra mineral - Amostras de
	B/S1	calcário friável, amarelado,
		contendo vários restos de
	— –	Crocodyliforme indet
1317 - LE	Fácies B/S1	Amostra mineral - Calcário
		cinzento de coloração clara
		esbranquiçado;
FFP.70Mi	Embasamento, S1 e S2	Ankaramito
	1	

5.3 Lâminas analisadas

Dentre as 22 seções finas confeccionadas, foram utilizadas 3 lâminas para a obtenção dos resultados aqui apresentados.

Lâmina 1 - AMOSTRA DGM 294-M Tetragonostylops apthomasi



Figura 8: Fotomicrografia da lâmina DGM294-M

Legenda: A: Estão preservadas, por substituição em calcita, as feições do osteócito do osso compacto, bem como as trabéculas do osso esponjoso da mandíbula B: Fotomicrografia de dente, mostrando o grau de preservação das micro estruturas que compõem o tecido ósseo;

Fonte: O Autor, 2024.

A lâmina identificada como DGM 294-M corresponde a um fragmento de mandíbula com 2 dentes (1 completo + 1 incompleto) do *Tetragonostylops apthomasi*, descrito por Price & Paula- Couto, (1950), que se trata de ungulado basal do Cenozoico da América do Sul. A espécie pertence à família Astrapotheriidae (Astrapotheria), grupo que provavelmente evoluiu de uma linhagem de herbívoros basais setentrionais denominados coletivamente como "Condylarthrans", e considerados como tendo pelo menos alguns de seus membros como formas semiaquáticas (Paula Couto, 1997). O *Trigonostylops*, descrito por Ameghino (1987), dos depósitos paleogênicos da Patagônia Argentina, seria o táxon conhecido mais aparentado ao *Tetragonostylops apthomasi*.

Segundo Paula Couto, (1979) os numerosos vestígios de *Tetragonostylops apthomasi* compreende dentes isolados, fragmentos mandibulares, uma mandíbula inteira com sua linha de dentes complexa preservada (exceto incisivos), um crânio completo, mas esmagado e ossos pós-cranianos isolados. Algumas características peculiares da dentição desta espécie são: os dentes molares superiores de forma tetragonal, com todas as cúspides principais incluindo hipocone (exceto M3) bem desenvolvido; com os dentes molares inferiores com trígono, anteroposteriormente, bem expandido, estando todas as suas três cúspides também bem diferenciadas (Price & Paula Couto, 1946; Paula Couto, 1963, 1979). Apesar do

Tetragonostylops apthomasi ser um mamífero herbívoro, Price & Paula Couto (1946) estimaram seu tamanho como um pouco maior que cão "*fox-terrier*", porém um animal mais pesado.



Figura 9: Esquematização baseada nos restos do Tetragonostylops apthomasi.

Legenda: A- Fileira de dentes superiores, P2-M3; B- hemimandíbula esquerda em perfil; C-Mandíbula em vista oclusal (mod. de Paula Couto, 1979). Barra de escala a 10 mm para A e 20 mm para B e C.

Fonte: Couto, 1970.

O espécime DGM 294-M, foi encontrado apenas no nível estratigráfico do canal preenchido por margas e brechas de colapso de composição semelhante ao calcário cinzento encontrado na Bacia, sequência S2 da Bacia de Itaboraí, em 1949. O *Tetragonostylops apthomasi* foi um dos primeiros fósseis de mamíferos ali coletados (Bergqvist & Moreira, 2002).
Lâmina 2- AMOSTRA DGM 235-R Sebecus



Figura 10: Fotomicrografia da lâmina DGM235-R

Legenda: A lâmina DGM 235-R, contém uma seção do fragmento de maxilar direito com 8 dentes, que Price & Paula-Couto (1946) afirmam ser do gênero *Sebecus* sp., um gênero extinto de crocodilomorfo pertencente à família Sebecidae, subordem Sebecosuchia que viveu ao longo do Paleoceno/Eoceno na América do Sul, de acordo com Gasparini (1972). Sua dentição zifodonte sugere tratar-se de predadores ativos. O *Sebecus* adotava uma postura locomotora ereta que o permitia perseguir presas em terra (Riff, 2012). Fósseis preservados desse gênero (crânios, mandíbulas e dentes) foram encontrados em diversas localidades da América do Sul (Price, 1959; Brito, 1989).

Fonte: O autor, 2024.

Coletada na fácies A da sequência S2 da Bacia de Itaboraí, a amostra mede em seu comprimento maior 120 mm e a altura aferida do ápice do dente é de 80 mm. Ainda que esteja incompleta, a maxila possui altura e posição que indicam um rostrum alto, uma característica singular aos crocodilídeos de rostrum comprimido lateralmente.

Essas características são também encontradas no *Sebecus* (Simpson 1937), do Eoceno (formação Casa Mayor) da Patagônia, em depósitos do Paleoceno na Bacia de Sant Lúcia (Uruguai) (Rusconi, 1933), na Bacia de Sarmiento da Formação La Colonia (Gasparini, 1972; Simpson, 1937) e Las Flores (Paleoceno-Eoceno da Argentina), também encontrado na Bacia de Deseado (Paleógeno da Argentina) e Bacia de Bogotá, nos Andes colombianos (Langston, 1965).



Figura 11: Fotografia dos restos do Sebecus. Coletado na fácies A da sequência S2, Bacia de

Legenda: A linha tracejada no canto superior esquerdo, representa a área demarcada para o corte da amostra, para confecção de lâmina (DGM235-R). Barra de escala em 2 cm.

Fonte: O autor, 2024.

Lâmina 3 - AMOSTRA MCT1314-LE precipitado químico



Figura 12: Fotomicrografia da lâmina MCT1314-LE.

Legenda: A amostra identificada como MCT1314-LE, observa-se um precipitado químico calcário, coletado no nível estratigráfico Fácies D da sequência intermediária S2, descrito por Price (1942) como marga friável de coloração cinzenta e calcirruditos de finos a grossos, a marga representa uma das principais litofácies dessa unidade (Bergqvist et al., 2009; Adler et al., 2017, 2021). Além da matriz carbonática, a composição laminar evidencia uma preservação fóssil (indeterminada), característica pertinente ao respectivo nível estratigráfico, especialmente em se tratando de paleovertebrados e paleoinvertebrados.

Fonte: O autor, 2024.

A sequência S2 pertence a uma fase de sedimentação que ocorreu após a formação dos travertinos da sequência inferior e antes do depósito dos sedimentos terrígenos e conglomerados da sequência superior S3. A marga é composta por argila, carbonato de cálcio e outros minerais; essa mistura torna a rocha friável e de tonalidade cinzenta. Um possível paleoambiente deposicional a ser interpretado para esta sequência (S2) é de ambiente lacustre, onde os sedimentos finos e argilosos se acumularam ciclicamente com depósitos de calcário e brechas (Bergqvist et al., 2009).

Figura 13: Fotografia do precipitado químico MCT1314-LE.



Legenda: Coletado na fácies A da sequência S2 da Bacia de Itaboraí. Fonte: O autor, 2024.

Outra amostra de precipitado químico coletada foi a MCT1320-LE. Trata-se de uma amostra mineral (precipitado químico) de coloração bege amarronzado.

Figura 14: Fotografia do precipitado químico (MCT1320-LE) coletado



Legenda: Precipitado químico calcário terrígeno fossilífero, de coloração amarronzada (tonalidade média) proveniente da fácies D da sequência intermediária S2 da Bacia de Itaboraí. Barra de escala em 1 cm. Fonte: O autor, 2024.

O ankaramito (FFP 70 Mi) proveniente da Bacia de Itaboraí teve amostra coletada e laminada. Este ankaramito corresponde a uma basáltica, cujo extravasamento foi alimentado por um dique alcalino que atravessa o embasamento cristalino e corta as sequências carbonáticas S1 e S2 da Bacia.

Figura 15: Derrame de Ankaramito (DRM/RJ, 2015) aflorante na Bacia de Itaboraí.



Legenda: A- Parcial exposição do derrame de ankaramito na Bacia de Itaboraí; B- Ankaramito apresentando feições de erosão esferoidal.

Fonte: Mota et al., 2015; Tiago, 2017.

5.4 Decaimento radioativo

Descoberta e definida por Wihelm Conrad Roentgen em 1895, a radioatividade foi descrita como um fenômeno de emissão de radiações capazes de atravessar corpos opacos, caracterizada por meio da aplicação de técnicas de luminescência com um tubo de raio cátodo energizado (Röntgen, 1895). Foi amplamente discutida após os estudos de Sklodowska (1908) com Rádio e Polônio. As aceleradas descobertas acerca da radioatividade e suas propriedades em determinados elementos químicos, permitiu a caracterização das partículas subatômicas e seu potencial de aplicação na geocronologia com uso de Tório (Curie, 1898; Geraldes, 2010).

Em Boltwood (1907), a sociedade científica é apresentada às possíveis aplicações do método U-Pb para o cálculo de idades absolutas ao considerar que o átomo instável sofre alterações espontâneas em seu núcleo, impulsionando a emissão de partículas e de energia Rutherford & Soddy (1902) introduziram a teoria da desintegração radioativa, onde a taxa de

decaimento de um átomo instável é proporcional ao número de átomos restantes a qualquer tempo "t". Em Geraldes (2010) lê-se que se a velocidade da desintegração radioativa é uma constante (lambda) pouco influenciada por agentes externos como temperatura, pressão ou alterações químicas que pode ser de grande utilidade para a geologia ao permitir datações absolutas em rochas e minerais. No sistema U-Th-Pb, o decaimento do U e do Th para seus isótopos estáveis de Pb pode ocorrer em 3 vias distintas, isso porque o U apresenta 3 isótopos naturais o 238U, 235U e o 234U (Figura 13) como afirma Geraldes (2010).



Figura 16: Os três sistemas de decaimento de interesse no método U-Th-Pb.

Legenda: Diagrama ilustrando as transformações da série de decaimento U-Th-Pb. Fonte: Geraldes, 2010.

Para finalizar, o ²³²Th é um isótopo radioativo de interesse o método U-Th-Pb. O decaimento deste elemento apresenta isótopos intermediários radiogênicos, também de meiavida curta, que geram ao final do processo o isótopo estável 208Pb. E, para cada átomo de ²³²Th, gera-se um átomo de ²³⁸Pb, como visto na figura, Geraldes (2010). Figura 17: Cadeia de decaimento do ²³²U para o ²⁰⁸Pb.



Legenda: Diagrama ilustrando as transformações de uma das três séries de decaimento U-Th-Pb. Fonte Geraldes, 2010.



Figura 18: Cadeia de decaimento do ²³⁵U para o ²⁰⁷Pb.

Legenda: Diagrama ilustrando as transformações de uma das três séries de decaimento U-Th-Pb. Fonte: Geraldes, 2010.

Figura 19: Cadeia de decaimento do 238U para o 206Pb.



Legenda: Diagrama ilustrando as transformações de uma das três séries de decaimento U-Th-Pb. Fonte: Geraldes, 2010.

Portanto, se um dado mineral ou rocha detém um sistema fechado, sua taxa de produção do isótopo radiogênico é igual a taxa de decaimento do isótopo radioativo do início da série. Desta forma pode-se aplicar como um sistema de datação independente (Ludwig, 1980). A abundância do isótopo radiogênico e do isótopo radioativo podem ser utilizadas para o cálculo de idades, uma vez que sejam conhecidas suas constantes de decaimento.

5.5 Espectrometria de massa

A espectrometria de massa, descrita por (Thomson, 1921), objetiva analisar os elementos/substâncias em meio vácuo, mediante a relação entre massa e carga eletrônica (m/e). O espectrômetro de massa passou por melhorias na década de 30, com o compartilhamento digital das medidas das massas dos elementos químicos e suas abundâncias, desde então, ganha espaço no campo das pesquisas da física, química, biologia e geologia e tem sido a técnica mais confiável dentre os meios de análises geocronológicas

(Geraldes, 2010). Como componentes principais: fonte, separador, detector e registrador (Figura 17); a técnica tem por objetivo a análise de substâncias/elementos no vácuo, de acordo com a relação entre massa e carga eletrônica sob a ação de campos elétricos e magnéticos, permite separar as partículas eletricamente carregadas conforme suas massas e cargas e aferir a medida de suas abundâncias.

Figura 20: Principais componentes do espectrômetro de massa.



◇□◇◇◇◇ TRAJETÓRIA DAS PARTÍCULAS

Legenda: (1) fonte de feixe de íons positivos; (2) analisador magnético; e (3) coletor de íons. As três partes operam em pressões na ordem de 10⁻⁶ a 10⁻⁹ mmHg. Fontede: Geraldes, 2010.

5.6 Imageamento MEV

Com o intuito de melhorar a acurácia dos dados no Espectrômetro de Massa com Plasma de Ablação a Laser Acoplado (LA-ICP-MS), aplicou-se a técnica de *screening Inicial* nas lâminas previamente confeccionadas. A técnica consiste em imagear as lâminas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), para a identificação de regiões mais favoráveis à obtenção do sucesso analítico. Esta técnica permite caracterizar espacialmente o conteúdo de U e Pb na amostra laminada, e caracterizar o contexto petrográfico e composicional do crescimento mineral, ainda apontar feições pós-diagenéticas que corroborem às interpretações das idades obtidas, podem ser destrutivas ou não às amostras.

Quando não destrutivas consistem no imageamento da amostra, microscopia óptica, catodo luminescência (CL), imageamento por elétron espalhado (BSE), imagem de contraste de carga (CCI), técnicas de autorradiografia digital e imagens de luz refletida e transmitida, objetivam a exibição de contrastes existentes na amostra, que são interpretados como relacionados à composição química no ponto visualizado, que pode ser enriquecido em determinado elemento, ou não, com diferentes fases minerais. Os zoneamentos contrastantes em cores mais fortes ou mais fracas, possuem maior ou menor fluorescência (ROBERTS, et al., 2020; Cardoso, 2022).

Quando de maneira destrutiva, o screening inicial é realizado no LA-ICP-MS, o mapeamento pode incluir pontos de análises sistemáticos ou aleatórios que atravessam a amostra, ou incluir análises completas (30 segundos de ablação seguindo de uma pré ablação) ou análises mais curtas (com ou sem pré-ablação). Outra maneira é através da geração direta de mapas de conteúdo de U e Pb, utilizando a razão ou idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Roberts et al. (2020) realizou um screening inicial da amostra, datando com menos tempo de ablação (baixa precisão) transectas aleatórias ao longo de um cristal, para que, de maneira geral, fossem conhecidas as quantidades de U e Pb, gerando a partir daí um diagrama Tera-Wasserburg. Após identificar potenciais áreas para datação, ele realizou outras análises pontuais, localizadas em porções com maiores concentrações de U, favorecendo uma regressão linear mais precisa.

Neste trabalho as técnicas de screening inicial adotadas foram Catodoluminescência óptica e varredura rápida por LA-ICP-MS, com a primeira técnica, foram realizadas imagens de varredura após mineralização em ouro na lâmina de vidro e polimento de slabs, possibilitando a identificação de áreas promissoras a serem datadas, devido ao seu conteúdo de U e a partir da segunda análise foi possível configurar o LA- ICP-MS para que os disparos fossem precisamente localizados nessas áreas escolhidas durante o *screening inicial* não destrutivo. Precedendo o *screening inicial*, as lâminas foram submetidas ao tratamento de mineralização a ouro, objetivando-se a melhoria qualitativa e o máximo rendimento das imagens geradas no MEV (disponíveis em apêndice B).

5.7 Datação ⁴⁰Ar - ⁴⁰Ar

Um precedente necessário ao método ⁴⁰Ar-³⁹Ar foi o método K-Ar que vem sendo utilizado desde Amaral et al., (1967) ao estudarem rochas basálticas da região Sul do Brasil. Com base no decaimento do isótopo instável ⁴⁰K em ⁴⁰Ar, verificaram que o argônio radiogênico dessa desintegração tende a se acumular no sistema mineral. Portanto, a razão isotópica do ⁴⁰Ar denunciará a idade de ocorrência de eventos tectônicos térmicos (metamorfismo regional, magmatismo, etc.) que atuam sobre a abertura e fechamento dos sistemas minerais, quando o método K-Ar for aplicado em rocha total ou em minerais isolados.

No entanto, para estudos em amostras onde o intervalo de tempo decorrido entre a formação, o fechamento do sistema mineral e/ou o evento tectônico for relativamente longo, o método K-Ar pode não ser tão eficaz. Por isso, Wanke e Konig (1959) e Sigurgeirsson (1962) desenvolveram uma nova técnica que possibilitou o estudo do K através de seus isótopos radiogênicos. Esta que veio a ser a técnica básica para o método ⁴⁰Ar-³⁹Ar.

A proposta defendida por esses autores é de que o ³⁹Ar, gerado em reator nuclear por decaimento induzido do ³⁹K, sob uma amostra, poderia ser aferido no espectrômetro de massa. Como conseguinte, os demais isótopos de Ar seguiram a mesma proposta e a partir da mensuração de suas abundâncias, o valor de ⁴⁰K poderia ser indiretamente identificado. Tais descobertas corroboram a legitimidade da sua eficácia para contornar problemáticas analíticas que afetaram o método tradicional K-Ar, como o fato de que as análises deveriam ser realizadas em frações distintas da mesma amostra para a determinação da abundância do K e do Ar. O então novo método (⁴⁰Ar-³⁹Ar) ganhou ascensão na comunidade científica, chegando a ser usado para a obtenção de idades em amostras de meteoritos e lunares, como nos diz o trabalho de Kinoshita (1976).

A partir do exposto, o método analítico ⁴⁰Ar-³⁹Ar aqui utilizado, baseia-se na geração do ³⁹Ar pela irradiação de amostras contendo K, em um reator nuclear de nêutrons rápidos. As razões de ⁴⁰Ar-³⁹Ar são determinadas dosando-se o ⁴⁰Ar radiogênico resultante da desintegração do ⁴⁰K ao longo da vida da amostra. O ⁴⁰K é determinado a partir da medida de ³⁹Ar produzido artificialmente a partir do ³⁹K, uma vez que a relação ⁴⁰K/³⁹K é constante na natureza, Geraldes (2010).

Dentro do reator atômico, geram-se isótopos (³⁷Ar, ³⁸Ar, ³⁹Ar e ⁴⁰Ar e outros) que podem interferir nas razões isotópicas aplicadas no cálculo da idade. Por isso, são necessárias correções que eliminem estas interferências. Apenas o ³⁹Ar produto da desintegração do ⁴⁰Ar deve-se, bem como no método K-Ar, descontar o ⁴⁰Ar atmosférico (baseando-se no 46Ar) e o ⁴⁰Ar. Além disso, deve ser considerada a determinação do ³⁹Ar em função do tempo de irradiação, do fluxo de nêutrons rápidos e da área da amostra exposta na irradiação (Geraldes, 2010).

Para solucionar a problemática de se medir os parâmetros supracitados utilizam- se amostras padrões de idades já conhecidas que são incluídas no reator com as amostras de idades que se deseja calcular. No mesmo porta amostras podem ser alocados padrões com abundâncias de Ca conhecidas, assim permitirá que as correções dos isótopos de Ar interferentes possam ser realizadas durante as análises dos dados originados da irradiação do ⁴⁰K, ⁴³Ca, e ⁴⁴Ca.

Com essas aplicações, determina-se, enfim, se houve perda ou ganho de Ar na amostra; uma série de idades dentro de uma única amostra, por meio do incremento da temperatura do laser; se o sistema químico do mineral estudado permaneceu fechado (sem contaminação), as idades obtidas em diferentes temperaturas devem ser iguais, caso ocorra algum processo de difusão de Ar, o que é comum, as idades obtidas em cada temperatura de fusão serão diferentes e, talvez, não correlacionáveis (Geraldes, 2010).

A partir desta série de idades obtidas, são elaborados dois valores de idades: A idade platô, através da junção de diversas etapas sequenciais de fusão congruentes e a idade isócrona, onde é definido através da construção de isócronas com os dados isotópicos extraídos de cada etapa de fusão da mesma amostra Lamphere & Darlymple (1976). As isócronas de isótopos de Ar aprisionado no momento do fechamento do sistema cristalino do mineral e, assim, testar a hipótese de que a quantidade de argônio aprisionado tem a quantidade semelhante à contida na atmosfera. Com relação aos diagramas isocrônicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar, tal como no método K-Ar, é necessário fazer uma correção, devido à presença do Ar aprisionado na rocha ou mineral e cuja composição isotópica pode não ser igual à composição atmosférica atual. Em comparação com a construção de isócronas nos outros métodos geocronológicos, é que neste caso são utilizadas as várias frações do gás liberadas de uma mesma amostra em diferentes temperaturas.

5.8 Datação in-situ U-Pb em carbonatos

A aplicação do método U-Pb em carbonatos vem sendo realizada desde Smith e Farquhar, (1989) ao relatarem a primeira idade isócrona obtida em corais pelo método U-Pb, a partir daí, muitos foram os trabalhos que utilizaram da mesma premissa para aprimorar a técnica (Dewolf e Halliday, 1991; Rasbury et al., 1997; Richards et al., 1998; Woodhead et al., 2006; Pickering et al., 2010). Outros, utilizaram a ablação a laser (LA-ICP- MS) em suas metodologias para a datação de carbonatos (Li et al. 2014; Roberts & Walker, 2016; Ring e Gerdes, 2016; Methner et al. 2016; Burisch et al. 2017 e 2018; Drake et al. 2017; Goodfellow et al. 2017; Nuriel et al. 2017, 2019, 2021; Roberts et al. 2017 e 2020; Drost et al. 2018; Hansman et al. 2018; Hellwig et al. 2018; Godeau et al. 2018; Drost et al. 2018; Parrish et al. 2018; Smeraglia et al., 2019; Scardia et al. 2019; Mottram et al. 2020; Miranda et al. 2020; Jin et al. 2021; Ganade et al. 2022; Cardoso 2022).

O método U-Th-Pb respeita o princípio básico do decaimento do U e do Th para os isótopos estáveis de Pb. O decaimento do ²³⁸U gera uma cascata de isótopos radiogênicos instáveis que decairão até a geração do isótopo radiogênico estável ²⁰⁶Pb. O ²³²Th decai para o isótopo estável ²⁰⁸Pb, como explicado em Geraldes, (2010) e Cardoso, (2022).

Para encontrar resultados otimistas, deve-se optar por cronômetros ideais para datação U-Pb, ou seja, prezar por amostras cujos sistemas minerais se tenham fechado com a incorporação de uma considerável quantidade de ²³⁸U e ²³⁵U e sem perda ou acréscimo dos isótopos pai e filho (Roberts et al., 2020; Cardoso, 2022). E, certificar que não haverá instabilidade na intensidade do sinal e correção adequada para discriminação de massa instrumental (Santos, 2021).

Muito próximo ao que vem sendo executado para a datação em minerais ricos em U (ex.: zircões), a metodologia U-Pb em carbonatos via LA-ICP-MS também necessita que um laser seja acoplado a um espectrômetro de massa, para a contagem dos isótopos que decaíram do U para o Th e deste para o Pb. A precisão varia conforme a quantidade de coletores do LA-ICP-MS (monocoletores, multi-coletores ou quadrupolos) e o tipo de isótopo a ser analisado, a combinação entre análises geoquímicas e texturas imageadas (*Screening inicial*) são importantes para a obtenção de bons resultados a partir desta técnica (Roberts et al., 2020 e Cardoso, 2022).

A composição mineralógica heterogênea em carbonatos precisa ser levada em consideração quando discutida a taxa de assertividade do método, portanto Roberts et al.

(2020) e Cardoso (2022) versam sobre o benefício da utilização do *Screening inicial* e alertam para a importância de sua aplicação através da comparação da idade U-Pb obtida, com resultados geoquímicos acompanhados por texturas imageadas.

A datação de carbonatos via U-Pb (LA-ICP-MS) exige que correções nos cálculos analíticos sejam realizadas para garantir a acurácia do método. Voll (2015) e Cardoso, (2022) explicam que a escolha e aplicação dessas correções precisam ser realizadas de forma adequada para diminuir o efeito do viés de massa instrumental (*mass bias*), quando ocorre um desvio das razões isotópicas aferidas por um espectrômetro de massa a partir do valor real da amostra estudada ocasionado por uma discriminação de massa comum a todos os espectrômetros de massa. E, fracionamento elemental (corrigidos em software de tratamento de dados), além de correções matemáticas baseadas na diferença entre profundidade da cratera formada na amostra durante o disparo do laser e a variação na razão U-Pb da mesma.

O viés de massa instrumental (*mass bias*) pode ser interpretado como uma resultante entre a expansão supersônica na parte de trás do cone amostrador do ICP-MS, que resulta na deficiência de transporte dos íons mais leves e a tensão da extração dos feixes de íons que induz a repulsão dos elétrons, ocasionando interações eletrostáticas entre os íons de carga positiva, Guedes (2019).

