

Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

**Análises isotópicas de Hf e morfologia dos cristais de zircão das formações
permianas da Bacia do Paraná e sua relação com o vulcanismo da borda SW do
Gondwana**

Monografia – Trabalho de Formatura

Projeto TF-24/57

Gabrielle Siffoni Galhakas

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Claudia Regina Passarelli

São Paulo

2024

Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

**Análises isotópicas de Hf e morfologia dos cristais de zircão das formações
permianas da Bacia do Paraná e sua relação com o vulcanismo da borda SW do
Gondwana**

Monografia – Trabalho de Formatura

Projeto TF-24/57

Gabrielle Siffoni Galhakas

Trabalho de Conclusão de Curso de
graduação, apresentado à disciplina 0440500
– Trabalho de Formatura, do curso de Geologia
da Universidade de São Paulo – USP para a
obtenção do título de Bacharel.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Claudia Regina
Passarelli, Departamento de Mineralogia e
Geotectônica (GMG).

São Paulo

2024

Dedico este trabalho inteiramente à minha querida mãe, Elaine Cristina Siffoni, que me criou sozinha e sempre priorizou minha educação e bem-estar, ainda que isso a sobrecarregasse. Sua grande força, persistência, coragem, amor e apoio foram a base que permitiu o meu avanço, mesmo durante os momentos mais difíceis. Aqui estão os resultados dos nossos esforços. Agradeço do fundo do meu coração.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, à minha orientadora, Profª. Drª. Cláudia Regina Passareli, por ter me acolhido com prontidão para desenvolver este projeto e por sua constante disponibilidade. Sua orientação, paciência em esclarecer dúvidas e ajuda em superar os inúmeros desafios que surgiram ao longo da pesquisa foram fundamentais para a realização deste trabalho.

Agradeço também ao aluno Guilherme Amaral, por sua generosidade e apoio durante todas as etapas do projeto. Sua disponibilidade em compartilhar referências bibliográficas, seu ombro amigo nos momentos difíceis e sua paciência em responder às inúmeras dúvidas que surgiram foram essenciais para que este trabalho pudesse ser concluído. Sem sua ajuda, este projeto dificilmente teria chegado a este ponto.

Minha gratidão também se estende a todos os outros alunos orientados pela professora, que sempre se mostraram solícitos e gentis quando precisei de ajuda. Suas contribuições, ainda que em momentos pontuais, foram importantes para a realização deste trabalho.

Não poderia deixar de agradecer à minha mãe, Elaine Cristina Siffoni, a pessoa que mais se dedicou para que eu chegasse até aqui. Ela fez tudo o que estava ao seu alcance — e muitas vezes até o que não estava — para que eu tivesse as oportunidades que ela mesma não teve. Dedico a ela todo o meu reconhecimento e carinho, pois foi sua força que me trouxe até este momento. Aos meus familiares que estiveram presentes ao longo de minha jornada, também deixo meu agradecimento sincero por terem sido fundamentais em minha formação e por terem contribuído para a pessoa que me tornei. Menciono com carinho e saudade meu falecido pai, Wlademir Galhakas, a quem gostaria que tivesse a oportunidade de compartilhar comigo este momento tão importante.

Aos amigos que considero como uma verdadeira família, meu muito obrigado. Vocês foram determinantes para a conclusão deste curso, proporcionando apoio, confiança e segurança nos momentos mais difíceis. A união, as noites em claro, o apoio mútuo, as conversas sinceras e as risadas partilhadas, especialmente durante as atividades de campo, foram fundamentais para que eu encontrasse forças para seguir adiante. Guardo todos em meu coração, com a certeza de que o vínculo que construímos será eterno.

Agradeço ainda ao professor Paulo César Boggiani, por sua atenção e cuidado com os alunos. Sua gentileza e sensibilidade me ajudaram a enfrentar o medo e as dificuldades impostas pela ansiedade generalizada nas aulas de campo. Foi no campo de mapeamento sedimentar que, sob sua orientação, encontrei um espaço seguro e adquiri a confiança de que tudo ficaria bem e de que eu seria capaz de superar os desafios. Registro também minha gratidão à Rosana de Cássia de Oliveira Oba, responsável pelo AcolheGeo, cujos conselhos

e orientações sempre me ajudaram a encontrar saídas para situações difíceis ao longo dessa jornada acadêmica.

Por fim, expresso minha profunda gratidão por ter chegado até aqui, superando tantas adversidades e contrariando todas as probabilidades. Como alguém vindo da periferia, com limitações financeiras e sem acesso a cursos de línguas estrangeiras, que enfrentou horas diárias em transporte público e lidou com a falta de consciência de classe ao meu redor, reconheço o quanto significativa é esta conquista. Em meio às incertezas e aos obstáculos, uma luz brilhou, mesmo quando muitos duvidavam. Deixo aqui uma mensagem para aqueles que, no futuro, possam ler estas palavras: não desistam dos seus sonhos e, principalmente, de vocês mesmos. Às vezes, para alcançar uma nova vida, é preciso renunciar à vida que se tem; por isso, em certos momentos, tudo pode parecer desmoronar. No entanto, confiem na providência divina, que sempre ilumina o caminho, mesmo nos tempos mais sombrios.

“Enquanto não estivermos comprometidos poderá haver hesitação, a possibilidade de recuar e, sempre, a ineficácia. Em relação a todos os atos de iniciativa (e de criação) existe uma verdade elementar, cuja ignorância mata inúmeros planos e ideias esplêndidas: quando, definitivamente, nos comprometemos, a providência divina também se põe em movimento.

Todo tipo de coisa ocorre para nos ajudar, que em outras circunstâncias nunca teriam ocorrido. Todo um fluir de acontecimentos surge a nosso favor como resultado da decisão, todas as formas imprevistas de coincidências, encontros e ajuda material que nenhum homem jamais poderia ter sonhado encontrar em seu caminho. Qualquer coisa que você possa fazer ou sonhar, você pode começar.

A coragem contém em si mesma o poder, o gênio e a magia. “

Johann Wolfgang von Goethe

i. RESUMO

Este estudo investiga a relação entre grãos de zircão da Bacia do Paraná e eventos vulcânicos da Província Ígnea Choiyoi, focando na análise morfológica e de isótopos de Hf. A Província Choiyoi, com intensa atividade vulcânica no Carbonífero-Triássico, é considerada uma fonte potencial de cristais de zircão encontrados na bacia, tanto em forma dispersa, juntamente com grãos detriticos, como em forma de camadas bem definidas de tefra. A morfologia do zircão, influenciada pelas condições de cristalização do magma, é utilizada como ferramenta para caracterizar magmas e compreender a origem e evolução dos zircões. A análise de isótopos de Hf em zircão fornece informações importantes sobre a origem da rocha hospedeira destes cristais restringindo as possíveis rochas-fonte para as rochas sedimentares da bacia do Paraná. Esta informação, aliada às datações U-Pb são essenciais às correlações entre eventos vulcânicos e depósitos sedimentares aqui investigados. O estudo compreendeu análises em cristais de zircão detriticos e vulcanogênicos de amostras de rochas sedimentares Permianas da Bacia do Paraná e de cristais de zircão das rochas vulcânicas da Província Ígnea Choiyoi, com obtenção de dados estatísticos morfológicos e isotópicos para estabelecer correlações entre as duas províncias.

Palavras-chave: Província Ígnea Choiyoi, Bacia do Paraná, zircão, isótopos de Hf, morfologia.

ii. ABSTRACT

This study investigates the relationship between zircon grains from the Paraná Basin and volcanic events in the Choiyoi Igneous Province, focusing on morphological and Hf isotope analysis. The Choiyoi Province, with intense volcanic activity during the Carboniferous-Triassic, is considered a potential source of zircon crystals found in the basin, both in dispersed form alongside detrital grains and in well-defined tephra layers. Zircon morphology, influenced by the magma's crystallization conditions, is used as a tool to characterize magmas and to understand the origin and evolution of the zircons. Hf isotope analysis in zircon provides critical insights into the origin of the host rock of these crystals, helping to narrow down potential source rocks for the sedimentary rocks in the Paraná Basin. This information, combined with U-Pb dating, is essential for establishing correlations between volcanic events and sedimentary deposits explored in this research. The study involved analyses of detrital and volcanogenic zircon crystals from Permian sedimentary rock samples from the Paraná Basin and zircon crystals from volcanic rocks of the Choiyoi Igneous Province, generating morphological and isotopic statistical data to establish correlations between the two provinces.

Keywords: Choiyoi Igneous Province, Paraná Basin, zircon, Hf isotopes, morphology.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. METAS E OBJETIVOS	10
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	12
3.1. Gondwana: formação e evolução geotectônica	12
3.1.1. <i>Orogenia Gondwanides</i>	15
3.1.2. <i>Província Ígnea Choyoi</i>	16
3.2. Morfologia do zircão	18
3.3. Sistema Lu-Hf e isótopos de Háfnio (Hf)	20
4. MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1. Materiais	23
4.2. Métodos	24
4.2.1. <i>Aquisição de imagens de grãos de zircão</i>	24
4.2.2. <i>Análise estatística da morfologia dos grãos de zircão</i>	26
4.2.3. <i>Razão isotópica do Háfnio por MC-ICP-MS</i>	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
5.1. Problemas durante o desenvolvimento do projeto	31
5.2. Análise Morfológica	31
5.3. Análise dos isótopos de Háfnio	34
5.3.1. <i>Província Choyoi</i>	34
5.3.2. <i>Bacia do Paraná</i>	36
5.4. Discussão Final	40
6. CONCLUSÃO	42
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42
ANEXOS	50
ANEXO A – PROTOCOLO DE ANÁLISES DE HF NO LA-ICP-MS NO CPGeo	
ANEXO B – CARTA JUSTIFICATIVA (ETR)	
ANEXO C – GRÁFICOS RELACIONANDO O GRAU DE ARREDONDAMENTO E AS IDADES U-Pb PARA CADA AMOSTRA	
ANEXO D – TABELA RESUMIDA DOS DADOS DE HF PARA AMOSTRAS DA PROVÍNCIA CHOIYOI	
ANEXO E – TABELA RESUMIDA DOS DADOS DE HF PARA AMOSTRAS DA BACIA DO PARANÁ	

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná, uma extensa depressão sedimentar localizada no centro-sul da América do Sul, abriga um rico registro da evolução geológica do Gondwana. Em suas rochas sedimentares, encontram-se cristais de zircão detriticos e vulcanogênicos. Estes cristais vulcanogênicos têm proveniência de eventos magmáticos plinianos a ultraplinianos ocorridos na porção sudoeste desse antigo supercontinente.

Este estudo tem como objetivo principal investigar a relação entre os grãos de zircão presentes na Bacia do Paraná com os eventos vulcânicos da Província Ígnea Choiyoi, localizada no sudoeste do Gondwana, com foco na análise detalhada da morfologia e isótopos de Hf destes cristais. A Província Choiyoi, caracterizada por intensa atividade vulcânica durante o Carbonífero-Triássico, atuou como uma importante fonte de material vulcânico, que foi disperso por vastas áreas, alcançando bacias sedimentares Gondwânicas distantes, como a Bacia do Paraná.

Através da análise morfológica e de isótopos de Hf em grãos de zircão presentes em rochas vulcânicas da Província Choiyoi e em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, especificamente das formações Tatuí, Irati e Corumbataí, busca-se restringir as possíveis fontes magmáticas desses cristais e compreender os processos de transporte e deposição. A integração dos dados isotópicos (U-Pb e Hf) obtidos permite uma caracterização mais precisa dos cristais vulcanogênicos provenientes das orogenias ocorridas na porção sudoeste do Gondwana.

Os resultados deste estudo contribuirão significativamente para a reconstrução paleogeográfica e tectônica da região, permitindo identificar as fontes de sedimentos que contribuíram como área-fonte para os sedimentos da Bacia do Paraná e compreender os processos tectônicos que controlaram sua evolução. Em suma, este trabalho visa aprofundar o conhecimento sobre a evolução geológica da Bacia do Paraná e suas relações com as províncias magmáticas do Gondwana.

2. METAS E OBJETIVOS

Este projeto tem como objetivo central investigar a possível conexão entre os grãos de zircão encontrados nas formações permianas da Bacia do Paraná e os eventos vulcânicos associados à Província Ígnea Choiyoi, ainda não totalmente esclarecida. Nesse contexto, o estudo de zircões como traçadores de eventos vulcânicos é crucial devido à sua resistência ao metamorfismo e à capacidade de preservar informações geocronológicas e geoquímicas sobre os ambientes de origem (Corfu et al., 2003).

Para atingir este objetivo, foi adotada uma abordagem interdisciplinar, integrando diferentes áreas do conhecimento geológico, incluindo petrologia, geologia isotópica e tectônica. O estudo se concentrou em três frentes principais: análise morfológica dos grãos de zircão e correlação com os dados isotópicos U-Pb e Hf disponíveis. Cada uma dessas etapas forneceu informações essenciais para a construção de um modelo evolutivo que explore a possível contribuição vulcânica da Província Choiyoi para as formações sedimentares da Bacia do Paraná, especialmente no Permiano.

- **Análise Morfológica:** realizada uma análise minuciosa da morfologia dos grãos de zircão coletados das formações do Grupo Guatá e do Grupo Passa Dois, ambos pertencentes à Bacia do Paraná. A morfologia dos zircões pode fornecer informações valiosas sobre seu ambiente de cristalização. Zircões formados em ambientes vulcânicos tendem a exibir bordas angulares e estruturas prismáticas bem definidas, enquanto aqueles provenientes de fontes ígneas intrusivas ou metamórficas apresentam habitualmente cristais mais arredondados devido a recristalizações ou transporte sedimentar prolongado (Hoskin e Schaltegger, 2003). A comparação dessas características morfológicas com as observadas nos zircões oriundos das rochas vulcânicas da Província Ígnea Choiyoi será fundamental para inferir a origem desses grãos na Bacia do Paraná.
- **Correlação de Dados Isotópicos:** Os dados morfológicos obtidos serão integrados com análises isotópicas de U-Pb previamente disponíveis e as novas análises isotópicas de Hf em zircões. A datação U-Pb é uma ferramenta estabelecida para determinar a idade de cristalização dos zircões, enquanto as análises de Hf permitem inferir a fonte dos magmas a partir dos quais os zircões cristalizaram (Grimes et al., 2007). Combinando esses dados, será possível traçar a proveniência dos grãos de zircão, verificando se eles compartilham uma origem comum com os zircões encontrados nas rochas da Província Ígnea Choiyoi. Essa integração de informações poderá esclarecer se o vulcanismo da Província Choiyoi foi uma área fonte importante aos sedimentos permianos da Bacia do Paraná.

Com este estudo, espera-se avançar no entendimento das relações geológicas entre a Bacia do Paraná e a Província Ígnea Choiyoi, fornecendo novos *insights* sobre os processos tectono-sedimentares e vulcânicos que moldaram a evolução dessa porção do supercontinente Gondwana. A possibilidade de identificar uma conexão vulcânica entre essas regiões pode ter implicações significativas não apenas para a reconstrução paleogeográfica da região, mas também para a compreensão dos processos de magmatismo e sedimentação em bacias intracratônicas.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Gondwana: formação e evolução geotectônica

A formação do supercontinente Gondwana teve início no final do Neoproterozóico, aproximadamente há 600 milhões de anos, como consequência direta da fragmentação do supercontinente Rodínia (Figura 1), formado durante o Mesoproterozóico (1,3-1,0 Ga), a partir de importantes eventos tectônicos como a Orogenia Grenville que abrangeu uma série de colisões e suturas entre blocos continentais antigos, cráticos e microcontinentes (Li et al., 2008).

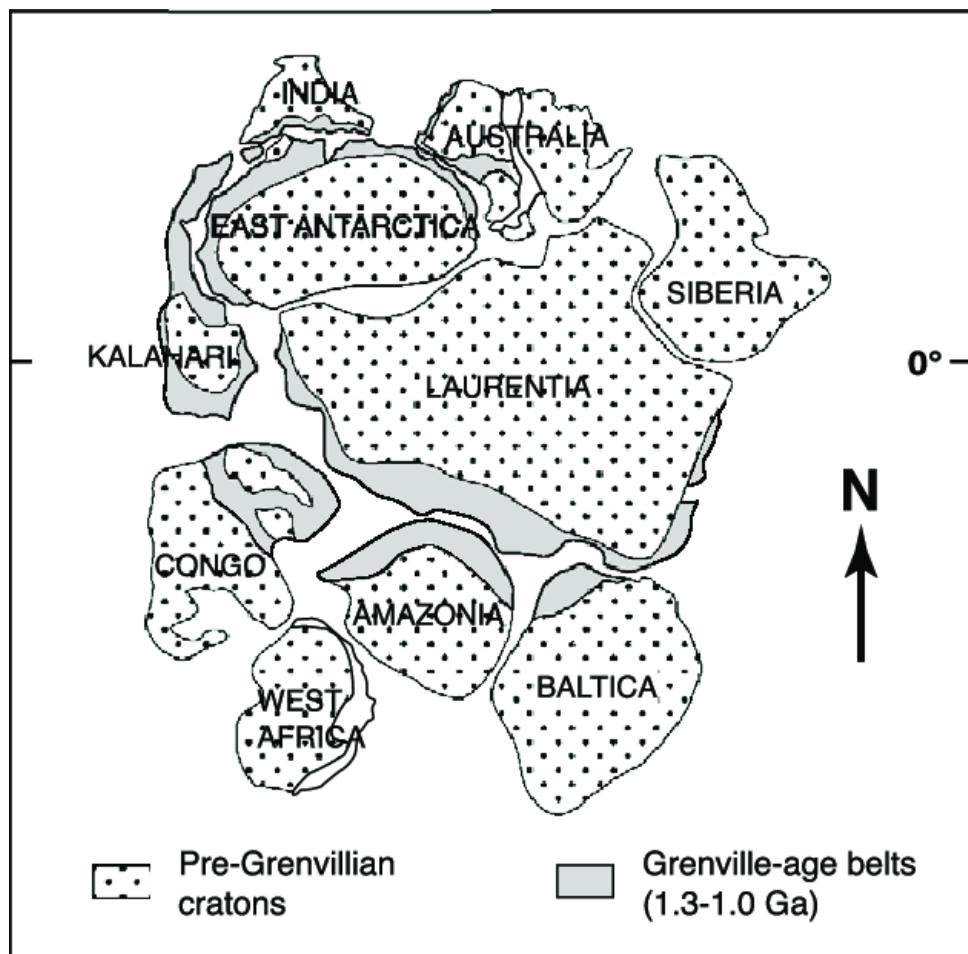


Figura 1: Supercontinente Rodínia, conforme o estudo de Hoffman (1991), destaca os cinturões móveis orogênicos Grenville-Kibaran, interpretados como resultado da colisão de blocos continentais do Arqueano e do Paleoproterozóico com Laurentia. Atualmente, resquícios desses cinturões são encontrados em regiões de alto grau metamórfico como o cinturão Grenville (Rivers et al., 1989; Hoffman, 1991) na América do Norte e o cinturão Eastern Ghats na Índia (Kröner e Cordani, 2003).

A fragmentação de Rodínia, ocorrida ao longo de aproximadamente 300 milhões de anos, teve início com processos de rifteamento e o desenvolvimento de zonas de cisalhamento que, gradualmente, evoluíram para a abertura de novos oceanos. Entre esses, destacam-se o Oceano Iapetus, ao norte, e o Oceano Moskinho, ao sul, que

estabeleceram novas margens continentais. Durante essa dispersão, a colisão de alguns blocos continentais ao longo das margens convergentes originou novas faixas orogênicas. Esse processo resultou na formação de supercontinentes menores, como o Proto-Gondwana, que, posteriormente, uniram-se para formar o Gondwana. Entre as orogenias fundamentais para a consolidação de Gondwana, destaca-se a Orogenia Pan-Africana (600-500 Ma), que desempenhou um papel essencial na junção das áreas que hoje compreendem a África e a América do Sul. Essa orogenia, associada à Orogenia Brasiliana, foi determinante para a amalgamação de amplas regiões do atual Brasil, Paraguai e Uruguai, consolidando cinturões orogênicos significativos, como a Faixa Brasiliana (Almeida et al., 2000).

Durante o desenvolvimento dessas orogenias, múltiplos cráticos e blocos continentais colidiram e se fundiram. Entre esses cráticos, destacam-se o Cráton do Kalahari, Cráton do Congo, Cráton do São Francisco, Cráton Amazônico e Cráton Rio de la Plata (Figura 2), além de blocos continentais que hoje formam a Índia, Austrália e Antártida (Trompette, 1994; Dalziel, 1997). A fusão dessas massas continentais resultou na formação de cinturões orogênicos, como a Faixa Damara na África e a Faixa Kuungan entre a Índia e Antártida, contribuindo para a configuração final do supercontinente.

