

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**Depósitos inconsolidados da borda ocidental da
Serra do Cipó: Intemperismo das rochas fontes e
idades de deposição**

MATEUS FAGUNDES CAGNIN

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro/SP
2025

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MATEUS FAGUNDES CAGNIN

**Depósitos inconsolidados da borda ocidental da Serra do
Cipó: intemperismo das rochas fontes e idades de deposição**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição
Coorientador: Cláudio Eduardo Lana

Rio Claro - SP
2025

C131d

Cagnin, Mateus Fagundes

Depósitos inconsolidados da borda ocidental da Serra do Cipó: :
intemperismo das rochas fontes e idades de deposição / Mateus
Fagundes Cagnin. -- Rio Claro, 2025

68 f. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

Coorientador: Cláudio Eduardo Lana

1. Intemperismo. 2. Sedimentos Fluviais. 3. Paleoclimatologia. I.
Título.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

Esta pesquisa contribui para o entendimento dos processos de intemperismo químico e da dinâmica deposicional em climas tropicais úmidos de altitude, como os da Serra do Cipó, região de grande relevância ambiental e geológica, localizada na porção de cabeceira da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. Ao investigar a relação entre clima, intemperismo e deposição de sedimentos ao longo dos últimos 47 mil anos, os resultados fornecem subsídios para o planejamento territorial sustentável, auxiliando na prevenção de riscos geológicos como erosão e deslizamentos, que podem afetar diretamente as comunidades locais. Além disso, o estudo fortalece a base científica necessária para políticas públicas voltadas à conservação ambiental e à adaptação às mudanças climáticas, contribuindo para a proteção de ecossistemas sensíveis, da biodiversidade associada à Serra do Espinhaço Meridional e do patrimônio natural. Os dados obtidos, como os índices geoquímicos e as idades obtidas por datação, também podem ser aplicados em ações de educação ambiental e valorização do patrimônio geológico, fomentando práticas de turismo sustentável e gerando benefícios econômicos, sociais e culturais para a população local. Outro aspecto relevante é a identificação de depósitos sedimentares quaternários, que se mostraram potencialmente valiosos como registros paleoclimáticos de períodos ainda pouco documentados na Serra do Espinhaço Meridional, abrindo novas possibilidades para futuras pesquisas sobre a evolução do clima e suas implicações no ambiente regional.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

This research advances the understanding of chemical weathering processes and depositional dynamics in tropical high-altitude humid climates, such as those of the Serra do Cipó region - an area of significant environmental and geological importance located in the headwaters of the São Francisco River Basin. By investigating the relationship between climate, weathering, and sediment deposition over the last 47,000 years, the results provide fundamental data for sustainable land-use planning, aiding in the prevention of geological hazards such as erosion and landslides that directly impact local communities. Furthermore, the study strengthens the scientific foundation needed for public policies focused on environmental conservation and climate change adaptation, contributing to the protection of sensitive ecosystems, the biodiversity associated with the Southern Espinhaço Range, and natural heritage. The obtained data, including geochemical indices and dating results, can also be applied in environmental education initiatives and geoheritage valorization, promoting sustainable tourism practices and generating economic, social, and cultural benefits for local populations. Another relevant aspect is the identification of Quaternary sedimentary deposits, which have proven potentially valuable as paleoclimatic records of poorly documented periods in the Southern Espinhaço Range, opening new possibilities for future research on climate evolution and its implications for the regional environment.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

MATEUS FAGUNDES CAGNIN

DEPÓSITOS INCONSOLIDADOS DA BORDA OCIDENTAL
DA SERRA DO CIPÓ: INTEMPERISMO DAS ROCHAS FONTES E
IDADES DE DEPOSIÇÃO

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. FABIANO TOMAZINI DA CONCEIÇÃO
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. FABIANO NASCIMENTO PUPIM
Dep. Geografia / USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. CENIRA MARIA LUPINACCI
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 02 de abril de 2025.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, em primeiro lugar, aos meus pais, cujo esforço e dedicação foram fundamentais para que eu pudesse trilhar minha trajetória acadêmica. Aos meus irmãos, pelo exemplo e inspiração ao longo do caminho.