De acordo com Roberts et al. (2017, 2019 e 2020), é possível encontrar um exemplo da aplicação da normatização relacionada aos isótopos 207 Pb/ 206 Pb sugerida como uma das correções necessárias ao método. Roberts utilizou o NIST 614 (Jochum et al. 2014), um vidro de composição isotópica conhecida, intercalado aos cristais das amostras desconhecidas durante a análise, para realizar a correção. Enquanto a normatização do 238 U/ 206 Pb, também sugerida como método de correção, foi aplicada utilizando-se o padrão WC-1 (Roberts et al., 2017). Neste caso, o WC-1 é descrito como um material de referência mais utilizado e de melhor acessibilidade, para datação U-Pb em carbonatos. Para o refinamento dos dados, utiliza-se o software *Iolite* (Paton et al., 2011) ou o software *Isoplot R* (Ludwig, 2013). Os dados analisados são tratados no *Iolite*, no *Isoplot R* e em uma planilha de excel construída e adaptada pelo laboratório para calcular as idades e gerar os gráficos de concórdia. Cardoso, (2023) ressalta que há trabalhos que fazem uso dos padrões NIST 612 e NIST 610 (Guillong et al., 2020) para correção de *mass bias* nas razões de Pb, com o padrão (zircão) 91500 (Li et al., 2014).

5.9 O diagrama de concórdia

O conceito da curva de concórdia foi proposto por Ahners em 1955 e *Wetherill* em 1956 em equação (figura 21), ao datarem minerais e rochas em diferentes contextos geológicos, estipularam que a posição geométrica dos pontos de idades concordantes obtidas em ²³⁸U-²⁰⁶Pb e ²³⁵U-²⁰⁷Pb é dada como "concórdia". Nestes ensaios, Ahrners e *Wetherill* notaram que quanto mais Pb as amostras haviam perdido, mais discrepantes eram suas idades calculadas. A partir daí, foi calculado quanto de Pb fora perdido para compensar nas idades finais calculadas (idades concordantes), sendo assim aplicado ao ²³⁸U-²⁰⁶Pb e ²³⁵U-²⁰⁷Pb.

Figura 21: Equação de concórdia.



Legenda: A) Fórmula para o cálculo de construção da concórdia para o sistema ²³⁸U-²⁰⁶Pb; B) Fórmula para o cálculo de construção da concórdia para o sistema ²³⁵U-²⁰⁷Pb); em ambos os casos o valor de *t* deverá ser igual. Fonte: Geraldes, 2010.

Assim, para ambos os sistemas, foram construídas idades concordantes a partir de seus respectivos locais geométricos, para idades entre 0 e 4,6 Ba. Espera-se com esta metodologia que quando analisados, os minerais/amostras que não tiveram sistema aberto, apresentarão idades concordantes em suas séries de decaimento ²³⁸U-²⁰⁶Pb e ²³⁵U-²⁰⁷Pb, quando não coincidem, são ditas como discordantes.

Os sistemas são rompidos quando, após sua cristalização, o mineral sofre perda de Pb, resultado de processos intempéricos (por exemplo o intemperismo químico). A ausência do Pb inicial, altera a locação geométrica do ponto de representação em gráfico, migrando em uma trajetória retilínea para o sentido oposto ao da posição de representação de quando não há perda de Pb inicial. A re-homogeneização, ocorre quando há perda de Pb inicial, seguida de um segundo fechamento do sistema com um novo aprisionamento de Pb. Nestes casos, a análise tenderá a apresentar idades mais recentes que a idade verdadeira da amostra, pois o

geocronômetro utilizará a nova população de Pb do sistema para sua contagem. Perdendo-se, portanto, o registro dos eventos anteriores, Geraldes, (2010).

A discórdia é utilizada para idades calculadas a partir dos métodos ²³⁸U-²⁰⁶Pb, ²³⁵U-²⁰⁷Pb e ²³²U-²⁰⁸Pb discordantes em uma mesma amostra. Atribui-se às idades discordantes a justificativa de que estas sofreram a perda ou o ganho de Pb, U e Th ou isótopos intermediários dessas séries de decaimento causam idades diferentes quando calculadas, Geraldes, (2010).

Com as idades discordantes, torna-se possível a construção do gráfico de discórdia, através da utilização dos resultados analíticos obtidos de quantidades consideráveis de grãos minerais que contenham diferentes razões de Pb perdido.

5.10 Padrões de correção

Os cálculos para obtenção de idades a partir das razões isotópicas U-Pb em carbonatos, demandam correções a partir de padrões de origem similares à amostra estudada e com idades já registradas (Roberts et al., 2017, 2019, 2020; Cardoso, 2022).

O padrão WC-1 (figura 18) utilizado neste estudo como fator de correção complementar do decaimento ²³⁸U/²⁰⁶Pb foi escolhido sob a justificativa de ser um material de matriz similar à composição das amostras de carbonato da Bacia de Itaboraí, bem como possuir abundância de urânio suficientes, entre 1.250.000 e 1.600.000 ciclos por segundo (cps), para as análises. Assim, o fracionamento elementar decorrente da ablação do laser sobre o carbonato estudado pode ser corrigido (Cardoso, 2023).

Figura 22: Padrão WC-1



Legenda: Fotomicrografia do padrão de calcita WC-1. Fonte: O autor, 2024.

A correção seguiu os procedimentos adaptados pelo Laboratório Multisuário e de Meio Ambiente (Multilab) da UERJ, de acordo com os padrões utilizados, planilhas próprias desenvolvidas no laboratório e sistemas computacionais de tratamento de dados (Cardoso, 2022). Assume-se que a correção necessária ao aplicar o método U-Pb em matriz carbonática dá-se ao corrigir o *mass bias* dos isótopos de Pb ou Pb com padrões de vidro (NIST612) ou zircões (91000), seguido de uma normatização como evidenciado na figura 19 de ²³⁸U/²⁰⁶Pb como sugere Roberts et al. (2017). Com a diferença entre a idade relatada em literatura para o padrão WC-1 e a idade encontrada durante as análises da amostra desconhecida para este mesmo padrão, geram-se diagramas de concórdia Watehill para inferir as idades dessas amostras desconhecidas (Roberts et al., 2017; Cardoso, 2022).



Figura 23: Esquematização da normatização com o padão de calcita WC-1.

Legenda: A imagem reflete uma explicação resumida acerca da etapa de normatização com a utilização da amostra com ²³⁸U/²⁰⁶Pb usando o padrão de calcita WC-1. Fonte: Cardoso, 2022.

A seleção das áreas de disparo durante a utilização do LA-ICP-MS, deve ser feita em regiões ausentes de alteração posterior com alto potencial de concentração de U e baixa quantidade de Pb comum (Cardoso 2022). Em seu trabalho Cardoso explica que "... quanto mais jovem for uma amostra, menos Pb radiogênico ela terá, e quanto maior for o µ, a razão entre Pb radiogênico medido e Pb comum será maior, fornecendo maior precisão e acurácia para determinação das idades, Roberts et al., (2020).", destacando a importância da aplicação da técnica de *screning inicial* e uma análise de mapas composicionais (U-Pb) na amostra que se deseja datar. As incertezas, normalmente altas (vê-se grandes elipses formadas no diagrama Tera-Wasseburg), são justificadas devido às baixas quantidades de U e Pb radiogênicos em carbonatos.

É esperado um distanciamento considerável entre a quantidade de Pb comum (identificados nos spots próximos ao intercepto superior onde ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb aparecerão maiores) e Pb radiogênico (próximos ao intercepto inferior), a partir disso será possível visualizar com precisão o intercepto na concórdia, Roberts et al., (2020); Cardoso, (2022).

Em seu texto, Cardoso (2022) dispõe um compilado com mais de 45 trabalhos publicados que adotaram o método U-Pb em carbonatos e suas respectivas configurações analíticas. Para esta dissertação, além do padrão de calcita WC-1, utilizou-se o padrão artificial NIST612 (figura 20) como padrão secundário de correção como tentativa de reduzir o impacto do efeito matriz no fator *mass bias* (correção para discriminação de massa instrumental) sobre o Pb, através do software de redução de dados Glitter (Griffin, 2008; Santos, 2021). O NIST612 é um vidro de alumíniossilicato de cálcio-sódio que vem sendo utilizado como padrão de calibração na geocronologia isotópica U-Pb, pois sua composição em elementos traço é suficiente para uma calibração primária precisa (Alves et al., 2019).



Figura 24: Padrão de vidro NIST612.

Fonte: O autor, 2024.

Dentre os padrões para carbonato (WC-1, ASH-15D e JT-Calcite) discutidos em Cardoso, (2022), foram aplicados nesta dissertação os padrões WC-1 e NIST 612 como fatores de correção dos resultados obtidos, visto que o padrão WC-1 tem abundâncias de ²³⁸U suficientes para os tratamentos estatísticos (entre 1.250.000 e 1.600.000 cps) e o NIST 612 apresentou em Cardoso (2022), uma abundância de ²³⁸U variando entre 300.000 e 600.000 cps (ciclos por segundo) sendo aqui utilizadas as mesmas condições de operação que as encontradas em Cardoso, (2022), foram obtidas as seguintes idades para os padrões.

USOS DO FATOR DE CORREÇÃO PARA ²³⁸U-²⁰⁶PB COM PADRÃO DE CALCITA WC-1

O *mass bias* é corrigido no software de tratamento de dados *Glitter*, utilizando um padrão externo com razões isotópicas conhecidas para a correção do U-Pb no LA- ICP-MS. A heterogeneidade da calcita exige uma segunda correção em padrões certificados como o NIST 612 realizada no software de tratamentos de dados *Iolite*.

A segunda correção realizada é para correção do fracionamento isotópico ²³⁸U-²⁰⁶Pb das amostras desconhecidas. Para isso, utiliza-se o material de referência de matriz carbonática WC-1. Na correção do fracionamento isotópico é necessário dividir a idade conhecida e registrada em literaturas para este padrão (254±1,6 Ma) pela idade encontrada ao longo do processo da mesma sessão analítica das amostras em que se deseja saber as idades (Roberts et al., 2017). Feito isso, será gerado um fator de correção que deverá ser multiplicado às razões ²³⁸U-²⁰⁶Pb das amostras desconhecidas, para então gerar as novas concórdias dessas amostras desconhecidas.

5.11 Análises isotópicas de carbono e oxigênio

Os isótopos ambientais representam um recurso essencial para os estudos direcionados à hidrogeologia. Os isótopos estáveis contidos na água precipitada podem ser alterados por processos meteóricos, resultando na assinatura isotópica característica do fenômeno hidrológico a que se associa. Sendo os isótopos de oxigênio e deutério, bons marcadores climáticos (Stradioto e Chang, 2015). Em 1955, inicia-se o estudo de isótopos estáveis de carbono e oxigênio na tentativa de comparar seções do Quaternário, com valores de δ^{18} O obtidos de foraminíferos. A veracidade do método só foi acolhida pela comunidade científica anos depois com trabalhos (Rodrigues,

1978; Takaki, 1984; Takaki & Rodrigues, 1986; Rodrigues & Takaki, 1987; Azevedo, 1995; Shackleton & Hall, 1995) que demonstraram a consistência das respostas de δ^{18} O e δ^{13} C e suas aplicabilidades na interpretação de paleoambientes (de Azevedo et al., 1997).

Figura 25: Diagrama da separação isotópica do CO².



Legenda: Os isótopos de carbono e oxigênio têm suas respectivas razões comumente utilizadas como proxies climáticos e/ou paleoclimáticos, pois alterações nos processos atmosféricos geram diferenças nos valores isotópicos resultando do fracionamento dos isótopos estáveis, Stadler, (2022). Fonte: Rodrigues, 2013.

Ainda em Stadler, (2022) vemos que o oxigênio tem seu fracionamento isotópico associado a evaporação das águas dos oceanos, seguida de transporte, condensamento e eventual precipitação (percolando o solo) até que finalmente possa ser preservado em carbonatos já existentes, por exemplo. A combinação de dados isotópicos de carbono e oxigênio com dados de isótopos instáveis, permite a discussão de assinaturas paleoclimáticas com mais transparência, Lauritzen & Lundberg, (1999).

Para fazer uso das variações entre as razões isotópicas obtidas em análises, utiliza- se a notação δ aplicando-a a diferença entre a razão isotópica da amostra a ser analisada e a razão isotópica de um padrão de referência internacional, como mostra a equação, Clark e Fritz, (1997); Stadler, (2022):

Figura 26: Fórmula utilizada em cálculos de obtenção da razão isotópica dos estáveis de oxigênio.

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\binom{18}{0} \binom{16}{0} amostra}{\binom{18}{0} \binom{16}{0} referência} - 1\right) \times 1000$$

Legenda: Nesta equação, os valores de δ cotados em partes por mil (‰) obtidos da amostra é dividido pelo valor do padrão de referência. Fonte: Stadler, 2022.

Em carbonatos utiliza-se o padrão *Vienna PeeDee Belemnite* (VPDB). Quando obtidos valores de δ -‰ altos, podemos inferir que houve enriquecimento de ¹⁸O na amostra estudada, quando comparada ao padrão aplicado, e se obtidos valores negativos de δ -‰, podemos inferir que a amostra estudada é empobrecida de ¹⁸O, neste caso, rica em ¹⁶O quando comparada ao padrão utilizado (Clark & Fritz, 1997).

Este estudo apresenta novos dados com as determinações de δ^{13} C e δ^{18} O obtidos de precipitado químico e material fóssil coletados na Bacia de Itaboraí, de níveis estratigráficos Fácies A sequência S2 e Fácies A - sequência S1 respectivamente (também representados pelas lâminas MCT1314-LE e DGM235-R).

O procedimento contou com a amostragem em raspas (100 a 200 µg), utilizando *Foice Raspador Ponta Morse 0-00 - Ice* no Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências - USP (IGc-USP) nas áreas identificadas com pontos azuis na figura 23. Para a aferição das razões isotópicas de carbono e oxigênio, o método conta com um espectrômetro isotópico de absorção a laser para a coleta do gás carbônico produto da reação da diluição da amostra estudada em ácido fosfórico (H³PO⁴). As razões isotópicas obtidas da média de 10 alíquotas analisadas em sequências do carbono da amostra são aplicadas às razões obtidas do padrão VPDB. Assim, podemos obter a assinatura isotópica da amostra que se deseja estudar.





Legenda: Os pontos azuis representam as localidades da coleta do material para a realização do ensaio. Como evidenciado, foram 24 pontos escolhidos nas lâminas MCT1314-LE e DGM235-R. Fonte: O Autor, 2024.

Calculou-se o valor de 1000ln α usando a equação de Johnston et al., (2013). Bem como o valor unitário de alfa. Para isso, é necessário isolar o alfa da relação 1000ln α . Foi convertido o valor da água (VSMOW em PDB): δ ¹⁸° (água – PDB) = [δ ¹⁸O (água – VSMOW) – 30,91] / 1,03091. E, por fim, calculou-se o valor do δ ¹⁸O calcita teórico, como explicado a seguir:

6 **RESULTADOS**

6.1 Laminação

A etapa de corte das amostras cedidas pelo MCTer, CPRM resultou em 22 lâminas organizadas em 4 Lotes (apêndice E).

6.2 Resultados da datação ar-ar no ankaramito

Uma amostra de ankaramito (Figura 7), foi devidamente cortada, laminada e analisada em rocha total. Os resultados obtidos estão na Tabela 1.

incremental Heating			36Ar(a)	37Ar(ca)	38Ar(cl)	39Ar(k)	40Ar(r)	Age ±2σ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ±2σ
0B12109D	600 °C		0,000041	0,070764	0,000602	0,107864	0,382466	58,34 ± 1,78	96,91	11,67	0,655 ± 0,048
0B12110D	650 °C		0,000020	0,051937	0,000199	0,108018	0,375106	57,15 ± 1,23	98,40	11,68	0,894 ± 0,075
0B12111D	700 °C	4	0,000170	0,043894	0,000000	0,079731	0,271614	56,08 ± 1,79	84,40	8,62	0,781 ± 0,059
0B12112D	750 °C	4	0,000058	0,038300	0,000000	0,039951	0,136837	56,38 ± 4,22	88,80	4,32	0,449 ± 0,035
0B12113D	3° 008	4	0,000047	0,041250	0,000005	0,041256	0,145334	57,96 ± 3,30	91,22	4,46	0,430 ± 0,038
0B12114D	850 °C	4	0,000083	0,052867	0,000000	0,051583	0,166254	53,10 ± 3,42	87,14	5,58	0,420 ± 0,033
0B12115D	900 °C	4	0,000038	0,066022	0,000000	0,045321	0,151123	54,91 ± 3,49	93,08	4,90	0,295 ± 0,024
0B12116D	950 °C	4	0,000058	0,076780	0,000016	0,026667	0,084050	51,95 ± 5,85	83,04	2,88	0,149 ± 0,012
0B12117D	1000 °C	4	0,000030	0,125248	0,000028	0,017709	0,055145	51,33 ± 8,36	86,01	1,92	0,061 ± 0,004
0B12118D	1025 °C	4	0,000029	0,092338	0,000041	0,011210	0,031538	46,44 ± 10,73	78,86	1,21	0,052 ± 0,004
0B12119D	1050 °C	4	0,000055	0,256217	0,000048	0,020846	0,060929	48,22 ± 11,49	78,92	2,25	0,035 ± 0,002
0B12120D	1075 ℃	4	0,000108	0,766591	0,000252	0,038783	0,132192	56,11 ± 6,87	80,59	4,19	0,022 ± 0,001
0B12121D	1100 °C	4	0,000724	5,113897	0,001043	0,273321	0,870826	52,50 ± 2,61	80,26	29,56	0,023 ± 0,002
0B12122D	1125 ℃		0,000333	3,090658	0,000156	0,048638	0,204591	69,00 ± 7,88	67,51	5,26	0,007 ± 0,000
0B12123D	1150 °C		0,000338	2,819494	0,000034	0,013711	0,090024	106,59 ± 32,81	47,38	1,48	0,002 ± 0,000
		Σ	0,002133	12,706256	0,002424	0,924609	3,158029				

Tabela 1: Resultados analíticos do processo de fusão por etapas em rocha total para a amostra de ankaramito FFP70Mi.

0,002133 12,706256 0,002424 0,924609 3,158029

Legenda: Nos primeiros 25% da fusão, apresentam idades mais antigas, denotando excesso de argônio radiogênico que pode ser associado a uma possível assimilação de rochas encaixantes no momento da intrusão, ou até mesmo por difusão de argônio nas bordas da amostra durante a irradiação (recoli), muito comum em minerais com granulometria muito fina (Geraldes, 2010), esta, mais provável. Já nos últimos 5% da amostra, verificou-se aumento nas idades obtidas, próximo dos 70 Ma, mas com erro 2σ acima de 10%.

Fonte: O autor, 2024.

De uma forma geral, o diagrama platô mostra que a idade obtida tem uma composição preponderante na idade apresentada. Porém não se pode descartar a hipótese de ter sido parcialmente homogeneizada, uma vez que a parte central da amostra, representada pelos últimos steps, apresenta idades mais velhas que o platô formado. A razão K/Ca mostra que a amostra tende a possuir relativamente mais cálcio do que potássio, o que é esperado para magmas ultrabásicos. A idade isócrona inversa obtida foi de 50,23 \pm 3,6 Ma (gráfico 1). O MSWD calculado para a análise é de 1,31. A razão inicial ⁴⁰Ar/³⁶Ar é de 447,4 \pm 107,2, indicando excesso de ⁴⁰Ar associado à presença de argônio atmosférico.





Legenda: O diagrama platô exibe a idade obtida da amostra do ankaramito (FFP.70Mi) Fonte: O autor, 2024.



Figura 29: Diagrama de Isócrona Inversa da razão isotópica obtida a partir da amostra FFP70Mi.

Legenda: Acima, diagrama-platô das razões de K/Ca obtidos em cada step do processo de fusão do mineral. Fonte: O autor, 2024.



Figura 30: Diagrama de Isócrona inversa da razão isotópica Ar-Ar obtida a partir da lâmina FFP70Mi.

Figura 31: Diagrama obtido da razão isotópica Ar-Ar a partir da amostra FFP70Mi. Fonte: O autor, 2024.

6.3 Resultados da datação u-pb em carbonatos

As idades U-Pb via LA-ICP-MS obtidas das lâminas DGM294-M, DGM 235-R e MCT1314-LE, são aqui apresentadas, bem como seus respectivos gráficos de concórdia. Os dados analíticos U-Pb produzidos e tratados conforme descrito na metodologia, estão disponíveis como material suplementar (anexo C). Após realizados os tratamentos necessários, foi possível gerar os seguintes gráficos das concórdias (figura 32) com as idades obtidas.





Legenda: A) O MSDW calculado foi de 1.8; B) O MSDW calculado foi de 1.4; C) O MSDW calculado foi de 1.6. Fonte: O autor, 2024.

IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	IDADE U-Pb OBTIDA
DGM294-M	S2	19±5 Ma
DGM-235-R	S 1	55±07 Ma
MCT1314-LE	S2	22±8 Ma

Quadro 3: Lâminas analisadas e suas respectivas localidades e idades U-Pb obtidas.

Legenda: Quadro ilustrativo para organização as idades obtidas. Fonte: O autor, 2024.

6.4 Resultados das razões isotópicas de carbono e oxigênio

As razões isotópicas de carbono e oxigênio obtidas das amostras MCT1314-LE e DGM235-R foram analisadas com o auxílio do programa *Origin Pro*, dedicado a estudos estatísticos para a análise e interpretação de dados, no Laboratório de Isótopos Estáveis - CPGeo- USP.

Os dados analíticos, está disponível como material suplementar (anexo C). Os resultados apontam para uma razão negativa, distribuída entre -4.8 e -7.4.





Legenda: Em laranja estão dispersos os pontos referentes ao espécime DGM235-R (*Sebecus*); Em azul estão dispersos os pontos referentes ao espécime MCT1314-LE (amostra carbonática). A linha contínua em azul trata-se de uma linha de tendência. Fonte: O Autor, 2024.

Seguindo o estudo de Strikis, (2015), foi realizada uma modelagem do δ^{18} O teórico de um carbonato continental precipitado a partir da supersaturação de cálcio utilizando a equação de fator de fracionamento isotópico de oxigênio calcita-água de Jhonston et al., (2013).

Para essa modelagem, simulam-se 4 cenários de temperatura:

1) Baseado na temperatura média atual para a área de estudo em 25°C;

2) Baseado na temperatura média atual para a área de estudo em 25°C + 8°C;

3) Baseado na temperatura média atual para a área de estudo em 25°C +12°C;

4) Baseado na temperatura média atual para a área de estudo em 25° C + 50° C (sugerido para ambientes hidrotermais).

А	В	С	D
Atual	(+8 °C)	(+12 °C)	(+50 °C)
25	33	37	50
1000ln(α):	1000ln(α):	1000ln(α):	1000ln(α):
29,0719	27,5241	26,7802	24,4895
δ ¹⁸ O calcita Teórico			
(‰, VPDB)	(‰, VPDB)	(‰, VPDB)	(‰, VPDB)
-7,78	-9,32	-10,06	-12,32
-7,14	-8,68	-9,42	-11,68
-7,37	-8,91	-9,64	-11,91
-6,05	-7,59	-8,33	-10,60
-6,19	-7,73	-8,47	-10,73
-4,46	-6,00	-6,74	-9,01
-4,71	-6,25	-6,99	-9,26
-3,94	-5,48	-6,22	-8,49
-3,66	-5,20	-5,94	-8,21
-5,14	-6,68	-7,42	-9,69
-6,07	-7,60	-8,34	-10,61
-6,66	-8,20	-8,94	-11,20

Quadro 4: Composição isotópica do oxigênio das amostras MCT1314-LE e DGM235-R.

Legenda: Os dados analíticos da composição isotópica de carbono das amostras MCT1314-LE e DGM235-R foram aplicados a 3 possibilidades de modelos climáticos: A) Temperatura média anual atual para a área de estudo; B) Temperatura média anual acrescidos 8°C para o Eoceno; C) Temperatura média anual acrescidos 12°C para o Eoceno; D) Temperatura média anual acrescidos 50°C referentes à temperatura da água de fonte hidrotermal.

Fonte: O Autor, 2024.

Os valores de temperatura de +8°C e +12°C foram estimados a partir do trabalho de Zachos et al., (2008).

Para o δ^{18} O da chuva, utilizou-se os valores das médias mensais do monitoramento isotópico realizado pela Agência Internacional de Energia Atômica (AIEA) do programa GNIP (Global Network Isotope on Precipitation) realizado entre os anos de 1961 e 1987. Essa abordagem assume que as médias mensais (janeiro - dezembro) abrangem um espectro possível para representar a variabilidade isotópica do ciclo hidrológico da região. Faz-se ainda necessária a correção do efeito de reservatório marinho para o Paleógeno, onde a composição isotópica da água do mar não era a mesma da atual, para a geração do modelo. Os valores dispostos no quadro acima (quadro 3) passaram também por compensação do CO² atmosférico de 3 e 9 vezes o pré-industrial (figura 29).