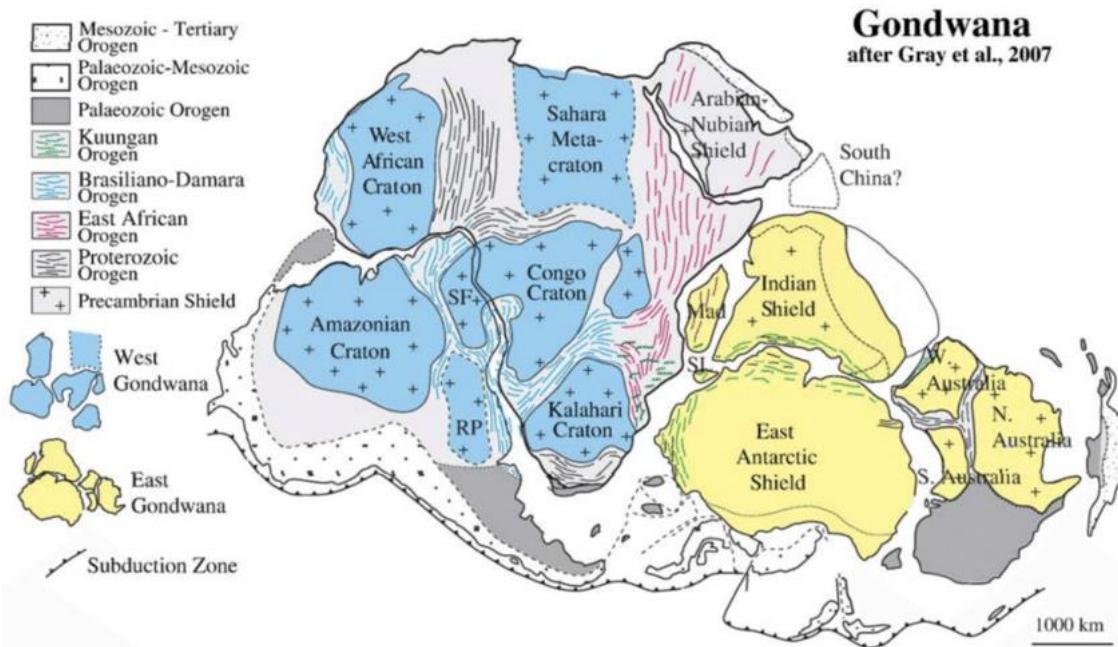


Figura 2: Supercontinente Gondwana, apóis Gray et. al. (2007), que destaca: a fusão dos cráticos Congo-São Francisco e Rio de la Plata (580-550 Ma), seguida pela fusão Kalahari-Antártico, associada à orogenia Kuunga-Damara (530 Ma) e o fechamento do Oceano Adamastor (580-550 Ma) (Pardieu et al., 2017).

Entre o Cambriano e o Ordoviciano (540-485 Ma), o Gondwana já estava completamente formado e se posicionava em torno do Polo Sul, estendendo-se até latitudes tropicais. Nesse período, o supercontinente passou por uma fase de relativa estabilidade tectônica, marcada pelo desenvolvimento de margens passivas ao longo de suas bordas, permitindo a deposição de extensas sequências sedimentares em bacias intracratônicas, como as Bacias do Paraná na América do Sul e Canning na Austrália (Zalán et al., 1990) com espessas sucessões de sedimentos marinhos e continentais, que registram eventos climáticos e ecológicos desse período.

No final do Ordoviciano e início do Siluriano (485-420 Ma), o regime tectônico outrora estável do supercontinente passou a sofrer alterações significativas, com a ativação de margens convergentes em algumas áreas. Entre as principais orogenias desse período, destaca-se a Orogenia Varisca/Hericina, ocorrida entre o Devoniano e o Carbonífero (380-280 Ma), afetando a Europa e o oeste da África (Matte, 2001). Na margem noroeste da África, a Orogenia Caledônica foi responsável por dobramentos importantes, enquanto ao sul, um evento tectônico de grande relevância nesse período foi a Orogenia Famatiniana, que ocorreu na atual margem ocidental da América do Sul, na região correspondente à Argentina moderna. Essa orogenia envolveu a subducção de litosfera oceânica sob Gondwana, resultando na colisão de arcos magmáticos, formando cadeias montanhosas e cinturões de dobras e falhas (Ramos et al., 2010). Adicionalmente, a borda sudoeste de Gondwana também sofreu subducção durante o Siluriano e Devoniano, promovendo a formação de sistemas de arcos magmáticos e cinturões orogênicos, como o Cinturão Patagônico (Rapalini, 2005).

Ainda no Paleozóico, o supercontinente Gondwana passou por múltiplas colisões e acréscimos de terrenos, resultando na interação com o assoalho oceânico do Oceano Panthalassa, que cercava o supercontinente. Esse processo dinâmico criou zonas de convergência ativa, como as Gondwanides, caracterizadas por repetidas colisões continentais que moldaram a evolução tectônica da porção sudoeste de Gondwana (Milani e Ramos, 1998). A atividade tectônica na margem sudoeste de Gondwana incluiu dois ciclos principais: o Ciclo Famatiniano (Ordoviciano-Devoniano) e o Ciclo Gondwânico (Carbonífero-Triássico), ambos acompanhados por intenso vulcanismo. O Ciclo Famatiniano está associado à formação das orogenias Oclóyica e Precordilherana, enquanto o Ciclo Gondwânico culminou nas orogenias Chanica e San Rafael, marcando a incorporação de terrenos exóticos à margem continental (Milani e Ramos, 1998; Riley et al., 2023).

3.1.1. *Orogenia Gondwanides*

A Orogenia Gondwanides representa um dos eventos tectônicos mais marcantes da evolução da borda sudoeste de Gondwana, ocorrendo entre o final do Carbonífero e o Permiano, aproximadamente entre 320 e 250 Ma. Este evento foi o resultado da subducção da litosfera oceânica do antigo Oceano Panthalassa (também referido como Pacífico primitivo) sob a margem sudoeste de Gondwana, o que levou à colisão de microcontinentes e arcos magmáticos com o continente. Esse processo culminou na criação de uma vasta cadeia de montanhas que se estendia desde a Patagônia, no sul da América do Sul, até a Antártida, moldando profundamente a geologia dessa região (Cawood e Buchan, 2007; Ramos, 2010).

O regime tectônico predominante durante a Orogenia Gondwanides foi compressivo, formando grandes cinturões de dobramentos e falhamentos. A intensa deformação crustal gerou estruturas de empurrões e falhas transcorrentes, especialmente visíveis nas Sierras Pampeanas, na Argentina, e no Cinturão Patagônico, ao sul do continente (Ramos, 1988). Além da deformação mecânica, a orogenia também foi caracterizada por um magmatismo sinorogênico, devido à fusão parcial da crosta continental com intrusões graníticas e atividades vulcânicas associadas (Kleiman e Japas, 2009).

A Orogenia Gondwanides (Figura 3) não só reconfigurou geotectonicamente a margem sudoeste de Gondwana, consolidando terrenos acrecionários, como também gerou um espessamento crustal significativo, fundamental para preparar os eventos tectônicos subsequentes, como o colapso orogênico que ocorreu no final do Permiano. Esse colapso foi caracterizado por uma reativação tectônica extensional, que culminou na formação da Província Ígnea Choiyoi, um dos maiores episódios vulcânicos do Paleozoico tardio, associado a extensos derrames vulcânicos e intrusões plutônicas (Ramos e Kay, 1991).

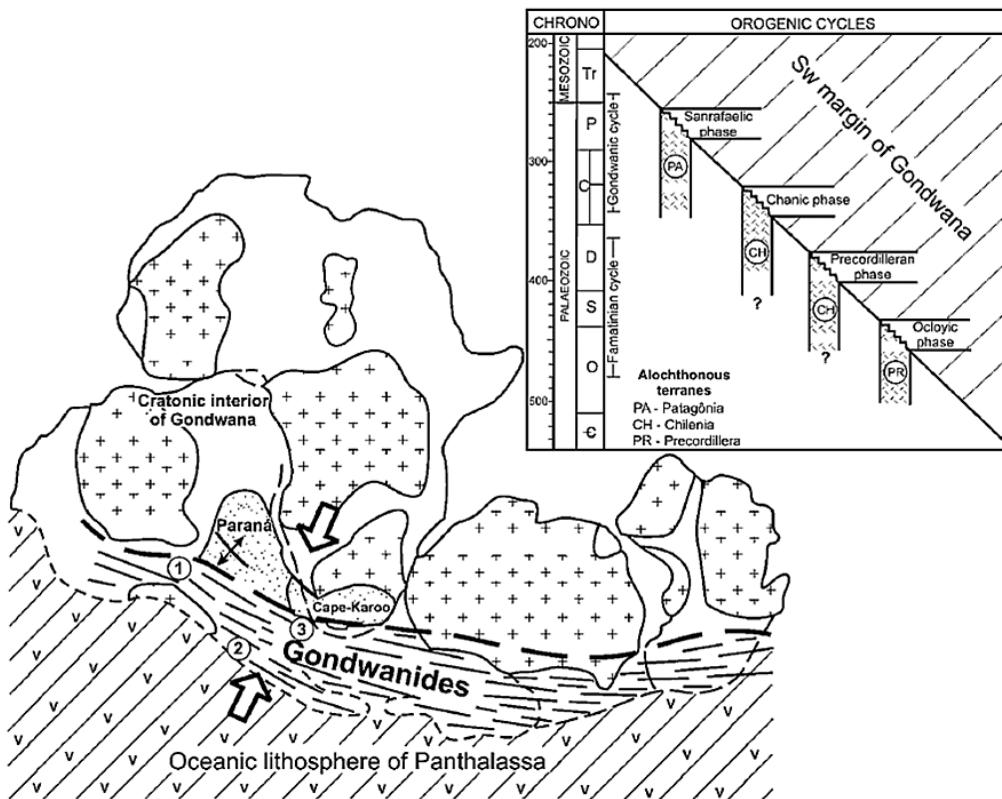


Figura 3: Cenário tectônico regional da margem sul de Gondwana durante o Fanerozoico. Com destaque para a Gondwanides, zona de convergência de longa duração e tectônica colisional recorrente, resultante da interação entre o paleocontinente e o fundo oceânico de Panthalassa. O quadro mostra um resumo dos períodos orogênicos clássicos do Paleozoico reconhecidos no segmento sul-americano do SW Gondwana. Os números 1 a 3 correspondem a áreas dentro utilizadas como referência regional: Bacia Tarija (Bolívia), Precordillera–Paganzo e Sauce Grande–Sierras Australes (Argentina) (Milani e De Wit, 2008).

3.1.2. Província Ígnea Choiyoi

A Província Ígnea Choiyoi é uma das maiores e mais significativas províncias magmáticas da América do Sul, estendendo-se predominantemente pelo território argentino e chegando até o Chile. Sua formação está associada a eventos tectônicos complexos que ocorreram entre o final do Paleozoico e o início do Mesozoico, especificamente entre o Permiano e o Triássico, com idades estimadas entre aproximadamente 280-220 Ma.

A gênese da Província Ígnea Choiyoi está intimamente ligada ao regime tectônico extensional pós-orogênico que seguiu a compressão causada pela Orogenia Gondwanides. Esse regime foi caracterizado pelo colapso das cadeias montanhosas formadas durante a orogenia, como as Sierras Pampeanas e o Cinturão Patagônico, provocando o afinamento da litosfera continental e a ativação de plumas mantélicas, que deram origem a um magmatismo intenso. Esse fenômeno geológico, associado ao relaxamento tectônico e à ascensão de magmas por descompressão do manto (Figura

4), foi fundamental para o desenvolvimento da Província Ígnea Choiyoi (Kleiman e Japas, 2009).

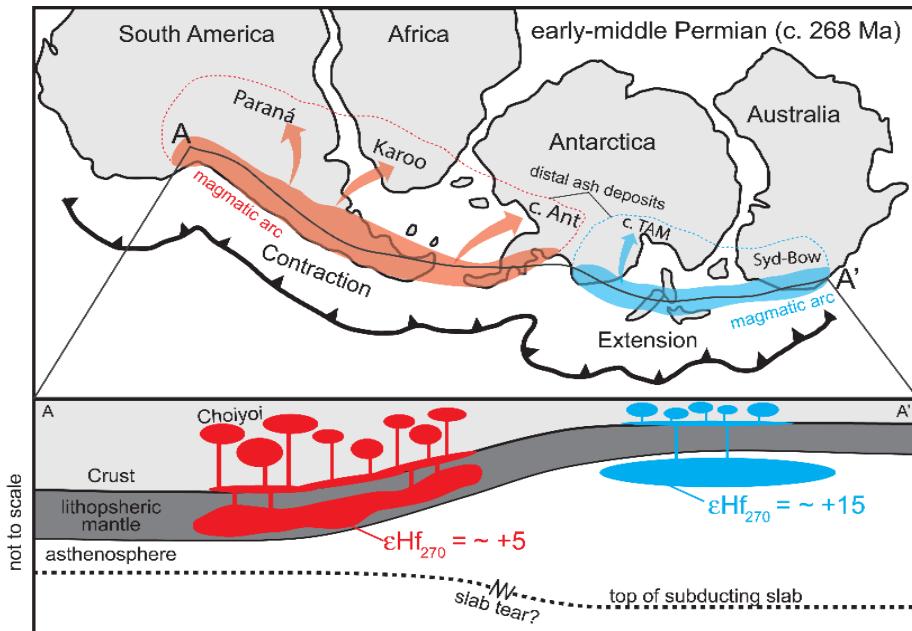


Figura 4: Megacontinente Gondwana, no Neopaleozóico, com principais bacias Permianas e complexos acrecionários, com ϵHf indicando a origem do arco magmático, por meio de uma seção transversal da crosta de arco Permiano da América do Sul, Antártica Ocidental, Zelândia e Austrália. Legenda da abreviatura: Syd-Bow - bacias de Sydney e Bowen; c. TAM - Montanhas Centrais da Transantártica; c. Ant - Antártica central. (Nelson e Cottle, 2019).

A extensão geográfica da província abrange desde as regiões de Mendoza e San Juan, no centro-oeste da Argentina, até áreas da Patagônia e do Chile, refletindo uma continuidade geológica entre ambos os lados da Cordilheira dos Andes, que ainda não estava plenamente erguida na época (Figura 5). Essa distribuição ressalta a vasta influência desse evento magmático na evolução tectônica da América do Sul (Llambías et al., 2003).

O vulcanismo característico da Província Ígnea Choyoi é predominantemente ácido, com predominância de rochas vulcânicas ricas em sílica, como riolitos, dacitos e andesitos. Esses magmas ricos em sílica são mais viscosos, resultando em erupções explosivas e na formação de grandes depósitos de tufos e ignimbritos. Essas características indicam um ambiente de intensa atividade magmática explosiva, típico de zonas de distensão crustal pós-orogênica (Uliana et al., 1985). Além disso, a província inclui grandes corpos intrusivos graníticos, formando batólitos e plutons que representam o resfriamento e a cristalização de magmas em profundidade, compostos principalmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Ramos e Kay, 1991).

A evolução temporal da Província Ígnea Choiyoi é dividida em duas fases principais de magmatismo, identificadas por datações radiométricas, como o método U-Pb em zircões. A primeira fase, no Permiano (280–260 Ma), é caracterizada por magmatismo vulcânico ácido, com volumosos derrames de lavas riolíticas e dacíticas e erupções explosivas que geraram extensos depósitos de tufos e ignimbritos. A segunda fase, no Triássico (260–220 Ma), marca uma transição para magmatismo intrusivo, com a formação de grandes corpos graníticos e dioríticos, além de riftes intra-arco (Rocha-Campos et al., 2011). O afinamento contínuo da crosta favoreceu a formação de grandes batólitos graníticos, atualmente expostos em regiões montanhosas (Llambías et al., 2003).

A evolução da Província Ígnea Choiyoi está também associada aos primeiros indícios de fragmentação do supercontinente Gondwana, que ocorreria mais tarde no Jurássico, com a abertura do Oceano Atlântico Sul e a separação da América do Sul da África (Uliana et al., 1985). Esse cenário tectônico facilitou a geração de magmas a partir do manto devido ao afinamento litosférico e à ascensão de plumas mantélicas. Comparações frequentes são feitas entre a Província Ígnea Choiyoi e outras grandes províncias magmáticas, como a Província Magmática do Paraná-Etendeka, também associada ao processo de fragmentação de Gondwana. Embora o magmatismo do Paraná-Etendeka seja dominado por rochas basálticas, a Província Ígnea Choiyoi se destaca por seu caráter ácido. Ambas, entretanto, compartilham características tectônicas, como o afinamento crustal e a formação de riftes intra-placa (Ramos e Kay, 1991).

3.2. Morfologia do zircão

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório amplamente presente em rochas ígneas, destacando-se como um dos mais robustos indicadores em estudos petrográficos. Sua elevada resistência a processos metamórficos e sua capacidade de preservar informações cruciais sobre a história térmica e composicional do magma que o gerou fazem do zircão um dos minerais mais valiosos para reconstruções geológicas e magmáticas (Hoskin e Schaltegger, 2003). Além disso, o zircão contém traços de elementos radioativos, como urânio e tório, que permitem a datação precisa de eventos magmáticos e metamórficos por métodos de geocronologia U-Pb, tornando-o essencial em estudos de evolução crustal (Bowring e Schmitz, 2003).

A tipologia do zircão é um ramo de estudo que se concentra na morfologia cristalina e nos mecanismos de crescimento desses minerais, sendo uma ferramenta poderosa para caracterizar magmas. Essa abordagem morfológica relaciona diretamente as

características físicas do cristal com as condições físico-químicas do ambiente de cristalização, permitindo inferências detalhadas sobre a origem e a evolução do magma (Martins, 2014; Daneshvar, 2018). A morfologia do zircão é controlada pela combinação de faces prismáticas e piramidais, e as variações na forma do cristal são determinadas pelas condições de temperatura, pressão e composição química do magma hospedeiro.

O método morfológico mais amplamente utilizado (Figura 6) foi proposto por Pupin (1980), que desenvolveu uma classificação baseada nas combinações das faces prismáticas {100} e {110}, e nas faces piramidais {211}, {101} e {301}. Essa metodologia permite classificar os cristais de zircão em diferentes tipos populacionais, que podem ser correlacionados com as condições de cristalização do magma. De acordo com Pupin, a composição química do magma exerce forte influência na morfologia do zircão: magmas mais alcalinos favorecem o desenvolvimento de faces piramidais {101}, enquanto ambientes mais aluminosos são frequentemente associados ao desenvolvimento de faces {211} (Pupin, 1980).

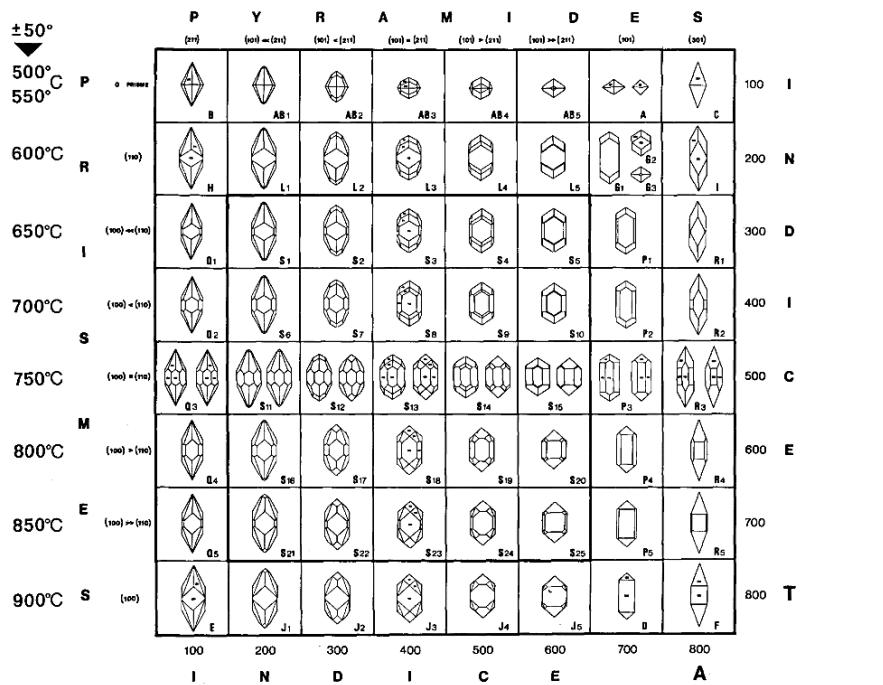


Figura 5: Os principais tipos e subtipos da classificação morfológica e a correspondente escala geotermométrica. A escala de temperatura foi calibrada em comparação com temperaturas aceitas na literatura para a cristalização de rochas e minerais pluto-vulcânicos (Pupin e Turco 1972c, Pupin, 1980).

Além disso, a morfologia do zircão está diretamente relacionada com a temperatura do ambiente de cristalização, e por isso, esse mineral é amplamente utilizado como um geotermômetro. A escala geotermométrica proposta por Pupin e Turco (1972) baseia-se na calibração das formas morfológicas dos cristais de zircão em relação a temperaturas típicas de cristalização de diferentes tipos de rochas ígneas. Esses valores foram

ajustados com base em dados aceitos da literatura sobre cristalização de rochas plutônicas e vulcânicas, além de parâmetros experimentais como os limites de estabilidade mineral (por exemplo, muscovita em granitos e gnaisses), dados geotermométricos de piroxênios em rochas charnockíticas e vulcânicas, e intervalos de temperatura para a anatexia de gnaisses (Pupin e Turco, 1972; Pupin et al., 1978).