Expresso minha profunda gratidão ao Prof. Fabiano, por sua paciência, atenção e valiosos ensinamentos durante todo o desenvolvimento deste trabalho. Ao Prof. Cláudio, pelo apoio inestimável, disponibilidade e contribuições essenciais à pesquisa.

Agradeço à Betina, por sua compreensão e por aceitar o meu distanciamento físico durante este período, além do esforço e carinho ao me encontrar sempre que possível. À Gessimara, pelo suporte psicológico, que tornou essa caminhada mais leve e possível.

Sou grato também a todos os cientistas cujos trabalhos serviram de base para esta pesquisa, permitindo sua concretização.

Por fim, agradeço à CAPES e ao PPGGMA pelo suporte financeiro e pela estrutura fornecida, que foram indispensáveis para a realização deste estudo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

Em climas tropicais, caracterizados por elevada umidade e altas temperaturas, o intemperismo químico atua de forma mais intensa sobre as rochas, gerando perfis de alteração espessos, embora ele também seja influenciado por outros fatores, como relevo, solo, uso e ocupação da terra e tempo. O clima desempenha um papel central na gênese dos regolitos, bem como posterior erosão e deposição. Assim, o presente trabalho pretende estudar os sedimentos inconsolidados na borda oeste da Serra do Cipó, para compreender a evolução do intemperismo químico sobre as rochas constituintes da Serra do Cipó e o contexto deposicional desses sedimentos. A Serra do Cipó é uma denominação local da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) cerca de 100 km a norte de Belo Horizonte. Os depósitos foram descritos com relação a suas texturas, estruturas sedimentares e composição, sendo sua composição química obtida por ICP-OES, permitindo calcular os valores de CIA, CIW, PIA e ICV. Ainda, as fácies foram datadas por LOE. Os sedimentos apresentaram valores de CIW e PIA acima de 98, valores de CIA variando de 87 a 97 e valores de ICV entre 0,34 e 0,62. Assim, pode-se associar um clima úmido durante a interação água-rocha, sendo os principais minerais alterados os plagioclásios e feldspatos potássicos, originando caulinita e illita. Os sedimentos inconsolidados possuem idades variando entre $47,45 \pm 3,68$ e $1,92 \pm 0,15$ ka. Entre ~ 47 e ~ 39 Ka, o clima era mais seco na região estudada, registrado pelos sedimentos grossos das bases dos depósitos 1, 2 e 4, com condições climáticas mais úmidas e mais frias em ~ 26 ka, registrada pelo topo do depósito 2. Após esse período, inicia-se um período de transição entre os climas secos e úmidos entre ~ 19 a ~ 10 Ka, registrado pelo depósito 3. Em ~ 8 e 7 , ocorrem a deposição dos sedimentos que recobrem os depósitos 2 e 4, em clima mais úmido que o período anterior. Finalmente, o intervalo de deposição mais recente entre ~ 5 e 2 ka, encontradas na cobertura do depósito 1, corresponde aos estágios iniciais das condições climáticas atuais estabelecidas a partir de ~ 5 ka.

Palavras-chave: Intemperismo, Sedimentos Fluviais, Paleoclimatologia.

ABSTRACT

In tropical climates characterized by high humidity and elevated temperatures, chemical weathering acts more intensively on rocks, generating thick weathering profiles, although it is also influenced by other factors such as topography, soil characteristics, land use, and time. Climate plays a central role in regolith genesis, as well as subsequent erosion and deposition processes. Therefore, this study investigates unconsolidated sediments at the western edge of Serra do Cipó to understand the evolution of chemical weathering on the constituent rocks of Serra do Cipó and the depositional context of these sediments. Serra do Cipó is a local designation for the Southern Espinhaço Range (SdEM), located approximately 100 km north of Belo Horizonte. The deposits were characterized regarding their textures, sedimentary structures, and composition. Their chemical composition was determined by ICP-OES, enabling calculation of CIA, CIW, PIA, and ICV values. Additionally, facies were dated using OSL. The sediments showed CIW and PIA values above 98, CIA values ranging from 87 to 97, and ICV values between 0.34 and 0.62. These results indicate humid conditions during water-rock interaction, with plagioclase and K-feldspar being the main altered minerals, forming kaolinite and illite. The unconsolidated sediments have ages ranging from 47.45 ± 3.68 to 1.92 ± 0.15 ka. Between ~ 47 and ~ 39 ka, the climate was drier in the study area, as recorded by coarse sediments at the base of Deposits 1, 2, and 4. Wetter and cooler climatic conditions prevailed at ~ 26 ka, recorded at the top of Deposit 2. Subsequently, a transitional phase between dry and humid climates occurred between ~ 19 and ~ 10 ka, represented by Deposit 3. At ~ 8 - 7 ka, sedimentation covering Deposits 2 and 4 occurred under wetter conditions than the previous period. Finally, the most recent depositional interval (~ 5 - 2 ka), found in the cover of Deposit 1, corresponds to the initial stages of current climatic conditions established from ~ 5 ka..