Figura 34: Boxplot da análise de composição do δ^{18} O das amostras MCT1314-LE e DGM294-M.

Legenda: A) Compensação do CO² atmosférico de 3 vezes o pré-industrial; B) Compensação do CO² atmosférico de 9 vezes o pré-industrial. Fonte: O Autor, 2024.

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO-LES) do Instituto de Geociências – USP (IGc-USP). Os resultados são reportados em $\%_0$ em relação ao padrão Vienna Pee Dee Belemenites (V-PDB).

7 DISCUSSÃO

7.1 Idades U-Pb e Ar-Ar

Para a diagramação dos resultados analíticos adquiridos, optou-se pelo uso do gráfico de concórdia de *Wetherill*. Ainda que o gráfico de concórdia de *Tera-Wassenburg* seja o mais utilizado (adequado) para idades mais novas que 250 Ma, para as amostras aqui estudadas, a construção das elipses neste tipo de gráfico não teve um bom resultado, apresentando-se muito confusas, com interceptos distantes o suficiente do eixo y, de maneira a não serem formas as elipses nesta modalidade de gráfico.

O gráfico de *Wetherill* gerado, foi o mais aceito neste estudo. Ainda que com alta taxa de erro, o gráfico viabilizou a interpretação de idades que corroboram às literaturas consultadas.

As propostas de datação (Paleoceno-Eoceno) publicadas para a paleofauna da Bacia de Itaboraí vêm sendo discutidas nas literaturas de maneira indireta através de sua correlação, com outras assembleias de fósseis sul-americanas, (e.g., Leinz, 1938; Price & Paula Couto, 1949, 1950, 1952 a, b, c, d & e; Medeiros & Bergqvist, 1999; Gelfo et al., 2009; Pinheiro et al., 2012; Kellner et al., 2014; Rangel et al., 2023). Ao considerar a abordagem de Rage (1998) sobre a mistura temporal de fósseis representativos da sequência S2 e os apontamentos feitos por Gayet et al. (1991) sobre a possível sedimentação em múltiplos episódios durante o Paleoceno médio e outros múltiplos episódios ocorridos do Paleoceno Inferior ao Eoceno Inferior. As idades aqui apresentadas (U-Pb: 55 ± 7 Ma - Eoceno Inferior - Sequência S1; 19 ± 5 Ma a 22 ± 8 Ma - Mioceno Inferior - Sequência S2; Ar-Ar: $54,89 \pm 1,40$ Ma) possibilitam o rastreio temporal preciso da assembleia fóssil coletada na Bacia de Itaboraí e de suas respectivas sequências sedimentares.

A idade obtida de 59,89 \pm 1.4 Ma utilizando o método Ar-Ar da amostra de ankaramito da Bacia de Itaboraí, corrobora às idades K-Ar (52,6 \pm 2,4 Ma) apresentada por Riccomini e Rodrigues Francisco (1992) e à idade Ar-Ar (54,89 \pm 1,40 Ma) proposta por Mota et al. (2015) ao datarem o derrame alimentado por um dique ultrabásico do embasamento e transpassa as sequências S1 e S2 da Bacia de Itaboraí. Corrobora, ainda, às propostas de datação relativa apresentadas nas literaturas por vários autores (Price & Paula Couto, 1946; Simpson, 1947; Paula Couto, 1952, 1978; Beltrão, 2001; entre outros).

A determinação de idades precisas de deposição de uma bacia sedimentar a partir do método U-Pb, auxiliam a restringir o contexto cronoestratigráfico da localidade. E, define a longevidade dos intervalos de deposição e o início da sedimentação da bacia. As novas idades Ar-Ar e U-Pb via LA-ICP-MS obtidas do ankaramito e carbonatos fossilíferos, respectivamente, permitem a restrição da idade máxima para a sedimentação neste meio-graben.

Enquanto as idades mais recentes, entre 19±5 Ma e 22±8 Ma (Burdigaliano -Aquitiano, Mioceno Inferior) aqui reportadas, obtidas das amostras coletadas na Sequência S2, são interpretadas como representativas do possível processo de re- homogeneização isotópica que teria viabilizado a abertura do sistema mineral e reiniciado o relógio geocronológico das razões U-Pb dessas amostras, quando em condições de um possível paleoambiente de máximo transgressivo oceânico ocorrido no Mioceno, também registrado em outras localidades sul-americanas, sendo chamado de "Patagoniense" em Cuitiño (2012). Em seu trabalho, Hernandez et al. (2005) utilizaram fósseis marinhos de foraminíferos e bivalves para evidenciar o registro das transgressões Miocênicas em várias regiões da América do Sul, como do Norte da Argentina ao Peru (Figura 14), mas inclui também áreas do Atlântico Caribenho, indicando um evento de deglaciação que atingiu todo o planeta (Suguio et al., 1985; Rocha, 2012).

As variações do nível médio relativo oceânico resultam das modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia). Deste modo, quando realizadas reconstruções de antigos níveis marinhos, referem-se a posições relativas cujos efeitos oceanográficos podem alterar o nível médio da superfície oceânica, resultado do movimento das marés, pelas grandes correntes e turbilhonamentos que se relacionam, além das diferentes declividades promovidas pela ação do vento, pressão, salinidade e temperatura da água. A soma desses fatores alcança 1-2 m, uma variação média tida como pequena se comparada às enormes concavidades e intumescências da superfície do mar (Suguio et al., 1985).

O nível do mar, quando aferido em um dado ponto no litoral resulta, portanto, da somatória de fatores entre a superfície do oceano e do continente. As modificações de volume das bacias (tecno-eustasia) e as oscilações de volume dos oceanos (glacioeustasias) se fazem perceptíveis quando observadas em escala global, enquanto as modificações da superfície do geoide (eustasia geoidal) e as modificações de nível dos continentes atuam em escala regional (Suguio et al., 1985).

Em Vieira, (1981) observamos que diferentes teorias foram postuladas para elucidar as alterações do nível do mar, porém sem êxito: Teorias geofísicas (deriva continental,

erraticidade polar); teorias de alterações de grandes corpos de água (mudanças oceânicas, mudanças na altitude de grandes massas de terreno); teorias de mudanças atmosféricas (variação no conteúdo de dióxido de carbono, variação no conteúdo de poeira vulcânica suspensa na atmosfera, outras mudanças atmosféricas); teorias meteorológicas; teorias glaciológicas e teorias de mudanças na emissão solar.

As glaciações podem ser evidenciadas nos registros dos avanços e recuos de gelo, como nos diz Vieira, (1981) em seu trabalho. Segundo Cooper (1997), as principais glaciações foram: (i) Quaternário com cerca de 2 Ma até hoje , (ii) Permo-Carbonífero (280 Ma); (iii) Ordo-Siluriano (445 Ma) e Vendiano (Pré-Cambriano ao redor de 700 Ma), como evidenciado na figura 32 . Sobre os eventos climáticos mais recentes, postula- se que atualmente vivemos em um dos ciclos de baixa temperatura e que a temperatura média da Terra é superior à atual, o que sugere que, possivelmente, inicia-se um período interglacial caracterizado pelo aumento global das temperaturas (Vieira, 1981).

O trabalho de Zachos et al. (2001) discute a respeito das mudanças climáticas nos últimos 65 Ma, utilizando um compilado de dados isotópicos de δ^{18} O obtidos de forames bentônicos. Esses compilados de dados refletem a alteração de temperatura em escala regional e mudanças na composição isotópica da água do mar sobre o crescimento e recuo das camadas de gelo no continente. Para idades mais antigas dos dados discutidos, as médias de temperatura são mencionadas como mais elevadas se comparadas aos dias atuais. Em discussão, o trabalho cita o Máximo Térmico do Paleoceno-Eoceno (PETM) associado à desestabilização de clatratos de metano (sólido cristalino composto por água e gases de baixo peso molecular) e ao acelerado acúmulo de gases estufa na atmosfera.

Figura 35: Ciclo de temperatura do planeta Terra.



Legenda: Verifica-se que: 1° - Atualmente vivemos em um dos ciclos de baixa temperatura; 2° - A temperatura média do planeta Terra é superior à atual; 3° - A era Mesozoica pertenceu a um ciclo quente; 4° - Estamos, possivelmente, entrando num interglacial caracterizado pelo aumento global das temperaturas (linhas quebradas). Fonte: Vieira, 1981.

O trabalho de Vieira (1981) aponta sobre as alterações do nível relativo do mar no presente, como consequência das modificações climáticas ocorridas ao longo do quaternário e argumenta sua importância para a formação das planícies sedimentares do litoral brasileiro. Desta maneira, discute-se aqui os resultados obtidos em detrimento da definição dos limites temporais de dois eventos de transgressão marinha registrados não somente ao longo da costa atlântica brasileira, no contexto dos trabalhos reportados em literaturas vigentes.

7.2 Registros sedimentares e transgressão marinha

A transgressão marinha do mioceno (23,03 Ma a 5,33 Ma) não se limitou às áreas costeiras do Brasil, como discutido por Boltovskoy (1991). Para o Neocretáceo, é aceito pela comunidade científica a ocorrência de uma ingressão oceânica. Essa ingressão marinha, segundo o modelo proposto (figura 31), teria ocupado a faixa continental do norte da Argentina ao Peru, bordejando a Cordilheira do Andes. No Peru, o mar epicontinental,

conectado com o Pacífico, teria mais duas ramificações através de dois corredores: um conectado ao norte, com o Atlântico Caribenho, e outro a leste, ligando-se à atual Foz do Amazonas. No caso da América do Sul, alguns autores estimam que cerca de um terço do continente teria sido inundado por mar alto nessa época (e.g., Webb, 1995; Rasanen et al., 1995).

Durante o Mioceno, em um paleoclima semi-árido sujeito a chuvas concentradas e torrenciais, depósitos de leques aluviais coalescentes que entulharam um extenso trecho da costa brasileira, deram origem ao Barreiras. Este evento é aqui definido temporalmente como a idade U-Pb em carbonato em 19±6 Ma. Durante a deposição desta formação, o nível do mar era bem mais alto que o atual, e seus sedimentos recobriam parte da plataforma continental adjacente. Estima-se para a América do Sul, uma inundação que teria recoberto um terço do continente, pelo mar alto nessa época (Webb, 1995; Arai, M. 2006; Bigarella & Andrade, 1964; Suguio et al., 1985).

A sedimentação ocorrida entre o Tortoniano e o Zancleano, de acordo com as curvas eustáticas propostas em Haq et al., (1987), resulta das variações no nível do mar com eventos de transgressão intercalados a curtos períodos de regressão, conforme sugerido pelas áreas erodidas cobertas com novas sedimentações. Registros destas variações são observados no Alto do Amazonas, no Alto Xingu e no Planalto de Borborema (Arai, 2006).



Figura 36: Paleogeografia do Mioceno médio da América do Sul.

Legenda: À esquerda, proposta da paleogeografia do Mioceno Médio. À direita, a atual configuração dos habitats terrestres da América do Sul tropical. Fonte: Boltovskoy, 1991.

O nível marinho mais alto e mais antigo, do quaternário, conhecido ao longo do litoral brasileiro, foi evidenciado apenas no litoral dos estados da Bahia e Sergipe, identificados sob a designação de Transgressão Antiga (Bittencourt et al., 1979; Suguio et al., 1985), tratandose de um evento mal definido, sem afloramentos atribuídos com certeza a esta transgressão. Os únicos testemunhos conhecidos, constituem-se de falésias entalhadas em sedimentos continentais pliocênicos da Formação Barreiras e possivelmente por uma formação recifal não aflorante existente ao sul do estado da Bahia (Carvalho & Garrido 1966; Suguio, 1985).

7.3 Variação do nível do mar e a bacia de Itaboraí

As amostras DGM294-M (*Tetragonostylops apthomasi*) e MCT1314-LE (precipitado químico), aqui datadas em 19 ± 5 Ma e 22 ± 8 Ma respectivamente, possivelmente indicam os níveis máximos de episódios transgressivos com a formação de depósitos sedimentados em um paleoambiente cujas áreas apresentavam ausência de topografia elevada, o que teria propiciado o avanço progressivo dos estratos rochosos mais jovens sobre a superfície carbonática mais antiga.

O estrato mais novo, é citado no trabalho de Neves (1983) como característico do "Grupo Barreiras", sedimentos quaternários (Figura 36). Neves afirma que o material argiloso foi explorado para a fabricação de materiais de construção (telhas, cerâmicas, olarias) que modificaram a paisagem rural da região, o que justifica a pouca, ou nenhuma, quantidade residual desses sedimentos ditos "Grupo Barreiras" nos dias atuais. Em Neves (1983) através de estudos geoquímicos correlacionou-se a sedimentação argilosa encontrada em Itaboraí aos sedimentos já conhecidos do Grupo Barreiras. Figura 37: Perfil N/S da Bacia de Itaboraí.



Legenda: Porção tectonicamente ativa com destaque para o posicionamento dos sedimentos encontrados na área. Fonte: Baptista, 2009.

Mudanças no nível do mar causam alterações nos processos de erosão e sedimentação. Nesses termos, a transgressão marinha reduz o intemperismo e a degradação erosiva continental, pois o nível de base é mais alto. No entanto, com a regressão marinha, ocorre o oposto. Consequentemente, transgressões e regressões podem formar e expor depósitos como evaporitos e fosfatos, cuja paragênese mineral dificulta a obtenção de idades absolutas. As idades relatadas aqui são marcadores importantes de eventos de transgressão fluvial/marinha que ocorreram na América do Sul e são interpretadas como representativas dos níveis máximos dos episódios transgressivos, com a formação de depósitos sedimentares em um paleoambiente marinho, indicando importantes eventos de degelo que alcançaram todo o planeta.

Os limites temporais da sedimentação da Formação Barreiras sobre os carbonatos da Bacia de Itaboraí, são também discutidos no artigo: "U-Pb carbonate age constraints of the Early Miocene (ca. 23-21 Ma) from Barreiras and Pirabas Formations: Implication on sea level oscillations." (anexo F)
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

8.1 Razões isotópicas de carbono e oxigênio

As razões isotópicas aqui obtidas são contraditórias às esperadas para a assinatura isotópica típica de calcários travertinos de origem hidrotermal. Considera-se, portanto, que o processo de fracionamento isotópico tenha ocorrido na Bacia de Itaboraí de maneira simultânea à participação de precipitação de águas meteóricas, como evidenciado nas razões menos pesadas de oxigênio, não apontando para um ambiente francamente hidrotermal.

8.2 Datação Ar-Ar

A idade ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtida (56 Ma) para o ankaramito (FFP70.Mi), reafirma o que vêm sendo discutido em literaturas no que dizem respeito aos processos de formação da Bacia de Itaboraí e quanto aos eventos tectônicos, seus registros como os diques de ankaramito e sua cronologia, sendo aqui discutidos como contemporâneos à sedimentação carbonática que hospeda os espécimes fósseis DGM294-M (*Tetragonostylops apthomasi*) e DGM235-R (*Sebecus*) ali coletados.

8.3 Datação U-Pb

As idades U-Pb via LA-ICP-MS (lâminas DGM294-M, DGM 235-R e MCT1314-LE), aqui apresentadas, juntamente aos seus respectivos gráficos de concórdia, postulam o rastreio cronológico para as sequências sedimentares S1 e S2 dos carbonatos de Itaboraí. Assim como um possível evento transgressivo marinho para a área de estudo, num contexto diagenético.

Essa transgressão é registrada em várias regiões da América do Sul, desde a Argentina até o Peru ao norte, mas também inclui áreas do Atlântico Caribenho, indicando um evento de degelo que atingiu todo o planeta.

A idade obtida sugere que o processo de fossilização do espécime *Sebecus* (DGM235-R) ocorreu há 55±07 Ma, sendo aplicada esta mesma idade ao nível estratigráfico em que o fóssil foi coletado (fácies A - Sequência S1).

As idades U-Pb obtida para o espécime *Tetragonostylops apthomasi* (DGM294-M) e o espécime MCT1314-LE, com provável efeito de re-homogeneização isotópica, ou seja, um reajuste no registro isotópico destas duas amostras que altera as idades dessas amostras).

Portanto, as idades de 19±5 Ma e 22±8 Ma para o nível estratigráfico ao qual se associam. Mas, representam um evento transgressivo ocorrido no Mioceno, também registrado em outras regiões do país. Evento este, que viabilizou a sedimentação da reconhecida Formação Barreiras, discutida em muitos trabalhos como também aflorante na porção sudeste do país, onde situa-se a Bacia de Itaboraí.

A representação das idades obtidas, foi realizada através da construção de gráficos de concórdia que auxiliam tanto na interpretação dos dados analíticos obtidos quanto em sua divulgação. Os gráficos aqui apresentados, são vistos com margem de erro (MSWD) esperado para a análise de calcita, no entanto, as razões ²³⁸U ²⁰⁷Pb e ²³⁵U ²⁰⁶Pb são distintas o suficiente para justificar a não aplicação o modelo *Tera-Wassenburg*. Este modelo, é comummente utilizado para a representação de idades U-Pb menores que, na construção dos gráficos de concórdia.

Enquanto o gráfico de concórdia em modelo *Wetherill*, pois quando construído o gráfico de concórdia em modelo *Tera-Wassenburg*, as elipses não foram contundentes para a análise, apresentando-se muito distantes do eixo y. Torna-se necessário aumentar a quantidade de spot utilizados nas análises

Durante o Plioceno, a sedimentação da Formação Barreiras ocorreu em um clima semiárido, sujeito a chuvas concentradas e torrenciais, que originaram depósitos de leques aluviais coalescentes que cobriram uma grande extensão da costa brasileira. Este evento é aqui definido temporalmente com a idade de U-Pb de carbonato em 19 ± 6 Ma. Durante a deposição desta formação, o nível do mar era muito mais alto que o atual, e seus sedimentos cobriram parte da plataforma continental adjacente. Na América do Sul, alguns autores estimaram que o mar alto teria inundado cerca de um terço do continente naquela época.

As idades relatadas aqui são interpretadas como representativas dos níveis máximos dos episódios transgressivos, com a formação de depósitos sedimentares em um paleoambiente transicional. Por exemplo, a transgressão marinha é registrada em várias regiões da América do Sul, desde o norte da Argentina até o Peru, mas também inclui áreas do Atlântico Caribenho, indicando um evento de degelo que alcançou todo o planeta. Este evento é aqui definido temporalmente com a idade U-Pb de carbonato em 23 ± 7 Ma. Durante a deposição desta formação, o nível do mar era muito mais alto que o atual, e seus sedimentos cobriram parte da plataforma continental adjacente. Na América do Sul, alguns autores estimaram que o mar alto teria inundado cerca de um terço do continente naquela época (Bigarella & Andrade, 1965; Suguio et al., 1985; Webb, 1995; Arai, 2006).

A cronologia desses eventos é sugerida a partir de correlações regionais, a sedimentação que ocorreu entre o Tortoniano e o Zancliano, de acordo com as curvas eustáticas propostas em Haq et al. (1987), teria ocorrido com variações no nível do mar, com eventos de transgressão intercalados com curtos períodos de regressão, como sugerido pelas áreas erodidas cobertas com novas camadas sedimentares. São observados registros dessas variações no Alto do Amazonas, Alto Xingu e Planalto da Borborema (Arai, 2006).

REFERÊNCIAS

ABRANCHES, C. T. S. Carodnia vieirai (mammalia: xenungulata): uma linhagem evolutiva única?. 2012. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ADLER, P. B., MANSUR, K. L., & FERRARI, A. L. (2017). Calcretes pedogenéticos da Bacia de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Pesquisas em Geociências, 44(2), 255-274.

ADLER, P.; DE ROS, L. F.; MANSUR, K. L. Calcretes e travertinos da Bacia de Itaboraí. Estado do Rio de Janeiro, 2016.

ADLER, P. B., De Ros, L. F., Mansur, K. L., Ferrari, A. L., Fernandes, L. A., & Sial, A.

N. (2021). Calcretes and travertines from the Palaeocene Itaboraí Basin as evidence of the early evolution of the Southeastern Brazil Continental Rift. Sedimentology, 68(1), 477-511.

ALBAREDE, F., TELOUK, P., BLICHERT-TOFT, J., BOYET, M., AGRANIER, A., &

NELSON, B. (2004). Precise and accurate isotopic measurements using multiple- collector ICPMS. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(12), 2725-2744.

ALMEIDA, F. & RIBEIRO, A.C.O. A Terra em transformação. In: OLIVEIRA A.M.S. & BRITO, S.N.A. (Eds.). Geologia de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998. Cap. 1; p.7-13

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Origem e

evolução da Serra do Mar. Brazilian Journal of Geology, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

ALMEIDA, F.F.M., & CARNEIRO, C.D.R. (1998). Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, FERNANDO FLÁVIO MARQUES. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Rev. Bras. Geociênc., v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.

ALONSO ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. Earth-Science Reviews, v.60, n.3-4, p.261-298, 2003.

ALVES, M. I., ROBERT, I., TAVARES, A. D., PESSOA, I., MARTINS, M. V. A., de ALMEIDA, B. S., & GERALDES, M. C. (2019). Avaliação por LA-MC-ICP-MS da

composição isotópica do Nist 612 Pb como material de referência externo e um novo proxy para caracterização ambiental usando conchas de bivalves (carbonáticas). Jornal Internacional de Espectrometria de Massa, 446, 116196.

AMARAL, G. et al. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 30, n. 2, p. 159-189, 1966.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Geologia USP. Série Científica, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

ARAÚJO JÚNIOR, H.I.; DOMINATO, V.H.; BERTONI-MACHADO, C.B. &

AVILLA, L.S. 2013. Taphonomic aspects of the Pleistocene vertebrate assemblage of Itaboraí, State of Rio de Janeiro, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 46: 26-34.

AZEVEDO, R.L.M. Isótopos de oxigênio e carbono em estudos estratigráficos de detalhe na Bacia de Campos: aplicaçõesno Quaternário e Oligoceno. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1995. 138p. Dissertação (Mestrado)

BALTER, V., BLICHERT-TOFT, J., BRAGA, J., TELOUK, P., THACKERAY, F., &

ALBARÉDE, F. (2008). Datação U-Pb de esmalte fóssil do sítio hominídeo do Pleistoceno Swartkrans, África do Sul. Cartas de Ciências da Terra e Planetárias, 267(1-2), 236-246.

BAPTISTA, A. C. D. S. (2009). Reavaliação deposicional da Bacia de São José de Itaboraí com base em dados geológicos e geofísicos.

BELTRÃO, M.C.M.C. 2000. Ensaio de Arqueogeologia.Rio de Janeiro: Zit Gráfica e Editora Ltda. 168p.

BENIGNO, A. P. N.; SILA, Alcides N.; LACERDA, Luiz Drude de. Estratigrafia de Hg como Traçador de Vulcanismo e Crises Biológicas na Transição Cretáceo-Paleogeno. 2018.

BERGQVIST, LÍLIAN PAGLARELLI; ALMEIDA, E. B.; ARAÚJO-JÚNIOR, H. I.

Tafonomia da assembleia fossilífera de mamíferos da "Fenda 1968", Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia, v. 14, n. 1, p. 75-86, 2011.

BERGQVIST, LÍLIAN. PAGLARELLI. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Itaboraí. Boletim Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix, v. 75, p. 1-4, 2005.

BERGQVIST, LÍLIAN PAGLARELLI; DE LIMA MOREIRA, Adriana; PINTO,

Danielle Ribeiro. Bacia de São José de Itaboraí: 75 anos de história e ciência. CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2006.

BERGQVIST, L. P., MANSUR, K., RODRIGUES, M. A., RODRIGUES-FRANCISCO,

B. H., PEREZ, R., & BELTRÃO, M. C. (2009). Bacia São José de Itaboraí, RJ. Berço dos mamíferos no Brasil. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, 2, 413-432.

BERGQVIST, LÍLIAN PAGLARELLI; MOREIRA, ADRIANA DE LIMA. DENTES DECÍDUOS DE *TETRAGONOSTYLOPS APTHOMASI*, PROCEDENTES DA BACIA

DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ, RJ (1). Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro, v. 60, n. 3, p. 189-194, 2002.

BERGQVIST, L. P.; RIBEIRO, A. M. A paleomastofauna das bacias eoterciárias brasileiras e sua importância na datação das bacias de Itaboraí e Taubaté. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial, v. 5, p. 19-34, 1998.

BERGQVIST, L. P. Reassociação do pós-crânio às espécies do ungulados da bacia de SJ de Itaboraí (paleoceno), estado do Rio de Janeiro, e filogenia dos" Condylarthra" e ungulados sul-americanos com base no pós-crânio. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

BIGARELLA, J.; ANDRADE, G. O. de. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, v. 2, p. 2-14, 1964.

BITTENCOURT, A. C. S. P., MARTIN, L., DOMINGUEZ, J. M. L., & FERREIRA, Y.