Dessa forma, o zircão, por suas características morfológicas e sua estabilidade em uma ampla gama de condições geológicas, é considerado um dos melhores indicadores da temperatura de cristalização de magmas ígneos. A tipologia de zircão permite, por exemplo, diferenciar magmas graníticos formados em condições de alta temperatura de magmas originados em ambientes de menor temperatura (Pupin, 1980).

A tipologia do zircão tem sido aplicada com sucesso em uma ampla gama de contextos geológicos, particularmente em estudos de magmas graníticos. A análise das formas cristalinas dos zircões permite inferir a presença de múltiplas fontes magmáticas, detectar variações na temperatura e composição do magma ao longo do tempo e reconstruir a evolução termodinâmica e composicional desses sistemas magmáticos (Corfu et al., 2003). Em particular, a tipologia de zircão tem se mostrado eficaz na distinção entre granitos formados por cristalização fracionada de magmas primários e aqueles que resultam de processos de anatexia crustal, fornecendo insights importantes sobre os processos petrogenéticos (Hoskin, 2005).

Contudo, é importante ressaltar que a interpretação dos dados morfológicos de zircão deve ser complementada por análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Somente com a integração de múltiplas linhas de evidência é possível construir um modelo robusto da história evolutiva de um determinado corpo magmático. Nesse sentido, o uso combinado de geocronologia U-Pb, análise de isótopos de Hf e O e estudos morfológicos de zircão tem se mostrado particularmente útil na elucidação da história tectono-magmática de regiões crustais complexas (Fu et al., 2009; Belousova et al., 2006).

3.3. Sistema Lu-Hf e isótopos de Háfnio (Hf)

A análise de isótopos de Háfnio (Hf) é uma ferramenta fundamental na investigação da evolução da crosta terrestre e nos processos de diferenciação do manto, dada a sua alta precisão. Por isso, o sistema Lu-Hf (Lutécio-Háfnio) tem sido amplamente utilizado em geocronologia e geologia isotópica. O Hf é um elemento químico pertencente ao grupo dos metais de transição e é encontrado predominantemente em minerais de zircão ($ZrSiO_4$), sendo que sua similaridade química com o zircônio (Zr) permite a substituição de ambos elementos dentro da estrutura cristalina do mineral. Essa

afinidade química torna o Hf um excelente indicador dos processos geológicos e da formação de rochas ao longo do tempo geológico (Blichert-Toft e Albarède, 1997).

O Hf ocorre naturalmente em seis isótopos, dos quais o ^{176}Hf é de particular interesse em estudos geocronológicos, pois é o produto do decaimento radioativo do ^{176}Lu (Lutécio). O sistema Lu-Hf é amplamente utilizado para datar eventos geológicos, uma vez que o ^{176}Lu decai para ^{176}Hf com uma meia-vida de aproximadamente 37 bilhões de anos. Essa característica torna o sistema Lu-Hf uma ferramenta valiosa para datar processos geológicos antigos, como a cristalização e diferenciação crustal (Patchett & Tatsumoto, 1980; Scherer et al., 2001). A análise de Hf é particularmente utilizada em cristais de zircão, uma vez que esses minerais são extremamente resistentes a processos de alteração e contêm quantidades significativas de Hf (Kinny, 2003).

As razões isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em zircão são cruciais para rastrear a origem e a evolução de materiais crustais e mantélicos, permitindo a identificação de rochas derivadas diretamente do manto, de uma crosta mais antiga ou de uma mistura de ambos, pois a grande maioria do ^{176}Hf é "Hf comum", ou seja, não decorrente do decaimento do ^{176}Lu . Assim a composição isotópica de Hf neste cristal será muito próxima àquela no momento de sua cristalização (Kinny & Maas, 2003; Nebel et al. 2007).

A partir dessas razões, é possível obter dois parâmetros-chave que auxiliam na investigação da origem e evolução de materiais crustais e mantélicos: a **idade TDM** (Modelo de Depleção do Manto) e o ϵHf (épsilon háfnio). Ambos fornecem informações complementares sobre a história geológica das rochas, mas com enfoques distintos.

A Idade TDM indica um momento estimado em que o protólito da rocha hospedeira do zircão se diferenciou do manto depletado, ou seja, o manto empobrecido em elementos incompatíveis após a geração de crosta continental. É considerada uma "idade modelo" não representativa uma idade absoluta de cristalização ou metamorfismo, mas sim uma estimativa, calculada com base em evoluções isotópicas, incluindo o modelo de evolução do manto depletado e as razões Lu/Hf da amostra em questão. As idades TDM podem fornecer uma ideia da "idade crustal" do material, indicando quando o material se desligou de uma fonte mantélica pela primeira vez (Griffin et al., 2002).

Por outro lado, o valor de ϵHf é uma medida das razões isotópicas de Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) na amostra em comparação com um valor de referência condrílico (CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*). Esse valor é expresso em unidades de "épsilon" para quantificar pequenas variações relativas ao modelo CHUR, que representa uma assinatura

isotópica considerada primitiva e uniforme, similar à de meteoritos condritos, assumida como próxima à composição inicial da Terra.

- Valores positivos de ϵ Hf: indicam uma fonte de manto depletado, que possui uma razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ maior em comparação com o CHUR. Isso sugere que o material foi extraído de um manto que sofreu "depleção" de elementos incompatíveis (como Lu e Hf) em algum momento geológico, refletindo um manto que contribuiu para a formação de crosta nova.
- Valores negativos de ϵ Hf: indicam uma fonte enriquecida em relação ao CHUR, o que significa que o material possui um histórico de retrabalhamento crustal ou foi derivado de uma crosta continental antiga. Isso é característico de rochas que passaram por ciclos de fusão, reciclagem e reincorporação na crosta continental.

Esse parâmetro é extremamente valioso para a geocronologia e petrologia isotópica, permitindo rastrear a proveniência e a história evolutiva de diferentes amostras geológicas. No estudo de zircões, por exemplo, o ϵ Hf tem sido amplamente aplicado para inferir a origem e a idade do magma a partir do qual os cristais se formaram, oferecendo insights sobre eventos tectônicos e processos de acréscimo crustal (Amelin et al., 2000). Na Tabela 1, a seguir, encontra-se uma síntese com as principais diferenças entre ambos parâmetros.

Aspecto	Idade TDM	ϵ Hf
Objetivo	Estimar o momento da separação do protólito e do manto empobrecido	Medir a variação relativa da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em comparação com o CHUR
Significado	Indica uma idade aproximada da origem crustal	Sugere se a fonte do material analisado é juvenil ou retrabalhada
Aplicação	Estudos de proveniência e idade da crosta	Avaliação da história evolutiva e tectônica do material

Tabela 1: Síntese dos parâmetros idade TDM e ϵ Hf, destacando as principais diferenças entre eles.

Embora ambos sejam obtidos por meio do sistema Lu-Hf, eles fornecem informações complementares. O ϵ Hf fornece uma indicação qualitativa sobre a natureza da fonte (juvenil ou crustal antiga), enquanto a idade TDM fornece uma estimativa quantitativa do tempo em que essa fonte se separou do manto deplecionado. Assim, ambos os parâmetros são utilizados em conjunto para interpretar a história evolutiva de rochas e zircões, ajudando a reconstruir eventos tectônicos e processos de formação de crosta continental.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Materiais

As amostras utilizadas para o desenvolvimento desse projeto foram coletadas em atividades de campo ao longo dos anos pela Profª. Drª. Cláudia Regina Passarelli e seus orientandos e amostras anteriormente descritas nos trabalhos de Rocha Campos et. al. 2011, originárias da Argentina, para estabelecer a comparação entre as amostras da Bacia do Paraná com a Província Ígnea Choiyoi. No total, foram trabalhadas 15 amostras (Tabela 2), que podem ser divididas em três grupos:

- Grupo 1 – Bacia do Paraná: Estado de São Paulo

As amostras deste grupo foram coletadas e trabalhadas pelo grupo de pesquisa da Profª. Drª. Cláudia R. Passarelli. Elas correspondem a sedimentos das formações Iratí e Tatuí, pertencentes ao Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, no estado de SP. Estas amostras estão sendo trabalhadas em diferentes projetos de pesquisa: o Trabalho de Formatura (23-25) intitulado “Tefroestratigrafia e reconstrução de erupções vulcânicas Neopaleozoicas no Sudoeste do Gondwana: Implicações no transporte de zircão vulcanogênico”, desenvolvido por Guilherme de Souza Amaral, e o projeto de Mestrado em andamento “Reconstituição tectono-sedimentar do período Permiano na Bacia do Paraná no Estado de São Paulo a partir de registros geoquímicos e morfológicos de zircões detriticos de origem vulcânica nas Formações Iratí e Tatuí”, sob a orientação de Profª. Drª. Cláudia R. Passarelli e desenvolvido por Felipe de Godoy Nigro.

- Grupo 2 – Província Ígnea Choiyoi

As amostras do Grupo 2 foram coletadas por pesquisadores, incluindo Rocha Campos et al. (2011, 2019), e correspondem a rochas vulcânicas e sedimentares da Província Choiyoi, localizada no Bloco San Rafael, Argentina, que abrange as unidades estratigráficas inferior, intermediária e superior da província. Estas amostras já foram objeto de análises geoquímicas, realizadas pelo grupo de pesquisa da orientadora. No entanto, as análises morfológicas ainda serão realizadas. Estas amostras fazem parte do projeto de Mestrado intitulado “Idades U-Pb e isótopos de Hf em zircão: Rastreamento da origem das camadas de queda de cinzas vulcânicas permianas da Bacia do Paraná”, desenvolvido por Mariana de Matheus Marques dos Santos sob a orientação da Profa. Dra. Claudia Regina Passarelli. O objetivo principal desse projeto é investigar a possível origem dos zircões vulcanogênicos presentes nas camadas de cinzas da Bacia do Paraná e sua correlação com o vulcanismo Choiyoi.

- Grupo 3 – Bacia do Paraná: Estados do PR, SC, RS e Uruguai

As amostras deste grupo foram coletadas por Rocha Campos et al. (2019) e incluem rochas sedimentares das formações do Grupo Guatá e Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, abrangendo áreas dos estados do Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e do Uruguai. Grãos de zircão vulcanogênico foram preferencialmente selecionados em camadas de tonsteins e bentonitas dessas formações. Análises de ETRs já foram realizadas, e as análises morfológicas estão em fase de planejamento. Estas amostras também estão sendo trabalhadas no projeto de Mestrado em finalização “Idades U-Pb, isótopos de Hf e Elementos Traços em zircão rastreando a origem das camadas de cinzas vulcânicas permianas da Bacia do Paraná: seriam provenientes da Formação Choiyoi?”, sob a orientação da Profª. Drª. Cláudia Regina Passareli.

AMOSTRA	ROCHA	GRUPO	FORMAÇÃO
BACIA DO PARANÁ			
IPE-07	Siltito	Passa Dois	Fm Corumbataí
IPE-08	Argilito	Passa Dois	Fm Corumbataí
IPE-10	Siltito	Passa Dois	Fm Corumbataí
IPE-11	arenito conglomerático	Guatá	Camada Ibicatu - Fm. Tatuí
IPE-12	Arenito fino	Guatá	Fm. Tatuí
IPE-13	folhelho	Passa Dois	Fm Iriti-Mb Taquaral
IPE-14	Arenito médio/fino	Guatá	Fm. Tatuí
IPE-15	Arenito fino	Guatá	Base Fm. Tatuí
IPE-16	Siltito arenoso	Guatá	Base Fm. Tatuí
IPE-17	Siltito	Itararé	Gr. Itararé
IPE-20	Siltito	Passa Dois	Fm Corumbataí
PROVÍNCIA MAGMÁTICA CHOIYOI			
CH-01	ignimbrito	Cachicó	Yacimiento Los Reyunos
CH-04	ignimbrito		Água de los Burros
CH-05	ignimbrito		Água de los Burros
CH-09	ignimbrito		Cerro Carrizalito

Tabela 2: Relação das amostras analisadas neste projeto com sua identificação, rocha na qual foi encontrada e a posição litoestratigráfica a qual pertence. As amostras identificadas como “IPE-” estão sob responsabilidade da Profª. Drª. Cláudia Regina Passareli e seu grupo de pesquisa, enquanto as amostras nomeadas “CH-” são provenientes de outros trabalhos, como de Rocha Campos et. al. 2011, 2019.

4.2. Métodos

4.2.1. Aquisição de imagens de grãos de zircão

A obtenção de imagens de grãos de zircão para fins de análise geocronológica e de proveniência envolve diversas técnicas, cada uma oferecendo informações

específicas sobre a estrutura e a composição do mineral. Métodos como a microscopia eletrônica de varredura (MEV), catodoluminescência (CL) e a microscopia estereoscópica fornecem dados complementares que ajudam a caracterizar a história e a origem dos grãos. Durante o desenvolvimento deste trabalho, foram utilizadas especialmente as imagens das amostras através da lupa (microscopia estereoscópica) com apoio das imagens em MEV.

O uso da MEV é uma das abordagens mais detalhadas para observar a morfologia de grãos de zircão. O MEV utiliza um feixe de elétrons que incide sobre a superfície dos grãos, que são previamente montados em lâminas condutoras e revestidos com uma camada fina de carbono ou ouro para evitar o carregamento de superfície. Esse processo de varredura pode ser conduzido de duas formas principais, cada uma com diferentes finalidades: imagens de elétrons secundários e imagens de elétrons retroespalhados.

- Elétrons Secundários (SE): As imagens de elétrons secundários capturam detalhes topográficos da superfície dos grãos, uma vez que os elétrons secundários são produzidos nas camadas mais externas do mineral. Esse tipo de imagem permite visualizar com precisão irregularidades superficiais, como microfraturas, porosidades, e contornos sutis do grão, importantes para entender sua integridade física e história de transporte.
- Elétrons Retroespalhados (BSE - Backscattered Electrons): As imagens de elétrons retroespalhados fornecem informações sobre a composição química dos grãos, uma vez que a intensidade de retroespalhamento é diretamente proporcional ao número atômico dos elementos presentes. Zircões com inclusões de minerais pesados ou variações químicas internas aparecerão com contraste diferenciado, permitindo a identificação de heterogeneidades compostionais. Esse tipo de imagem é essencial para distinguir zonas de crescimento e áreas recristalizadas, fundamentais para estudos de evolução térmica e eventos de recristalização.

A catodoluminescência (CL) é uma técnica complementar que utiliza a emissão de luz do zircão ao ser bombardeado por elétrons de alta energia. Esse fenômeno ocorre em função das imperfeições estruturais e da composição química do zircão, com zonas de crescimento e variações internas apresentando intensidades diferentes de luminescência. A técnica de CL permite visualizar com clareza as zonas de crescimento internas e eventos de recristalização, além de identificar áreas adequadas para análises isotópicas de U-Pb e Lu-Hf. O contraste em CL auxilia na seleção das melhores áreas

para datação, fornecendo uma visão da história de crescimento e dos processos que o zircão pode ter sofrido ao longo do tempo geológico.

Por fim, a observação inicial dos grãos de zircão geralmente é realizada em um microscópio estereoscópico ou lupa binocular, que oferece uma visão em menor resolução, mas essencial para uma triagem rápida e visual dos grãos. Essa análise preliminar permite observar características macroscópicas, como tamanho, forma, transparência e coloração dos grãos, além de eliminar grãos danificados ou contaminados que possam interferir na qualidade dos dados nas análises subsequentes. A lupa é especialmente útil para selecionar grãos representativos que seguirão para análises de maior precisão, como MEV e CL, assegurando a relevância da amostra para os objetivos do estudo.

Esses métodos, quando combinados, oferecem uma análise completa das características físicas, texturais e químicas dos grãos de zircão, permitindo inferências detalhadas sobre sua origem, trajetória de transporte e história geológica. A integração dos dados obtidos por meio das diferentes técnicas fortalece as interpretações geológicas, fornecendo uma visão mais abrangente dos processos de formação e transformação do zircão ao longo do tempo geológico. A obtenção de imagens de grãos de zircão pode ser realizada por diferentes métodos, cada um oferecendo informações específicas sobre a estrutura e composição do mineral, essenciais para análises geocronológicas e de proveniência.

4.2.2. Análise estatística da morfologia dos grãos de zircão

A análise da morfologia dos grãos de zircão usando o software ImageJ (com a extensão Fiji) é um método amplamente adotado em geociências para caracterizar as dimensões, formas e texturas dos grãos minerais. Essa análise permite extrair dados quantitativos como tamanho, comprimento, largura, área, perímetro, e a razão de aspecto dos grãos, informações que são essenciais para estudos de proveniência e de processos geológicos. Abaixo segue um passo a passo detalhado de como realizar essa análise utilizando o ImageJ:

1. Aquisição de Imagens dos Grãos de Zircão

Os grãos de zircão são montados em lâminas, polidos e fotografados sob um microscópio de luz refletida ou sob microscópio eletrônico de varredura (MEV) para obter imagens de alta resolução, as imagens devem ser salvas em um formato compatível com o ImageJ, como TIFF ou PNG, de preferência com escala para assegurar a precisão das medidas, conforme abordado anteriormente.

2. Instalação e Configuração do ImageJ

O ImageJ é um software gratuito e amplamente utilizado em análises de imagens científicas, cujo download pode ser realizado a partir do seu site oficial: <https://imagej.nih.gov/ij/>. Esse site é mantido pelo National Institutes of Health (NIH) dos Estados Unidos e oferece a versão mais recente do software, documentação detalhada, plugins e tutoriais para o uso do ImageJ. Instale o plugin Shape Descriptor, se necessário, para ampliar as opções de análise morfométrica.

3. Calibração da Escala de Imagem

Para inserir as escalas das imagens, abra a imagem no ImageJ e utilize uma barra de escala (se disponível na imagem) para calibrar a escala de medição. No menu *Analyze > Set Scale*, defina a escala de acordo com a barra de referência na imagem. Essa calibração permitirá que as medições de comprimento, largura e área sejam precisas em unidades reais (micrômetros, por exemplo), evitando interpretações errôneas das dimensões dos grãos.

4. Segmentação e Seleção dos Grãos

A primeira etapa é o pré-processamento, onde serão feitos ajustes de contraste e brilho, e outros tratamentos na imagem, se preciso for, para melhorar a definição dos contornos dos grãos. Quando os grãos estiverem bem definidos, use a ferramenta *thresholding* (*Image > Adjust > Threshold*) para segmentar os grãos de zircão com base em tons de cinza, destacando-os do fundo (Figura 6). Isso permite selecionar automaticamente apenas os grãos de zircão para análise. Se necessário, utilize a ferramenta de seleção manual para contornar e isolar grãos que não foram corretamente segmentados automaticamente.

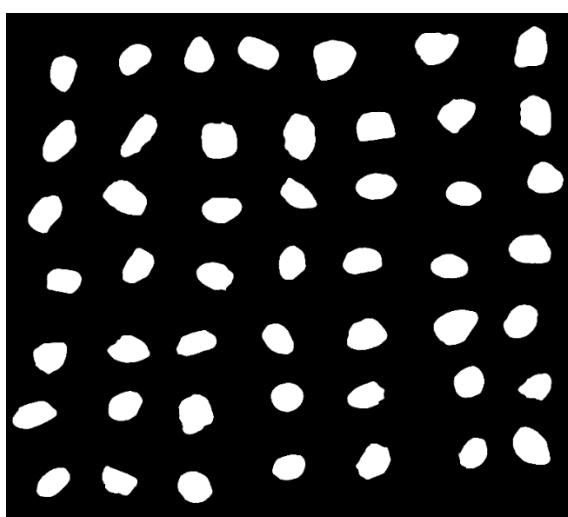


Figura 6: Exemplificação da padronização de imagem necessária para análise.

5. Análise de Partículas

No menu *Analyze > Analyze Particles*, configure os parâmetros de detecção de partículas. Defina limites de tamanho mínimo e máximo (em pixels ou micrômetros) e selecione as opções *Show Outlines* e *Display Results* para visualizar e registrar os seguintes parâmetros morfométricos de cada grão individualmente:

- Área: Área total do grão em unidades de medida (μm^2);
- Perímetro: Contorno do grão, útil para cálculos de forma;
- Diâmetro Máximo e Mínimo: Diâmetros longitudinais e transversais dos grãos, para cálculos de razão de aspecto;
- Razão de Aspecto: Relação entre o comprimento e a largura, que indica a forma (alongada ou arredondada) dos grãos;
- Circularidade e Elongação: Esses índices ajudam a quantificar o grau de arredondamento ou alongamento do grão, essenciais para interpretações de transporte e sedimentação.

6. Cálculo da Razão de Aspecto e Índices Morfológicos

A razão de aspecto (*aspect ratio*) é calculada pela razão entre o comprimento e a largura do grão (comprimento/largura). Valores altos indicam grãos alongados, enquanto valores próximos de 1 indicam grãos mais arredondados. A circularidade e a elongação são calculadas automaticamente pelo ImageJ. A circularidade varia de 0 a 1, sendo 1 um círculo perfeito, enquanto a elongação representa o grau de alongamento.

7. Análise Estatística dos Dados

Os dados coletados podem ser exportados para uma planilha (CSV ou Excel) diretamente do ImageJ, facilitando a análise estatística. Use softwares estatísticos (R, Python, SPSS ou Excel) para calcular estatísticas descritivas (média, mediana, desvio-padrão) e para realizar análises de distribuição e frequências das medidas morfológicas. Se o estudo envolve amostras de diferentes localizações ou formações, análises estatísticas como testes t ou ANOVA podem ser aplicados para comparar a morfologia dos grãos entre as amostras.