Keywords: Weathering, Fluvial sediments, Paleoclimatology

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Localização e vias de acesso, com destaque para os depósitos estudados.	10
Figura 2.2: Orógeno Araçuaí-Oeste Congo	11
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Folha Baldim.	13
Figura 2.4: Mapas e MDE da área de estudos.	16
Figura 2.5: Mapa dos compartimentos morfológicos do Parque Nacional da Serra do Cipó	17
Figura 2.6: Imagem do mosaico vegetacional da área de estudos.	18
Figura 3.1: Mapa com a localização dos trabalhos utilizados para interpretações climáticas.	21
Figura 4.1: Medições dos depósitos em campo	29
Figura 4.6: Procedimento de tratamento de amostra pré-análise geoquímica de composição total.	31
Figura 5.1: Fotos de campo do depósito 1	36
Figura 5.2: Fotos de campo do depósito 2.	37
Figura 5.3: Fotos de campo do depósito 4.	37
Figura 5.4: Fotos de campo do depósito 3	38
Figura 5.1: Relação dos principais óxidos dos sedimentos.	41
Figura 5.2: Relação dos elementos traços nos sedimentos.	42
Figura 5.3: Fator de Enriquecimento em relação a UCC normalizado por Al_2O_3	43
Figura 5.4: Os gráficos mostram a relação entre CIA, CIW, PIA e ICV.	44
Figura 5.5: Diagrama ternário de Al-CaNa-K e CIA dos sedimentos da Serra do Espinhaço Meridional.	45
Figura 5.6: Diagrama ternário de Al-Ca+Na+K-Fe+Mg dos sedimentos da Serra do Espinhaço Meridional.	46
Figura 6.1: Perfis dos depósitos estudados.	49
Figura 6.2: Diagrama de síntese dos cenários climáticos nas idades dos depósitos estudados.	50
Figura 6.3: Mapa hilshade com as principais lineações interpretadas na Serra do Espinhaço Meridional e os pontos de sismos.	54

Sumário

1.	Introdução	8
2.	Caracterização da Área de Estudos	10
2.1	Localização da área de estudo	10
2.2	Geologia regional	10
2.3	Geologia local.....	12
2.4	Geomorfologia.....	14
2.5	Clima e vegetação.....	17
3.	Revisão Bibliográfica do Paleoclima Quaternário	20
3.1	<i>Proxy</i> Palinológica.....	22
3.2	<i>Proxy</i> por Espeleotemas	25
3.3	<i>Proxy</i> por Terraços fluviais	27
4.	Materiais e Métodos	29
4.1	Trabalho de campo	29
4.2	Amostragem e preparação das amostras.....	30
4.3	Análises geoquímicas	31
4.4	Índices de intemperismo químico.....	32
4.5	Luminescência opticamente estimulada (LOE).....	33
5.	Análise Faciológica e Geoquímica dos Sedimentos.....	35
5.1	Análise Faciológica	35
5.2	Geoquímica dos Sedimentos	38
6.	Idades LOE e Interpretações Paleoambientais	47
7.	Conclusão	55
8.	Referências Bibliográficas.....	56

1. INTRODUÇÃO

Em climas tropicais, caracterizados por elevada umidade e altas temperaturas, o intemperismo químico atua de forma mais intensa sobre as rochas, gerando perfis de alteração espessos, dependendo do relevo, vegetação e tempo de exposição das rochas na superfície terrestre (Rubira *et al.*, 2019; Thomas, 1994). O regolito resultante desse processo apresenta partículas inconsolidadas, que podem ser facilmente transportadas (Thomas, 1994; Varajão *et al.*, 2020). Essas partículas são levadas dos perfis de intemperismo e depositadas em áreas mais baixas através dos processos erosivos locais ou em âmbito regional pela ação de agentes associados à dinâmica fluvial, os quais dependem diretamente do fluxo de matéria e energia da região (Reineck e Singh, 1980; Summerfield, 1992). Variações climáticas através do controle da vazão dos rios, combinadas a esses fatores, afetam diretamente os períodos de incisão e agradiação dos rios (Mescolotti *et al.*, 2021; Thomas, 1994; Tucker e Slingerland, 1997).