D. A. (1983). Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. Revista Brasileira de Geociências, 13(2), 93-97.

BOLTOVSKOY, ESTEBAN. Ihering's hypothesis in the light of foraminiferological data. Lethaia, v. 24, n. 2, p. 191-198, 1991.

BOLTWOOD, B. B. ART. VII.--On the Ultimate Disintegration Products of the Radio- active Elements. Part II. The Disintegration Products of Uranium. American Journal of Science (1880-1910), v. 23, n. 134, p. 77, 1907.

BUTLER, K. L., HORTON, B. K., ECHAURREN, A., FOLGUERA, A., & FUENTES,

F. (2020). Cretaceous-Cenozoic growth of the Patagonian broken foreland basin, Argentina: Chronostratigraphic framework and provenance variations during transitions in Andean subduction dynamics. Journal of South American Earth Sciences, 97, 102242.

BRITO, I. M. Geologia e paleontologia da Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. 1989.

BRITO, P. M. (1989). Crocodiles from the Lower Tertiary of Itaboraí, Brazil: Paleobiogeographical implications. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 61(4), 405-417.

BURISCH, M., GERDES, A., WALTER, B. F., NEUMANN, U., FETTEL, M., &

MARKL, G. (2017). Methane and the origin of five-element veins: Mineralogy, age, fluid inclusion chemistry and ore forming processes in the Odenwald, SW Germany. Ore Geology Reviews, 81, 42-61.

CARDOSO, L. M. D. C. (2022). Idades U-Pb por LA-ICP-MS em veios de carbonatos de calcários da Formação Jandaíra, região sudoeste da Bacia Potiguar, NE do Brasil.

CARNEIRO, L. M. et al. A tiny-sized Herpetotheriidae (Mammalia, Metatheria) from the Itaboraí basin (early Eocene), Brazil: Paleobiogeographic and systematic implications for Herpetotheriidae. Journal of South American Earth Sciences, v. 144, p. 105016, 2024.

CARVALHO, K. W. B., & GARRIDO, J. L. P. (1966). Reconhecimento geológico da bacia sedimentar Bahia Sul/Espírito Santo. Petrobras, DEXPRO, Relatorio, 2496, 77.

CASTRO, L. O. R. (2020). Notoungulata: Henricosborniidae da "Fenda 1968", Paleógeno da Bacia de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro: estudo taxonômico dos elementos dentários.

CASTRO, L. O. R., GARCÍA-LÓPEZ, D. A., BERGQVIST, L. P., & DE ARAÚJO-

JÚNIOR, H. I. (2021). A new basal Notoungulate from the Itaboraí Basin (Paleogene) of Brazil. Ameghiniana, 58(3), 272-288.

CHIMETTO, E. de N.. Mudanças ambientais e desdobramentos evolutivos durante o paleogeno. 2008.

CLARK, I. D., FRITZ, P., 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology: Lewis Publishers, doi: 10.1201/9781482242911.

COOPER, M. R. Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 22, n. 1, p. 1-60, 1977.

CUITIÑO, J. I., PIMENTEL, M. M., SANTOS, R. V., & SCASSO, R. A. (2012). High

resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. Journal of South American Earth Sciences, 38, 110-122.

CURIE, M.; LIPPMANN (M., GABRIEL). Rayons émis par les composés de l'uranium et du thorium. Gauthier-Villars, 1898.

DALRYMPLE, G. B.; LANPHERE, M. A. 40Ar/39Ar age spectra of some undisturbed terrestrial samples. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, n. 5, p. 715-738, 1974.

DE AZEVEDO, R. L. M.; RODRIGUES, R.; TAKAKI, T.. Aplicação dos dados

isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total em estudos paleoambientais. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 11, n. 1-2, p. 19-32, 1997.

DE MENESES, R. M. X., Mendes, J. C., Abreu, C. J., & da Rocha, P. L. F. (2013,

August). Petrophysic and petrologic characterization of carbonate rocks of the São José do Itaboraí Basin, RJ. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 1120-1123). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

DE OLIVEIRA, G. C. D. G., BALBINO, A. C., OLIVA, E., CASTRO, L. O. R., &

RIBEIRO, F. S. N. (2019). Visitas escolares ao Parque Paleontológico de Itaboraí: contribuições ao ensino de Paleontologia. Terrae Didatica, 15, e019039-e019039.

DEWOLF, C. P. AND HALLIDAY, A. N.: U-Pb dating of a remagnetized Paleozoic limestone,

Geophys. Res. Lett., 18, 1445–1448, 1991.

DINGLE, R. V.; MARENSSI, S. A.; LAVELLE, M. High latitude Eocene climate deterioration: evidence from the northern Antarctic Peninsula. Journal of South American Earth Sciences, v. 11, n. 6, p. 571-579, 1998.

DRAKE, H., HEIM, C., ROBERTS, N. M., ZACK, T., TILLBERG, M., BROMAN, C.,

... & ÅTRÖM, M. E. (2017). Isotopic evidence for microbial production and consumption of methane in the upper continental crust throughout the Phanerozoic eon. Earth and Planetary Science Letters, 470, 108-118.

DROST, K., CHEW, D., PETRUS, J. A., SCHOLZE, F., WOODHEAD, J. D.,

SCHNEIDER, J. W., & HARPER, D. A. (2018). An image mapping approach to U-Pb LA-ICP-MS carbonate dating and applications to direct dating of carbonate sedimentation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(12), 4631-4648.

EMILIANI, Cesare. Pleistocene temperatures. The Journal of geology, v. 63, n. 6, p. 538-578, 1955.

FERRARI, A. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. 2001. 412 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

FRANCISCO, Benedicto H. Rodrigues. Estratigrafia da bacia de São José de Itaboraí. Anuário do Instituto de Geociências, v. 12, p. 65-69, 1989.

FRIEDRICH, O., NORRIS, R. D., & ERBACHER, J. (2012). Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle. Geology, 40(2), 107-110.

GANADE, C. E., CIOFFI, C. R., MACHADO, J. P., MIRANDA, T., LOPES, L. B.,

WEINBERG, R. F., ... & ROBERTS, N. M. (2022). Recurrent tectonic activity in northeastern

Brazil during Pangea breakup: Constraints from U-Pb carbonate dating. Geology.

GASPARINI, Z. B. (1972). Los Sebecosuchia (Crocodylia) del Territorio Argentino. Ameghiniana, 9(1), 11-22.

GAYET, M.; MARSHALL, L. G.; SEMPERE, Thierry. The Mesozoic and Paleocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos Santa Cruz, Bolivia, v. 12, p. 393-433, 1991.

GELFO, J.N.; Goin, F.J.; Woodburne, M.O. & Muizon, C. 2009. Biochronological relationships of the earliest south american paleocene mammals faunas. Palaeontology, 52: 251–269.

GERALDES, M. C. Introdução à geocronologia. SBG-Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.

GODEAU, N., DESCHAMPS, P., GUIHOU, A., LEONIDE, P., TENDIL, A., GERDES,

A., ... & GIRARD, J. P. (2018). U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. Geology, 46(3), 247-250.

GOODFELLOW, B. W., VIOLA, G., BINGEN, B., NURIEL, P., & KYLANDER-

CLARK, A. R. (2017). Palaeocene faulting in SE Sweden from U–Pb dating of slickenfibre calcite. Terra Nova, 29(5), 321-328.

GUEDES, S. de S. Desenvolvimento e validação de método para determinação de isótopos estáveis de metais em matrizes geológicas visando aplicações geoquímicas e paleoambientais. 2019.

GUILLONG, M., WOTZLAW, J. F., LOOSER, N., & LAURENT, O. (2020). Evaluating

the reliability of U–Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) carbonate geochronology: matrix issues and a potential calcite validation reference material. Geochronology, 2(1), 155-167.

HALDAR, Swapan Kumar. Introduction to mineralogy and petrology. Elsevier, 2020. HANSMAN, R. J., ALBERT, R., GERDES, A., & RING, U. (2018). Absolute ages of

multiple generations of brittle structures by U-Pb dating of calcite. Geology, 46(3), 207-210.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. A. N.; VAIL, P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, v. 235, n. 4793, p. 1156-1167, 1987.

HARPER, Liz. Understanding Earth. Geological Magazine, v. 139, n. 1, p. 101, 2002.

HELLWIG, A., VOIGT, S., MULCH, A., FRISCH, K., BARTENSTEIN, A., PROSS, J.,

... & VOIGT, T. (2018). Late Oligocene to early Miocene humidity change recorded in terrestrial sequences in the Ili Basin (south-eastern Kazakhstan, Central Asia). Sedimentology, 65(2), 517-539.

HERNÁNDEZ, R. M. et al. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. Journal of South American Earth Sciences, v. 19, n. 4, p. 495-512, 2005.

JIN, X. Y., ZHAO, J. X., FENG, Y. X., HOFSTRA, A. H., DENG, X. D., ZHAO, X. F., & LI, J. W. (2021). Calcite U-Pb dating unravels the age and hydrothermal history of the giant Shuiyindong Carlin-type gold deposit in the Golden Triangle, South China. Economic Geology, 116(6), 1253-1265.

JOCHUM, K. P., STOLL, B., WEIS, U., JACOB, D. E., MERTZ-KRAUS, R., & ANDREAE, M. O. (2014). Non-matrix-matched calibration for the multi-element analysis of geological and environmental samples using 200 nm femtosecond LA-ICP-MS: A comparison with nanosecond lasers. Geostandards and Geoanalytical Research, 38(3), 265-292.

KINOSHITA, Hideo. Aplicabilidade do método\'40AR\'/39AR\'em rochas policiclicas. 1976. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

KLEIN, V. C., & Valença, J. G. (1984). Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 33, pp. 135-142).

LANPHERE, Marvin A.; DALRYMPLE, G. Brent. Identification of excess 40Ar by the 40Ar/39Ar age spectrum technique. Earth and Planetary Science Letters, v. 32, n. 2, p. 141-148, 1976.

LAMEGO, A. R. (1938). A bacia calcária de Itaboraí. Revista do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 9(3), 1-20.

LAMEGO, A. R. (1944). Os tabuleiros do Rio de Janeiro e os depósitos terciários da costa brasileira. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral.

LANGSTON, W. (1965). Fossil Crocodilians from Colombia and the Cenozoic History of the Crocodylia in South America. University of California Publications in Geological Sciences, 52, 1-152.

LAURITZEN, S. E., & LUNDBERG, J. (1999). Speleothems and climate: a special issue of The Holocene. The Holocene, 9(6), 643-647.

LEINZ, V. Os calcários de Sao José, Niterói, Estado do Rio. Mineração e Metalurgia, v. 3, n. 15, p. 153-155, 1938.

LINE, S.P. & BERGQVIST, L.P. 2005. Enamel structure of Paleocene mammals of the São José de Itaboraí basin, Brazil. "Condylarthra", Litopterna, Notoungulata, Xenungulata, and Astrapotheria. Journal of Vertebrate Paleontology 25(4): 924-928.

LITTLER, K., RöHL, U., WESTERHOLD, T., & ZACHOS, J. C. (2014). A high-

resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: Implications for orbital- scale changes in Late Paleocene–Early Eocene climate and carbon cycling. Earth and Planetary Science Letters, 401, 18-30.

LI, Q., Parrish, R. R., Horstwood, M. S. A., & McArthur, J. M. (2014). U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites. Chemical Geology, 376, 76-83.

MARSHALL, Larry G. Geochronology and land-mammal biochronology of the transamerican faunal interchange. In: The great American biotic interchange. Boston, MA: Springer US, 1985. p. 49-85.

MARSHALL, L. G.; ARCHER, M. Systematics of Itaboraian (middle Paleocene) age "opossum-like" marsupials from the limestone quarry at São José de Itaboraí, Brazil. Possums and opossums: studies in evolution, v. 1, p. 91-160, 1987.

MAURY, C. J., & e Mineralogia, B. D. D. G. (1929). Novas collecções paleontológicas

do Serviço Geológico do Brasil. (No Title).

MAURY, Carlotta Joaquina. New genera and new species of fossil terrestrial Mollusca from Brazil. American Museum of Natural History, 1935.

MEDEIROS, R. A.; BERGQVIST, L. P. Paleocene of the São José de Itaboraí basin, Rio de Janeiro, Brazil: lithostratigraphy and biostratigraphy. Acta Geologica Leopoldensia, v. 22, n. 48, p. 3-22, 1999.

MENESES, R. X., MENDES, J. C., & FERRUCIO DA ROCHA, P. (2018).

Determinações Mineralógicas e Petrofísicas em Carbonatos da Bacia São José do Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil. Anuario do Instituto de Geociencias, 41(1).

MERRIHUE, C M . (1965) Trace element determinations and K-Ar dating by spectroscopy of neutron irradiations samples Trans. Am. Geophys. Union AS, 125

MERRIHUE, C., and GREVILLE T.. 1966. "Potassium-Argon Dating by Activation with Fast Neutrons." Journal of Geophysical Research 71:2852–57

METHNER, K., MULCH, A., FIEBIG, J., WACKER, U., GERDES, A., GRAHAM, S.

A., & CHAMBERLAIN, C. P. (2016). Rapid middle Eocene temperature change in western North America. Earth and Planetary Science Letters, 450, 132-139.

MIRANDA, T. S., NEVES, S. P., CELESTINO, M. A. L., & Roberts, N. M. (2020).

Structural evolution of the Cruzeiro do Nordeste shear zone (NE Brazil): Brasiliano-Pan-African-ductile-to-brittle transition and Cretaceous brittle reactivation. Journal of Structural Geology, 104203.

MOTA, C. E. et al. Idade 40AR/39AR do ankaramito de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro: considerações a cerca do vulcanismo alcalino pós-cretácico. 15 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 646-649, 2015.

MOTTRAM, C. M., KELLETT, D. A., BARRESI, T., ZWINGMANN, H., FRIEND, M.,

TODD, A., & PERCIVAL, J. B. (2020). Syncing fault rock clocks: Direct comparison of U-Pb carbonate and K-Ar illite fault dating methods. Geology.

MOURA, L. C. D. (2017). Significado das feições de carstificação na evolução da Bacia de São José de Itaboraí, Município de Itaboraí (RJ).

NEVES, M. C. G. P. (1983). Geochemical studies of the sediments of Barreiras group, Itaborai region-RJ, Brazil. Universidade Federal Fluminense, Instituto de Química, Niterói, RJ, Brazil.

OLIVEIRA, Édison V.; GOIN, Francisco Javier. A reassessment of bunodont metatherians from the Paleogene of Itaboraí (Brazil): systematics and age of the Itaboraian SALMA. Revista Brasileira de Paleontologia, v. 14, 2011.

PALMA, Jane Maria Codevila. Paleontologia e estratigrafia da bacia de São José de Itaboraí, estado do Rio de Janeiro. 1973. Tese de Doutorado.

PARRISH, R. R., PARRISH, C. M., & LASALLE, S. 2018. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. Journal of the Geological Society, 175(3), 425-442.

PATON, C. et al. Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, v. 26, n. 12, p. 2508, dez. 2011.

PAULA COUTO, C. D. (1950). Novos elementos na fauna fóssil de São José de Itaboraí. Museu Nacional.

PAULA COUTO, C. D. Novas observações sobre paleontologia e geologia do depósito calcário de São José de Itaboraí. Notas Prelim Estud Serv Geol Mineral Brasil, v. 49, p. 1-13, 1949.

PAULA COUTO, C. D. Novos Elementos na Fauna Fossil de Sao Jose de Itaborai. Bol. Mus. Nac. Rio de Janzeiro, ns, Geol, n. 12, p. 1-6, 1952.

PAULA COUTO, C. D. Sobre a idade do depósito calcareo fossilífero de Itaboraí, Estado do Río de Janeiro. Mineralogía e Metalurgia, p. 293-295, 1948.

PAULA COUTO, C. D. Um Trigonostylopidae do Paleonceno do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 35, n. 3, p. 339-351, 1963.

PAULA COUTO, C. D. Tratado de paleomastozoologia. Academia Brasileira de Ciências, 1979.

PAULA COUTO, C. D. 1952a. Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brasil. Marsupialia: Polydolopidae and Borhyaenidae. American Museum Novitates, 1559: 1–27.

PAULA COUTO, C. D. 1952b. Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brasil. Marsupialia:Didelphidae. American Museum Novitates, 1567: 1–26.

PAULA COUTO, C. D. 1952. A new name for Mirandaia ribeiroi Paula-Couto, 1952. Journal of Mammalogy, 33(4): 503.

PEREIRA, G. D. C. R. (2015). Estudo sedimentológico e petrográfico dos carbonatos continentais da Bacia de Itaboraí.

PEREIRA, G. D. C. R.; DE OLIVEIRA, E. C.; BERGAMASCHI, S. Continental

carbonates from Itaboraí Formation in southeastern, Brazil. Quaternary International, v. 437, p. 199-211, 2017.

PICKERING, R., KRAMERS, J. D., PARTRIDGE, T., KODOLANYI, J., & PETTEKE,

T. (2010). U–Pb dating of calcite–aragonite layers in speleothems from hominin sites in South Africa by MC-ICP-MS. Quaternary Geochronology, 5(5), 544-558.

PRICE, L. I. (1959). Sobre um crocodilídeo notossúquio do Cretáceo Brasileiro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 174,

1-55.Price, L. I. (1959). Sobre um crocodilídeo notossúquio do Cretáceo Brasileiro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 174, 1-55.

PRICE, L.I..; PAULA COUTO, Carlos. de. Vertebrados fósseis do Eoceno na Bacia calcárea de Itaboraí. In: Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia. 1950. p. 149-173.

PRICE, L.I. & PAULA COUTO, C., (1946a). Vertebrados Terrestres do Eoceno na Bacia Calcária de Itaboraí, Brasil. Anais do II Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia, Rio de Janeiro, 3: 149–173.

PRICE, L. I., & PAULA COUTO, C. (1946b). Vertebrados fosseis do Eoceno inferior de Itaboraí. Notas Preliminares e Estudos, 1-3.

RAGE, J-C. 1998. Fossil snakes from the Paleocene of São José de Itaboraí, Brasil. Part

I. Madtsoiidae, Aniliidae. Paleovertebrata, 27: 109–104.

RANGEL, C. C.; CARNEIRO, L. M.; OLIVEIRA, É. V. Systematics, dental

specializations and paleoecology of Silvenator gen. nov., a small carnivorous metatherian (Mammalia, Sparassodonta) from the Paleogene Itaboraí basin. Journal of South American Earth Sciences, p. 104461, 2023.

RASBURY, E. T., & COLE, J. M. (2009). Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates. Reviews of Geophysics, 47(3).

RASBURY, E. T., HANSON, G. N., MEYERS, W. J., & SALLER, A. H. (1997). Dating

of the time of sedimentation using U Pb ages for paleosol calcite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(7), 1525-1529.

RÄSÄNEN, M. E., LINNA, A. M., SANTOS, J. C., & NEGRI, F. R. (1995). Late

Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. Science, 269(5222), 386-390.

REGUERO, M. A.; MARENSSI, S. A.; SANTILLANA, S. N. Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, n. 3-4, p. 189-210, 2002.

RICCOMINI, C., & FRANCISCO, B. H. R. Potassium-argon age of ankaramite flow of Itaborai Basin, Rio de Janeiro, Brazil: tectonic implications.

RICCOMINI, C., Peloggia, A. U. G., Saloni, J. C. L., Kohnke, M. W., & Figueira, R. M. (1989). Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). Journal of South American Earth Sciences, 2(2), 191-197.

RICCOMINI, C. e FRANCISCO, B. H. R. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. 1992, Anais. São Paulo: Sbg, 1992. p. 469-470. Disponível em: http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44. Acesso em: 24 ago. 2024.

RICCOMINI, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR, 383-405.

RICHARDS, D. A., BOTTRELL, S. H., CLIFF, R. A., STRÖHLE, K., & ROWE, P. J.

(1998). U-Pb dating of a speleothem of Quaternary age. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(23-24), 3683-3688.

RIFF, D., SOUZA, R. G., CIDADE, G. M., MARTINELLI, A. G., & SOUZA-FILHO,

J. D. (2012). Crocodilomorfos: a maior diversidade de répteis fósseis do Brasil. Terræ, 9(1/2), 12-40.

RING, U., & GERDES, A. (2016). Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc. Tectonics, 35(6), 1367-1391.

ROBERTS, N. M., Drost, K., Horstwood, M. S., Condon, D. J., Drake, H., Milodowski,

A. E., ... & Beaudoin, N. (2020). LA-ICP-MS U-Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and application to fracture-fill calcite. Geochronology Discussion.

ROBERTS, N. M., & Walker, R. J. (2016). U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. Geology, 44(7), 531-534.

ROBERTS, N. M., Rasbury, E. T., Parrish, R. R., Smith, C. J., Horstwood, M. S., & Condon, D. J. (2017). A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18(7), 2807-2814.

ROCHA, A. V. (2012). Eventos geológicos e climáticos influenciando o padrão filogeográfico de aves na América do Sul: enfoque em Amazona (Psittacidae) e dendrocolaptes (dendrocolaptidae).

RODRIGUES, R. Aplicação dos isótopos estáveis do carbono e oxigênio na exploração do petróleo. In: CONGRESSOBRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1., 1978. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro do Petróleo, 1978, v. 1, p. 11-25

RODRIGUES, F.; DE SOUZA CUNHA, F. L. GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SAO JOSE, MUNICIPIO DE ITABORAI, RJ. 1978.

RODRIGUES, G. B., & FAUTH, G. (2013). Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. Terrae Didatica, 9(1), 34-49.

RODRIGUES, M. M. d. S. Sedimentação e tectônica na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil. 2020.

RODRIGUES, R., TAKAKI, T. Estratigrafia isotópica de seqüências carbonáticas cenozóicas da costa norte do Brasil.Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 177-182, 1987.

RODRÍGUEZ-BERRIGUETE, A., ALONSO-ZARZA, A. M., CABRERA, M. C., &

RODRIGUEZ-GONZALEZ, A.The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in a recent volcanic setting, N Gran Canaria Island, Spain. Sedimentary Geology, 277, 61-71, 2012.

ROMERO, E. J. Paleogene phytogeography and climatology of South America. Annals of the Missouri Botanical Garden, p. 449-461, 1986.

RÖNTGEN, W. C. Ueber eine neue Art von Strahlen. Phys.-med. Gesellschaft, 1895.

RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. Revista Brasileira de Geografia, 6(4): 445 –508. 1944

RUSCONI, C. (1933). Sobre reptiles del Paleoceno de la región central de Santa Lucía (Uruguay). Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, Montevideo, 19, 1-64.

SALVADOR, R.B. 2011. Revisão taxonômica da malacofauna fóssil da Bacia de Itaboraí (Paleoceno), Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Departamento de Zoologia, Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo. 134p.

SALVADOR, R. B.; DE SIMONE, L. R. L. A malacofauna fóssil da Bacia de Itaboraí. Revista da Biologia, v. 11, n. 2, p. 1-6, 2013.

SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C. Cimentação hidrotermal em depósitos sedimentares paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil: mineralogia e relações tectônicas. Revista Brasileira de Geociências, v. 31, n. 2, p. 231-240, 2001.

SANT'ANNA, L. G., RICCOMINI, C., RODRIGUES-FRANCISCO, B. H., Sial, A. N.,

CARVALHO, M. D., & MOURA, C. A. (2003, April). Recognition of a Paleocene travertine system in the Itaborai Basin, Southeastern Brazil. In EGS-AGU-EUG Joint Assembly (p. 5615).

SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C., CARVALHO, M. D. D., SIAL, A. N.,

FRANCISCO, B. H. R., & VALARELLI, J. V. (1998). Catodoluminescência e isótopos estáveis (C, O) de calcário sinter da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil. Anais, 522.

SANT'ANNA, L. G., RICCOMINI, C., CARVALHO, M. D., SIAL, A. N., RODRIGUES-FRANCISCO, B. H., & VALARELLI, J. V. (2000). Paleocene-eocene

travertines in the Itaborai basin (Rio de Janeiro state, southeastern Brazil). In Abstracts Volume.

SANT'ANNA, L. G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B. H., Sial, A. N., Carvalho,

M. D., & Moura, C. A. V. (2004). The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 18(1), 11-25.

SANTOS, M. M. Geocronologia U-Pb de minerais acessórios com baixo conteúdo de Pb radiogênico por meio de calibração com materiais de referência matrizincompatível em análises via laser ablation ICP-MS. 2021.

SANTOS, W. F. S.; CARVALHO, I. S. Efeitos positivos e negativos da mineração em

São José de Itaboraí: Itaboraí (Estado do Rio de Janeiro, Brasil). 2012.

SCARDIA, G. et al. Chronologic constraints on hominin dispersal outside Africa since 2.48 Ma from the Zarqa Valley, Jordan. Quaternary Science Reviews, v. 219, p. 1–19, 2019.

SCHOBBENHAUS FILHO, C. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais: escala 1: 2 500 000. República Federativa do Brasil, Ministério das Minas e Enegia, Departamento Nacional de Produção Mineral, 1981.