8. Interpretação dos Resultados

O formato e o arredondamento dos grãos podem indicar sua história de transporte e a distância percorrida. Grãos arredondados sugerem transporte longo, enquanto grãos angulosos sugerem proximidade à fonte. A razão de aspecto e a elongação podem indicar condições geológicas específicas de formação e transporte, como ambientes fluviais, marinhos ou eólicos. A variação nos índices morfológicos ao longo de uma

sequência estratigráfica pode refletir mudanças tectônicas, como o rejuvenescimento da fonte ou a reativação de estruturas geológicas.

Esse procedimento detalhado com o ImageJ permite que as características morfológicas dos grãos de zircão sejam analisadas de maneira quantitativa e estatisticamente robusta, fornecendo dados valiosos para interpretações geológicas sobre a origem e o histórico deposicional dos sedimentos.

4.2.3. Razão isotópica do Háfnio por MC-ICP-MS

A espectrometria de massa com *laser ablation* (LA-ICP-MS) é uma técnica poderosa e precisa para medir a razão isotópica de hafnio (Hf) em amostras geológicas, especialmente aquelas que contêm zircão, um mineral que armazena Hf de maneira confiável ao longo do tempo geológico. O processo exige uma série de etapas detalhadas, desde a preparação da amostra até a análise isotópica, para garantir resultados precisos e reproduzíveis. Abaixo está um passo a passo detalhado do procedimento LA-ICP-MS para análise de Hf em amostras:

1. Preparação da amostra

O primeiro passo é escolher fragmentos de amostras, geralmente minerais, que contêm o elemento de interesse. Para análises de hafnio, os minerais de zircão são frequentemente utilizados, pois possuem altas concentrações de Hf. As amostras selecionadas são montadas em epóxi ou resina e polidas para expor a superfície a ser analisada. O polimento é crucial para assegurar uma superfície lisa e uniforme, minimizando desvios no feixe do laser. A superfície da amostra deve ser cuidadosamente limpa para evitar contaminação, geralmente usando soluções de ácido diluído ou outros agentes de limpeza adequados.

2. Configuração do sistema de laser

O laser precisa ser calibrado para a profundidade e o diâmetro de ablação desejados. A energia e o diâmetro do feixe (geralmente entre 10 a 50 μm) são ajustados de acordo com a natureza da amostra. A taxa de repetição do pulso do laser (por exemplo, 10 Hz), o tempo de ablação e o fluxo de gás de transporte (geralmente He) são configurados para otimizar a liberação de material sem danificar excessivamente a amostra.

3. *Ablation* (Ablation com Laser)

O laser é focado na superfície da amostra, vaporizando uma pequena quantidade do material. Esse processo gera um "plume" (nuvem de material vaporizado)

contendo os elementos da amostra, incluindo o háfnio. Gases, como hélio e argônio, transportam o material vaporizado do sistema de laser para o ICP-MS. O uso de hélio melhora a eficiência de ablação e a precisão analítica.

4. Ionização no Plasma Indutivamente Acoplado (ICP)

O material vaporizado entra no plasma, que opera a temperaturas extremamente altas (cerca de 6000–10000 K), transformando os átomos em íons. No plasma, os átomos de Hf e outros elementos são ionizados. A alta temperatura do plasma dissocia o material em seus íons constituintes.

5. Análise de Massas no Espectrômetro (MS)

Os íons gerados no ICP são guiados para o espectrômetro de massas, onde são separados com base na relação massa/carga (m/z). O espectrômetro detecta isótopos específicos de háfnio (como ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf e ^{179}Hf), permitindo a medição de sua abundância relativa. É comum que o ^{176}Hf sofra interferência de elementos como o ^{176}Yb (itérbio). Para contornar isso, o espectro é ajustado para descontar essas interferências com base em valores de outros isótopos, como ^{171}Yb ou ^{172}Yb .

6. Calibração e Análise de Dados

Durante a análise, é necessário usar padrões de referência (como o zircão padrão 91500) para calibrar o instrumento e verificar a precisão dos dados. Como o equipamento pode apresentar variação ao longo do tempo, a análise de padrões ao longo da corrida ajuda a corrigir qualquer deriva. Após a coleta dos dados, as razões isotópicas de háfnio (como $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) são calculadas e comparadas aos padrões para interpretar a história isotópica da amostra.

7. Interpretação dos Dados Isotópicos de Hf

Os dados obtidos permitem estimar as razões isotópicas iniciais, que podem fornecer informações sobre a fonte dos materiais, idade da amostra e processos geológicos. Na geocronologia, essas informações são utilizadas para inferir processos de formação crustal e reciclagem do manto.

Esse procedimento detalhado no LA-ICP-MS é ideal para obter dados de alta precisão e robustez sobre as razões isotópicas de háfnio em amostras geológicas. No Anexo A encontra-se o protocolo de análises adotado pelo Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geologia Isotópica (CPGeo), da Universidade de São Paulo, onde o procedimento foi realizado. A exatidão e o controle de cada etapa, desde a preparação das amostras até a correção de interferências e calibração dos detectores, são cruciais

para a qualidade dos resultados obtidos. Esses dados são amplamente utilizados para compreender a história evolutiva da crosta terrestre e processos mantélicos que ocorreram ao longo de bilhões de anos.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Problemas durante o desenvolvimento do projeto

Durante a elaboração deste projeto de formatura ocorreram problemas, fazendo com que a maior parte do trabalho fosse modificada, incluindo o título proposto anteriormente **“Elementos Terras-Raras e morfologia dos cristais de zircão das formações permianas da Bacia do Paraná e sua relação com o vulcanismo da borda SW do Gondwana”**. Isso ocorreu devido a uma quebra no equipamento ICP-MS (iCAP Thermo), responsável por parte das análises de elementos terras-raras (ETR). Nos Anexo B, encontra-se uma carta justificativa com a assinatura do técnico do laboratório.

As análises de ETR são feitas uma única vez ao ano, inicialmente previstas para julho, mas obrigatoriamente precisam ser realizadas após as análises de Hf. Isso ocorre porque o tamanho do *spot* para a coleta de Hf geralmente encontra-se entre 40-60 μm , para coletar uma quantidade representativa do material, muitas vezes ocupando todo o cristal e, portanto, não deixando espaço disponível para outras análises, como ETR. A prioridade na análise do Hf também se deve ao fato de suas razões isotópicas poderem ser correlacionadas com outras análises geocronológicas, e serem indicativos geológicos melhores e mais bem definidos no contexto geral.

Devido a manutenções no Neptune e a falta do gás argônio no mercado, as análises de Hf foram atrasadas e ocorreram em outubro, quando o laboratório responsável pela análise de ETR já estava inoperante. Dessa forma, o enfoque mudou para as análises de Hf que foram realizadas a tempo.

5.2. Análise Morfológica

As análises dos zircões presentes nas formações permianas da Bacia do Paraná, como as Formações Tatuí, Rio Bonito e Iratí, indicaram predomínio de grãos com morfologia alongada a prismática, o comprimento dos grãos tende a se situar entre 100-250 μm , com uma distribuição mais ampla quando comparada a depósitos vulcânicos primários (Figura 7). A morfologia desses zircões revela evidências de arredondamento e truncamento angular moderado, típico de transporte sedimentar prolongado. O ângulo de truncamento nos zircões das formações permianas da Bacia do Paraná geralmente é suavizado, com ângulos variando entre 30°-60°, indicando múltiplos ciclos de retrabalhamento, o que sugere fontes distais ou reciclagem a partir de unidades pré-cambrianas expostas nas margens cratônicas do Gondwana. Essas características são

consistentes com um ambiente sedimentar predominantemente fluvial, onde o transporte e a deposição continuam retrabalhando os grãos. Porém existem zircões que diferem desse comportamento típico (Figura 8) e apresentam formas mais similares com aqueles magmáticos, como os provenientes do vulcanismo Choiyoi.

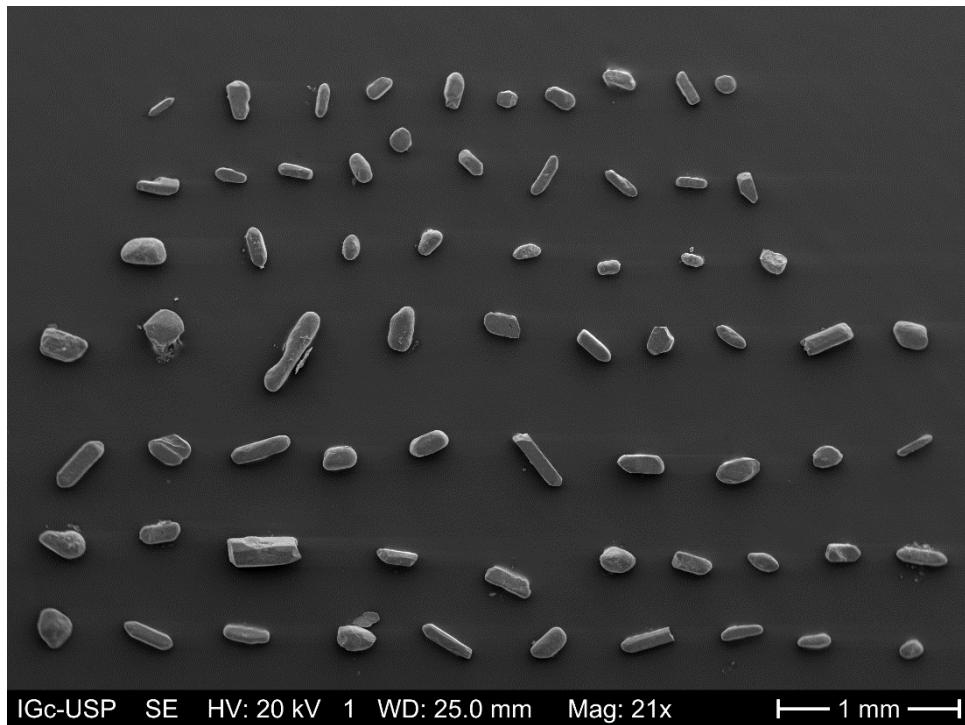


Figura 7: Zircões pertencente à amostra IPE-11, aqui observa-se a heterogeneidade nas formas dos cristais de zircão encontrados na Bacia do Paraná, Formação Tatuí. Imagem obtida por MEV-SE. Observação: essas imagens pertencem a pesquisas em andamento e serão divulgadas posteriormente em seus respectivos trabalhos, ou seja, não serão disponibilizadas neste trabalho de formatura.

Em contraste, os zircões derivados do magmatismo Choiyoi, apresentam características distintamente diferentes, especialmente em termos de tamanho e angularidade, com morfologias euédricas, com faces prismáticas bem definidas e bordas nítidas, sem os sinais de arredondamento típicos do transporte sedimentar, com comprimento médio entre 150-300 μm , ligeiramente maior que os zircões sedimentares da Bacia do Paraná. Além disso, apresentam ângulos de truncamento superiores a 70° , uma consequência direta da cristalização magmática em ambiente de baixa taxa de transporte ou retrabalhamento. A morfologia prismática e angular é preservada pela rápida deposição em um ambiente vulcânico, onde os grãos são expelidos diretamente de erupções magmáticas e incorporados a unidades vulcânicas ou vulcanoclásticas adjacentes.

A principal distinção entre os zircões permianos da Bacia do Paraná e os provenientes do vulcanismo Choiyoi reside no grau de arredondamento e truncamento

angular, o que reflete diretamente os processos de transporte e deposição envolvidos em sua formação. Os zircões das formações permianas apresentam evidências de transporte sedimentar prolongado e reciclagem, com sinais de desgaste físico, enquanto os zircões Choiyoi mostram morfologias quase intactas, preservando as características cristalinas magmáticas.

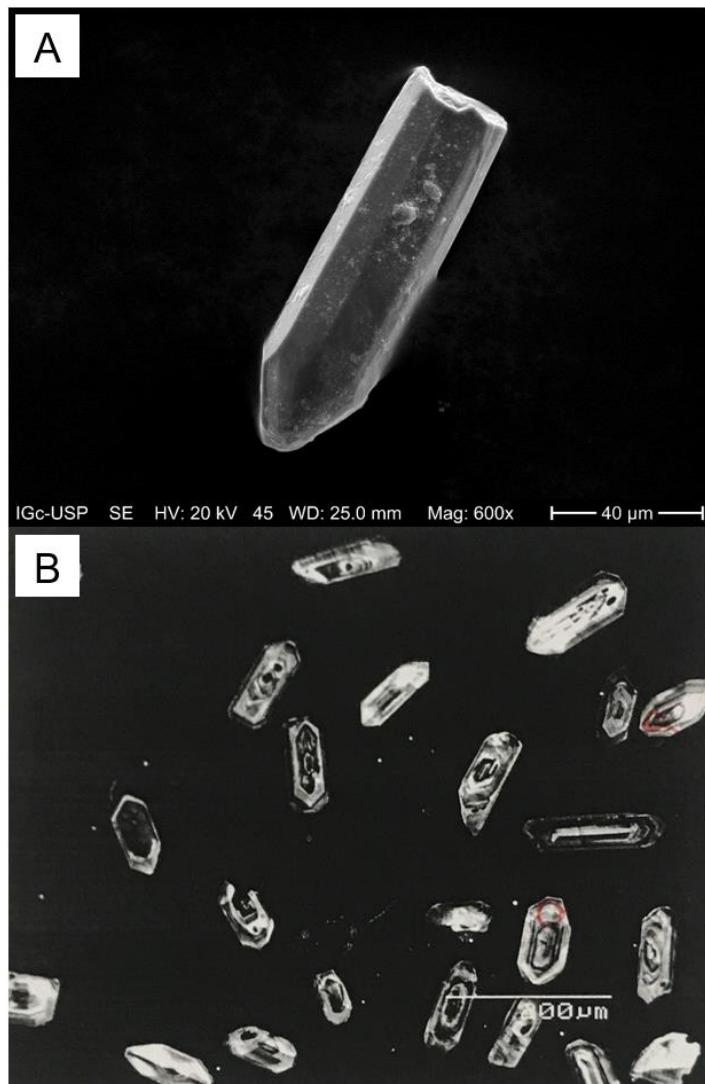


Figura 8: Para destacar a similaridade entre os zircões da Bacia do Paraná com o Choiyoi. A **figura 8a** é um grão pertencente à amostra IPE-13, Formação Irati, em que as características ígneas se encontram bem preservadas e são semelhantes aos apresentados nos grãos da **figura 8b**, que são referentes à amostra CH-04, originária do Choiyoi, Formação Água de los Burros. Imagem obtida por MEV-SE (Figura 8a) e catodoluminescência (Figura 8b). Observação: essas imagens pertencem a pesquisas em andamento e serão divulgadas posteriormente em seus respectivos trabalhos, ou seja, não serão disponibilizadas neste trabalho de formatura.

Comparar ambos apenas pelo fator morfológico não estabelece nenhuma relação clara entre fonte e deposição justamente pelo caráter abrasivo dos transportes de material como um todo, que modificam a forma do grão. Dessa forma, correlacionamos

essa diferença morfológica com idades obtidas através do método U-Pb. As idades do magmatismo Choiyoi encontram-se predominantemente entre 280-240 Ma (Rocha-Campos et al., 2011; Kleiman & Japas, 2009). Na Bacia do Paraná, as formações permianas, grãos detriticos de zircão com idades U-Pb que variam amplamente, mas um conjunto significativo de idades concentra-se no intervalo aproximado de 280-260 Ma (Loiola et al., 2018; Santos et al., 2006). Essas idades estão em concordância com o intervalo temporal do magmatismo Choiyoi, sugerindo uma possível relação entre as fontes de sedimentos da Bacia do Paraná e o magmatismo associado ao Choiyoi.

No Anexo C, encontram-se para cada amostra um gráfico que relaciona a idade U-Pb com o grau de arredondamento dos grãos. É possível observar que, embora os grãos sejam arredondados, o que poderia caracterizá-los como provenientes de rochas pré-cambrianas com alto índice de retrabalhamento, suas idades são relativamente jovens, fazendo com que fontes pré-cambrianas sejam descartadas para a maioria dos cristais. Agora, quando comparamos essas idades com as obtidas em outros trabalhos como Rocha Campos et. al. 2019 para rochas provenientes do Choiyoi, elas se tornam compatíveis, indicando que pode haver sim uma relação de proveniência com os vulcanismos da borda SW do Gondwana e a deposição da Bacia do Paraná.

5.3. Análise dos isótopos de Háfnio

5.3.1. Província Choiyoi

Os zircões analisados provenientes das amostras de rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi, representadas por ignimbritos riolíticos cálcio-alcalinos, pertencem a diferentes níveis estratigráficos: inferior (Formação Yacimientos Los Reyunos-CH-01), intermediário (Formação Água de los Burros, amostras CH-4 e CH-9) e superior (Formação Cerro Carrizalito, amostra CH-5) (Figura 9).

Os valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ obtidos nas amostras analisadas variam de -6 a +6, sendo mais concentrados em valores levemente negativos a levemente positivos (Figura 10), o que é característico das rochas magmáticas da PMC (província magmática continental). Quanto aos valores de TDM, estes apresentam uma faixa entre 1100 e 1400 Ma, com raras exceções de valores entre 500 e 600 Ma (dados na íntegra nos anexos. As análises foram conduzidas pela mestrandra Mariana de Matheus Marques dos Santos, com amostras coletadas pelo grupo de pesquisa do Prof. Rocha Campos. No Anexo D encontra-se uma tabela resumida dos dados obtidos por essas análises, para as rochas do Grupo Choiyoi.

AGE		PHASE	DIASTROPHISM		LITHOLOGY	STRATIGRAPHY			
QUARTERNARY	PLEISTOCENE		Cycle	Phase					
QUARTERNARY	PLEISTOCENE		AN	Diaguitic	Conglomerates, tuffs, basalts Andesites and dacites	TRIASSIC TO MIocene HIATUS			
TERTIARY	PLIOCENE MIOCENE OLIGOCENE		DE		Basalts, conglomerates, tuffaceous Sandstones, andesites, sediments				
AN									
Quechuan									
CONTINENTAL SEDIMENTS, RHYOLITIC IGNIIMBRITES, BASALTS									
Puesto Viejo Formation									
CH-5 Cerro Carrizalito Formation									
QUEBRADA DEL PIMIENTO FORMATION									
ÁGUA DE LOS BURROS FORMATION									
CH-4 Tesoro Misterioso Member									
CH-9 Conglomerados Paralelos Member									
ARROYO PUNTA DEL AGUA FORMATION									
YACIMIENTO LOS REYUNOS FORMATION									
TOBA VIEJA GORDA ARENASCA ATIGRADAS MEMBER									
CH-1 Psefític Member									
CH-10 EL IMPERIAL FORMATION									
PRECAMBRIAN, ORDOVICIAN AND DEVONIAN SUBSTRATA									

Figura 9: Estratigrafia da sucessão Chioyoi no Bloco San Rafael (Kleiman 1999). Retângulo preto: ponto de amostragem (Rocha Campos et al. 2011).

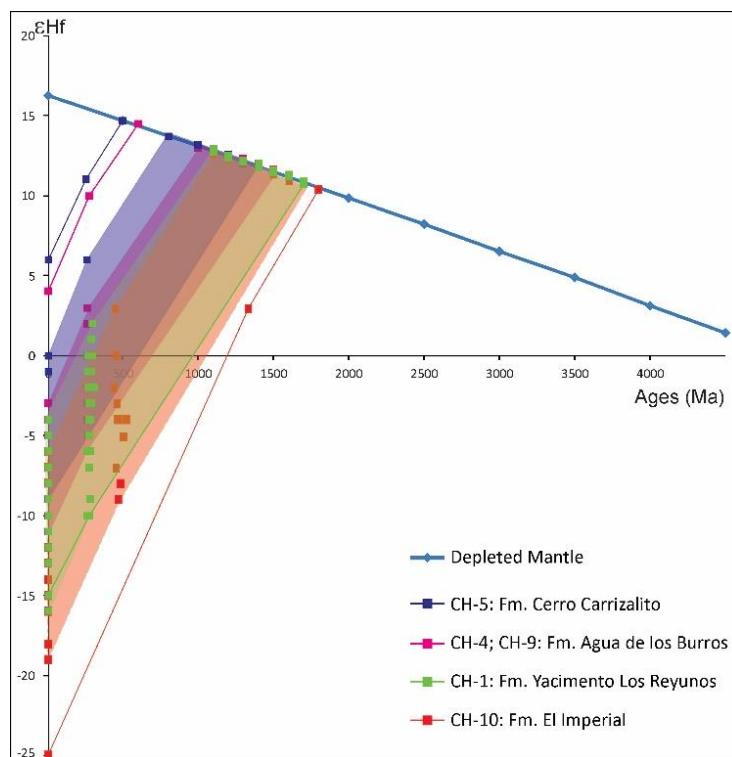


Figura 10: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão de amostras Chioyoi.

A partir do gráfico (Figura 10), observa-se uma crescente contribuição de material mantélico nas formações mais jovens do Chioyoi. Esses resultados estão em estreita concordância com o modelo geodinâmico amplamente aceito para a evolução do magmatismo Chioyoi (Figura 11), conforme descrito por Dahlquist et al. (2024). O magmatismo do Chioyoi "antigo", datado de aproximadamente 290-265 Ma, apresenta características típicas de um magmatismo cálcio-alcalino, com uma fonte

predominantemente continental. Em contraste, para o Choiyoi "jovem", com idade inferior a 265 Ma, o modelo geodinâmico indica uma maior contribuição de extensão tectônica, levando à formação de magmatismo do tipo A, com características distintas do cálcio-alcalino e que sugere a presença de uma contribuição significativa do manto na fonte.

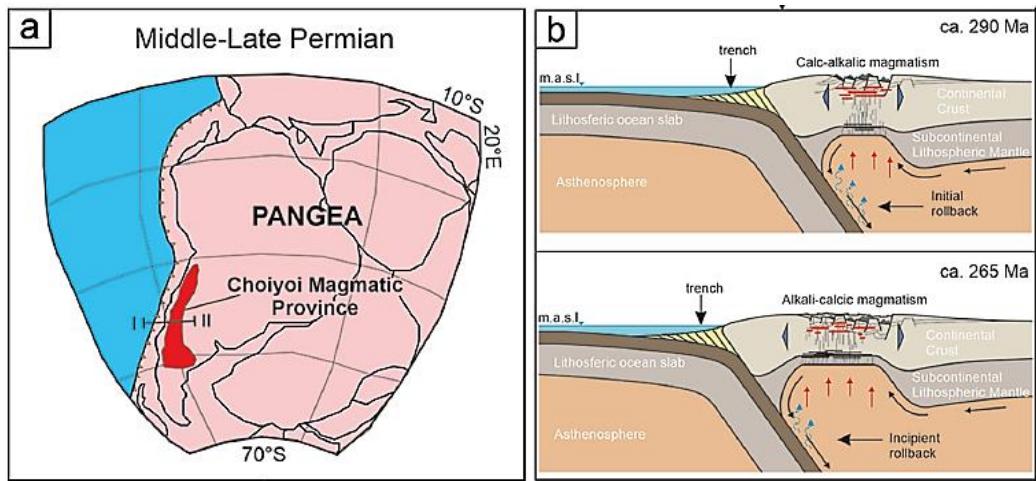


Figura 11: Dahlquist et al. 2024 (a) Localização da província magmática de Choiyoi na margem sudoeste de Pangea. Os perfis I-II indicam a localização aproximada do modelo geodinâmico mostrado em (b). (b) Configuração geodinâmica do magmatismo do Grupo Choiyoi no Cordón del Portillo, Cordilheira Frontal, entre aproximadamente 290 e 265 Ma (modificado de Rocher et al. 2015).

5.3.2. Bacia do Paraná

Os dados obtidos das amostras IPE-12, IPE-14, IPE-14B, IPE-15, IPE-16 e IPE-17 fornecem um panorama geológico complexo. A análise isotópica de Hf, juntamente com as idades U-Pb e os modelos de idades TDM, revelam uma variabilidade significativa nos parâmetros, sugerindo uma história tectônica dinâmica e multifásica.

As análises de ϵ Hf e TDM sugerem uma crosta com uma forte predominância de material ancestral, mas com indicações claras de processos de rejuvenescimento. O spot 16.1, com ϵ Hf(t) positivo (+10) e TDM de 700 Ma, é um exemplo típico de um processo tectônico recente ou adição de material juvenil, possivelmente associada aos eventos magmáticos ou tectônicos do Choiyoi. Em geral, a crosta analisada apresenta uma mistura de componentes antigos e jovens. No Anexo E encontra-se uma tabela resumida dos dados obtidos.

A partir dos dados obtidos nas análises, foram construídos gráficos que correlacionam os valores de ϵ Hf com o tempo (Anexo F), facilitando a identificação de semelhanças com as rochas do Choiyoi. Os valores compatíveis são destacados nos

gráficos, tornando essas comparações mais evidentes. Observa-se que, apesar da influência aparente dos eventos vulcânicos na borda sudoeste de Gondwana, a deposição das rochas na Bacia do Paraná também foi influenciada por outras fontes mais antigas, possivelmente de origem pré-cambriana, além de contribuições pós-Choiyoi.

Os cristais de zircão vulcanogênicos da Formação Corumbataí (Gráfico 1)gb possuem idades entre 250-280 Ma, com valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ entre -3 e +5, indicando possível origem no magmatismo Choiyoi. A presença de valores positivos e negativos próximos de zero sugere que esses cristais estão associados a fontes crustais com uma leve contribuição de manto. A formação também contém cristais mais jovens (242-252 Ma) com $\epsilon\text{Hf}(t)$ mais negativos e TDMc mais antigos (1700-2000 Ma), o que pode representar eventos magmáticos pós-Choiyoi, possivelmente associados a atividades vulcânicas posteriores a 251 Ma, ainda não bem documentadas (Gráfico 2).

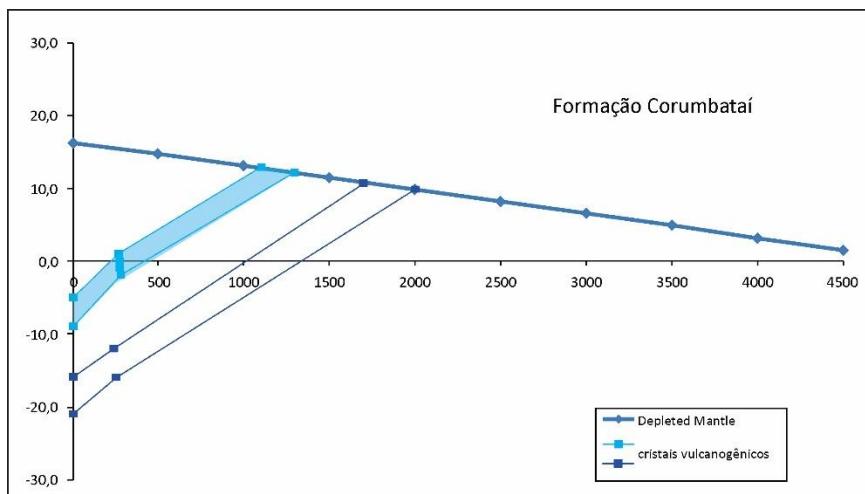


Gráfico 1: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão – Fm. Corumbataí (cristais vulcanogênicos).
Dados: 250 -258 Ma: $\epsilon\text{Hf}(t)$ = -3 a +5 T_{DM}^c = 1300 Ma; 271-280 Ma: $\epsilon\text{Hf}(t)$ = -2 a +1; T_{DM}^c = 1100-1300 Ma

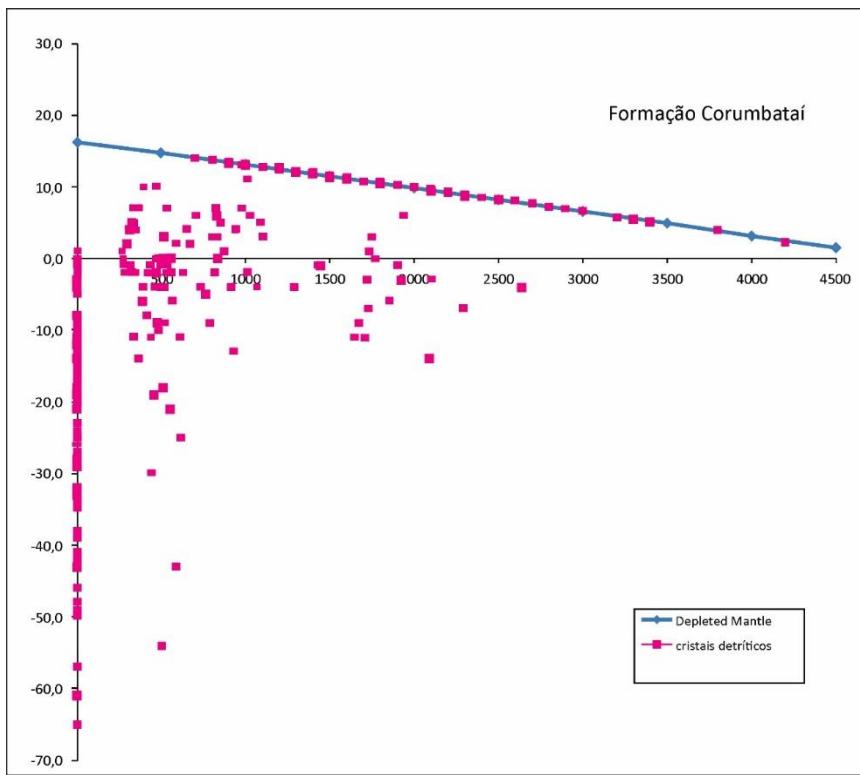


Gráfico 2: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão – Fm. Corumbataí (cristais detriticos).

Os zircões vulcanogênicos da Formação Iratí (Gráfico 3) são datados em 261-255 Ma e apresentam $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -6 e -1, respectivamente, com TDM variando entre 1200-1500 Ma, o que indica uma contribuição crustal com componentes de manto limitados. Esses dados podem estar relacionados ao vulcanismo do Choiyoi ou de fontes similares.

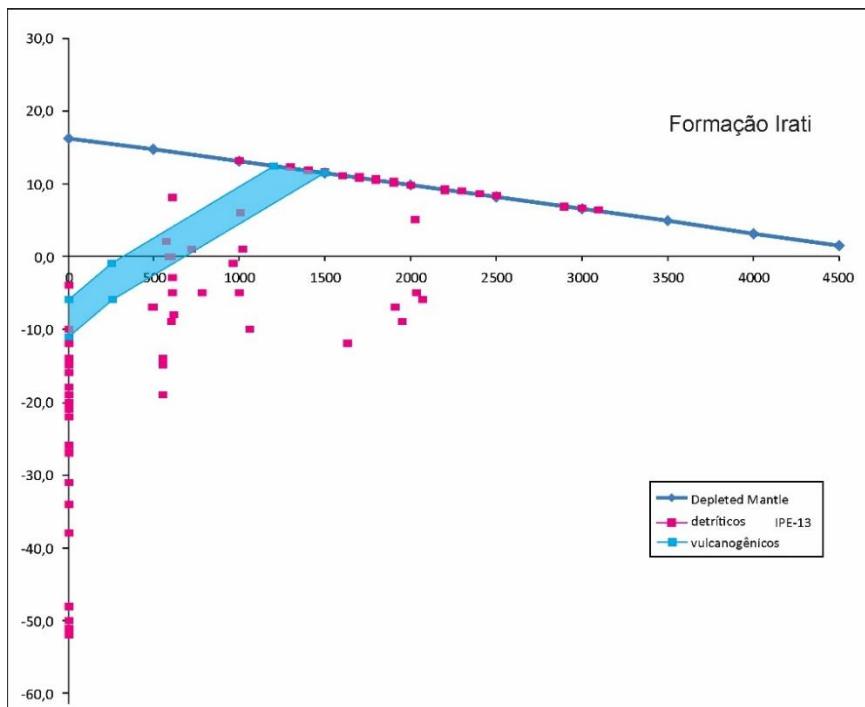


Gráfico 3: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão – Fm. Iratí (vulcanogênicos). Dados: IPE 11. 283-297 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -1$ a -5 ; $T_{\text{DM}}^c = 1300$; 1500 Ma, IPE 12. 259-276 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -2$ a -4 ; $T_{\text{DM}}^c = 1300$; 1400 Ma, IPE 12. 269 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -16$; $T_{\text{DM}}^c = 2000$ Ma, IPE-16: 273 Ma; $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +2$; $T_{\text{DM}}^c = 1000$ Ma

A Formação Tatuí (Gráfico 4) contém zircões com idades U-Pb entre 259-297 Ma, com valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ que variam entre -1 e -16 . A TDM varia amplamente entre 1000 e 2000 Ma. Alguns dos valores mais negativos sugerem uma fonte crustal mais antiga, possivelmente pré-Choiyoi, enquanto valores próximos a zero indicam fontes crustais com rejuvenescimento ou contribuições mantélicas moderadas.

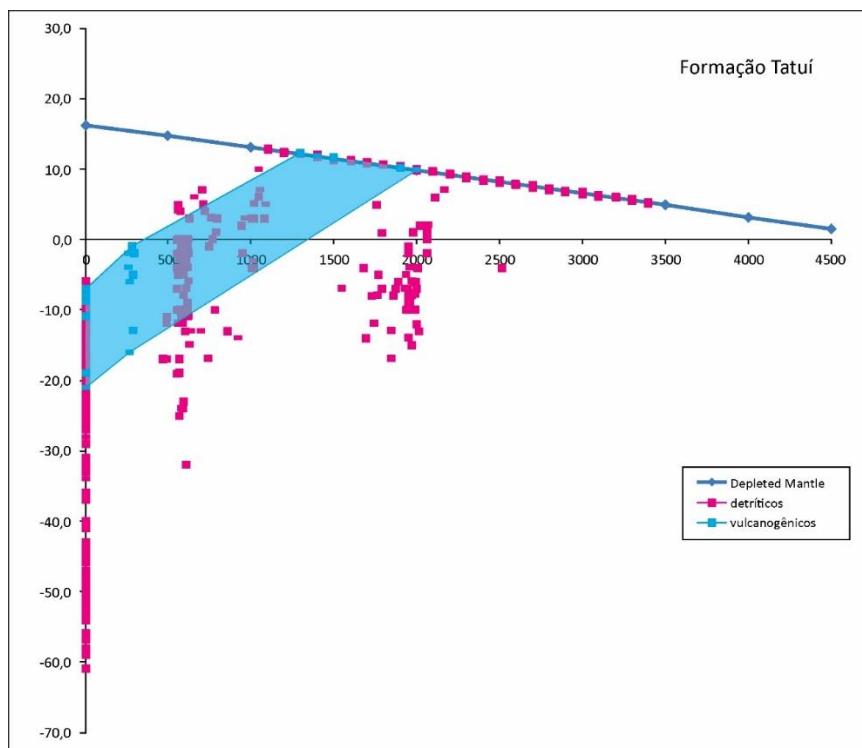


Gráfico 4: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão – Fm. Tatuí (vulcanogênicos). Dados: IPE 11. 283-297 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -1$ a -5 ; $T_{\text{DM}}^c = 1300$; 1500 Ma, IPE 12. 259-276 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -2$ a -4 ; $T_{\text{DM}}^c = 1300$; 1400 Ma, IPE 12. 269 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -16$; $T_{\text{DM}}^c = 2000$ Ma, IPE-16: 273 Ma; $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +2$; $T_{\text{DM}}^c = 1000$ Ma

Os zircões vulcanogênicos do Grupo Itararé, datados em 250 Ma, apresentam um $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de aproximadamente 0 e TDMc de 1100 Ma, reforçando a possibilidade de uma fonte crustal rejuvenescida, potencialmente associada ao magmatismo Choiyoi tardio.

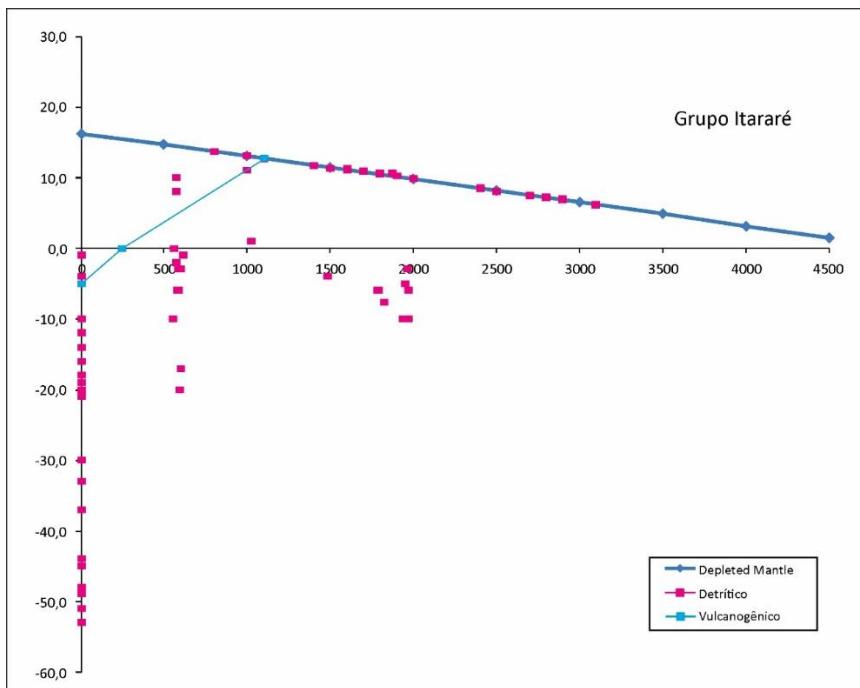


Gráfico 5: Diagrama de evolução isotópica de Hf em zircão – Grupo Itararé (vulcanogênicos). Dados: 250 Ma: $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = 0$ $T_{\text{DM}}^c = 1100$ Ma

Os gráficos indicam uma conexão entre os eventos vulcânicos do Choiyoi e as formações permianas da Bacia do Paraná, com uma predominância de valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ negativos, evidenciando uma fonte crustal antiga. A transição para valores mais positivos nas formações mais jovens sugere uma influência mantélica crescente, o que se alinha ao modelo geodinâmico para o magmatismo Choiyoi. As variações nos valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ e T_{DM}^c também sugerem a existência de múltiplas fontes sedimentares e vulcânicas ao longo do tempo, incluindo tanto material juvenil quanto crustal reciclado.

5.4. Discussão Final

O vulcanismo ácido, como o ocorrido na Província Ígnea Choiyoi, é caracteristicamente explosivo devido aos altos teores de sílica presentes em sua composição, acima de 63% em peso, que aumentam a viscosidade do magma, dificultando seu escoamento e a liberação dos gases dissolvidos, como vapor d'água, dióxido de carbono e dióxido de enxofre (Parfitt e Wilson, 2008). A retenção desses gases aumenta a pressão interna do magma, levando a erupções violentas e explosivas, capazes de projetar grandes quantidades de cinzas e fragmentos vulcânicos na atmosfera, formando extensos depósitos de tufo vulcânico, ignimbrito e fluxos piroclásticos (Cas e Wright, 1987).

Esse tipo de vulcanismo é comum em zonas de subducção ou em contextos tectônicos relacionados ao colapso orogênico e extensões crustais, nas quais o magma se enriquece em sílica através de processos como diferenciação magmática, fusão

parcial e contaminação crustal. Esses processos tornam o magma mais viscoso e favorecem erupções de grande violência.

Nesse contexto, as erupções explosivas da Província Choiyoi geraram fluxos piroclásticos de material que, devido à sua baixa densidade, foi rapidamente transportado por correntes de vento, dispersando-se por vastas áreas e influenciando diretamente as bacias sedimentares próximas, como a Bacia do Paraná. A distribuição dessas cinzas vulcânicas e fragmentos piroclásticos foi condicionada por fatores como a intensidade das erupções, direção dos ventos e as condições atmosféricas predominantes durante os eventos eruptivos (Giacosa et al., 2014), sendo os principais mecanismos de dispersão os seguintes:

1. Ventos de alta altitude: Durante as erupções, as cinzas eram transportadas por correntes de vento em altitudes elevadas, atingindo grandes distâncias. Esses ventos possibilitaram a dispersão de material fino, como cinzas vulcânicas, para regiões distantes, incluindo a Bacia do Paraná (Rocha-Campos et al., 2011).
2. Processos fluviais e lacustres: Após a deposição atmosférica inicial, o material piroclástico podia ser transportado por sistemas fluviais, depositando-se em ambientes de baixa energia, como lagos e áreas alagadas, onde estratos finos de cinzas e tufo vulcânico se intercalaram com sedimentos continentais (Milani et al., 2007).

Os depósitos piroclásticos na Bacia do Paraná são caracterizados por camadas de cinzas finas e tufo intercalados com sedimentos fluviais e lacustres, representando um importante registro estratigráfico da interação entre o vulcanismo distante da Província Choiyoi e os processos sedimentares locais. Além de sua relevância como marcadores cronológicos, esses depósitos vulcânicos apresentam valor econômico, contendo minerais como zeólitas e argilas (Sial et al., 2001).

A dispersão de cinzas vulcânicas e material piroclástico do magmatismo do Grupo Choiyoi até as formações Permianas da Bacia do Paraná é um tema complexo que envolve tanto a dinâmica vulcânica quanto o contexto geológico regional. O Choiyoi, que representa um evento magmático significativo entre o Permiano e o Triássico, é composto principalmente por ignimbritos e rochas riolíticas de caráter cálcio-alcalino, associadas a diferentes fases magmáticas (Dahlquist et al., 2024). Este magmatismo teve grande importância na formação de depósitos piroclásticos e na modificação das condições tectônicas da região.

6. CONCLUSÃO

O presente estudo teve como objetivo investigar a conexão entre o vulcanismo da Província Ígnea Choiyoi e a deposição de sedimentos na Bacia do Paraná, com foco na análise de zircões detriticos. Através da caracterização morfológica e isotópica de Hf dos zircões, buscamos elucidar a origem e a evolução dos sedimentos da Bacia do Paraná e sua relação com os processos magmáticos ocorridos na Província Ígnea Choiyoi.