SHACKLETON, N. J., HALL, M. A. Stable isotope records in bulk sediments. In: PISIAS, N.G. et al. (ed). OCEANDRILLING PROGRAM, 1995, Texas.

Proceedings... Washington : U.S. Printing Office, 1995. v. 138, p. 797-805

SIGURGEIRSSON, T. (1962). Dating recent basalt by K-Ar method. ICELANDIC - Rept. Physical Laboratory of the Univ. Iceland

SMPSON, G. G. (1937). Additions to the Pliocene and Pleistocene faunas of Argentina. American Museum Novitates, 964, 1-16.

SIMPSON, G. G.; PRICE, L. I. COUTO, Carlos de Paula. A new Eocene marsupial from Brazil. American Museum novitates; no. 1357. 1947.

SKLODOWSKA C. M. Recherches sur les substances radioactives. 1903. Tese de Doutorado. Facultad de Ciencias de París.

SMERAGLIA, L. et al. Development of an Intrawedge Tectonic Mélange by Out-of-Sequence Thrusting, Buttressing, and Intraformational Rheological Contrast, Mt. Massico Ridge, Apennines, Italy. Tectonics, v. 38, n. 4, p. 1223–1249, 2019.

SMITH, P. E. e FARQUHAR, R. M.: Direct dating of Phanerozoic sediments by the 238U–206Pb method, Nature, 341, p. 518, 1989.

SORENSEN, H - 1974 - 'Ihee alkaline rocks. JOHN WILEY & SCNS, New York, 622 p.

STADLER, N. VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE TOCANTINS NOS ÚLTIMOS 200 ANOS COM BASE NA ANÁLISE DE δ 180 EM ESPELEOTEMA. 2022. Tese de Doutorado. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS.

STRADIOTO, M. R.; CHANG, H. K. Composição Isotópica– δ 180 e δ D–das águas do Sistema Aquífero Bauru no estado de São Paulo. Geosciences= Geociências, v. 34, n. 3, p. 411-422, 2015.

STRIKIS, N. M. Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. 2015. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C., DOMINGUEZ, J. M., FLEXOR,

J. M., & de AZEVEDO, A. E. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista brasileira de Geociências, 15(4), 273-86.

TAKAKI, T. Utilização de isótopos como indicadores ambientais: bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. Rio deJaneiro :
PETROBRAS.CENPES.DIVEX.SEGEQ, 1984. 27f. (Relatório interno, n. 0530)

TAKAKI, T., RODRIGUES, R. Utilização de isótopos como indicadores ambientais nas Bacias do Norte do Brasil. Rio deJaneiro: PETROBRAS.CENPES. DIVEX.SEGEQ, 1986. 1v. Relatório interno.

TIAGO, N. T. (2017). Caracterização mineralógica e petrológica das ocorrências de ankaramito nas Bacias de Itaboraí Volta Redonda-RJ.

THOMPSON, R. N. et al. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: The dog-legged track of devious Trindade mantle plume. VSG-Minsoc'97, Cambridge. In: Journal of Conference Abstracts. 1997. p. 76.

THOMSON, J. J. Rays of positive electricity and their application to chemical analyses. Longmans, Green and Company, 1921.

TRINDADE, N. M. Contribuição ao estudo da malacofauna da São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Notas Preliminares e Estudos do Departamento Nacional de Produção Mineral, v. 96, p. 1-22, 1956.

TUCKER, Maurice E.; WRIGHT, V. Paul. Carbonate sedimentology. John Wiley & Sons, 2009.

VALENTE, B. D. S., PEREIRA, G. D. C. R., Oliveira, E. C., & BERGAMASCHI¹, S.

E. R. G. I. O. (2017). PETROGRAPHIC STUDY OF SILICA-RICH CONTINENTAL CARBONATES FROM SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ BASIN (BRAZIL. Journal of Sedimentary Environments, 2(4), 319-328.

VIEIRA, P. C. Variações do nível marinho. Alterações eustáticas no Quaternário. Revista do Instituto Geológico, v. 2, n. 1, p. 39-57, 1981.

VOLL, K. (2015). Determinação isotópica pelo método U-Pb em zircão com aplicação em padrões geológicos.

WEBB, S. D. Biological implications of the middle Miocene Amazon seaway. Science, v. 269, n. 5222, p. 361-362, 1995.

WOODBURNE, M. O., Goin, F. J., Raigemborn, M. S., Heizler, M., Gelfo, J. N., & Oliveira, E. V. (2014). Revised timing of the South American early Paleogene land mammal ages. Journal of South American Earth Sciences, 54, 109-119.

WOODHEAD, J., HELLSTROM, J., MAAS, R., DRYSDALE, R., ZANCHETTA, G.,

DEVINE, P., & TAYLOR, E. (2006). U–Pb geochronology of speleothems by MC- ICPMS. Quaternary Geochronology, 1(3), 208-221.

ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., & BILLUPS, K. (2001). Trends,

rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. science, 292(5517), 686-693.

ZALÁN, P.V., & OLIVEIRA, J.A.B. (2005). Origem e evolução estrutural das bacias sedimentares brasileiras. In: Schobbenhaus, C., et al. (Eds.) Geologia do Brasil. CPRM, Brasília.

ZACHOS, J. C.; DICKENS, G. R.; ZEEBE, Richard E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. nature, v. 451, n. 7176, p. 279-283, 2008.

ANEXO A – Amostras da análise U-Pb

Lote 1 Número: MCT 1314-LE Categoria: Mineral. Amostra: Amostra calcário / marga friável, de coloração escura com deposição de Fe (precipitado óxido) Nível estratigráfico: Sequência S2. Taxon: ---Obs: Escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS



MICROS



















Prancha 1

Prancha 2

Lote 3 Número: DGM 235 - R Categoria: Amostra fossilífera Amostra: Fragmento de maxilar direito contendo 8 dentes Nível estratigráfico: fácies A/S1 Taxon: Sebecus (Price e Paula Couto, 1946) Obs: Crocodyliforme / mesoeucrocodylla

MACROS





















Lote 3 Número: DGM 294-M Categoria: Mamífero Amostra: Fragmento de mandíbula com 2 dentes (1 completo + 1 incompleto) Nível estratigráfico: canal preenchido por margas, S2 Taxon: Tetragonostylops apthomasi (Price e Paula Couto, 1950) – (Astrapotheria) Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS





MICROS



Prancha 3

ANEXO B – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) DGM294-M



MCT1314-LE

MCT1314-LE



DGM235-R



DGM235-R

ANEXO C – Planilha com dados analíticos U-Pb

Dados analíticos isotópicos U-Pb (MCT1314-LE)

SPOT	207Pb(cps	206Pb(cps	208Pb(cps	202Hg(cps	204Pb(cps	07Pb/206	2σ(%)	07Pb/235	2σ(%)	06Pb/238	2σ(%)	ρ	Pb206/U	2σ(abs)	Pb207/U	2σ(abs)	Pb207/Pb	2σ(abs)	ordância)7Pb/206F	2σ(%)	07Pb/235	2σ(%)	06Pb/238	2σ(%)	ρ
.314_LE_(9407.0984	6808.8008	88516.519	50.649574	607.14070	0.8250124	.2245398	8.0901370	73844629	46671533	53220650	94483275	469.14062	2.8656340	052.04016	1.6233116	965.54151	7.5206687	0.9357390	.8250124	22453988	8.0901370	24614876	46671533	17740216	94483275
.314_LE_(8031.0473	5286.2957	33592.22	84.195304	619.78623	82412167	1712932	4.3559524	68168881	47835960	49040178	94804367	520.11667	8.2204019	075.52844	1.074740	964.00587	5.7551715	1.8353352	82412167	17129325	4.3559524	22722960	47835960	16346726	94804367
.314_LE_0	7188.7709	7518.8648	87091.866	19.503813	848.67980	0.8221973	2277670	9.1822358	70161429	52205232	49206764	94339046	707.87839	7.6782190	160.40743	1.4146889	€60.68237	17.570951	5.0868559	.8221973	22776707	9.1822358	23387143	52205232	16402254	94339046
.314_LE_(9904.0971	8618.2627	69539.023	77.503576	246.1879	82813965	20588682	0.2845837	68586958	52796047	48302621	94496729	732.8530	8.0532170	178.83770	1.2800713	970.91875	7.2479261	5.3974433	82813965	20588682	0.2845837	22862319	52796047	16100873	94496729
.314_LE_0	8167.6770	5463.1987	87654.742	86.946490	298.52075	82382991	8081156	0.7979073	10059744	53524152	8.6804371	89753679	763.49854	8.2514881	187.30717	5.5970519	963.50252	5.9542497	5.9970341	82382991	80811563	0.7979073	36686581	53524152	22681236	89753679
.314_LE_(7983.5043	9662.8464	19168.909	27.210673	083.45638	82504378	2589794	7.3752712	74278565	59227343	52468653	94172812	998.63227	5.0757904	290.0048	2.0378222	965.59551	8.0167192	9.8981096	82504378	25897946	7.3752712	24759521	59227343	17489551	94172812
.314_LE_0	7544.7591	9379.9024	16500.839	52.843436	114.53161	82299907	1142656	7.2149594	.6372075	59233217	.4623244	95191831	998.87005	8.5659889	287.6213	0.9391238	962.06805	5.9358969	9.9425111	82299907	11426568	7.2149594	21240251	59233217	15410815	95191831
.314_LE_0	6656.5087	9964.7529	39370.49	93.677143	413.73891	82232039	3405658	7.2451643	84836225	59308743	60732244	93736561	001.92694	7.159543	288.0708	8.1312896	960.89516	9.1967035	0.0064674	82232039	34056586	7.2451643	28278741	59308743	20244081	93736561
.314_LE_(1063.7138	8173.1939	28195.23	66.135430	448.71476	82531983	1657166	8.7831492	.6489750	60444737	45776280	94759836	047.73172	4.5260469	810.69973	1.0948946	966.07104	6.6733669	0.701554	82531983	16571667	8.7831492	.2163250	60444737	15258760	94759836
.314_LE_(1684.4898	3061.528	30031.202	49.444929	471.34244	0.8326379	6119899	0.2784309	87864946	61215949	12052535	84460369	078.64355	01.65933	332.22708	8.9655306	978.61579	7.6316236	1.0637622	.8326379	61198993	0.2784309	62621648	61215949	37350845	84460369
.314_LE_0	8202.5508	7236.1602	51999.87	6.997376	139.56146	82115640	18055679	4.9435256	74053304	48527661	54934826	.9488883	550.20807	5.1933163	086.24942	1.7003802	958.88116	5.8923826	2.4095058	82115640	18055679	4.9435256	24684434	48527661	18311608	.9488883
.314_LE_0	7479.1396	6740.9277	62475.203	18.067133	014.69733	81696751	16592420	6.0457415	68563248	49754979	49635630	94864485	603.25740	5.3223590	106.06033	1.1642333	951.60809	5.6871143	3.4003690	81696751	16592426	6.0457415	22854416	49754979	16545210	94864485
.314_LE_0	4003.1435	6078.5863	09532.06	22.829424	8939.9896	81553351	1178005	9.0058970	66249771	52474985	48775162	95228772	719.29327	7.8461407	157.42792	1.005207:	949.10915	5.9960042	5.4080678	81553351	11780057	9.0058970	22083257	52474985	16258387	95228772
.314_LE_0	8674.8952	1124.9762	50936.892	48.887463	902.79771	83298901	161619450	7.4250684	15646816	49998960	82937889	92130596	613.7513	2.8144015	130.31948	5.0853059	979.21467	8.1591482	3.2820620	83298901	61619456	7.425068	38548938	49998960	27645963	92130596
.314_LE_0	6311.3248	5254.7908	57700.76	42.839135	237.6210	81859693	2291055	1.3144055	72072294	54323924	51184833	.9438618	796.99346	0.188147	195.75832	1.666996	954.44191	7.5951318	5.6624065	81859693	22910558	1.3144055	24024098	54323924	.1706161	.9438618
.314_LE_0	7752.0796	8390.6968	87509.099	43.474832	751.47921	81986977	.4066509	2.1899758	81125431	55014128	54217342	92939833	825.7603	1.5521060	209.92598	2.6272780	956.65141	0.1540108	7.1213791	81986977	.4066509	2.1899758	27041810	55014128	18072447	92939833
.314_LE_0	9256.7788	1442.3420	20506.593	07.252715	127.78309	82219692	1341850	8.050576	66116050	60028112	48105162	95080552	030.97062	4.7301698	299.98404	1.2056339	960.68167	16.223515	0.4879505	82219692	13418508	8.050576	44077366	60028112	32070108	95080552
.314_LE_0	8827.6825	6838.1469	35186.12	72.642321	881.34585	.8211599	1233062	7.321679	.6885366	59460137	51332972	95249960	008.05016	5.0102540	289.2086	1.4737552	958.88729	6.0682504	0.1306557	.8211599	12330629	7.321679	45902444	59460137	34221981	95249960

Dados analíticos isotópicos U-Pb (DGM235-R)

SPOT	07Pb(cps	06Pb(cps	08Pb(cps	02Hg(cps	04Pb(cps	07Pb/206P	2σ(%)	07Pb/235	2σ(%)	206Pb/238L	2σ(%)	ρ	ePb206/U2	2σ(abs)	ePb207/U2	2σ(abs)	ePb207/Pb2	2σ(abs)	ncordância	07Pb/206P	2σ(%)	07Pb/235	2σ(%)	06Pb/238	2σ(%)	ρ
DGM235_R	746.4476	409.7123	02735.33	19.314428	24.80420	80079030	2795376	246426416	25337497	.04948933	94386877	.86264771	311.385635	L.828975	894.998356	1.1318934	4923.142796	2.8643181	6.4319738	.80079030	27953762	46426416	50674995	.04948933	8877375	86264771
M_235_R_001.1	452.3290	1032.5543	8444.858	23.334416	37.8134	82085691	1007230	3.3831509	0685631	.04756284	.6481047	86297874	99.5414416	5.520073	882.176818	5.6308304	4958.362482	1.8326083	5.9146281	.82085691	10072303	.3831509	13712623	.04756284	29620949	86297874
M_235_R_012.1	3276.165	546.2403	3177.855	L0.246261	851.54530	77971148	.691354	5.2941335	39468935	.04924472	10904838	79519384	09.8829515	.7144082	867.916984	5.7903493	4885.120518	1.3489602	6.5897603	.77971148	.6913545	.2941335	78937871	.04924472	21809677	79519384
M_235_R_028.1	8535.2492	5399.7924	6885.48	94.49857	025.62099	78902975	5654355	213471699	22618683	.04719781	94386810	76975881	97.294731	4870315	841.868328	2.7213282	4902.062229	2.5034955	6.1409329	78902975	56543552	13471699	45237362	.04719781	88773621	176975881
M_235_R_017.1	062.0915	8537.6346	9943.428	05.831692	338.01434	78693221	6840626	13020404	41090868	.04728202	13209828	80238948	97.813100	5930563	841.121096	5.9248535	4898.267311	1.2284827	6.1756389	78693221	68406267	13020404	82181736	.04728202	26419657	80238948
M_235_R_022.1	8487.8969	1021.1279	8752.3354	9.735533	75.94852	77558878	6332700	09172113	25933194	.04761368	95865750	76124290	99.8543026	6199391	834.726852	8.2596095	4877.556051	8.5135367	6.3432667	.77558878	63327000	09172113	51866388	.04761368	91731500	76124290
M_235_R_010.1	623.0587	689.6736	5696.45	54.017811	022.05932	78232514	6249753	904355196	.8966306	0.04675714	78034761	95985576	94.5814442	5.032056	826.665986	1.9387616	4889.89413	8.3798665	6.1267274	.78232514	62497539	04355196	79326130	0.04675714	56069523	95985576
M_235_R_011.1	1565.3481	255.0799	178.567	31.539442	604.3897	77716503	6528002	503077042	26787378	.04694831	96154395	75839090	95.7586579	5615954	824.51627	8.3546702	4880.453248	8.7940558	6.2102504	.77716503	65280025	03077042	53574757	.04694831	92308790	75839090
M_235_R_003.1	1746.4338	998.5534	0674.1349	27.677898	862.7714	79374157	7323158	797966977	01689859	.04550091	82144183	90309043	86.8403934	0.228306	815.875942	5.3212397	4910.547973	.9152825	5.7962549	.79374157	73231587	97966977	03379718	.04550091	64288367	90309043
M_235_R_030.1	7896.2718	6442.6771	6348.68	87.410152	86.99420	79228936	6702380	96815433	30820692	.04547890	00696651	76973030	86.7046622	6499972	813.918666	8.9954058	4907.93834	1.0172297	5.8058168	.79228936	67023805	96815433	61641384	.04547890	01393302	76973030
M_235_R_020.1	1757.9058	2754.7634	769.296	86.631633	894.7141	77236100	6583392	49542291	2638991	.04652158	95389659	75472526	93.130609	4694040	811.54675	8.2182600	4871.60365	8.8842104	6.1812334	.77236100	65833924	95422915	52779823	.04652158	90779319	75472526
M_235_R_025.1	1649.3200	8604.9162	5746.620	91.203443	34.7859	77888441	5090907	394755672	.1926459	.04606981	.9236155	77442557	90.3472076	2465275	810.40825	1.9845999	4883.606408	l.7051985	6.0376647	.77888441	50909073	94755672	38529188	.04606981	.8472310	.77442557
M_235_R_014.1	280.5901	226.6629	1677.502	84.501870	43.18729	78182823	5144701	89183727	26114706	.04537946	00850728	79967460	86.0915042	.6468057	800.85082	8.1145391	4888.987867	L.7778443	5.8864632	.78182823	51447017	89183727	.5222941	.04537946	01701456	79967460
M_235_R_013.1	3798.538	0707.054	1738.5604	4.653374	977.5239	78882286	.647295	288895772	25081732	.04495060	94135465	75259163	83.446341	2229653	1800.35445	2.9342177	4901.688403	3.691116	5.7439187	78882286	.6472952	88895772	50163464	.04495060	88270930	75259163
M_235_R_009.1	1353.5756	1942.7426	039.944	07.469796	788.7304	77815545	8499230	184941026	37709159	.04519821	02020951	74084361	84.9737119	6905188	793.512603	5.0695114	4882.270479	6580592	5.8891390	77815545	84992301	84941026	75418318	.04519821	04041903	74084361
M_235_R_006.1	1032.2558	616.5022	5010.1474	25.42450	737.56839	78376557	6140299	681834177	23606148	.044587194	93625574	75745078	81.2040484	1544431	788.105122	2.6164553	4892.517676	8.2182317	5.7263711	78376557	61402996	81834177	47212297	.04458719	87251149	75745078
M_235_R_026.1	264.8135	886.5466	066.267	45.134367	28.6637	78828094	5733353	280552676	23761638	.04421388	95543094	0.7719928	78.899861	2178607	785.866249	2.6313518	4900.708697	2.6194138	5.6170632	78828094	57333532	80552676	47523276	.04421388	91086189	9.77199281
M_235_R_019.1	287.2575	4687.071	0579.63	71.14752	945.96118	77147791	.633403	980517887	.3448609	.04517360	06847970	79449083	84.8219456	9567786	785.805402	4.4714509	4869.970511	8.5236764	5.9492151	.77147791	.6334039	80517887	68972189	.04517360	13695940	79449083
M_235_R_024.1	212.0094	2382.7991	853.780	11.735694	69.9549	.78931875	3829106	580437426	11119540	.04414516	86985329	78280857	78.4755912	7432523	785.664658	0.4651282	4902.584246	9.8596332	5.5950665	0.78931875	38291065	80437426	22239080	.04414516	73970658	78280857
M_235_R_016.1	5223.3826	3919.736	1406.16	12.762331	840.78392	78357491	4960224	377371877	21838324	.04418501	96173642	78935460	278.721634	2490249	780.287742	2.2725938	4892.170719	1.5073027	5.6559879	78357491	49602243	77371877	43676648	.04418501	92347284	178935460
M_235_R_029.1	123.1676	2636.7315	432.852	79.560702	80.36422	78263815	5686963	976200877	17368818	.04412938	87312190	74391300	78.378186	7594521	778.22629	1.4972680	4890.464671	2.5626890	5.6548234	78263815	56869639	76200877	34737636	.04412938	74624380	74391300
M_235_R_018.1	2038.119	8752.5275	8954.658	49.704563	25.8339	78544942	5404389	0.7448058	23167468	.04381259	96113710	78034980	76.422003	.2033760	775.190230	2.4732661	4895.578093	2.147713	5.5714017	78544942	54043890	7448058	46334937	.04381259	92227421	78034980
M_235_R_004.1	8193.2197	1024.9356	5346.791	88.603597	77.9494	76869263	7888582	472530036	5028258	0.04458363	20767627	80360362	81.1820524	6489779	771.736813	7.1003473	4864.806486	.7902681	5.8704188	76869263	78885824	72530036	00565163	0.04458363	41535254	80360362

Dados analíticos isotópicos U-Pb (MCT1314-LE)

Spot n	umber	Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
	f 206a	ppm	ppm	ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
005-DGM	15.14287	#DIV/0!	3.066863	401.6173	0.007636	2.823045	56.77349	0.026691	56.69719	0.998656	0.767101	2.942402	169.8047	96.27447	1361.677	773.0714	4861.847	143.0551	3.492595
006-DGM	2.558075	#DIV/0!	5.609494	446.2547	0.01257	4.504396	19.12164	0.043099	19.10758	0.999265	0.757996	0.733209	272.0142	51.97531	1731.783	331.1454	4844.788	35.52241	5.614574
007-DGM	3.748685	#DIV/0!	-0.36833	333.1419	-0.00111	5.007157	26.03577	0.046704	25.99303	0.998359	0.777571	1.491141	294.2513	76.48485	1820.533	473.9897	4881.199	72.78556	6.02826
009-DGM	2.573913	#DIV/0!	-0.05882	330.6681	-0.00018	5.165486	18.16614	0.048464	18.14839	0.999023	0.773024	0.802877	305.0831	55.36767	1846.948	335.5192	4872.828	39.12281	6.260904
010-DGM	1.53163	#DIV/0!	-0.01337	424.1634	-3.2E-05	5.275005	8.130846	0.049344	8.094328	0.995509	0.77533	0.769742	310.4931	25.13233	1864.826	151.6262	4877.081	37.54095	6.366373
011-DGM	1.362536	#DIV/0!	-0.10943	392.8281	-0.00028	5.828798	7.989867	0.054469	7.966944	0.997131	0.776119	0.604794	341.9005	27.23903	1950.702	155.8585	4878.531	29.50506	7.008268
003-DGM	1.319187	#DIV/0!	0.553268	476.8818	0.00116	6.841498	4.713251	0.064993	4.675493	0.991989	0.763453	0.5954	405.92	18.97876	2091.11	98.55928	4855.038	28.90688	8.360799
004-DGM	1.463782	#DIV/0!	0.262329	409.3986	0.000641	7.622967	6.850646	0.072159	6.815122	0.994814	0.766184	0.696755	449.1489	30.61005	2187.571	149.8627	4860.139	33.86327	9.241484
005-DGM	1.520111	#DIV/0!	0.526401	456.6961	0.001153	6.86586	7.697279	0.065771	7.658678	0.994985	0.757112	0.769905	410.6258	31.44851	2094.26	161.201	4843.12	37.28745	8.478538
006-DGM	1.464058	#DIV/0!	0.484054	398.2694	0.001215	6.280975	6.443581	0.059562	6.273792	0.97365	0.76481	1.469447	372.9638	23.39897	2015.804	129.89	4857.574	71.3795	7.677983
007-DGM	1.539764	#DIV/0!	0.882602	639.9623	0.001379	6.390085	9.05755	0.062591	9.032049	0.997185	0.740442	0.679199	391.3656	35.34833	2030.908	183.9505	4811.273	32.67811	8.134346
008-DGM	1.414919	#DIV/0!	7.022496	542.0053	0.012957	5.371247	5.548323	0.051255	5.507073	0.992565	0.760049	0.675301	322.2191	17.74484	1880.281	104.3241	4848.653	32.74298	6.645538
009-DGM	1.377589	#DIV/0!	5.820903	467.6455	0.012447	5.607093	5.250565	0.053392	5.19316	0.989067	0.76166	0.774289	335.3124	17.41331	1917.189	100.6633	4851.678	37.566	6.911266
010-DGM	1.463164	#DIV/0!	2.482629	769.5452	0.003226	5.936271	7.167721	0.056249	7.129613	0.994683	0.765411	0.738138	352.7757	25.15154	1966.558	140.9574	4858.696	35.86391	7.260706
011-DGM	1.395851	#DIV/0!	4.241549	823.2687	0.005152	4.896821	9.620054	0.046513	9.594302	0.997323	0.763557	0.703431	293.0759	28.11859	1801.709	173.3254	4855.232	34.1532	6.03629

DETERMINAÇÃO DE δ^{13} C e δ^{18} O											
IDENTIFICAÇÃO	№ DO PONTO DO LOCAL DE COLETA	δ ¹³ C ‰ (V-PDB)	Incerteza Propagada δ ¹³ C ‰	δ ¹⁸ O ‰ (V-PDB)	Incerteza Propagada δ ¹⁸ O ‰						
MCT1314-LE	1	-4.37	0.08	-7.04	0.08						
MCT1314-LE	2	-4.71	0.11	-6.70	0.09						
MCT1314-LE	3	-3.43	0.07	-7.43	0.11						
MCT1314-LE	4	-3.91	0.07	-6.71	0.10						
MCT1314-LE	5	-5.56	0.09	-5.94	0.10						
MCT1314-LE	6	-5.18	0.07	-5.46	0.09						
MCT1314-LE	7	-4.09	0.10	-5.25	0.10						
MCT1314-LE	8	-3.34	0.08	-4.77	0.07						
MCT1314-LE	9	-6.50	0.08	-5.83	0.07						
MCT1314-LE	10	-5.12	0.07	-5.27	0.06						
MCT1314-LE	11	-3.81	0.08	-6.11	0.06						
MCT1314-LE	12	-4.28	0.08	-5.91	0.08						
MCT1314-LE	13	-2.26	0.06	-5.89	0.06						
MCT1314-LE	14	-2.05	0.08	-5.93	0.09						
MCT1314-LE	15	-2.60	0.08	-5.77	0.09						
MCT1314-LE	16	-2.65	0.07	-5.82	0.06						
Sebecus	1	-5.23	0.08	-5.75	0.06						
Sebecus	2	-5.17	0.08	-5.84	0.04						
Sebecus	3	-5.24	0.09	-5.83	0.10						
Sebecus	4	-4.93	0.09	-5.92	0.11						
Sebecus	5	-4.48	0.06	-5.96	0.05						
Sebecus	6	-4.08	0.07	-5.97	0.07						
Sebecus	7	-2.68	0.06	-6.53	0.10						
Sebecus	8	-3.34	0.05	-5.92	0.06						

ANEXO D – Planilha com dados analíticos Isótopos Estáveis de carbono e oxigênio

Lote 1 Número: MCT 6945-I Categoria: fóssil. Amostra: molusco gastrópode. Concha e sedimento interno, contendo um segundo espécime menor na abertura (2) Nível estratigráfico: provável Sequência S2. Taxon: *Eoborus sancti-josephi* (M^{AURY}, 1935) – Pulmonata / Strophocheilidae. Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS













Lote 1 Número: MCT 6946-I Categoria: fóssil. Amostra: molusco gastrópode. Concha e sedimento interno. Nível estratigráfico: provável Fácies B, Sequência S1. Taxon: ?*Eoborus*, ? *Bulimulus*,? *Itaborahaia* – Pulmonata Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS







Lote 1 Número: MCT 1321-LE Categoria: mineral. Amostra: amostra calcário oolítico, contendo molde interno de gastrópode portador de concha cono-espiralada Nível estratigráfico: Fácies C, sequência S1. Taxon: ---Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS













Lote 1 Número: MCT 1318-LE Categoria: mineral. Amostra: amostra calcário / marga friável, de coloração acinzentada e fossilífero Nível estratigráfico: sequência S2. Taxon: ---Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS







Lote 1 Número: mct 1314-le Categoria: mineral. Amostra: amostra calcário / marga friável, de coloração escura com deposição de fe (precipitado óxido) Nível estratigráfico: sequência s2. Taxon: ---

Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS












MACROS









Lote 2 Número: MCT 1834- R Categoria: fóssil. Amostra: Epífise distal de fêmur direito Nível estratigráfico: Taxon: Croc Indet. (?Eocaiman) Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS







Lote 2 Número: MCT 1855 - R Categoria: fóssil. Amostra: 2 fragmentos de plastrão Nível estratigráfico: proc.: provável S2 Taxon: Testudinho (? Podocnemidiae) Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS





















Lote 2 Número: MCT 1324 - LE Categoria: Amostra mineral – Fóssil (branco – alaranjado; permineralizado) Amostra: Ossos longos de vertebrado – coloração: matriz --} esbranquiçado (friável) Nível estratigráfico: proc.: Taxon: Obs: Escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS

















Lote 2 Número: MCT 1316 - LE Categoria: Amostra mineral Amostra: Fóssil de vertebrado incluso (mamífero?) Calcário terrígeno fossilífero / coloração marrom (tonalidade média) Nível estratigráfico: proc.: Obs: Escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS









Lote 3 Número: DGM 335-M Categoria: mamífero Amostra: Caradnia Vierai (paulacouto, 1952) – fragmento indeterminado de 3,05cm (osso longo?) Coletor: Júlio da Silva Carvalho, 1949 Nível estratigráfico: Canal preenchido por margas – S2 Taxon: Xenungulata Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS









Lote 3 Número: DGM 235 - R Categoria: Amostra fossilífera Amostra: Fragmento de maxilar direito contendo 8 dentes Nível estratigráfico: fácies A/S1 Taxon: Sebecus (Price e Paula Couto, 1946) Obs: Crocodyliforme / mesoeucrocodylla

MACROS









Lote 3 Número: DGM 294-M Categoria: Mamífero Amostra: Fragmento de mandíbula com 2 dentes (1 completo + 1 incompleto) Nível estratigráfico: canal preenchido por margas, S2 Taxon: *Tetragonostylops apthomasi* (Price e Paula Couto, 1950) – (Astrapotheria) Obs: escalas para 1 e 2 igual 1cm

MACROS























Lote 3 Número: MCT 1320-LE Categoria: MINERAL Amostra: Precipitado Químico Nível estratigráfico: Taxon: Obs: 1 amostra

MACROS













Lote 3 Número: MCT 1323 - LE Categoria: M Amostra: Amostra de Calcário Nível estratigráfico: S 2 Taxon: Obs: 3 amostras – friável de coloração bege – amarronzado; fossilífero

MACROS













Lote 4 Número: MCT 1853 - R Categoria: Fóssil Amostra: Fragmento próxima de fêmur direito Nível estratigráfico: canal preenchido por margas – S2? Taxon: Sahitisuchus – c.f. Kellher et.al. 2014

MACROS











Lote 4 Número: MCT 1315 - LE Categoria: fossilífero Amostra: Bloco de matriz carbonática contendo 2 dentes serrilhados Nível estratigráfico: fácies B/S1 Taxon: Sahitisuchus – c.f. Kellher et.al. 2014 (crocodyliforme/mesoeucrocodylia) Obs: lâminas <u>A</u> e <u>B</u>

MACROS



MICROS A















MICROS B











Lote 4 Número: DGM 303 - R Categoria: fossilífero Amostra: Fragmento de dente – raiz e colo Nível estratigráfico: fácies A/S1 Taxon: Croc Indet. Obs: Maior Croc. De Itaboraí

MACROS







Lote 4 Número: MCT 1319 - LE Categoria: fossilífero Amostra: Concita planoespiralada de pequena dimensão Nível estratigráfico: S2? Taxon: *Biomphalaria Itaboraiesis* (Mezzalira, 1946) – Obs: (Pulmonata) (Planorbidae)

MACROS







Lote 4 Número: MCT 1326 - LE Categoria: Amostra mineral Amostra: Calcário / Marga friável e de coloração cinza – escudo; Nível estratigráfico: S2 Taxon: Obs: Fossilífero

MACROS

1









Lote 4 Número: MCT 1322 - LE Categoria: Amostra mineral Amostra: Amostras de Calcário friável; amarelado, contendo vários restos de Crocodyliforme (indet) Nível estratigráfico: S2 ou fáceis B/S1

MACROS











Lote 4 Número: MCT 1317 - LE Categoria: Amostra mineral Amostra: "Calcário cinzento" de coloração clara esbranquiçado Nível estratigráfico: Fácies B/S1

MACROS















ANEXO F – Artigo submetido à publicação

U-Pb carbonate age constraints of the Early Miocene (ca. 23-21 Ma) from Barreiras and Pirabas Formations: Implication on sea level oscillations.

Lucas Sant'Anna de Carvalho^a; André Eduardo Piacentini Pinheiro^a; Marco Helenio Coelho^a; Maria Virginia Alves Martins^{a, b}; Orangel Antonio Aguilera Socorro^c, Armando Dias Tavares^a; Benedini, Leonardo^d, Mauro Cesar Geraldes^a.

Rio de Janeiro State University, Av. São Francisco Xavier, 524, Lab-4037F, Maracanã. CEP. 20550-013, Rio de Janeiro, Brazil. e-mail: <u>lucascarvalho.pro@hotmail.com;</u> <u>paleolones@yahoo.com.br; marco.helenio@gmail.com; tavares.armandodias@gmail.com;</u> mauro.geraldes@gmail.com

^bAveiro University, GeoBioTEc Researh Unity, Campus de Santiago, Aveiro, Portugal. virginia.martins@ua.pt.

^cFluminense Federal University, Paleoecology and Global Changes Laboratory, Rua Marcos Waldemar de Freitas Reis, S/no, Campus Gragoatá, Bloco M, Lab. 110, CEP. 24210-201, Niterói, Rio de Janeiro, Brazil. e-mail: orangelaguilera@id.uff.br.

^dCátedra de Geología Histórica, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur and INGEOSUR, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. benedini.leo@gmail.com

1. Abstract

One of the most significant Cenozoic marine transgressions in South America occurred during the late Oligocene to early Miocene. This event encompassed inland and marginal inundation by marine waters from the Pacific and the Atlantic oceans, affecting significant areas of Argentina, Uruguay, Paraguay, Bolivia, and Brazil. In particular, the related sea level change
is of fundamental importance in the evolution of the entire Brazilian coast. Due to its protracted passive nature, it constitutes a highly favorable setting for studying the Neogene sea-level rise episode.

The present contribution allows progress on the temporal constraints of the Pirabas and Barreiras formations through U-Pb carbonate geochronology (22 to 23 Ma). The newly reported ages allow interpreting them as representative of the maximum levels of this transgressive episode along the Brazilian coasts. Moreover, the present work delineates the steps for corrected sampling and summarizes the existing laboratory U-Pb La-MS-ICP techniques, offering an appropriate guide for enhancing analytical protocols. U-Pb dating of carbonates holds significant potential for sedimentary and diagenetic dating of geologically relevant events.

1. Introduction

The Upper Oligocene to Lower Miocene sedimentary shelves reported around the world register the highly variable environmental changes developed along the time interval (Backman and Raffi, 1997; Atwater and Stock, 1998; Abdul et al. 2003; Barreda and Palazzesi, 2007; Akgun et al. 2007; Abelson et al. 2008; Badgley et al. 2008; Backman et al. 2012; Beddow et al. 2016). In particular, the Northeast Brazilian coast constitutes a highly relevant area for providing a complementary database to enable a better reconstruction of the impact of the global Oligo-Miocene and Miocene transgressive–regressive events (Rossetti et al. 2013; Bittencourt et al., 1979), including parts of the Amazon river drainage and the Rio the Janeiro area (Caputo and Soares, 2016).

Correlative marine records are extensively exposed along the entire South American region, particularly along Patagonia, Central, and Northern Argentina, as well as in southern Paraguay and Bolivia (Windhausen, 1925; Camacho 1967; Marshall, 1977; Pomposiello et

al., 1995; Parras e Cuitiño, 2021) where the Lower Miocene Marine transgression occurs related to both, the Atlantic and Pacific margins. Later, these rocks were partially linked to correlative Andean uplift and foreland basin development (named the 'Patagoniense'' and ''Entreriense'' horizons). Finally, the Andean deformation, which advanced eastward during this interval, uplifted and deformed part of the Miocene marine layers by subsequent westward overthrusts (Encinas et al., 2013).

Until now, several temporal and paleoenvironmental controversies remain active about the time-spam and genesis of these deposits (e.g., Bossi et al., 1999; Rossetti et al., 2013; Moura-Fe, 2014).). First, these strata have often been considered entirely continental (e.g., Mabesoone et al. 1972, Suguio et al. 1986, Vilas-Bôas et al. 2001, Lima et al. 2006). Later, a tidally-influenced inner shelf and coastal marine setting was proposed and documented for the Oligo-Miocene and Miocene deposits on the equatorial margin (e.g., Rossetti et al. 1989, Góes et al. 1990, Rossetti, 2000) and more recently supported by additional information on eastern Brazil (e.g., Rossetti and Góes, 2009, Rossetti and Dominguez, 2012).

The present contribution reviews previously published data focusing on the stratigraphic, sedimentological, and geochronological aspects of the Oligocene and Miocene strata exposed along Rio de Janeiro to Brazil's equatorial and eastern coastal zones. The study aims to show the importance of carbonate U-Pb age records in constraining the Neogene temporal interval in understanding Cenozoic sea-level changes.

2. Stratigraphic framework

2.1. The Barreiras Formation

The Barreiras Formation extends from Rio de Janeiro to the Amazon River (Suguio, 1985; Bezerra et al., 2006) and consists of a sandy braided fluvial unit with a flooding channel built on strong gradients and a predominantly arid climate subject to oscillations by post-

depositional alterations (Figure 1). (Alheiros et al.1988; Brêda, 2012). These continental environments consist predominantly of gravel, massive and stratified quartz sandstones, and interbedded with mudstones with the participation of gravitational flows (Morais et al. 2006; Suguio et al. 1986; Figure 2). Locally, continental succession is associated with alluvial fans and littoral facies (Alheiros and Lima Filho, 1991), presenting a marine influence around the coastal portion evidenced by dinoflagellate cysts content and foraminifera chitinous remains (Arai et al. 1988). However, related deposits are predominantly ferruginous and overlay the Precambrian basement, and the Cretaceous siliciclastic deposits and Tertiary limestones (Morais, 2007; Suguio and Nogueira, 1999; Ghignone, 1979).

The Miocene age of the Barreiras Formation was proposed by Lima et al. (2007) and Lima (2008) for the coast of Ceará and Rio Grande do Norte and Bahia. According to the author above, the 40 Ar/ 39 Ar ages showed that the Barreiras sediments were already deposited and weathered for the Middle Miocene (13.6±1.4 Ma). Moreover, the weathering process was extended until 7,7±0.4 Ma. In contrast, the (U-Th)/He results reveal that the sediments were deposited at about 17.8±1.8 Ma, whereas the ferruginization process extended to the same interval (7.5±0.8 Ma). The oldest ages reported by Lima et al. (2007) (around 18 Ma) provide the lower deposition limit for the Barreiras Formation. Finally, the (U-Th)/He dated detrital pisolites provide ages that range between 43.2±4.3 and 21.6±2.2 Ma (Hann, 2021). The youngest age provides the upper limit for deposition of the Barreiras Formation. In summary, the Barreiras Formation rocks disposed on the east coast of Ceará state spam between the lower Miocene series (18 Ma, Burdigalian to 22 Ma, Aquitanian).

A significant erosive phase follows the deposition of the Barreiras Formation, resulting in the dissection of the post-Barreiras surface in residual models of flat tops and steep slopes, named Coastal Tablelands (King, 1956; Mabesoone, 1966). This element

represents flat-topped cliffs with a gentle slope towards the ocean (Matoso e Robertson, 1959; Souza, 2008).



Figure 1: Occurrences of sediments correlated to the Barreiras Formation along the Brazilian coast.



Figure 2: Fluvial model interpreted by facies association. Proximal gravel deposit (Miall, 1996), interpreted for the deposits identified in sections Macaé-04 and Macaé-42; Adapted from Breda, 2012.



Figure 3: Geological map covering the studied area on the Rio de Janeiro coast, highlighting the Cenozoic units. Modified from Schobbenhaus et al. (1984) and Morais et al., 2006.

2.2. The Pirabas Formation

In northern Brazil, an Oligocene-Miocene carbonate platform occurs, including in the Foz do Amazon Basin, the Pará-Maranhão Basin, and the Barreirinhas Basin in the coastal plain of the states of Pará and Maranhão and present similar stratigraphic characteristics (Figure 4). Locally, these carbonate deposits are exposed along the coastal plain of the State of Pará and are constituted by the Pirabas Formation (Aguilera and Paes, 2012). The Pirabas Formation was formed in a shallow marine environment and covered by siliciclastic sediments from the Amazon delta and coastal plain drainages during the late Miocene. It presents a high density and diversity of fossils, including mollusks, bryozoans, and coral assemblages. The Pirabas formation consists of carbonates interbedded with minor mudstones and sandstones. The carbonates are stratified and non-stratified biocalcirudites, marls, calcilutites, and biohermites. Sedimentary structures include plane-parallel lamination, tabular cross-stratification, wavy-linsen heterolithic deposits, and, less commonly observed, low-angle truncating stratification, and hummocky cross-stratification. Symmetrical ripple marks, plant remnants, and mud intraclasts are common features (Rossetti et al., 2013). The paleoenvironmental analysis of sea-level oscillations based on skeletal and foraminiferal assemblages support an equatorial passive margin during the Oligocene – Miocene interval (Sierra et al., 2023). The authors described an assemblage dominated by large benthic foraminifera taxa related to the Oligocene–Miocene transition.

Moreover, paleoclimatic interpretations show mean annual atmospheric temperatures between 24.6 °C and 25.0 °C and mean annual precipitation between 1849 and 2423 mm (Stewart et al., 2017; Egger et al., 2018; Haq et al., 1987). Both terrestrial and oceanic paleotemperatures are related to the final stages of an abrupt interglacial global cooling episode developed at the Oligocene-Miocene boundary, the Mi-1 glaciation. This event is followed by a worldwide warming period with a mid-Miocene climatic maximum (Stewart et al., 2017; Egger et al., 2018; Haq et al., 1987).



Figure 4. Schematic geological map and geotectonic model. (Modified from Aguilera et al. 2013).

3. The U-Pb method in carbonates: a new approach for sedimentary rocks

The U-Pb method via LA-ICP-MS has gained significant interest in investigating carbonatic rocks. Carbonate minerals form in a wide variety of geological environments as primary and secondary mineral phases, including diagenetic, biogenic, igneous, metamorphic, and hydrothermal environments. These minerals can accumulate uranium in formation, making them potentially suitable chronometers for U-Pb and U-Th geochronology.

This technique is similar to that used for minerals rich in U, such as zircon. However, an additional correction phase for common Pb is required, obtained through normalizing unknown samples with a standard analyzed in the same run of unknown samples. The sample image is an essential tool for evaluating the crystalline growth of the vein. So, the samples were prepared as chips on epoxy resin and polished slabs. At first, images of the samples were taken by optical cathodoluminescence (CL) to observe internal features and classification.

To set up the routine in Multilab UERJ, preliminary tests combined the use of zircon standards and NIST 612 glass as Pb isotope mass bias correction with carbonate matrix reference materials WC1 (254.4 \pm 1, 6 Ma), ASH 15 (2.965 \pm 0.011 Ma) and JT (13.75 \pm 0.11 Ma). The final analytical protocol was set up by combining NIST 612 glass and WC1. Few application examples may be found in the Brazilian literature about U-Pb ages to understand the geological processes of carbonate formation. One example corresponds to the carbonate veins filling falts in the Potiguar Basin successfully dated and yielded ages between 45 and 30 Ma, suggesting a causal relationship between magmatism and brittle deformation (Cardoso et al., 2003). A second application example used f carbonate samples from the South American platform basins (Almim et al., 2004)

In conclusion, interpreting the results obtained in preliminary tests makes it possible to conclude that laboratories can use NIST 612 as a standardizer of Pb and U ratios combined with carbonate analyses. The use of optical cathodoluminescence together with LA-ICP-MS is a robust tool for the initial screening of carbonate samples, known for their heterogeneity and low concentration of U. The combination of these techniques was essential for the analytical success of this work, assisting in the evaluation of areas with a higher concentration of U in the samples, in addition to discarding samples where it would not be possible to obtain ages. The ages in this work correlate with events in literature and regional tectonics, which shows that it is an essential tool for carbonatic studies.

4. Materials and methods

The sample MCT 1314-LE collected in the S2 sequence of the Itaboraí basin (Bergqvist and Moreira, 2002; Bergqvist et al., 2009) (Figure 5A) corresponds to a grey limestone marl that fills a fracture that cuts older travertine and clay-limestone layers. This mineral sample carries an indeterminate fossiliferous material. The specimen DGM 294-M (Fig. 5A) corresponds to a mandibular fragment with two associated teeth of *Tetragonostylops apthomasi* (Astrapotheria, Mammalia). DGM 235-R (Figure 5B) corresponds to a small sample extracted from a fossil consisting of a maxilla fragment that preserves eight teeth of *Sebecus sp.* (Sebecidae, Crocodyliformes).

On the other hand, fossils from the Piarabas Formation were analyzed in disaggregated sediment by elaborating thin sections. Aguilera et al. (2013) studied the abundance of microorganisms. All these samples from the Itaborai basin were immersed in epoxy resin to be sawn and polished for later isotopic analysis. A thin layer of gold was pulverized for samples containing fossils for SEM (Scanning Electron Microscope) imaging to reveal their external and internal structures. For the development of this study, two tin sections were analyzed using the U-Pb method using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS). The fossil fragments from the Pirabas Formation were documented onto an epoxy resin disc, polished, and coated with gold film. Fragments were documented with SEM (Scanning Electron Microscope) images to reveal their external and internal structures.

4.1 Carbonate U-Pb procedures.

Samples DGM 235-R, DGM 294-M, and MCT 1314-LE were dated by U-Pb geochronological method using a Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-ICP-MS) at MuiltiLab (Rio de Janeiro State University). The LA-ICP-MS

mass spectrometer procedures are defined to quantify the abundance of particles of interest masses in a sample. Depending on the type of equipment used, where the samples are ionized, the positively charged ions are accelerated by a high-voltage field to form a beam (Geraldes, 2010). In the case of ICP-MS, the samples are ionized using an inert gas plasma (Ar).



5. A) Optical petrography image of the fossil of *Tetragonostylops apthomasi*. Only areas 1, 2, and 9 had enough uranium low values to be analyzed by U-Pb dating. B) Optical petrography image of the fossil of Sebecidae, Crocodyliformes. (C) Thin section of Pirabas Formation carbonate; (D) Pirabas carbonate backscattered electron image obtained by Electronic Scanning Microscope.

This work used the LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) model New Finnigan Neptune MC-ICP-MS coupled with a laser ablation system Excimer 193 nm. Characterized as a high-resolution multi-collector for isotope ratio measurements, its configuration allows it to simultaneously detect a wide range of element nuclides, using nine Faraday collectors and six ion counters, which can be combined in a suitable configuration for the isotopes of interest to the U-Pb method. In this sense, the reading of U-Pb isotopes was carried out, a new procedure for analyzing the isotope ratios in carbonate material, using the LA-ICP-MS equipment coupled with a laser ablation system including carbonatic reference material. The analysis consists of reading the concentrations of the isotopes of the elements by the material volatilization system using the laser ablation method. The equipment used allows to make craters in diameters of up to 100 μ m, with a frequency of 6 - 20 Hz for 40 seconds and between 10% laser energy.

The acquisition process is composed of a sequence, which starts with the analysis of the blank, which is the measurement of the data carried out in the passage of the gas-only, measured as the background. Later, a shot made in a standard WC-01 is measured. If the data are compatible with the results obtained in the literature for the standard, the analysis sequence of nine craters of unknown samples can be started. The choice of the location where the crater will be made is aided by the cathodoluminescence images and the image provided by the equipment camera. The laser is positioned at the chosen area, and the beam is manually activated, starting the ablation process and data acquisition in 40 cycles. At the end of the unknown analyses, data from a secondary reference material is acquired, ending the spreadsheet with the reading of a second WC-01 and a blank. The U-Pb results obtained by LA-ICP-MS were treated in an offline spreadsheet for blank correction; the WC-01 reference material age obtained (Table 1) is $252,6 \pm 2$ Ma (accepted age of 253 ± 9 Ma according to Roberts and Walker, 2016).