Os resultados obtidos demonstram uma clara conexão entre as duas regiões. A análise morfológica dos zircões revelou características distintas para cada região, com os zircões da Bacia do Paraná apresentando maior grau de arredondamento e truncamento, indicando transporte sedimentar prolongado, enquanto os zircões do Choiyoi exibiram morfologias mais euédricas, características de cristais formados em ambientes magmáticos.

As análises isotópicas de Hf forneceram informações cruciais sobre a origem e a evolução dos zircões. Os valores de ϵ Hf e as idades TDM dos zircões da Bacia do Paraná indicaram uma mistura de componentes crustais antigos e mais jovens, sugerindo uma história tectônica complexa e processos de reciclagem crustal. Os zircões do Choiyoi, por sua vez, apresentaram um intervalo de idades e valores de ϵ Hf mais restrito, indicando uma fonte magmática predominantemente continental.

A comparação entre os dados das duas regiões revelou uma sobreposição nas idades dos zircões e similaridades nas assinaturas isotópicas de Hf, sugerindo uma conexão entre o vulcanismo do Choiyoi e a deposição de sedimentos na Bacia do Paraná. A presença de zircões com características magmáticas típicas do Choiyoi nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná indica que cinzas vulcânicas provenientes do Choiyoi foram transportadas e depositadas nesta bacia.

Em resumo, os resultados deste estudo demonstram que o vulcanismo da Província Ígnea Choiyoi exerceu um papel fundamental na deposição de sedimentos na Bacia do Paraná. A dispersão de cinzas vulcânicas do Choiyoi para a Bacia do Paraná foi um processo complexo, influenciado por fatores como a intensidade das erupções vulcânicas, a direção dos ventos e as condições atmosféricas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

168 : The Cretaceous System of Southern South America, 1988, Geological Society of America, Geological Society of America Memoirs, v. 168, doi:10.1130/MEM168.

Abramoff, M.D., Magalhaes, P.J., Ram, S.J., 2004. Image processing with ImageJ. *Biophotonics International*, v. 11, n° 7, p. 36–42, doi:10.1016/S1387-2176(04)70043-0.

Alessandretti, L., Machado, R., Warren, L.V., Assine, M.L., e Lana, C., 2016. From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multiproxy analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 70, p.368–382, doi:10.1016/j.jsames.2016.06.007.

Almeida, F.F.M.D., Brito Neves, B.B.D., and Dal Ré Carneiro, C., 2000, The origin and evolution of the South American Platform: *Earth-Science Reviews*, v. 50, p. 77–111, doi:10.1016/S0012-8252(99)00072-0.

Amelin, Y., Lee, D.-C., and Halliday, A.N., 2000, Early-middle archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 4205–4225, doi:10.1016/S0016-7037(00)00493-2.

Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., e Fisher, N., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 602–622, doi:10.1007/s00410-002-0364-7.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., and O'Reilly, S.Y., 2006, Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 329–353, doi:10.1093/petrology/egi077.

Blichert-Toft, J., and Albarède, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 243–258, doi:10.1016/S0012-821X(97)00040-X.

Bowring, S.A., 2003, High-Precision U-Pb Zircon Geochronology and the Stratigraphic Record: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 305–326, doi:10.2113/0530305.

Brown, R., 2009, E. A. Parfitt & L. Wilson 2008. Fundamentals of Physical Volcanology. xxi + 230 pp. Oxford: Blackwell Publishing. Price £32.50 (paperback). ISBN 9780 632 05443 5.: *Geological Magazine*, v. 146, p. 943–943, doi:10.1017/S0016756809006074.

Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., e Faccini, U.F., 2014, New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern

Brazil) based on LA-ICP-MS U-Pb radiometric dating of zircons crystals: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 56, p. 265–277, doi:10.1016/j.jsames.2014.09.013.

Canile, F.M., Babinski, M., e Rocha-Campos, A.C., 2016, Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 40, p. 142–169, doi:10.1016/j.gr.2016.08.008.

Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1987, *Volcanic Successions Modern and Ancient*: Dordrecht, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-94-009-3167-1.

Cawood, P.A., and Buchan, C., 2007, Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly: *Earth-Science Reviews*, v. 82, p. 217–256, doi:10.1016/j.earscirev.2007.03.003.

Corfu, F., 2003, *Atlas of Zircon Textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 469–500, doi:10.2113/0530469.

Dahlquist, J.A., Morales Cámera, M.M., Santos Da Cruz, G., Basei, M.A.S., Moreno, J.A., Rocher, S., Tickyj, H., and Passarelli, C.R., 2024, Generation and evolution of the Choiyoi granitic magmatism based on U-Pb zircon studies, Cordón del Portillo, Frontal Cordillera (Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 147, p. 105134, doi:10.1016/j.jsames.2024.105134.

Dalziel, I.W.D., 1997, OVERVIEW: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 16–42, doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2.

Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H., and Asahara, Y., 2018, Study of the zircon morphology and internal structures as a tool for constraining magma source: example from granitoid bodies in the northern Sanandaj Sirjan zone (SW Saqqez): *Geopersia*, doi:10.22059/geope.2018.239656.648342.

Fanning, C.M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Kleiman, L.E., Yaxley, G.M., e Castillo, P., 2011, Lu-Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 485–496, doi:10.1016/j.jsames.2011.03.007.

Fedo, C.M., Sircombe, K.N., e Rainbird, R.H., 2003, 10. Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record, in Hanchar, J.M. e Hoskin, P.W.O. eds., *Zircon*, De Gruyter, p. 277–304, doi:10.1515/9781501509322-013.

Fu, B., Mernagh, T.P., Kita, N.T., Kemp, A.I.S., and Valley, J.W., 2009, Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia: *Chemical Geology*, v. 259, p. 131–142, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.10.035.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., and Passchier, C.W., 2008, A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 257–278, doi:10.1144/SP294.14.

Giacosa, R., Allard, J., Foix, N., and Heredia, N., 2014, Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina): *Journal of Iberian Geology*, v. 40, p. 331–348, doi:10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45301.

Gianni, G.M., Navarrete, C.R. 2022. Catastrophic slab loss in southwestern Pangea preserved in the mantle and igneous record. *Nature Communications*, vol. 13, n. 698. doi:10.1038/s41467-022-28290-z.

Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghøj, K., and Schwartz, J.J., 2007, Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance: *Geology*, v. 35, p. 643, doi:10.1130/G23603A.1.

Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., e John, B.E., 2015, “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 170, p. 46, doi:10.1007/s00410-015-1199-3.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 1, n. 3, p. 177-208. Retrieved from <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/41>

Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., and Uliana, M.A., 1985, Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America: *Tectonophysics*, v. 116, p. 223–253, doi:10.1016/0040-1951(85)90210-0.

Hoffman, P.F., 1991, Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, v. 252, p. 1409–1412, doi:10.1126/science.252.5011.1409.

Hoskin, P.W.O., e Black, L.P., 2000, Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 18, p. 423–439, doi:10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x.

Hoskin, P.W.O., 2003, The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 27–62, doi:10.2113/0530027.

Hoskin, P.W.O., 2005, Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 637–648, doi:10.1016/j.gca.2004.07.006.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., and Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid–late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), *in* Geological Society of America Special Papers, Geological Society of America, v. 265, p. 113–138, doi:10.1130/SPE265-p113.

Kinny, P.D., 2003, Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 327–341, doi:10.2113/0530327.

Kleiman, L.E., and Japas, M.S., 2009, The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana: *Tectonophysics*, v. 473, p. 283–299, doi:10.1016/j.tecto.2009.02.046.

Kröner, A., and Cordani, U., 2003, African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology: *Tectonophysics*, v. 375, p. 325–352, doi:10.1016/S0040-1951(03)00344-5.

Li, Z.X. et al., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis: *Precambrian Research*, v. 160, p. 179–210, doi:10.1016/j.precamres.2007.04.021.

Limarino, C. O. e Spalletti, L. A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 134–155.

Limarino, C. O. et al., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25, 1396–1421.

Limarino, C. O., López-Gamundí, O. R., 2021. Late Paleozoic basins of South America: Insights and progress in the last decade. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 107, 103150. doi: 10.1016/j.jsames.2020.103150.

Llambías, E.J., Quenardelle, S., and Montenegro, T., 2003, The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 243–257, doi:10.1016/S0895-9811(03)00070-1.

López-Gamundí, O., 1994, Source Versus Depositional Controls on Sandstone Composition in a Foreland Basin: The El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, Western Argentina: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 64A, doi:10.1306/D4267CEE-2B26-11D7-8648000102C1865D.

López-Gamundí, O., 2006, Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 227–238, doi:10.1016/j.jsames.2006.09.012.

Makuluni, P., Kirkland, C.L., e Barham, M., 2019, Zircon grain shape holds provenance information: A case study from southwestern Australia (S. Tyrrell, Ed.): *Geological Journal*, v. 54, p. 1279–1293, doi:10.1002/gj.3225.

Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review: *Terra Nova*, v. 13, p. 122–128, doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x.

Martins, H.C.B., Simões, P.P., and Abreu, J., 2014, Zircon crystal morphology and internal structures as a tool for constraining magma sources: Examples from northern Portugal Variscan biotite-rich granite plutons: *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 346, p. 233–243, doi:10.1016/j.crte.2014.07.004.

McKay, M.P., Coble, M.A., Hessler, A.M., Weislogel, A.L., e Fildani, A., 2016, Petrogenesis and provenance of distal volcanic tuffs from the Permian–Triassic Karoo Basin, South Africa: A window into a dissected magmatic province: *Geosphere*, v. 12, p. 1–14, doi:10.1130/GES01215.1.

Milani, E.J., e De Wit, M.J., 2008, Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 319–342, doi:10.1144/SP294.17.

Milani, E.J., e Ramos, V.A., 1998, Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 473–484, doi:10.25249/0375-7536.1998473484.

Morton, A.C., 1991, Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research: Geological Society, London, Special Publications, v. 57, p. 31–45, doi:10.1144/GSL.SP.1991.057.01.04.

Nelson, D.A., e Cottle, J.M., 2019, Tracking voluminous Permian volcanism of the Chioyoi Province into central Antarctica: *Lithosphere*, v. 11, p. 386–398, doi:10.1130/L1015.1.

Pardieu, Vincent e Verriest, Wim e Weeramonkhonlert, Vararut e Raynaud, Victoria e Atikarnsakul, Ungkhana e Perkins, Rosey. (2017). Sapphires from the gem rush, Bemainty area, Ambatondrazaka (Madagascar). www.gia.edu.

Patchett, P.J., and Tatsumoto, M., 1980, Hafnium isotope variations in oceanic basalts: *Geophysical Research Letters*, v. 7, p. 1077–1080, doi:10.1029/GL007i012p01077.

Pupin, J. P., e Turco., G., 1972, Le zircon accessoire en géothermométrie: *CR Académie des Sciences Paris*, v. 274 (D).

Pupin, J. P., e Turco, G., 1975, Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques.

Pupin, J. P., e Centre national de la recherche scientifique (France): Equipe de recherche Stabilité et réactivité des minéraux, 1976, Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie: base de la méthode typologique, applications. Université de Nice Laboratoire de pétrologie-minéralogie.

Pupin, J.P., Bonin, B., Tessier, M., and Turco, G., 1978, Role de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoides: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. S7-XX, p. 721–725, doi:10.2113/gssgbull.S7-XX.5.721.

Pupin, J.P., 1980, Zircon and granite petrology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 207–220, doi:10.1007/BF00381441.

Ramos, V.A., 2010, The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes: *Geological Journal*, v. 45, p. 2–25, doi:10.1002/gj.1193.

Rapalini, A.E., 2005, The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints: Geological Society, London, Special Publications, v. 246, p. 305–328, doi:10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12.

Riley, T.R., Alex Burton-Johnson, Michael J. Flowerdew, Fernando Poblete, Paula Castillo, Francisco Hervé, Philip T. Leat, Ian L. Millar, Joaquin Bastias, Martin J. Whitehouse, Palaeozoic – Early Mesozoic geological history of the Antarctic Peninsula and correlations with Patagonia: Kinematic reconstructions of the proto-Pacific margin of Gondwana, *Earth-Science Reviews*, Volume 236, 2023, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104265>.

Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., and Davidson, A., 1989, New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield: *Tectonics*, v. 8, p. 63–84, doi:10.1029/TC008i001p00063.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M., e Da Rosa, O.D.C.R., 2011, 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, v. 19, p. 509–523, doi:10.1016/j.gr.2010.07.003.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., Passarelli, C.R., Canile, F.M., Rosa, O.C.R., Fernandes, M.T., Santa Ana, H., e Veroslavsky, G., 2019, U–Pb zircon dating of ash fall deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: a reevaluation of the stratigraphic correlations: *The Journal of Geology*, v. 127, p. 167–182, doi:10.1086/701254.

Santos, M.M.M., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Saad, A.R., Santos, P.R. dos, e Siga Júnior, O. 2022. Zircon U–Pb ages and Hf isotopes tracking the origin of Permian Paraná Basin ash-fall layers: are they coming from Choiyoi formation? In *South American Symposium on Isotope Geology, XII, Santiago, Abstracts book*, p. 96. <https://ssagi.science/wp-content/uploads/2023/04/Libro-de-Resumenes-SSAGI-2022-VF.pdf>

Sturm, R., 2004, Imaging of growth banding of minerals using 2-stage sectioning: application to accessory zircon: *Micron*, v. 35, p. 681–684, doi:10.1016/j.micron.2004.05.001.

Trompette, R., 2020, *Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*: CRC Press, doi:10.1201/9781003077664.

Vavra, G., 1993, A guide to quantitative morphology of accessory zircon: *Chemical Geology*, v. 110, p. 15–28, doi:10.1016/0009-2541(93)90245-E.

Zalán, Pedro & Wolff, Sandrine & Conceição, J.C.J. & Marques, A. & Astolfi, M.A.M. & Vieira, I.S. & Appi, V.T. & Zanotto, O.A. & Cruz, João & Pedro, Cátia. (1991). Bacia do Paraná - Origem e Evolução de Bacias Sedimentares.

Weinberg, R.F., Sial, A.N., and Pessoa, R.R., 2001, Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal convection: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 508–520, doi:10.1130/0016-7606(2001)113<0508:MFWTTP>2.0.CO;2.

ANEXOS

ANEXO A – PROTOCOLO DE ANÁLISES DE HF NO LA-ICP-MS NO CPGeo

GJ-82C - Analysed as a sample: Mean $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282031 \pm 0.000021$

91500 - Analysed as a sample: Mean $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282314 \pm 0.000023$

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ GJ-82C = 0.282015 +/- 0.000025 - Y.S. [Liu et al, 2010](#).

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 91500 = 0.282306 +/- 0.000006 - [Woodhead and Hergt, 2005](#).

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ bulk crust ratio = 0.0115 - Rudnick & Gao 2003

Analyte Excite Laser Ablation System, 7Hz, 4.5mJ, 35 mm, 100% ($\sim 8 \text{ J/cm}^2$) Energy, Hélio: MFC1 = 0.300 L/min, MFC2 = 0.300 L/min.

1. Each analysis is composed of 40 sequential measurements (of approx. 1s of integration each) taken by the "Neptune" ICP-MS, 10 of them with the laser turned off (to get the instrumental blank) and 30 of them under the laser ablation (LA) of the "Analyte Excite" excimer laser;
2. Using only Faraday cups (for better inter-calibration), the following 8 isotopic masses are simultaneously measured: 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178 and 180;
3. At the end of each measuring sequence, the mean instrumental blank is immediately subtracted from every isotopic signal;
4. Abundance values published by IUPAC (<https://ciaaw.org/pubs/TICE-2009.pdf>) are then used to calculate the isotopic ratios between the Yb (172, 173, 174 and 176), Lu (175 and 176) and Hf (176, 177, 178, 180) signals;
5. Signals 172, 173 and (part of) 174 are used to calculate the fractionation coefficient (mass bias) of Yb (bYb) using exponential law;
6. Signals 180, 178, 177 and (part of) 174 are used to calculate the fractionation coefficient of Hf (bHf), also through exponential law;
7. As Lu does not have enough isotopes to allow self-correction, the fractionation coefficient of Lu is assumed to be: bLu = bHf;
8. The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio can then be readily obtained, after subtracting the two interferences: ^{176}Yb (estimated via bYb) and ^{176}Lu (estimated via bLu) from the 176 total signal;

9. The parameters: eHf, tDM, etc. are then finally calculated by the formulas from Yang et al., 2007:

10. Following the same procedure above the GJ and 91500 standards are measured, at regular intervals, to check whether the equipment is correctly calibrated and if the corrections are being properly applied.

Note: The GJ and 91500 standards are used for Neptune ICP-MS calibration. Sample analysis begins only after this procedure. The 91500 standard is also measured every 10 minutes as an unknown sample.

Reference: [Fisher et al., 2014](#). Chemical Geology 363, 125-133.

ANEXO B – CARTA JUSTIFICATIVA (ETR)

São Paulo, 28 de outubro de 2024

Prezado(a)s Usuário(a)s,

Informamos que o equipamento ICP-MS (iCAP Thermo) do Laboratório de Química encontra-se inoperante, impossibilitando a aquisição de dados por LA-ICP-MS.

A previsão para a importação das peças necessárias para o conserto é de aproximadamente 60 dias. Agradecemos a compreensão e estaremos à disposição para mais esclarecimentos.

Atenciosamente,

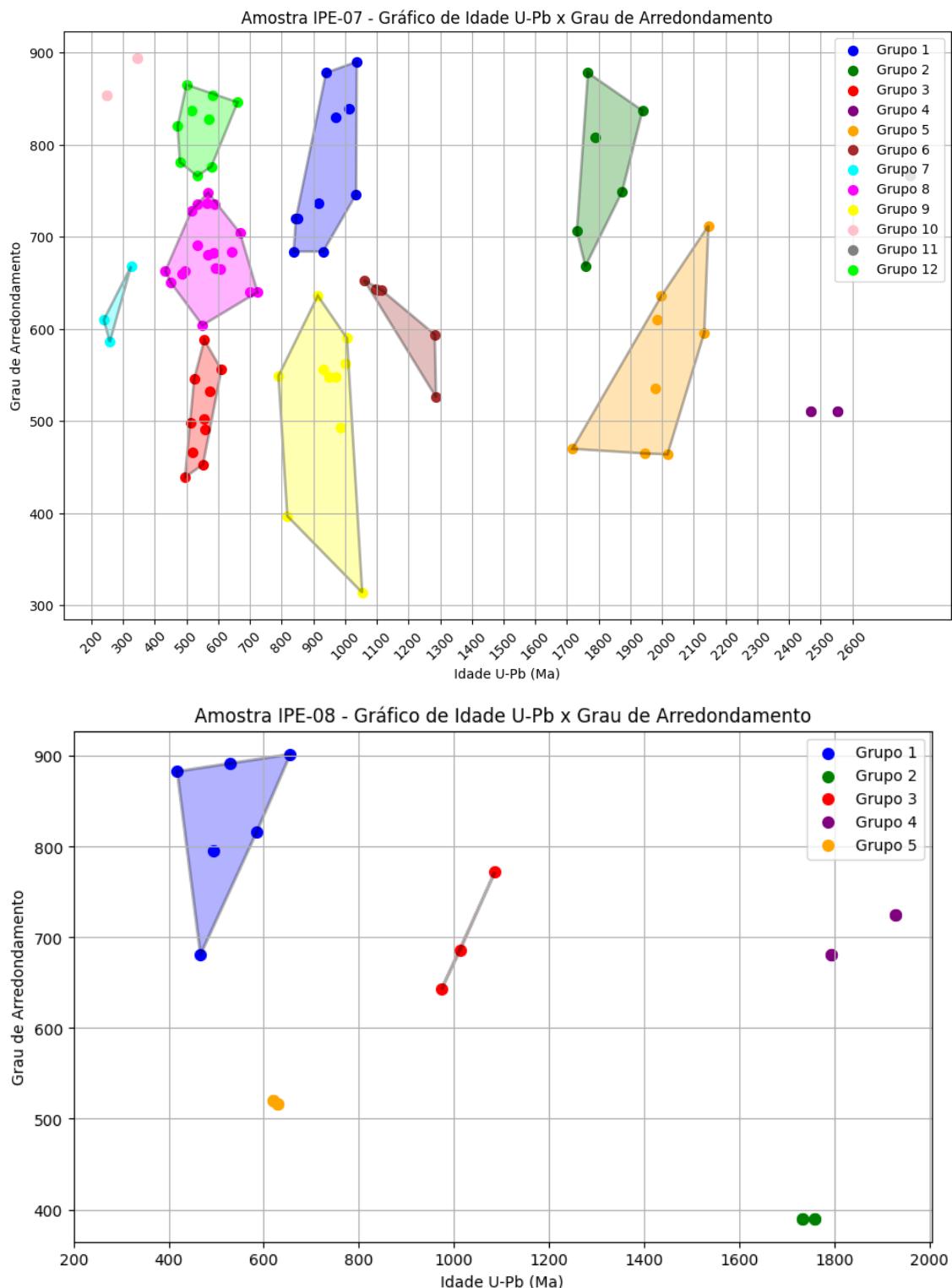


José Vinícius Martins

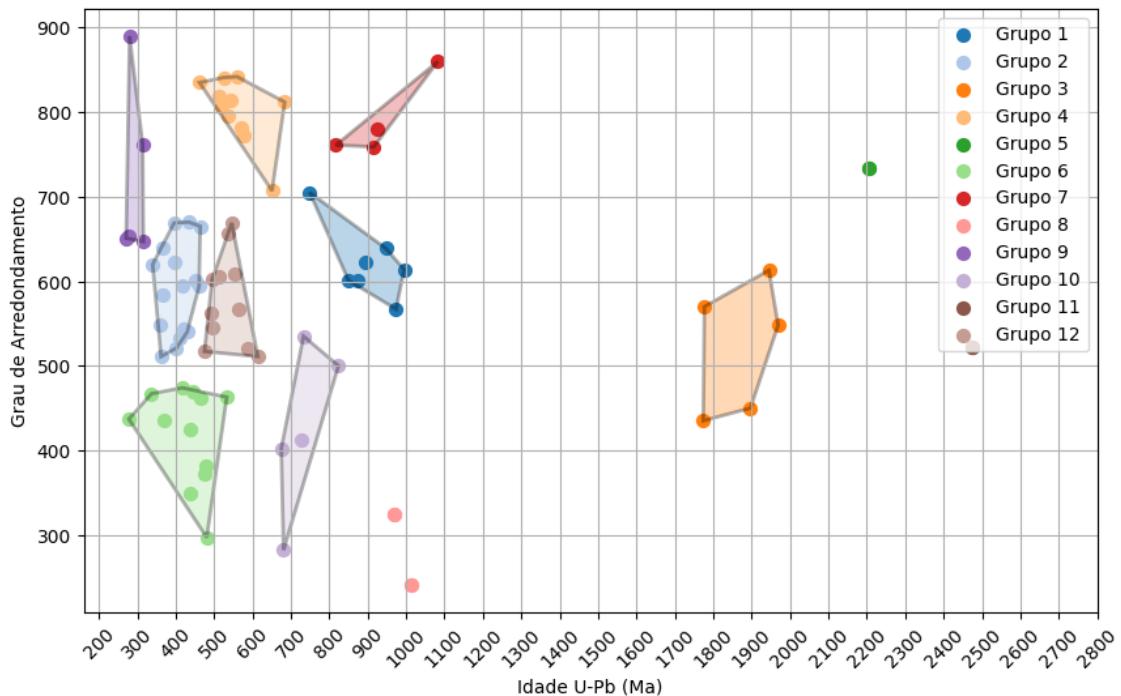
Especialista em Laboratório

Laboratório de Química e ICP (IGc-USP)