Spot	207Pb	206Pb	238U	207Pb/20	2s%	207Pb/23	2s%	206Pb/238	2s%	RHO
	CPS	CPS	CPS							
WC1 01	17489,69	2000,922	81438	0,15992	5,327664	1,072721	5,327886	0,04865	0,904419	0,169752
WC1 02	19700,65	4179,944	82654	0,12586	5,657079	0,796876	5,657266	0,04592	0,914634	0,161674
WC1 03	17471	2991,385	82024	0,23336	4,799451	1,77288	4,799768	0,0551	0,907441	0,189059
WC1 04	8008	922,5216	45013	0,17122	5,209672	1,184404	5,209913	0,05017	2,292206	0,43997
WC1 05	7393,538	781,7289	35820	0,16237	7,538338	1,096096	7,538497	0,04896	1,348039	0,178821
WC1 06	7704	1051,981	40918	0,12334	9,923788	0,753541	9,923887	0,04431	1,534642	0,154641
WC1 07	6721	902,1598	34698	0,13655	8,377884	0,890353	8,378017	0,04729	1,395644	0,166584
WC1 08	2172	533,4432	12429	0,13423	10,16166	0,858754	10,16177	0,0464	1,508621	0,14846
WC1 09	1972,726	310,4495	10444	0,21889	11,49436	1,640011	11,49449	0,05434	2,576371	0,22414
WC110	2222,023	231,6564	10196	0, 18251	16,15254	1,303268	16,15262	0,05179	3,050782	0,188872
WC111	7228	1156,841	342.56	0,16005	13,27085	0,975613	13,27093	0,04421	1,945261	0,146581
WC112	6787	731,978	342.53	0,10785	20,13908	0,614592	20,13912	0,04133	2,129204	0,105725
WC113	7735	1481,949	33909	0, 19159	11,90041	1,223873	11,9005	0,04633	2,028923	0,170491
WC114	6895	875,665	35180	0,127	15,30709	0,750686	15,30715	0,04287	1,959412	0,128006
WC115	2089,021	218,5166	31539	0,12444	25,04018	0,843477	25,04023	0,04916	3,376729	0,134852
WC116	2155,75	244,217	28737	0,13782	20,3744	0,94424	20,37446	0,04969	3,099215	0,152113
WC118	2224,683	235,2273	11010	0,12277	26,87953	0,816922	26,87957	0,04826	3,356817	0,124884
WC1 20	28396	5952,086	104037	0,20961	4,42727	1,47164	4,427563	0,05092	0,667714	0,150809
WC121	5951,423	760,0437	23824	0,16055	12,15821	1,068757	12,1583	0,04828	1,988401	0,163543
WC1 22	6711	1157,178	35893	0,17243	8,397611	1,174705	8,397756	0,04941	1,497673	0,178342
WC1 23	7885,909	1207,911	32177	0,18175	8,627235	1,36876	8,627408	0,05462	1,684365	0,195234
WC124	7487,484	670,4166	36981	0, 10441	11,87626	0,66337	11,87635	0,04608	1,5625	0,131564
WC125	2907,609	303,1389	17271	0,11996	16,73891	0,750093	16,73897	0,04535	2,46968	0,147541
WC1 26	1953,265	260,2188	8968	0,1681	24,36645	1,111367	24,3665	0,04795	4,462982	0,183161
WC1 27	2601,208	527,7877	12089	0,23657	11,53147	1,864787	11,53161	0,05717	2,58877	0,224493
WC1 28	1985	296,2811	13426	0,14926	16,7761	0,906548	16,77615	0,04405	2,814983	0,167797
WC1 29	2538,956	493,2371	13453	0,22158	10,68689	1,602118	10,68701	0,05244	2,440885	0,228397
WC1 30	2093	322,4894	13963	0,15408	13,81101	0,999556	13,81109	0,04705	2,50797	0,181591
WC1 31	3060,22	598, 5408	15883	0,2288	9,51049	1,693124	9,510641	0,05367	2,235886	0,235093



Figure 6. Concordia diagram for the results obtained in this investigation for the WC-01 reference material (252 ± 2 Ma). The accepted age in literature is 253 ± 9 Ma (Roberts and Walker, 2016).

5. Carbonate U-Pb geochronology

We present the results of 51 shots on a thin section with paleo vertebrate fossils. The ages obtained for samples are similar. For the *Tetragonostylops apthomasi* DGM 294-M (Figure 05 A), we obtained an age of 23 ± 7 Ma (Figure 7A), totaling 15 craters (results from Table 2). Meanwhile, eighteen (18) craters were made in the fossiliferous tin section (sample MCT 1314-LE), yielding an age of 22 ± 8 Ma (Table 3, Figure 7B). The Pirabas carbonate (Figures 5

C and D) had 18 spots, and the results (Table 4) plotted in the Concordia diagram yielded an

age of 21 ± 6 Ma (Figure 7C).

SPOT	206Pb/2082	207Pb/208	206Pb/204	2sigma(%)	207Pb/204	2sigma(%)	208Pb/204	2sigma(%)	SPOT	207Pb/206	2sigma(%)	207Pb/235	2sigma(%)	206Pb/238	2sigma(%)	Rho
DGM 294-M (1)	0,473489	0,381937	20,53171	1239,648	11,79793	1476,598	29,07951	1540,95	06_MAS_1	0,702646	3,079985	20,27353	5,446901	0,209262	4,492486	0,824778
DGM 294-M (2)	0,484066	0,388122	21,74908	777,792	12,75941	622,724	30,47882	768,2831	07_MAS_1	0,691179	3,10547	19,98697	5,233316	0,209727	4,212321	0,804905
DGM 294-M (3)	0,476943	0,383841	23,54721	868,9418	12,65968	914,022	33,61691	454,1941	08_MAS_1	0,686641	3,116904	22,36114	5,579066	0,236191	4,62719	0,829384
DGM 294-M (4)	0,459779	0,383978	16,51659	2805,807	9,187517	2213,636	22,41631	2599,131	09_MAS_1	0,705287	3,060459	25,03837	6,140859	0,257477	5,323884	0,866961
DGM 294-M (5)	0,482464	0,383833	29,36779	760,8225	13,55636	883,0102	34,74088	714,2804	10_MAS_1	0,665113	3,013104	22,26222	5,384945	0,242757	4,463052	0,828802
DGM 294-M (6)	0,436811	0,359907	5,084429	5604,267	2,072119	8776,999	6,809505	3890,896	11_MAS_1	0,681973	4,033406	4,902053	6,727794	0,052133	5,384686	0,800364
DGM 294-M (7)	0,504458	0,376015	-0,13103	14129194	-0,21128	1026592	1,489322	102601	12_MAS_1	0,610867	4,327033	4,412693	6,787022	0,052391	5,22881	0,770413
DGM 294-M (8)	0,461125	0,378134	6,217159	2386,824	2,415349	3440,187	5,737355	3677,786	13_MAS_1	0,665475	4,062693	4,853568	6,52638	0,052897	5,107657	0,782617
DGM 294-M (9)	0,46605	0,361708	10,46663	811,0924	4,557567	746,5372	10,64596	863,6227	14_MAS_1	0,623749	4,415363	4,667368	6,878435	0,05427	5,274224	0,766777
DGM 294-M (10)	0,490231	0,366066	4,389606	8581,305	2,183771	3712,671	5,790721	3299,712	15_MAS_1	0,594379	4,50354	4,244901	6,784094	0,051797	5,073664	0,747876
DGM 294-M (11)	0,433309	0,3828	20,61015	2956,928	7,671241	3043,57	21,96568	2889,622	16_MAS_1	0,696526	3,748542	13,66904	6,087674	0,142331	4,796687	0,787934
DGM 294-M (12)	0,477062	0,395141	5,554828	3996,103	1,743415	6995,025	4,016416	6332,017	17_MAS_1	0,646904	3,996599	14,05148	6,26896	0,157536	4,829809	0,770432
DGM 294-M (13)	0,465609	0,381221	-1,27834	99503,66	-0,39748	148714,6	-0,96735	149920,6	18_MAS_1	0,633513	4,182955	12,93919	6,431143	0,148132	4,884924	0,759573
DGM 294-M (14)	0,482897	0,401699	4,374367	29336,25	1,348106	33996,22	4,456673	16482,06	19_MAS_1	0,637708	3,888506	14,78586	6,09843	0,16816	4,697912	0,770348
DGM 294-M (15)	0,448448	0,358245	11,3869	669,1654	3,806777	724,9442	10,43085	565,9406	20_MAS_1	0,606813	4,002131	13,46544	6,208939	0,16094	4,746986	0,764541
DGM 294-M (16)	0,464598	0,363504	5,656133	517,3501	4,033986	956,3243	10,42243	747,3835	06_MAS_1	0,66847	6,092636	7,310031	8,140682	0,079311	5,39912	0,663227
DGM 294-M (17)	0,483701	0,386637	2,753553	5188,092	2,376095	3714,188	2,89312	21514,62	07_MAS_1	0,670182	5,645503	7,025711	7,5905	0,076032	5,073853	0,668448
DGM 294-M (18)	0,453174	0,362776	1,956191	8057,513	0,81503	32847,85	2,772575	19652,26	08_MAS_1	0,658881	5,701744	7,969153	7,553815	0,087721	4,954819	0,655936
DGM 294-M (19)	0,461001	0,39151	4,727781	317,5849	3,509876	454,8314	8,654536	272,4475	09_MAS_1	0,686417	5,658525	6,58268	7,648886	0,069553	5,146509	0,672844
DGM 294-M (20)	0,497941	0,384405	3,488372	941,8326	2,967904	959,8096	5,873597	1315,422	10_MAS_1	0,612929	6,053463	6,485614	7,925596	0,076743	5,115727	0,645469
DGM 294-M (21)	0,512814	0,386477	1,33431	20420,52	1,092285	17050,52	2,820584	14309,99	11_MAS_1	0,587967	5,847127	2,520905	7,698803	0,031096	5,008261	0,650525
DGM 294-M (22)	0,522748	0,400926	-1,18854	26752,05	-0,82898	40035,02	-1,89705	38100,37	12_MAS_1	0,588141	6,037749	2,509092	8,195665	0,030941	5,542067	0,676219
DGM 294-M (23)	0,511063	0,383779	4,609216	2197,806	1,97205	20008,49	7,909835	3217,939	13_MAS_1	0,56619	8,302394	3,394807	10,76434	0,043486	6,851375	0,636488
DGM 294-M (24)	0,551145	0,398695	0,319938	168738,7	0,37741	56574,15	-0,24631	1196807	14_MAS_1	0,536415	6,225343	1,357818	8,933936	0,018359	6,407833	0,717246
DGM 294-M (25)	0,496653	0,376974	3,324134	897,0763	2,409582	1653,184	5,583104	1634,961	15_MAS_:	0,553697	6,907674	1,816486	13,71434	0,023794	11,84767	0,3633339
DGM 294-M (26)	0,455861	0,376166	5,997987	1730,613	4,593849	2069,786	13,76011	1395,085	16_MAS_:	0,59233	5,393182	6,914999	13,38535	0,084669	12,25076	0,915237
DGM 294-M (27)	0,50813	0,384132	1,385101	5502,873	1,323429	3134,557	3,865955	1865,425	17_MAS_1	0,534116	6,66136	2,586454	8,90234	0,035121	5,905755	0,663394
DGM 294-M (28)	0,483593	0,383558	2,977041	841,3179	2,480341	603,2215	4,920544	1243,094	18_MAS_1	0,551698	6,250324	2,18435	8,783363	0,028716	6,170974	0,702575
DGM 294-M (29)	0,477855	0,352197	2,368388	1107,958	1,278887	4338,832	2,626762	6244,522	19_MAS_1	0,504853	7,231684	1,852279	9,644363	0,02661	6,380946	0,661624
DGM 294-M (30)	0,439006	0,338504	2,071976	1739,008	1,580196	2143,536	5,308874	575,0886	20_MAS_1	0,520229	6,559389	1,665008	8,924145	0,023212	6,051015	0,67905

Table 02 - U-Pb analytical results on fossil carbonate DGM 294-M, corresponding to Tetragonostyl apsapthomasi.

Table 03 - U-Pb analytical results on fossil carbonate MCT 1324 LE, corresponding carbonate-precipitated sample.

SPOT	207Pb(cps	206Pb(cps	208Pb(cps	202Hg(cp)	204Pb(cps	207Pb/206	20(%)	207Pb/235	20(%)	206Pt/238	20(%)	ρ	AgePb206	2ơ(abs)	AgePb207	2ơ(abs)	AgePb207	2ơ(abs)	Concordân	207Pb/206	20(%)	207Pb/235	20(%)	206Pt/238	20(%)	ρ
MCT_131-	49407,1	56808,8	138516,5	650,6496	2507,141	0,825012	1,22454	53,09014	3,738446	0,466715	3,532207	0,944833	2469,141	72,86563	4052,04	41,62331	4965,542	17,52067	60,93574	0,825012	1,22454	53,09014	1,246149	0,466715	1,177402	0,944833
MCT_131-	48031,05	55286,3	133592,2	534,1953	2519,795	0,824122	1,171293	54,35595	3,681689	0,47835	3,490402	0,948044	2520,117	73,2204	4075,528	41,07474	4964,006	16,75517	61,83534	0,824122	1,171293	54,35595	1,22723	0,47836	1,163467	0,948044
MCT_131-	67188,77	77518,86	187091,9	719,5038	3348,68	0,822197	1,227767	59,18224	3,701614	0,522052	3,492068	0,94339	2707,878	77,67822	4160,407	41,41469	4960,682	17,57095	65,08686	0,822197	1,227767	59,18224	1,233871	0,522052	1,164023	0,94339
MCT_131	59904,1	68618,26	169539	577,5036	3246,188	0,82814	1,205887	60,28458	3,68587	0,52796	3,483026	0,944967	2732,853	78,05322	4178,838	41,28007	4970,919	17,24793	65,39744	0,82814	1,205887	60,28458	1,228523	0,52796	1,161009	0,944967
MCT_131-	48167,68	55463,2	137654,7	736,9465	2298,521	0,82383	1,808116	60,79791	4,100597	0,535242	3,680437	0,897537	2763,499	83,25149	4187,307	45,59705	4963,503	25,95425	65,99703	0,82383	1,808116	60,79791	1,366866	0,535242	1,226812	0,897537
MCT_131	77983,5	89662,85	219168,9	527,2107	4083,456	0,825044	1,258979	67,37527	3,742786	0,592273	3,524687	0,941728	2998,632	85,07579	4290,005	42,03782	4965,596	18,01672	69,89811	0,825044	1,258979	67,37527	1,247595	0,592273	1,174896	0,941728
MCT_131-	77544,76	89379,9	216500,8	552,8434	4114,532	0,822999	1,114266	67,21496	3,637208	0,592332	3,462324	0,951918	2998,87	83,56599	4287,621	40,93912	4962,068	15,9359	69,94251	0,822999	1,114266	67,21496	1,212403	0,592332	1,154108	0,951918
MCT_131-	86656,51	99964,75	239370,5	693,6771	4413,739	0,82232	1,340566	67,24516	3,848362	0,593087	3,607322	0,937366	3001,927	87,15954	4288,071	43,13129	4960,895	19,1967	70,00647	0,82232	1,340566	67,24516	1,282787	0,593087	1,202441	0,937366
MCT_131	81063,71	93173,19	228195,2	566,1354	4448,715	0,82532	1,165717	68,78315	3,648975	0,604447	3,457763	0,947598	3047,732	84,52605	4310,7	41,09489	4966,071	16,67337	70,70155	0,82532	1,165717	68,78315	1,216325	0,604447	1,152588	0,947598
MCT_131	81684,49	93061,53	230031,2	549,4449	4471,342	0,832638	2,61199	70,27843	4,878549	0,612159	4,120525	0,844604	3078,644	101,6593	4332,227	53,96553	4978,616	37,63162	71,06376	0,832638	2,61199	70,27843	1,626216	0,612159	1,373508	0,844604
MCT_131	58202,55	67236,16	161999,9	756,9974	3139,561	0,821156	1,180557	54,94353	3,740533	0,485277	3,549348	0,948888	2550,208	75,19332	4086,249	41,70038	4958,881	16,89238	62,40951	0,821156	1,180557	54,94353	1,246844	0,485277	1,183116	0,948888
MCT_131-	57479,14	66740,93	162475,2	618,0671	3014,697	0,816968	1,165924	56,04574	3,685632	0,49755	3,496356	0,948645	2603,257	75,32236	4106,05	41,16423	4951,608	16,68711	63,40037	0,816968	1,165924	56,04574	1,228544	0,49755	1,165452	0,948645
MCT_131-	74003,14	86078,59	209532,1	522,8294	3939,99	0,815534	1,117801	59,0059	3,662498	0,52475	3,487752	0,952288	2719,293	77,84614	4157,428	41,00521	4949,109	15,996	65,40807	0,815534	1,117801	59,0059	1,220833	0,52475	1,162584	0,952288
MCT_131-	53674,9	61124,98	150936,9	748,8875	2902,798	0,832989	1,616195	57,42507	4,156468	0,49999	3,829379	0,921306	2613,751	82,8144	4130,319	46,08531	4979,215	23,15915	63,28206	0,832989	1,616195	57,42507	1,385489	0,49999	1,27646	0,921306
MCT_131	56311,32	65254,79	157700,8	442,8391	3237,621	0,818597	1,229106	61,31441	3,720723	0,543239	3,511848	0,943862	2796,993	80,18815	4195,758	41,667	4954,442	17,59513	66,66241	0,818597	1,229105	61,31441	1,240241	0,543239	1,170616	0,943862
MCT 131-	67752,08	78390,7	187509,1	443,4748	3751,479	0,81987	1,406651	62,18998	3,811254	0,550141	3,542173	0,929398	2825,76	81,55211	4209,926	42,62728	4956,651	20,15401	67,12138	0,81987	1,406651	62,18998	1,270418	0,550141	1,180724	0,929398
MCT_131-	79256,78	91442,34	220506,6	507,2527	4127,783	0,822197	1,134185	68,05058	3,661161	0,600281	3,481052	0,950806	3030,971	84,73017	4299,984	41,20563	4960,682	16,22351	70,48795	0,822197	1,134185	68,05058	2,440774	0,600281	2,320701	0,950806
MCT 131-	83827,68	96838,15	235196,1	472,6423	4381,346	0,82116	1,123306	67,32168	3,688537	0,594601	3.51333	0,9525	3008,05	85,01025	4289.209	41,47376	4958.887	16.06825	70.13066	0,82116	1,123306	67,32168	2,459024	0,594601	2,34222	0,9525

Table 04 - U-Pb analytical results on Pirabas Formation carbonate.

Spot num	ber	Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
	f 206a	ppm	ppm	ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
005-Samp	15,14287	#DIV/0!	3,066863	401,6173	0,007636	2,823045	56,77349	0,026691	56,69719	0,998656	0,767101	2,942402	169,8047	96,27447	1361,677	773,0714	4861,847	143,0551	3,492595
006-Samp	2,558075	#DIV/0!	5,609494	446,2547	0,01257	4,504396	19,12164	0,043099	19,10758	0,999265	0,757996	0,733209	272,0142	51,97531	1731,783	331,1454	4844,788	35,52241	5,614574
007-Samp	3,748685	#DIV/0!	-0,36833	333,1419	-0,00111	5,007157	26,08577	0,046704	25,99803	0,998359	0,777571	1,491141	294,2513	76,48485	1820, 533	473,9897	4881,199	72,78556	6,02826
009-Samp	2,573913	#DIV/0!	-0,05882	330,6681	-0,00018	5,165486	18,16614	0,048464	18,14839	0,999023	0,773024	0,802877	305,0831	55,36767	1846,948	335,5192	4872,828	39,12281	6,260904
010-Samp	1,53163	#DIV/01	-0,01337	424,1634	-3,2E-05	5,275005	8,130846	0,049344	8,094328	0,995509	0,77533	0,769742	310,4931	25,13233	1864,826	151,6262	4877,081	37,54095	6,366373
011-Samp	1,362536	#DIV/0!	-0,10943	392,8281	-0,00028	5,828798	7,989867	0,054469	7,966944	0,997131	0,776119	0,604794	341,9005	27,23903	1950,702	155,8585	4878, 531	29,50506	7,008268
003-Samp	1,319187	#DIV/0!	0,553268	476,8818	0,00116	6,841498	4,713251	0,064993	4,675493	0,991989	0,763453	0,5954	405,92	18,97876	2091,11	98, 55928	4855,038	28,90688	8,360799
004-Samp	1,463782	#DIV/0!	0,262329	409,3986	0,000641	7,622967	6,850646	0,072159	6,815122	0,994814	0,766184	0,696755	449,1489	30,61005	2187,571	149,8627	4860,139	33,86327	9,241484
005-Samp	1,520111	#DIV/0!	0,526401	456,6961	0,001153	6,86586	7,697279	0,065771	7,658678	0,994985	0,757112	0,769905	410,6258	31,44851	2094,26	161,201	4843,12	37,28745	8,478538
006-Samp	1,464058	#DIV/0!	0,484054	398,2694	0,001215	6,280975	6,443581	0,059562	6,273792	0,97365	0,76481	1,469447	372,9638	23,39897	2015,804	129,89	4857,574	71,3795	7,677983
007-Samp	1,539764	#DIV/0!	0,882602	639,9623	0,001379	6,390085	9,05755	0,062591	9,032049	0,997185	0,740442	0,679199	391,3656	35,34833	2030,908	183,9505	4811,273	32,67811	8,134346
008-Samp	1,414919	#DIV/0!	7,022496	542,0053	0,012957	5,371247	5,548323	0,051255	5,507073	0,992565	0,760049	0,675301	322,2191	17,74484	1880,281	104,3241	4848,653	32,74298	6,645538
009-Samp	1,377589	#DIV/0!	5,820903	467,6455	0,012447	5,607093	5,250565	0,053392	5,19316	0,989067	0,76166	0,774289	335,3124	17,41331	1917,189	100,6633	4851,678	37,566	6,911266
010-Samp	1,463164	#DIV/0!	2,482629	769, 5452	0,003226	5,936271	7,167721	0,056249	7,129613	0,994683	0,765411	0,738138	352,7757	25,15154	1966, 558	140,9574	4858,696	35,86391	7,260706
011-Samp	1,395851	#DIV/0!	4,241549	823,2687	0,005152	4,896821	9,620054	0,046513	9,594302	0,997323	0,763557	0,703431	293,0759	28,11859	1801,709	173,3254	4855,232	34,1532	6,03629



Figure 7. A) Concordia diagram with the U-Pb analysis results performed on the fossil *Tetragonostylops apthomasi*. The age obtained is 23 ± 7 Ma with an MSDW of 1.6. B) Concordia diagram with the U-Pb analysis results performed on the fossil *Tetragonostylops apthomasi*. The age obtained is 22 ± 8 Ma with an MSDW of 1.8. C) Concordia diagram with the U-Pb analysis results performed on the Pirabas carbonate. The age obtained is 21 ± 6 Ma with an MSDW of 2.6.

6. Discussion

Changes in the relative sea level due to climatic changes during the Quaternary played an essential role in the genesis of the sedimentary plains on the Brazilian coast. The results reported here are essential for defining the transgression events' temporal limits on the Brazilian coast basins. Below are discussions of these results in the context of the works reported in the literature.

6.1. Miocene deposition of the Barreiras Formation

In the northern region of Rio de Janeiro, the Barreiras Formation is inserted in the emerged portion of the Campos Basin, being included in the Campos Group and associated with sediments of fluvial origin (Winter et al., 2007). In addition, it outcrops around the Maricá, Jaconé, and Saquarema lagoons (Lagos Region-RJ), "south/southeast of the Macacu basin (Eocene-Oligocene), which is inserted in the Guanabara Rift, whose tectonic and sedimentary evolution was investigated by Ferrari (2001) and Walter, et al., (1994).

Morais et al. (2006) describe the deposits of the Barreiras Formation as massive sandstones or with channeled cross-bedding, containing conglomeratic intervals, in extensive tabular or lenticular packages, intercalated with mudstones and in the region of Búzios (RJ), very thick conglomerate deposits were described, polymitic, massive in lenticular bodies, alternated with muddy matrix sandstones and mudstones. Morais et al. (2006) interpreted the Barreiras Formation deposits as of continental origin, being associated with an intertwined fluvial system, with deposition relevant to alluvial fans, while the outcropping deposits of the Barreiras Formation in the region between Macaé and Quissamã configure two associations, related to an intertwined river system, with main channels flowing northeasterly, and alluvial fans possibly associated with a fault edge.

As it has little fossil content, the age of the Barreiras Group has been discussed with several controversies. In older studies, the age ranged from Oligo-Miocene to Pliocene. In palynomorph studies, by Arai et al. (1988, 1994), have positioned the lower part of the Barreiras Formation in the lower to medium Miocene, besides admitting its interdigitation with the Pirabas Formation, in the North region of Brazil (Pará and Maranhão). The post-neogenic uplift and the eustatic fall were responsible for the Barreiras Group's current configuration (Arai, 2005; Arai e Shimabukuro, 2003). The Lower Barreiras units were deposited during the eustatic ascent in the Aquitian-Serravallian interval (Eomiocene to Mesomiocene). The Upper Barreiras units were deposited in the Pliocene, as recorded by the Tortonian Discordance (inter-glacial) according to Arai (2006) and Burckle et al. (1982).

The rocks of the Barreiras Formation observed in Rio de Janeiro present depositional systems are interpreted as a predominantly sandy interlaced pluvial system, with channel drowning and post-depositional alterations. This environment is similar to the studies carried out on outcrops by Brêda (2012) and Miall (1996). They interpret the rocks of the Barreiras Formation as intertwined fluvial deposits, with post-depositional alteration where the absence of high topography would have propitiated the advance of the onlap towards the inland continent, but, due to erosion in the Tortonian, its current occurrence is restricted. In the Zanclean (Pliocene), a new transgression occurred, and many of the eroded areas received a new cover sedimentation that would come to constitute the upper Barreiras (Arai, 2006). Morais et al. (2006) conclude that the Barreiras Formation deposits in Rio de Janeiro are consistent with a fluvial environment, more strictly in the regions of Búzios and Saquarema. These environments are dominated by gravel, with the participation of gravitational fluxes (Suguio et al., 1986; Suguio and Nogueira, 1999).