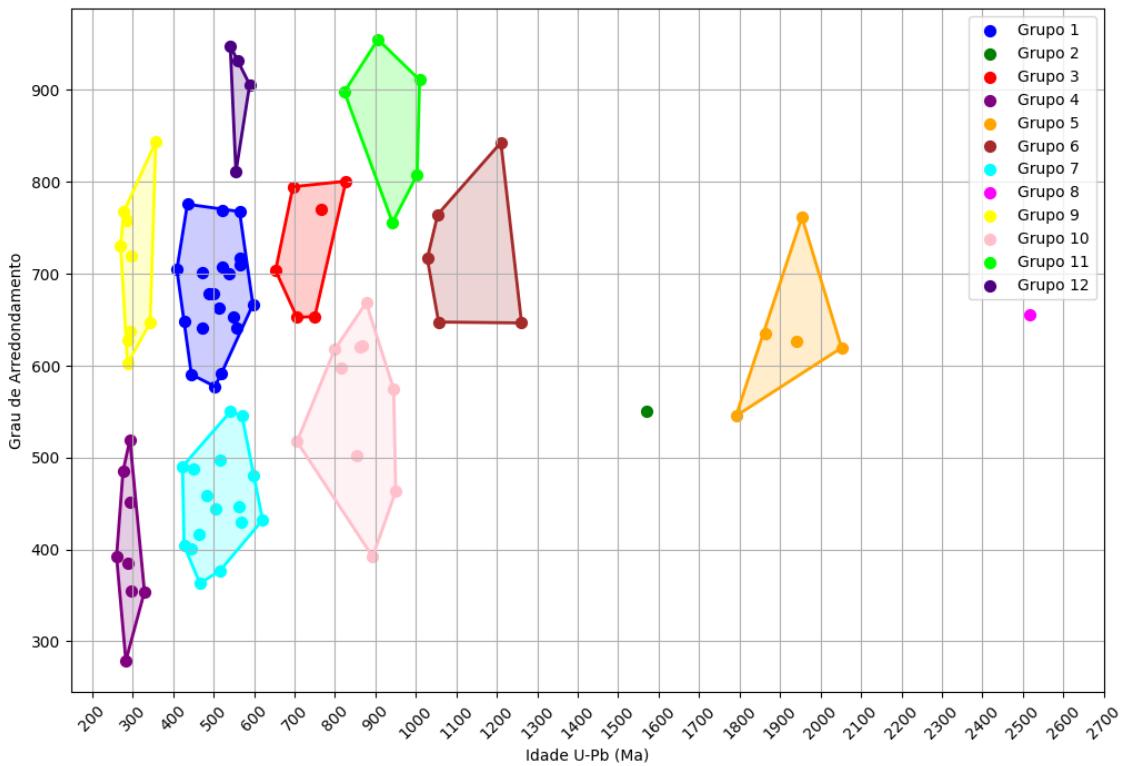
ANEXO C – GRÁFICOS RELACIONANDO O GRAU DE ARREDONDAMENTO E AS IDADES U-Pb PARA CADA AMOSTRA



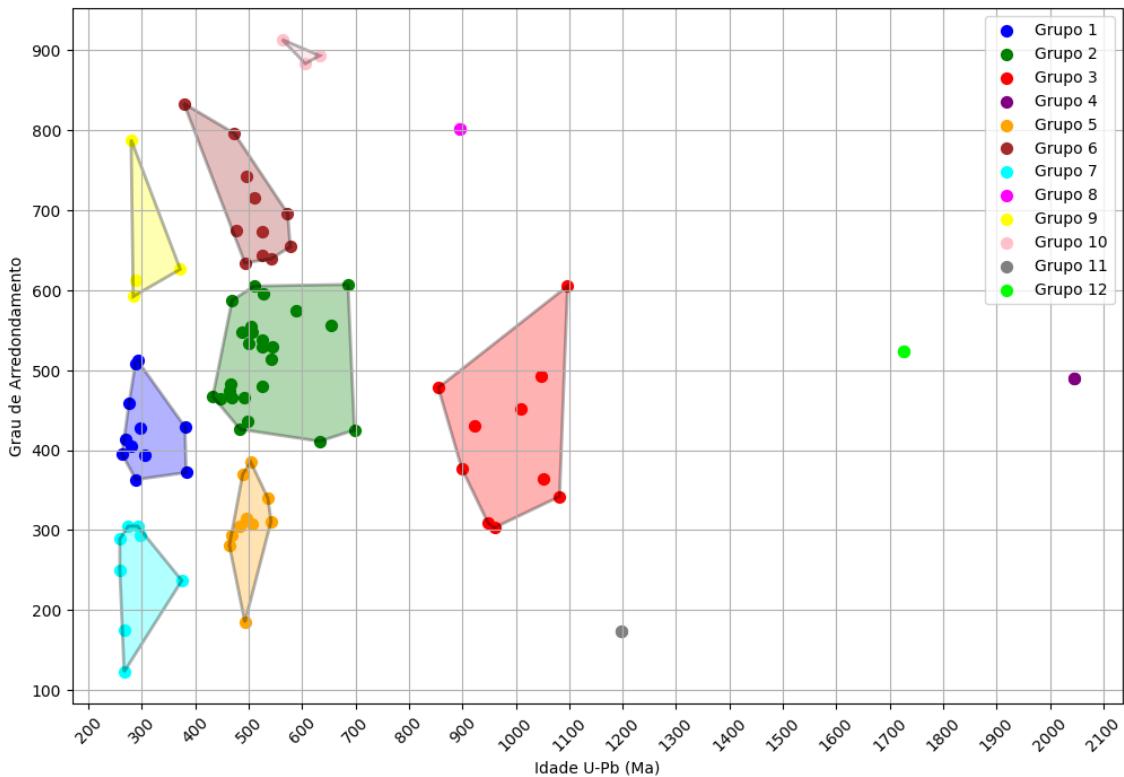
Amostra IPE-10 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



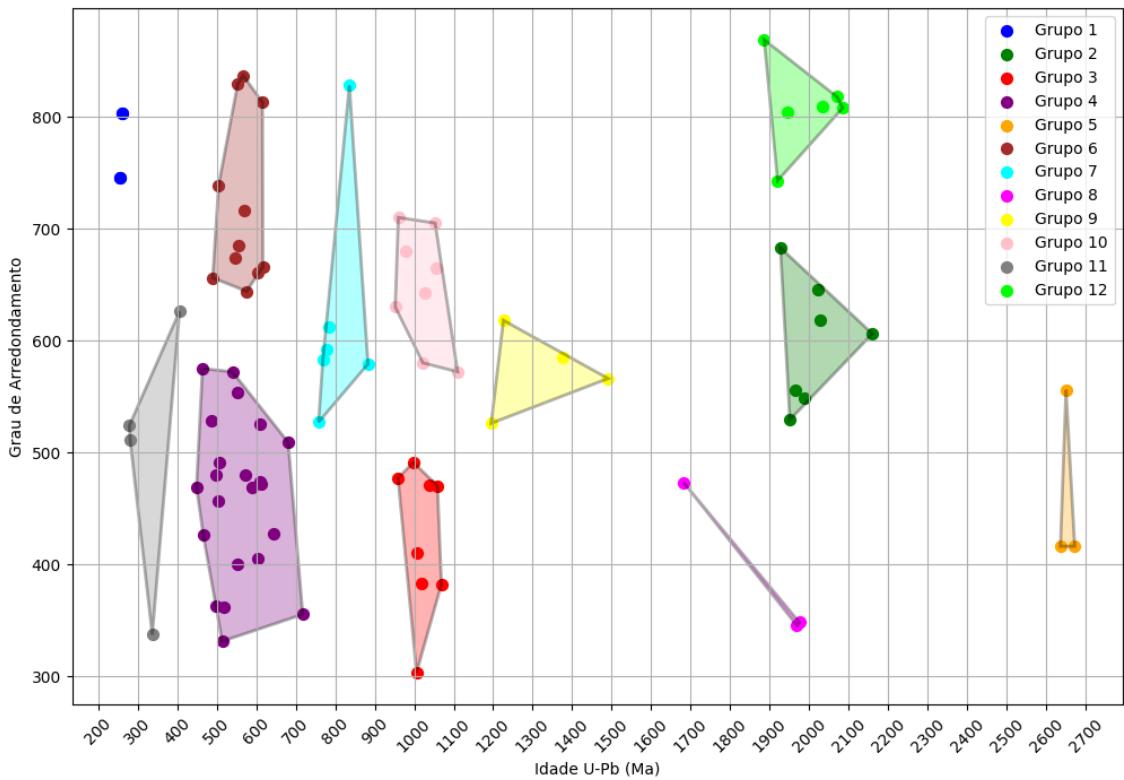
Amostra IPE-11 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



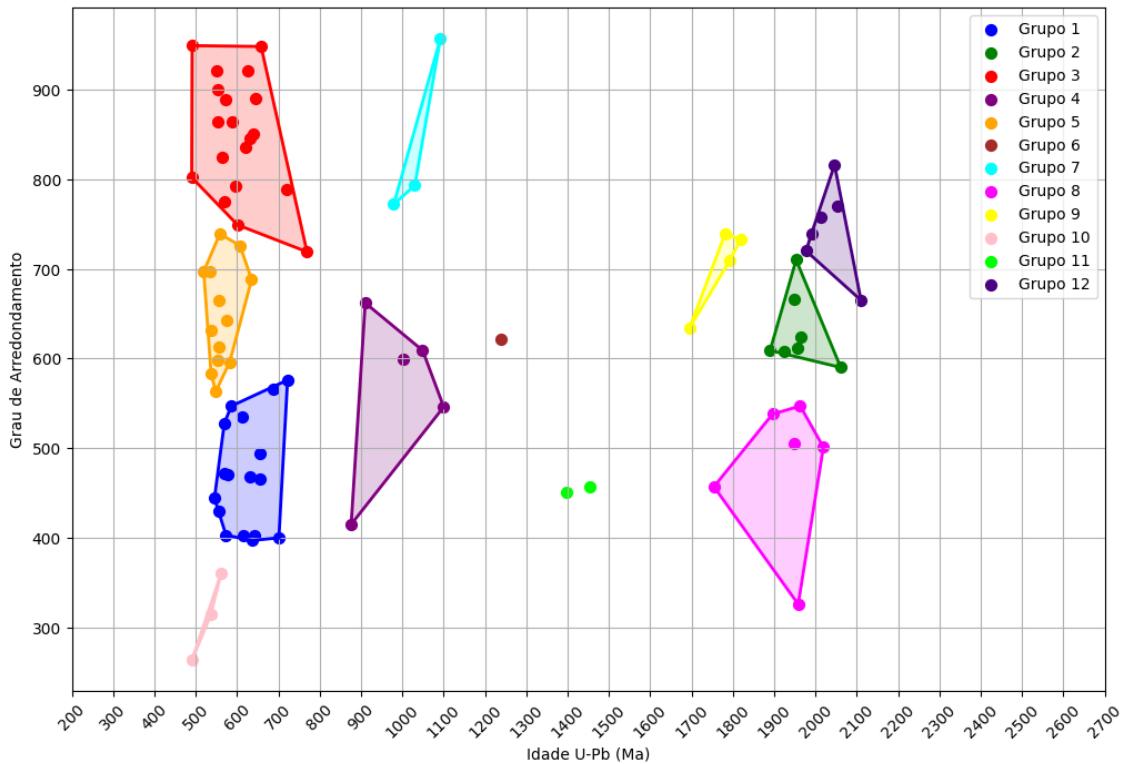
Amostra IPE-12 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



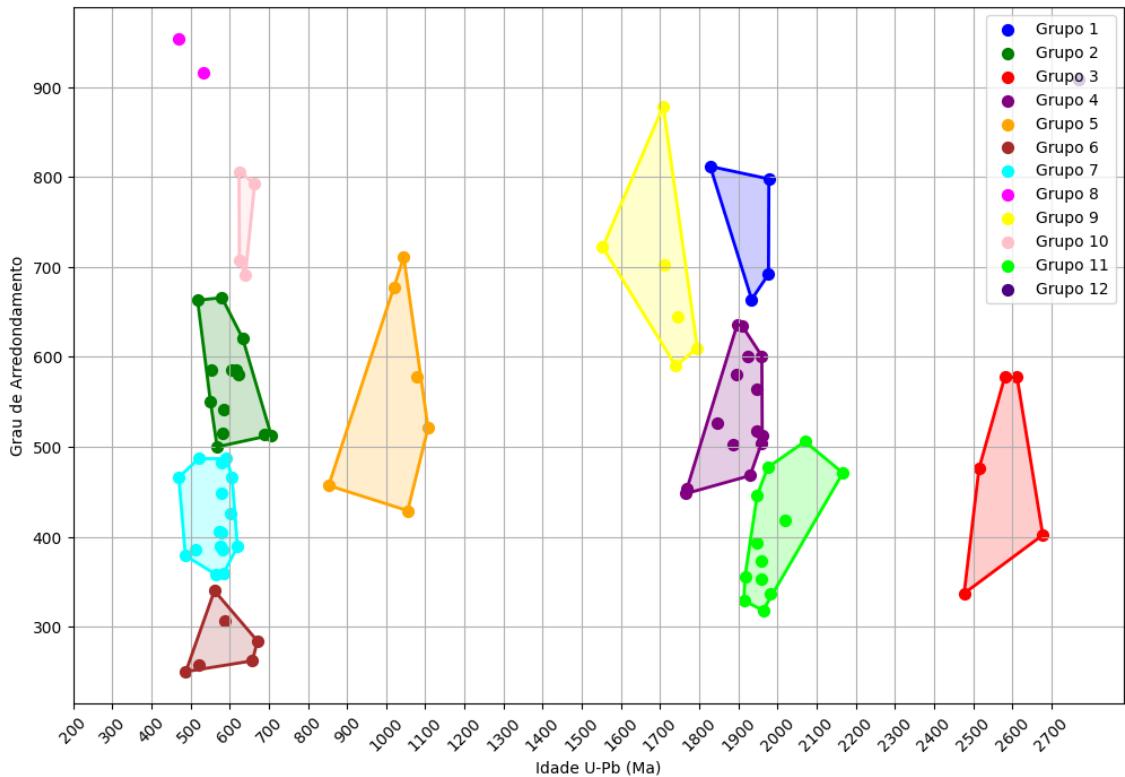
Amostra IPE-13 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



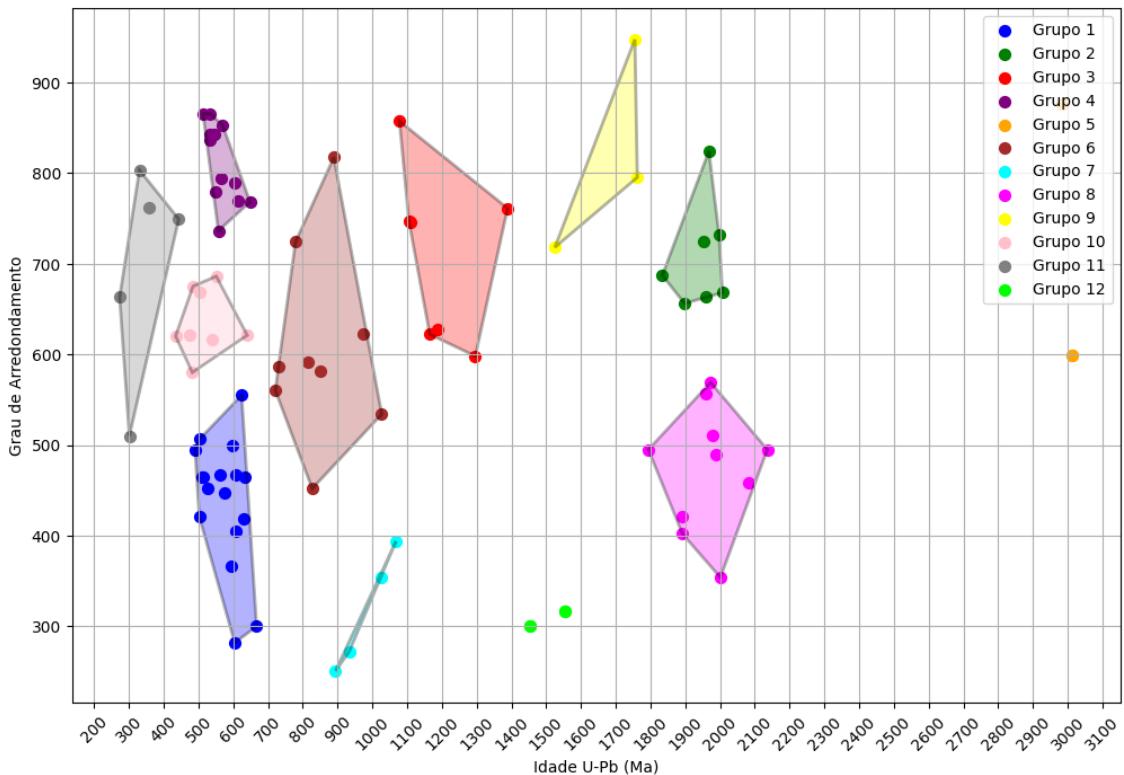
Amostra IPE-14 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



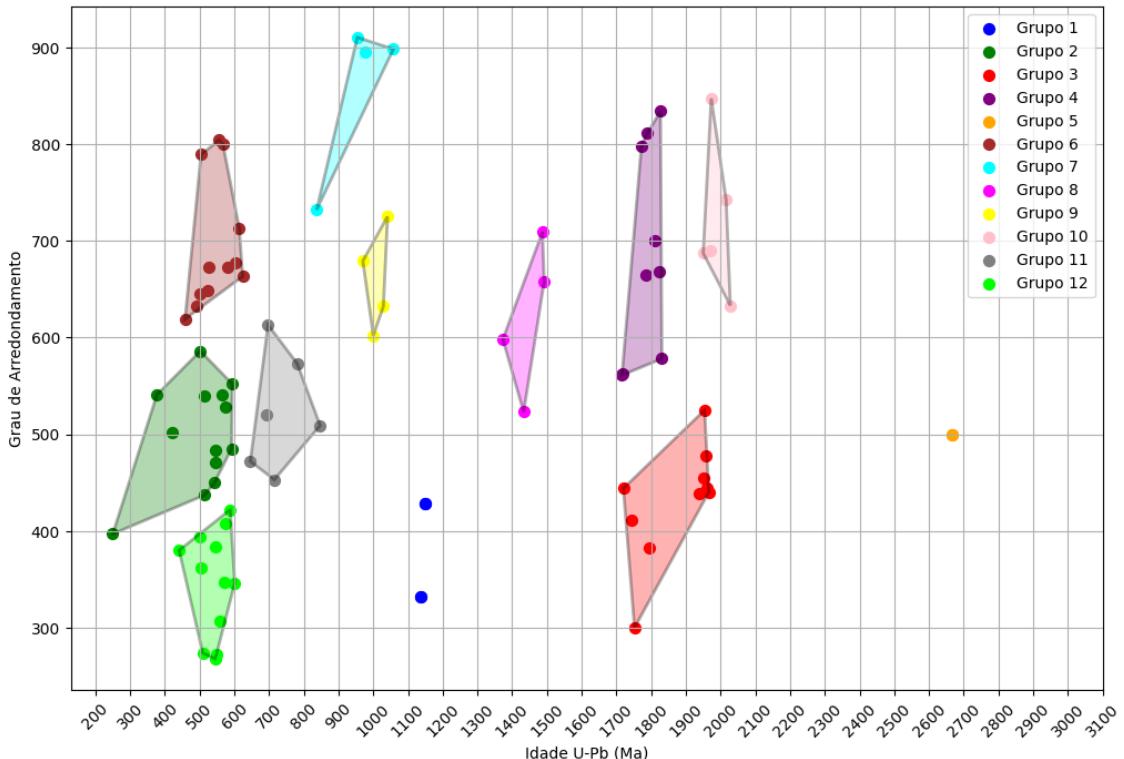
Amostra IPE-15 - Gráfico de Idade U-Pb vs Grau de Arredondamento