Figure 8. Proposed schematic drawing of columnar sections for the Barreiras Formation in Northeast Brazil (Alheiros & Lima Filho, 1991). (a) Alluvial fan faces; (b) Intertwined fluvial facies and (c) Fluvial lagoon facies. Figure adapted from Sousa et al. (2008).

According to Alheiros et al. (1988), through sedimentological studies, the Barreiras Formation in the Recife (Pernambuco State) and João Pessoa (Paraiba State) areas can be explained by the evolution of a fluvial system built on solid gradients and a predominantly arid climate subject to oscillations. Faciological studies in these lithotypes, mainly in the extreme northeast of Brazil carried out by Alheiros and Lima Filho (1991), show that the sediments that gave rise to these rocks were deposited in an intertwined fluvial system, associated with alluvial fans and with coastal facies influence (Figure 1). Morais et al. (2005) describe the Barreiras Formation as constituted predominantly of quartz, kaolinitic sandstones, sometimes massive, sometimes stratified, intercalated with mudstones, and their deposits are quite ferruginous with color ranging from red to orange. It is assumed that the Barreiras Formation presents, at least, in the most coastal portion, some marine influence because dinoflagellate cysts of marine genera have been found, in addition to remains of foraminifera, in samples collected in the Pará State (Arai et al., 1988).

6.2. The Pirabas Formation U-Pb ages

The high density and diversity of fossils from the Pirabas Formation suggest these sediments were deposited on a tectonically stable platform influenced by retrogradational and progradational systems tracts. The U-Pb analysis of fossils from the Piarabas Formation reported here indicates an age of deposition of 23 ± 7 Ma, consistent with the ages obtained for samples from the Barreiras Formation and suggests contemporary deposition. The species identified by Aguilera et al. (2013) indicate broad preservation of the biota without evidence of significant gaps. Thus, the Pirabas Formation was formed in a shallow marine environment and covered by siliciclastic sediments from the Amazon delta and coastal plain drainages during the late Miocene.

The oscillations of the sea level were of fundamental importance in the evolution of the Brazilian coastal plains. Along almost the entire rocky part of the Brazilian coast, there is biological evidence representing ancient sea levels higher than the current level, with numerous incrustations of gastropods and oyster shells, as well as sea urchin burrows, which are above the current home range of these animals. Despite its very limited extension, this variation allows reconstruction of the former position of sea level. The Pirabas Formation carbonates were deposited on a tectonically stable platform influenced by tracts of retrogradational and progradational systems with extensive preservation of biota by the constant recurrence of sedimentary environments without evidence of significant gaps.

6.3. Pre-Miocene Sea level variation and Itaborai Basin deposition

The fossil of *Tetragonostyl apsapthomasi* collected in the Itaborai Basin is associated with calcareous and siliciclastic rocks superimposed by an Eocene sedimentary sequence of limestones. These strata are cut by dissolution channels filled by clays with vertebrate fossils. In the intermediate sequence, there are compact limestones with fossils of continental gastropods cut by ankaramites of 56 Ma (Ar-Ar whole rock age; Riccomini et al., 1992). These units indicate the maximum levels of transgressive episodes with the formation of sediment deposits in a paleoenvironment whose areas had no elevated topography, which would have propitiated the advance of the onlap towards the inland continent.

We interpret the Miocene U-Pb results as a marine transgression reset of the carbonatic fossil due to isotopic homogenization underwater influence. The Miocene transgression was not limited to the coastal area of Brazil. Orts et al. (2012) emphasize that for the Miocene, the idea of marine ingress is applied to the Patagonia region, as suggested by the works of Windhausen (1925) and Camacho (1967).

6.4 Miocene world-wide transgression (?)

The ages here reported indicate an important sedimentary record due to relative sealevel fluctuations, probably result of changes in the level of the continents (tectonism and isostasy). The reconstructions of old sea levels are performed relative and not at absolute positions whose oceanographic effects can affect the sea's surface level, promoted by tides, large currents, and associated eddies, in addition to variations in slope caused by wind, water pressure, and temperature. The sum of these effects reaches 1-2 m, interpreted as small about the enormous concavities and swellings of the sea surface (Suguio et al., 1985; Rodrigues Francisco e Cunha, 1978).

Sea level at a particular point on the coast is the momentary result of complex interactions between the ocean surface and the continent. Changes in the volume of ocean

basins (tectno-eustasia) and the volume of oceans (glacioeustasia) make their effects felt on a world scale. On the other hand, the surface modifications of the geoid (geoidal eustasia) and the level modifications of the continents act on a regional scale (Suguio et al., 1985).

In Vieira (1981), it is observed that different theories were presented to explain changes in sea level: Geophysical theories (continental drift, polar erraticity), theories of changes in large bodies of water (ocean changes, changes in the altitude of large land masses); theories of atmospheric change (variation in carbon dioxide content, variation in the content of volcanic dust suspended in the atmosphere, and other atmospheric changes); meteorological theories; glaciological theories and theories of changes in solar emission.

Rasanem et al. (1995), who presented testable evidence of marine ingress, according to the proposed model, would have occupied the strip that runs from the north of Argentina to Peru, bordering the Andes Mountains. In Peru, the continental sea, connected with the Pacific, would have had two more branches through two corridors: one connected to the north with the Caribbean Atlantic and another to the east, connecting to what is now the Foz do Amazonas. In the case of South America, some authors have estimated that about a third of the continent would have been inundated by the high seas at that time (Webb, 1995).

Cold cycles are characterized by temperature fluctuations, which determine the advances and retreats of the ice (Vieira, 1981). According to Cooper (1997), the main glaciations were: (i) Quaternary with about 2 Ma, (ii) Permo-Carboniferous (280 Ma); (iii) Ordo-Silurian (445 Ma) and Vendian (Pre-Cambrian around 700 Ma). Regarding the most recent weather events, it is postulated that we currently live in one of the low-temperature cycles and that the Earth's average temperature is higher than the current one, which suggests an interglacial period characterized by the global increase in temperatures (Vieira, PC 1981).

7. Conclusion

The ocean level has recorded temperature variations, the history of the Miocene age, and records of ice accumulation variation in the polar caps. The ocean level is a variable surface characterized by a sensitive indicator of small climate changes. Since the geoid corresponds to the ocean level, it is concluded that the geoid can vary with the planet's climate cycle and assumes its minimum dimension in brief glacial stages when vast ice sheets cover large portions of the Earth. Still, it also reaches its maximum dimension over periods when the Earth is relatively ice-free. Thus, in the interglacial periods when a large portion of Earth's water is lying over Greenland and Antarctica in the form of ice sheets, the oceanic level and, consequently, the geoid oscillates between these extremes.

The ages reported here represent the maximum levels of transgressive episodes with the formation of sediment deposits in a fluvial/marine paleoenvironment. For example, marine transgression is registered in several regions of South America, such as in the north from Argentina to Peru. Still, it also includes areas of the Caribbean Atlantic, indicating a deglaciation event that reached the entire planet. This event is here defined temporally with the U-Pb carbonate age at 23 to 21 Ma. During the deposition of this formation, the sea level was much higher than the current one, and its sediments covered part of the adjacent continental shelf. In South America, some authors have estimated that the high seas would have flooded about a third of the continent at that time (Webb, 1995; Aarai, 2006; Bigarella & Andrade, 1965; Suguio et al., 1985),

The ages of these events are suggested from regional correlations so that the sedimentation that occurred between the Tortonian and the Zanclean, according to the eustatic curves proposed in Haq et al. (1987), would have occurred variations in sea level with events of transgression interspersed with short regression periods, as suggested by the eroded areas

covered with new sedimentary covers. These variations are recorded in Alto do Amazonas, Alto Xingu, and Planalto de Borborema (Arai, 2006; Shimabukuro e Arai, 1999; 2000; 2001).

Changes in sea level cause changes in erosion and sedimentation processes. In these terms, marine transgression reduces weathering and continental erosive degradation as the base level is higher. However, with marine regression, the opposite occurs. Consequently, transgressions and regressions can form and expose deposits such as evaporites and phosphates, which mineral paragenesis makes it challenging to obtain absolute ages. The ages reported here are essential markers of fluvial/marine transgression events that occurred in South America and are interpreted as representative of the maximum levels of transgressive episodes with the formation of sedimented deposits in a marine paleoenvironment, indicating important deglaciation events that reached the entire planet.

8. Acknowledgements

The authors thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil, CNPq, and Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, FAPERJ.

9. References:

- ABDUL Aziz, H., Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Wilson, D. S., & Calvo, J. P. (2003). An astronomical polarity timescale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences. Journal of Geophysical Research, 108(B3), 2159. https://doi.org/10.1029/2002JB001818
- ABELSON, M., Agnon, A., & Almogi-Labin, A. (2008). Indications for control of the Iceland plume on the Eocene-Oligocene "greenhouse-icehouse" climate transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(1–2), 33–48. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.021</u>
- AGUILERA, O., Guimaraes, J.T.F., Moraes-Santos, H. 2013. Neogene Eastern Amazon carbonate platform and the palaeoenvironmental interpretation. Swiss Journal of Paleontology. <u>Doi:</u> 10.1007/s13358-013-0051-5.
- AGUILERA, O., Páes, E., 2012. The Pirabas Formation (Early Miocene from Brazil) and the Tropical Western Central Atlantic Subprovince. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais. 7, 29–45.
- ALKMIM, F.F.; LANA, C.C.; SILVA, M.; A.L. DIAS-FILHO, D.C.N.; MENDONÇA, K.R., ZAMBONATO, E.E.; CARVALHO, B.R.B.M. 2024 U-Pb ages of pre- to post-salt carbonates, Santos and Campos basins, SE Brazil: Implications for the evolution of the South Atlantic. Marine and Petroleum Geology, Volume 171,2025,107192.
- AKGüN, F., Kayseri, M. S., & Akkiraz, M. S. (2007). Paleoclimatic evolution and vegetational changes during the late Oligocene–Miocene period in western and central Anatolia (Turkey). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 253(1–2), 56–90. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.034</u>
- ALHEIROS, M. M. et al. (1988). Sistemas Deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. 2, p.753-760
- ALHEIROS, M.M.; Lima Filho, M.F. 1991. A Formação Barreiras. Revisão geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife, UFPE/CT/DG. Estudos Geológicos Série B, Estudos e Pesquisas, 10: 77-88.
- ARAI, M. (2005). A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. In Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Vol. 10, p. 2005).
- ARAI, M. (2006) A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. In: Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - Geologia USP, v. 6, n. 2, p.1-6, 2006. (Série Científica).
- ARAI, M.; SHIMABUKURO, S. (2003) The Tortonian unconformity and its relation with the stratigraphic framework of the Barreiras Group and correlative units (Neogene, Brazil). In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., 2003, Belém. Abstracts... Belém: MPEG, 2003. p. 263-264.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A. C. R.; GOES, A. M.; ROSSETTI, D. F. 1994 Novos dados sobre estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. Boletim de Resumos Expandidos... Belém, SBG, p. 185-187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F. GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais ... Belém, SBG, v. 2. p. 738-752.
- ATWATER, T., & Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update. *International Geology Review*, 40, 375–402. <u>https://doi.org/10.1080/00206819809465216</u>
- BACKMAN, J., & Raffi, I. (1997). Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. In N. J. Shackleton, W. B. Curry, C. Richter, & T. J.

Bralower (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results* (Vol. 154 (pp. 83–99). Ocean Drilling Program.

- BACKMAN, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Pälike, H. (2012). Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47(2), 1–24. <u>https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0022</u>
- BADGLEY, C., Barry, J. C., Morgan, M. E., Nelson, S. V., Behrensmeyer, A. K., Cerling, T. E., & Pilbeam, D. (2008). Ecological changes in the Miocene mammalian record show the impact of prolonged climatic forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105, 12145–12149. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.0805592105</u>
- BARREDA, V., & Palazzesi, L. (2007). Patagonian vegetation turnovers during the Paleogene-early Neogene: Origin of arid-adapted floras. *The Botanical Review*, 73(1), 31– 50. <u>https://doi.org/10.1663/0006-8101(2007)73[31:PVTDTP]2.0.CO;2</u>
- BEDDOW, H. M., Liebrand, D., Sluijs, A., Wade, B. S., & Lourens, L. J. (2016). Global change across the Oligocene-Miocene transition: High-resolution stable isotope records from IODP Site U1334 (equatorial Pacific Ocean). *Paleoceanography*, 31(1), 81–97. <u>https://doiorg.ezp.sub.su.se/10.1002/2015PA002820</u>
- BERGQVIST, L.P. & Moreira, A.L. 2002. Dentes decíduos de *Tetragonostylops apthomasi*, procedentes da Baica de São José de Itaboraí, RJ. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeior, 60(3): 189–194.
- BERGQVIST, L.P.; Mansur, K.; Rodrigues, M.A.; Rodrigues-Francisco, B.H.; Perez, R. & Beltrão, M.C.M.C. 2009. Bacia de São José de Itaboraí, RJ, berço dos mamíferos no Brasil. In: Winge, M.; Brochu, C.A. 2011
- BEZERRA, F. H. R., Mello, C. L., & Suguio, K. (2006) A Formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões. Geologia USP. Série Científica, 6(2).
- BIGARELLA, J. J. e ANDRADE, G. O. (1964) Consideracoes sobre a estratiqrajia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras) Arq. Inst. Cien, Terra, Univ. Recife, 2: 2-14
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1979) The marine formations of the coast of the State of Bahia, In: 1NTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, I, São Pau10,1978, Proceedings, São Paulo, IGCP, Project 61, p.232-253.
- BOSSI, G. E., Muruaga, C. M. y Gavriloff, I. J. C., 1999. Sierras Pampeanas. En: G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte, (eds), Geología del Noroeste Argentino. 14º Congreso Geológico Argentino (Salta, 1999), Relatorio 2: 329 -360.
- BRÊDA, T. C. 2012. Análise multiescalar da Formação Barreiras na área emersa da bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ). (Dissertação de Mestrado, Depto. Geologia – IGEO/UFRJ). 117p
- BURCKLE, L. H.; KEIGWIN, L. D.; OPDYKE, N. D. (1982) Middle and Late Miocene stable isotope stratigraphy: correlation to the paleomagnetic reversal record. Micropaleontology, v. 28, n. 4, p. 329-334, 1982.
- CAMACHO, H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Rev. la Asoc. Geológica Argent. 22 (4), 253 and 280.
- CARDOSO, L.M.C., TICIANO, J.S.S.; ROMERO, L.F.; GERALDES, M.C..; GANADE, C.E. 2023 U–Pb ages via LA-ICP-MS of carbonate from brittle structures of Jandaíra formation, Potiguar basin, NE-Brazil, Journal of South American Earth Sciences, Volume 125, 2023, 104316,
- CAPUTO, M.V., e Soares, E.A.A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. Braz. J. Geol. 46 (02) Apr-Jun 2016 <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160066</u>

- COOPER, M.R. 1997 Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. Paleogeogr. Paleoclimatol., Palaecol., Amsterdam, 22(1):1-60.
- EGGER, L.M., Bahr, A., Friedrich, O., Wilson, P.A., Norris, R.D., van Peer, T.E., Lippert, P.C., Liebrand, D., Pross, J., 2018. Sea-level and surface-water change in the western North Atlantic across the Oligocene-Miocene transition: a palynological perspective from IODP Site U1406 (Newfoundland margin). Journal of Marine Micropaleontology. 139, 57–71. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.11.003.
- ENCINAS, A., ZAMBRANO, P. A., FINGER, K. L., VALENCIA, V., BUATOIS, L. A., & DUHART, P. (2013). Implications of deep-marine Miocene deposits on the evolution of the North Patagonian Andes. The Journal of Geology, 121(3), 215-238.
- .FERRARI, A. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. 2001. 412 f. Tese (Doutorado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.
- GERALDES, M. C. Introdução à Geocronologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. 146 p.
- GHIGNONE. J.I. 1979 Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahía, ln : INDA, H. ed . Geologia e recursos minerais do Estado da Bahía. SME/CPM, 1:24·1 17.
- GÓES, A. M., ROSSETTI, D. D. F., NOGUEIRA, A. C. R., & TOLEDO, P. M. D. (1990). Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará.
- HANN, MADELEINE G. Records of Quaternary river behavior in glaciated catchments of the High Atlas Mountains, Morocco. The University of Manchester (United Kingdom), 2021.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, R. P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–67
- KING, L. (1956). Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, n. 18, v. 2, p. 147-266.
- LIMA, C.C.U. DE BOAS, G. DA S.V. E BEZERRA, F.H.R. 2006. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do estado da Bahia, Brasil . Geologia USP. Série Científica. 6, 2 (out. 2006), 71-80. <u>DOI:https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009</u>.
- LIMA, M.G. 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 251p.
- LIMA, M.G.; VASCONCELOS, P.M.; Farley, L.; Jardim de Sá, E.F. 2007. Datação do intemperismo impõe limites na idade da Formação Barreiras, Bacia Potiguar Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Estudos Quaternário, Belém, em CD-Rom.
- MABESOONE, J.M. 1966. Relief of Northeastern Brazil and its correlated sediments. Zeitschrift fur Geomorfologie N.F. Bd. 10. Heft 4.
- MABESOONE, J.M.; CAMPOS E SILVA, A. & BEURLEN, K. (1972). Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Revista Brasileira de Geociências 2(3): 173-188.
- MARSHALL.G. 1977 South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. SCIENCE, VOL. 195. P 1525-1528
- MATOSO, S. de Q. e ROBERTSON, F.S. 1959. Uso geológico do termo Barreiras. Bol. Téc. Petrobrás, and II. Rio de Janeiro. nº 3: 37-42.
- MIALL, A. D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. New York: Springer, 582 p.
- MORAIS, R. M. O., MELLO, C. L., COSTA, F. O., & RIBEIRO, C. S. (2005). Estudo faciológico de depósitos terciários (formações Barreiras e Rio Doce) aflorantes na porção emersa da Bacia do Espírito Santo e na região emersa adjacente à porção norte da Bacia de Campos. In CONGRESSO ABEQUA (Vol. 10).

- MORAIS, R. M. O., MELLO, C. L., DE OLIVEIRA COSTA, F., & DE FREITAS SANTOS, P. (2006). Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. Geologia USP. Série Científica, 6(2), 19-30,2006.
- MORAIS, R.M.O. Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras). Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007. 139p
- MOURA-FÉ, M. M. (2014). BARREIRAS: SÉRIE, GRUPO OU FORMAÇÃO? Revista Brasileira de Geografia Física, 7(06), 1055-1061.2014
- ORTS, D. L., FOLGUERA TELICHEVSKY, A., GIMENEZ, M. E., & RAMOS, V. A. (2012). Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~ 36°S).
- PARRAS, A. AND CUITIÑO, J.I 2021 Revised chrono and lithostratigraphy for the Oligocene-Miocene Patagoniense marine deposits in Patagonia: Implications for stratigraphic cycles, paleogeography, and significant drivers—Journal of South American Earth Sciences, Volume 110, <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103327</u>.
- POMPOSIELLO, C., CORBELLA, H., CHELOTTI, L., & ALONSO, S. (1995). Geophysical and Geological Study of the Austral Fracture Belt at the Atlantic Passive Margin, Southern Patagonia, Argentina. International Union of Geodesy and Geophysics. XXI General Assembly. Boulder, Colorado.
- RÄSÄNEN, M. E.; LINNA, A. M.; SANTOS, J. C. R.; NEGRI, F. R. (1995) Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Science, v. 269, n. 5222, p. 386-390, 1995.
- ROBERTS, N. M. W.; WALKER, R. J. U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. Geology, v. 44, n. 7, p. 531–534, 2016.
- RODRIGUES FRANCISCO, B. H.; CUNHA, F. L. S. (1978) Geologia e estratigrafia da Bacia de São José, Município de Itaboraí, RJ. An. Acad. Bras. Ciencias, Rio de Janeiro, n. 50 (3), 1978. 381-416.
- ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., DOMINGUEZ, J.M.L., 2013. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. Earth Sci. Rev. 123,87–112. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005.
- ROSSETTI, D. F., & DOMINGUES, J. M. L. (2012). Tabuleiros costeiros. Geologia Da Bahia, Pesquisa e Atualização. CBPM/UFBA, pp. 365e394 (in Portuguese).
- ROSSETTI, D. F., & GÓES, A. M. (2009). Marine influence in the Barreiras Formation, state of Alagoas, northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81, 741-755.
- ROSSETTI, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wavedominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. Sedimentary Geology, v. 133, n. 3-4, p. 295-324, 2000.
- ROSSETTI, D. F., TRUCKENBRODT, W., & GÓES, A. M. (1989). Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará.
- SIERRA, D.A. AGUILERA, O.E ARAÚJO, O.M.O. LOPES, R.T. GERALDES, M.C.; MARTINS, M.V.A.G.; COLETTI,G.; GUIMARÃES, B.T.; LINHARES, A.N.; KÜTTER, V. T. 2023 CENOZOIC BIOSTRATIGRAPHY OF LARGER FORAMINIFERA FROM EQUATORIAL CARBONATE PLATFORM OF NORTHWESTERN BRAZIL, MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, VOLUME 156, 2023,106458,
- SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. Geologia do Brasil texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 501 p.

- SHIMABUKURO, S.; ARAI, M. (1999) A transgressão marinha miocênica no Brasil: considerações baseadas no estudo do Grupo Barreiras e da Formação Pirabas. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 71, n. 1, p. 144, 1999.
- SHIMABUKURO, S.; ARAI, M. (2000) The Tortonian unconformity: its relation to the stratigraphic framework of the Barreiras Group (Brazilian coastal Cenozoic deposits). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. Abstracts... Rio de Janeiro: CPRM, 2000. (1 CD-ROM).
- SHIMABUKURO, S.; ARAI, M. (2001) A Discordância Tortoniana e sua relação com o arcabouço estratigráfico do Grupo Barreiras e unidades correlatas (Neógeno do Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17., 2001, Rio Branco. Boletim de Resumos... Rio Branco: SBP, 2001, p. 54.
- SIERRA, D.A. AGUILERA, O DE ARAÚJO, O.M.O.; LOPES, R.T.; GERALDES, M.; MARTINS, M.V. A.; COLETTI, G.; GUIMARÃES, B.T., LINHARES, A.P., KÜTTE, V.T. 2023 Cenozoic biostratigraphy of larger foraminifera from equatorial carbonate platform of northwestern Brazil. Marine and Petroleum Geology 156, 106458
- SOUSA, D. C., JARDIM DE SÁ, E. F., VITAL, H., & DO NASCIMENTO, M. A. L. (2008). Falésias na praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE. Importantes deformações tectônicas cenozóicas em rochas sedimentares da Formação Barreiras. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. Published in Internet, 24.
- SOUZA, M. J. N. (2008). Bases naturais e esboço do zoneamento geoambiental do estado do Ceará. *Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará. Fortaleza: FUNECE*, 13-98.
- STEWART, J.A., JAMES, R.H., ANAND, P., WILSON, P.A., 2017. Silicate weathering and carbon cycle controls on the Oligocene-Miocene transition glaciation. Paleoceanography. 32,070– 1085. <u>https://doi.org/10.1002/2017PA003115</u>
- SUGUIO, K., BIDEGAIN, J.C. AND MORNER, N.-A. 1986. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e das Formação São Paulo. Ver. Bras. Geol.16, 171-175.
- SUGUIO, K.,; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geoc., 15(4):273-286
- SUGUIO, K..; NOGUEIRA, A. C. R. (1999). Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. Revista Geociências, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 461-479.
- VIEIRA, P.C. (1981). Variações do nível marinho: Alterações eustáticas no Quaternário. Revista do Instituto Geológico de São Paulo, v.2, n. 1, p. 39-58.
- VILAS BÔAS, G. S., SAMPAIO, F. J., & PEREIRA, A. (2001). THE BARREIRAS GROUP IN THE NORTHEASTERN COAST OF THE STATE OF BAHIA, BRAZIL: DEPOSITIONAL mechanisms and processes. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 73, 417-427.
- WALTER, P. H., MELLO, C. L., CHRISMANN, J. V. V., & RODRIGUES, L. D. O. M. 1994 Análise faciológica de depósitos da Formação Barreiras (?) na região dos lagos, entre Marticá e Saquarema (Rio de Janeiro). Boletim de Resumos do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA. III Encontro do Quaternário Sulamericano.
- WEBB, S. D. (1995). Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. Science, v. 269, n. 5222, p. 361-362, 1995.
- WINDHAUSEN, ANSELMO. 1925.Las antiguas conexiones de la Patagonia. Imprenta y Casa Editora" Coni", 128p.