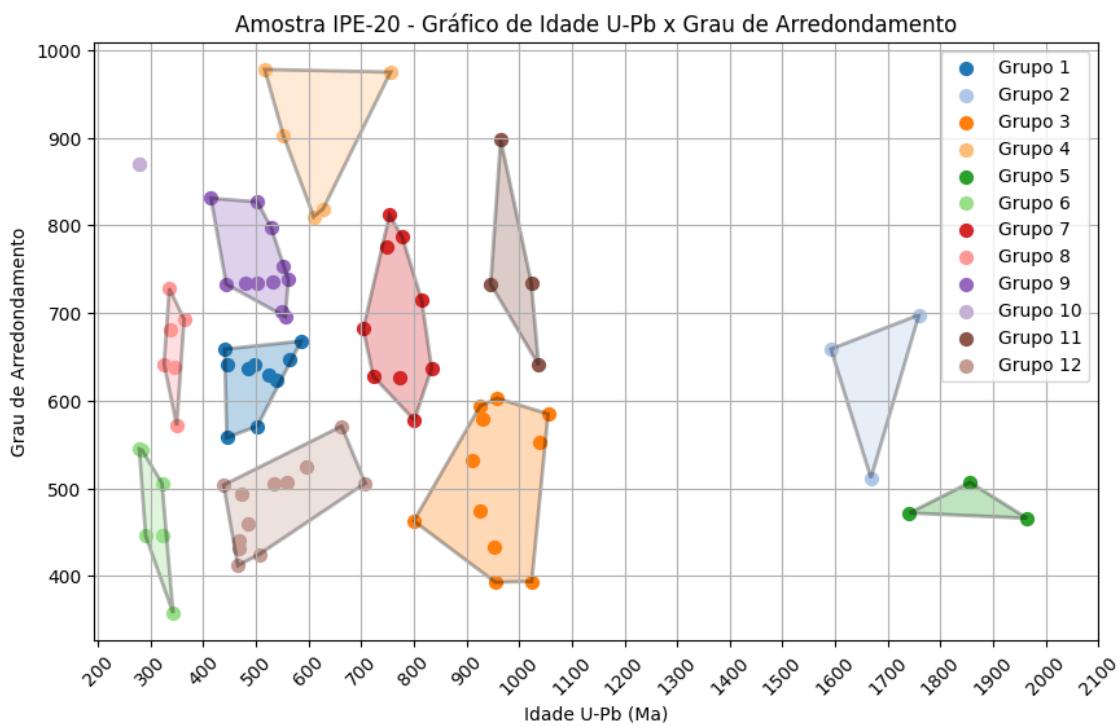


Amostra IPE-16 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento



Amostra IPE-17 - Gráfico de Idade U-Pb x Grau de Arredondamento





ANEXO D – TABELA RESUMIDA DOS DADOS DE HF PARA AMOSTRAS DA PROVÍNCIA CHOYOI

CH-01 Spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-9	274	2	-3	1400
2.1	-12	283	4	-6	1500
3.1	-9	312	2	-2	1300
4.1	-10	274	4	-4	1400
5.1	-4	293	2	2	1100
6.1	-7	267	2	-1	1200
7.1	-13	388	6	-5	1600
8.1	-7	282	2	-1	1200
9.1	-8	290	2	-1	1300
11.1	-6	284	2	0	1200
14.1	-4	291	2	1	1100
15.1	-12	274	2	-7	1600
17.1	-5	270	3	0	1100
18.1	-15	283	2	-9	1700
20.1	-10	280	2	-4	1400
22.1	-6	266	1	0	1200
23.1	-6	295	2	0	1200
24.1	-6	290	2	0	1200
25.1	-8	267	2	-2	1300
27.1	-13	277	2	-7	1600
28.1	-16	260	2	-10	1700
30.1	-9	291	2	-3	1400
32.1	-11	258	2	-6	1500
33.1	-15	273	3	-10	1700
35.1	-9	284	2	-3	1400

36.1	-8	280	3	-2	1300
37.1	-11	273	3	-5	1500
CH-4 Spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-5	260,1	5	0	1200
2.1	-9	259	4	-3	1300
3.1	-10	265,6	4	-4	1400
4.1	-9	264,5	6	-3	1400
5.1	-8	265,7	3	-3	1300
6.1	-11	262,7	6	-6	1500
7.1	-7	265,7	3	-1	1300
8.1	-6	269,5	3	0	1200
9.1	-6	264,9	9	-1	1200
10.1	-9	261	7	-4	1400
11.1	-11	267,1	10	-5	1500
12.1	-8	263,4	8	-2	1300
13.1	-10	269,3	7	-4	1400
14.1	-8	260,1	9	-2	1300
15.1	-9	264,1	8	-3	1300
16.1	-9	260,6	8	-4	1400
17.1	-8	263,9	9	-3	1300
18.1	-9	265,6	8	-3	1400
CH-5 Spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-4	249	5	1	1100
2.1	0	261,4	10	6	800
3.1	-6	255,2	6	-1	1200
4.1	-5	254,5	6	0	1100
5.1	-5	282,9	20	0	1200
6.1	-1	265,8	10	3	1000
7.1	-6	246,9	5	0	1200
8.1	-9	255,7	5	-3	1400
9.1	-7	253,4	6	-2	1300
11.1	-4	248,3	6	0	1100
12.1	-6	253,1	6	-1	1200
13.1	-5	248,6	5	0	1200
14.1	-4	257,1	6	0	1100
15.1	-6	253,1	5	-1	1200
17.1	-4	252,7	7	0	1100
18.1	6	255	6	11	500
CH-9 Spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-10	262,3	4	-4	1400
2.1	-3	262,1	8	2	1000
3.1	-4	261,7	4	0	1100
6.1	-7	266,7	5	-1	1300
7.1	-2	258,9	5	3	1000
10.1	4	273,6	10	10	600
11.1	-5	258,9	7	0	1100
CH-10 Spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-7	297,2	5	0	1200
2.1	-8	454,3	9	0	1300

3.1	-14	461,7	5	-4	1600
4.1	-25	1334,2	10	3	1800
5.1	-18	468,4	10	-9	1800
6.1	-19	483,4	30	-8	1800
7.1	-6	450,8	10	3	1100
8.1	-16	455,6	5	-7	1700
9.1	-13	461,8	8	-3	1500
10.1	-12	442	4	-2	1500
11.1	-14	472,2	10	-4	1600
13.1	-15	528,4	9	-4	1600
14.1	-16	506,5	10	-5	1600

ANEXO E – TABELA RESUMIDA DOS DADOS DE HF PARA AMOSTRAS DA BACIA DO PARANÁ

IPE-7 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-18	833,9	10,5	0	1600
1.2	-12	826,4	8,8	6	1300
3.1	-61	2635,5	13,8	-4	3300
4.1	-11	1060	9	13	1100
4.1 (2)	-33	1442,8	11,3	-1	2100
5.1	-28	456,2	5,1	-19	2300
6.1	-32	550,2	8,1	-21	2500
7.1	-29	507,9	6,8	-18	2300
8.1	-43	1922,6	11,8	-3	2700
9.1	-43	1902	15	-1	2600
9.1 (2)	-65	501,3	6,2	-54	4200
10.1	-18	818	6	-2	1700
10.1 (2)	-11	508,6	5,8	0	1300
12.1	-13	669	9	2	1400
16.1	-32	1287	15	-4	2200
17.1	-9	258	2	-2	1300
24.1	-46	1673	20	-9	2800
27.1	-57	590	7	-43	3800
36.1	-38	1733	14	1	2300
38.1	-2	340	3	5	900
43.1	-16	560	4	-2	1600
49.1	-27	790	4	-9	2100
64.2	-15	496	5	-4	1600
68.1	-16	515	4	-4	1600
70.1	-20	486	3	-10	1900
86.1	-9	325	3	-2	1300
90.1	-9	249	3	-3	1300
93.1	-16	940	9	4	1500
94.1	-25	914	8	-4	2000
98.1	-20	1104	8	3	1600
IPE-8 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM

1.1	-5	530	6	7	1000
1.2	-21	252	2	-16	2000
2.1	-18	1086	7	5	1500
2.1 (2)	-13	534	4	-1	1400
3.1	-11	467	7	0	1300
3.1 (2)	-24	609	5	-11	2000
7.1	-14	974	9	7	1300
8.1	-11	418	4	-2	1400
11.1	-10	1013	10	11	1100
12.1	-39	1768	13	0	2300
13.1	-49	1708	18	-11	3000
13.2	-46	1731	20	-7	2800
<hr/>					
IPE-10 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-48	1856	14	-6	2800
1.1 (2)	-17	939	11	4	1500
2.1	-16	242	2	-12	1700
3.1	1	396	5	10	700
4.1	-42	1720	12	-3	2600
4.1 (2)	-3	351	2	4	1000
6.1	-8	278	3	0	1200
6.1 (2)	-20	524	5	-9	1800
7.1	-26	1068	10	-4	2000
8.1	-21	439	7	-11	1900
9.1	-14	528	5	-2	1500
12.1	-15	465	5	-4	1600
13.1	-10	481	4	0	1300
15.1	-5	271	4	1	1100
16.1	-17	412	4	-8	1700
18.1	-13	396	5	-4	1500
20.1	-25	1014	8	-2	1900
21.1	-20	733	6	-4	1800
24.1	-9	314	5	-1	1300
29.1	-57	2295	15	-7	3200
36.1	-23	367	5	-14	2100
37.1	-8	278	3	-1	1200
44.1	-12	434	3	-1	1400
51.1	-12	495	4	-1	1400
58.1	-9	280	4	-2	1300
62.1	-19	337	3	-11	1800
65.1	-20	570	5	-6	1800
69.1	-17	874	7	1	1600
77.1	-14	850	5	5	1300
83.1	-39	614	6	-25	2800
88.1	-8	974	10	13	1000
99.1	-10	824	9	7	1200
100.1	-10	651	10	4	1200
<hr/>					
IPE-11 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM

1.1	-8	297	2	-2	1300
2.1	-23	570	6	-10	2000
3.1	-15	621	7	-2	1600
4.1	-7	283	9	-1	1300
9.1	-17	564	5	-4	1700
13.1	-47	1875	17	-7	2900
18.1	-13	799	7	3	1400
19.1	-17	562	6	-5	1700
21.1	-22	950	9	-2	1900
22.1	-17	598	6	-4	1700
24.1	-45	1954	25	-2	2700
26.1	-15	566	5	-2	1600
37.1	-20	1084	9	3	1600
42.1	-17	942	15	2	1500
43.1	-11	287	4	-5	1500
46.1	-16	766	8	0	1600
49.1	-48	1863	26	-8	3000
53.1	-17	750	7	-1	1600
57.1	-18	1003	11	3	1600
58.1	-29	564	6	-17	2300
59.1	-11	559	5	0	1400
67.1	-16	555	5	-4	1600
69.1	-61	2517	24	-4	3300
72.1	-17	589	7	-4	1700
82.1	-36	597	6	-23	2700
84.1	-45	1791	30	-7	2800
IPE-12 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
2.1	-7	259	7	-2	1300
6.1	-17	960	6	3	1500
17.1	-14	594	6	-1	1500
27.1	-7	563	5	4	1100
30.1	-8	276	2	-2	1300
31.1	-13	1047	9	10	1200
35.1	-8	655	5	6	1100
46.1	-24	578	5	-11	2100
51.1	-8	259	3	-2	1300
54.1	-26	633	7	-13	2200
59.1	-9	263	2	-4	1400
62.1	-28	698	6	-13	2200
63.1	-11	267	2	-6	1500
65.1	-34	923	8	-14	2500
70.1	-17	1090	11	5	1500
72.1	-21	269	4	-16	2000
73.1	-20	606	6	-7	1800
92.1	-14	588	5	-1	1500
99.1	-24	1009	10	-3	2000
100.1	-15	1051	12	7	1400

IPE-13 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
2.1	-50	1912	14	-7	2900
4.1	-48	1634	14	-12	3000
5.1	-27	555	5	-15	2200
8.1	-15	1006	9	6	1400
12.1	-18	487	6	-7	1800
14.1	-22	960	10	-1	1800
15.1	-19	609	12	-5	1800
16.1	-18	498	9	-7	1700
21.1	-22	616	5	-8	1900
22.1	-26	553	5	-14	2200
23.1	-34	1059	10	-10	2400
24.1	-16	612	7	-3	1600
28.1	-14	605	6	0	1500
35.1	-4	611	13	8	1000
36.1	-52	1951	33	-9	3100
40.1	-31	553	4	-19	2500
41.1	-20	1018	7	1	1700
44.1	-12	589	6	0	1400
45.1	-38	2028	24	5	2300
46.1	-52	2070	26	-6	3000
47.1	-10	573	5	2	1300
50.1	-22	600	6	-9	1900
52.1	-14	718	7	1	1500
53.1	-27	998	9	-5	2000
57.1	-11	261	2	-6	1500
60.1	-51	2034	30	-5	2900
61.1	-21	783	6	-5	1900
69.0	-6	255	2	-1	1200
IPE-14 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-48	1890	27	-6	2900
2.1	-27	491	6	-17	2300
3.1	-58	2014	23	-13	3400
4.1	-25	611	9	-11	2100
5.1	-21	491	6	-11	2000
6.1	-18	552	7	-7	1800
8.1	-31	554	8	-19	2500
9.1	-16	619	6	-2	1600
10.1	-37	1792	41	1	2300
12.1	-11	555	5	0	1400
13.1	-40	2110	26	6	2300
14.1	-14	556	10	-2	1500
15.1	-8	573	5	4	1200
19.1	-33	1754	34	5	2100
21.1	-23	570	5	-10	2000
24.1	-45	606	6	-32	3200
25.1	-51	1990	39	-6	2900

28.1	-11	722	7	4	1300
32.1	-52	1963	33	-8	3000
33.1	-15	586	5	-3	1600
35.1	-16	561	5	-4	1700
37.1	-7	563	6	5	1100
40.1	-37	570	5	-25	2800
41.1	-26	1002	9	-4	2000
43.1	-13	578	5	0	1400
44.1	-45	1953	34	-1	2600
45.1	-37	585	5	-24	2800
46.1	-26	601	6	-13	2200
47.1	-47	1731	47	-8	2900
IPE-14B spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-25	619	6	-11	2100
7.1	-52	1953	30	-8	3000
9.1	-51	1691	22	-14	3100
10.1	-48	2008	25	-4	2800
12.1	-56	1997	31	-12	3300
13.1	-14	595	7	0	1500
14.1	-14	615	6	0	1500
15.1	-54	1993	23	-10	3200
16.1	-51	1992	96	-7,7	3000
17.1	-41	1979	43	1	2500
18.1	-19	1018	12	3	1600
19.1	-44	2065	23	1	2500
20.1	-44	2060	17	0	2600
21.1	-40	1678	20	-4	2500
22.1	-32	859	6	-13	2400
25.1	-26	1019	22	-4	2000
26.1	-51	1997	20	-7	3000
27.1	-14	569	6	-2	1600
29.1	-41	2021	22	2	2400
35.1	-59	1974	50	-15	3400
36.1	-32	568	5	-19	2500
37.1	-44	1770	29	-5	2700
38.1	-48	2060	26	-2	2700
39.1	-18	551	5	-7	1800
40.1	-27	471	4	-17	2300
41.1	-49	1985	27	-6	2900
44.1	-53	1944	19	-10	3100
47.1	-16	1047	8	6	1500
50.1	-10	627	6	3	1200
52.1	-23	618	5	-10	2000
IPE-15 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
3.1	-52	1948	25	-9	3100
5.1	-13	623	7	0	1400
6.1	-16	578	6	-3	1600
9.1	-50	1740	32	-12	3000

10.1	-16	1022	9	5	1500
11.1	-29	627	6	-15	2300
12.1	-16	606	7	-3	1600
13.1	-20	625	5	-6	1800
14.1	-40	1545	48	-7	2600
15.1	-40	2167	37	7	2300
16.1	-11	582	5	0	1400
21.1	-25	588	6	-12	2100
23.1	-50	1930	26	-7	2900
27.1	-24	605	4	-11	2100
28.1	-22	616	7	-9	2000
30.1	-22	488	5	-12	2000
31.1	-15	568	6	-3	1600
32.1	-24	561	9	-12	2100
34.1	-52	1971	29	-8	3000
35.1	-24	583	5	-11	2000
37.1	-15	565	6	-2	1600
39.1	-43	2070	33	2	2500
40.1	-37	580	5	-24	2800
41.1	-24	578	6	-11	2000
42.1	-48	1937	29	-5	2800
43.1	-50	1947	25	-7	3000
44.1	-14	584	5	-1	1500
45.1	-50	1975	36	-6	2900
46.1	-12	553	5	0	1400
48.1	-47	1961	37	-4	2800
IPE-16 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
7.1	-14	619	6	-1	1500
20.1	-57	1845	27	-17	3400
21.1	-52	1960	27	-9	3100
22.1	-32	740	5	-17	2500
24.1	-18	595	5	-5	1700
25.1	-19	287	2	-13	1900
26.1	-46	1764	32	-8	2800
28.1	-15	786	5	1	1500
31.1	-54	1987	32	-10	3200
34.1	-25	621	8	-11	2100
58.1	-21	553	5	-10	2000
59.1	-56	1949	38	-14	3300
64.1	-21	610	7	-7	1900
65.1	-27	780	6	-10	2200
80.1	-9	712	8	5	1200
81.1	-12	760	7	3	1400
82.1	-53	1935	28	-10	3100
90.1	-6	703	5	7	1100
92.1	-21	593	5	-8	1900
93.1	-17	613	6	-4	1700
100.1	-52	1844	24	-13	3200

IPE-17 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
6.1	-12	558	5	0	1400
11.1	-14	572	6	-2	1600
19.1	-14	614	9	-1	1500
22.1	-19	588	10	-6	1800
23.1	-53	1973	29	-10	3100
33.1	-49	1971	46	-6	2900
35.1	-20	1029	12	1	1700
41.1	-5	250	3	0	1100
47.1	-48	1950	22	-5	2900
52.1	-37	1487	35	-4	2400
53.1	-45	1789	30	-6	2800
54.1	-16	586	5	-3	1600
56.1	-1	577	4	10	800
58.1	-4	573	5	8	1000
59.1	-30	1872	83	10,6	1900
61.1	-33	592	4	-20	2500
64.1	-44	1785	32	-6	2700
67.1	-51	1939	28	-10	3100
70.1	-18	582	11	-6	1800
71.1	-16	601	8	-3	1600
72.1	-10	1000	10	11	1100
81.1	-30	602	5	-17	2400
85.1	-21	556	4	-10	2000
86.1	-45	1966	27	-3	2700
89.1	-45	1827	43	-7,7	2800
IPE-20 spots	Eps_Hf(0)	U/Pb_age	2SE	Eps_Hf(t)	tDM
1.1	-1	322	3	5	900
1.1 (2)	-3	312	3	4	900
1.2	-4	297	3	2	1000
2.1	-61	2092	26	-14	3400
3.1	-35	1748	12	3	2200
3.1 (2)	-21	764	7	-5	1800
5.1	-14	389	3	-6	1500
6.1	-8	515	5	3	1200
7.1	-12	561	6	0	1300
8.1	-35	1936	12	6	2200
8.1 (2)	-19	478	6	-9	1800
9.1	-12	472	5	-2	1400
16.1	0	466	5	10	700
20.1	-13	800	8	3	1400
22.1	-10	485	5	0	1300
29.1	-10	343	3	-2	1400
31.1	-15	834	8	3	1400
32.1	-9	708	5	6	1100
34.1	0	339	3	7	800
36.1	-17	628	6	-2	1600
39.1	-12	517	5	0	1300

43.1	0	364	4	7	800
44.1	-50	2102	13	-3	2800
54.1	-41	445	3	-30	3000
65.1	-43	1642	11	-11	2900
71.1	-15	1023	10	6	1400
89.1	-33	1432	10	-1	2200
98.1	-34	926	9	-13	2400
100.1	-11	586	6	2	1300