O estudo de registro fluviais é uma importante ferramenta para compreender as mudanças climáticas do passado devido a sua grande susceptibilidade às oscilações no regime de chuvas (Stoffel *et al.*, 2016). Scherer (2008) identifica o clima como um mecanismo controlador da oscilação do perfil de equilíbrio no sistema fluvial. Por exemplo, períodos em que a descarga do rio diminui podem ser decorrentes de uma alteração climática úmida para semiárida, onde o rio torna-se incapaz de transportar o sedimento grosso. Por outro lado, quando o clima se altera de semiárido para úmido, a descarga do rio aumenta e, por consequência, aumenta o transporte das cargas de fundo levando ao rebaixamento do perfil de equilíbrio e incisão fluvial. Entretanto, as interpretações dos registros fluviais devem ser feitas com muita cautela, sobretudo em regiões tropicais e montanhosas onde processos climáticos e uma dinâmica tectônica ativa atuam em conjunto na remoção dos registros sedimentares (Magalhães *et al.*, 2022; Magalhães e Barros, 2020).

Muito vem sendo estudado a respeito da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) e seu entorno em diferentes aspectos, tais como tectôno-estrutural (Alkmim *et al.*, 2006, 2007; Almeida, 1977; Chemale *et al.*, 2011), crono-estratigráfico (Bedoya Rueda 2019; Chemale *et al.*, 2012; Dussin e Dussin, 1995; Souza, 2019) e geomorfológico (Chaves *et al.*, 2007; Felipe *et al.*, 2012; Lana 2010; Saadi, 1991 e 1995). Entretanto, os sedimentos inconsolidados (Carvalho e Magalhães 2022) e solos (Milagres *et al.*, 2023; Schaefer *et al.*, 2009; Varajão *et al.*, 2020) desta região começaram a ser alvos de estudos recentemente, os quais podem fornecer

informações sobre as mudanças climáticas regionais, e quando associados a estudos independentes em outras regiões permitem inferir tais mudanças em um contexto mais regional.

A Serra do Cipó é uma denominação local da SdEM, que por sua vez é parte da Faixa Araçuaí. A região da borda ocidental da Serra do Cipó (MG) é drenada pelo Rio Cipó, um afluente do Rio das Velhas na área de cabeceira da Bacia do Rio São Francisco (CBH do Rio das Velhas, 2024; Mescolotti *et al.*, 2021). Nesta área, alguns depósitos inconsolidados já começaram a ser estudados, visando compreender os ambientes em que foram gerados. Lana (2010) estudou nesta região depósitos inconsolidados, os quais foram interpretados como porções de leques aluviais composto por sedimentos oriundos das unidades aflorantes da Serra do Cipó. Porém, a região ainda carece de maior detalhamento no que tange aos processos de intemperismo das rochas fonte, bem como idades de deposição dos materiais inconsolidados.

Muito pouco é estudado no que tange aos processos de intemperismo das rochas quando as mesmas foram expostas a superfície da Terra, bem como sobre às possíveis condições climáticas e tectônicas pretéritas. O mesmo pode se dizer sobre a gênese de depósitos inconsolidados originados no Quaternário, o qual é marcado por intensas alterações climáticas (Corrêa, 2021; Wanner *et al.*, 2011). Entretanto, informações desta variação climática em escala local, regional e continental ainda carecem de um adensamento. Assim, o presente trabalho pretende estudar os sedimentos inconsolidados na borda oeste da Serra do Cipó, para compreender a evolução do intemperismo químico sobre as rochas constituintes da Serra do Cipó e o contexto deposicional dos sedimentos inconsolidados. Com isso, é possível entender parte dos mecanismos das mudanças climáticas ao longo do tempo geológico, sendo necessário para isso:

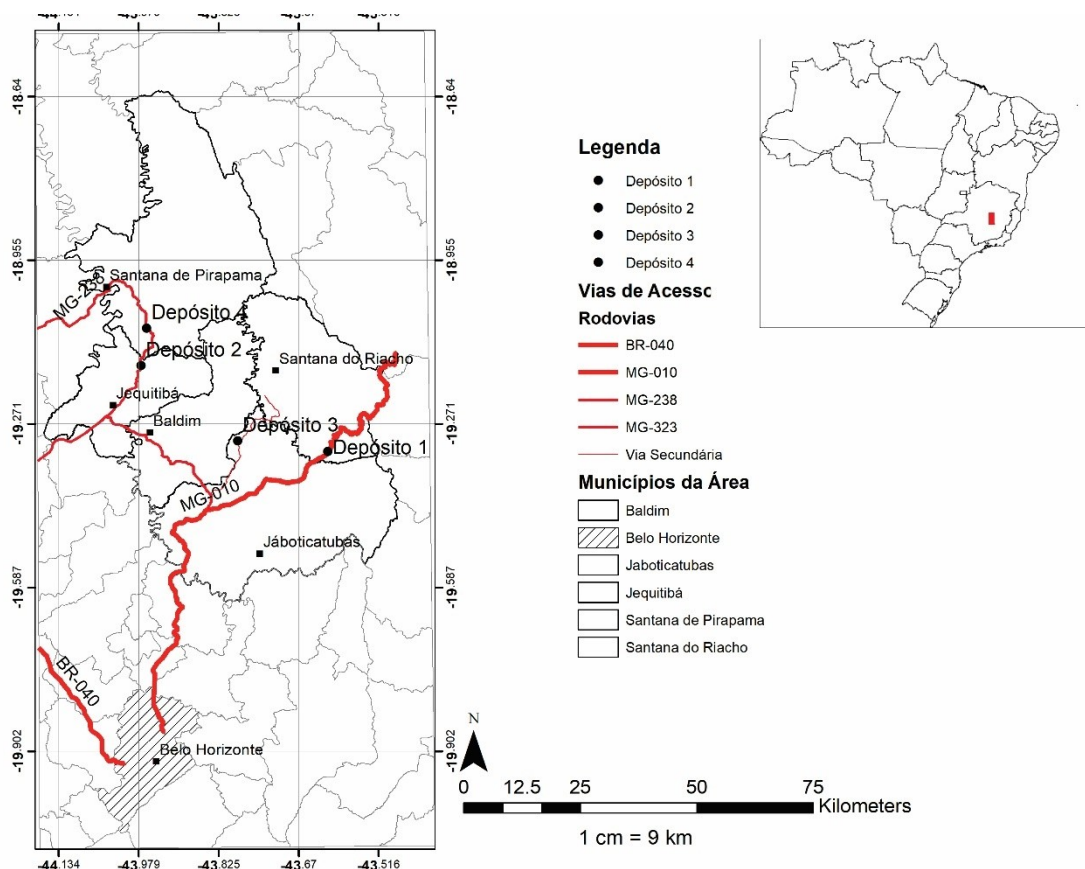
- Caracterizar quimicamente os sedimentos inconsolidados depositados na borda oeste da Serra do Cipó, permitindo indicar os processos de interação água-rocha ocorrido após a exposição das rochas na superfície terrestre;
- Datar os eventos deposicionais na região de estudo, possibilitando, quando associadas as fácies sedimentares descritas, fornecer cenários paleoclimáticos predominantes durante os processos deposicionais.

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

2.1 Localização da área de estudo

Os depósitos estudados situam-se nos municípios de Jaboticatubas, Santana do Riacho, Santana de Pirapama e Jequitibá, no estado de Minas Gerais. Partindo de Belo Horizonte pela MG-010 com sentido a NE por cerca de 100 km chega-se em Santana do Riacho, próximo ao depósito 1. Os depósitos 2 e 4 podem ser acessados a partir da junção no município de Jaboticatubas da MG-010 com a MG-323, tomando essa última com sentido NW, passando por Baldim até o município de Jequitibá, onde se adota a MG-238 com sentido NE. O acesso ao depósito 3 é feito por uma via secundária com início na MG-323 depois da junção dessa com a MG-010 (Figura 2.1).

Figura 2.1: Localização e vias de acesso, com destaque para os depósitos estudados.



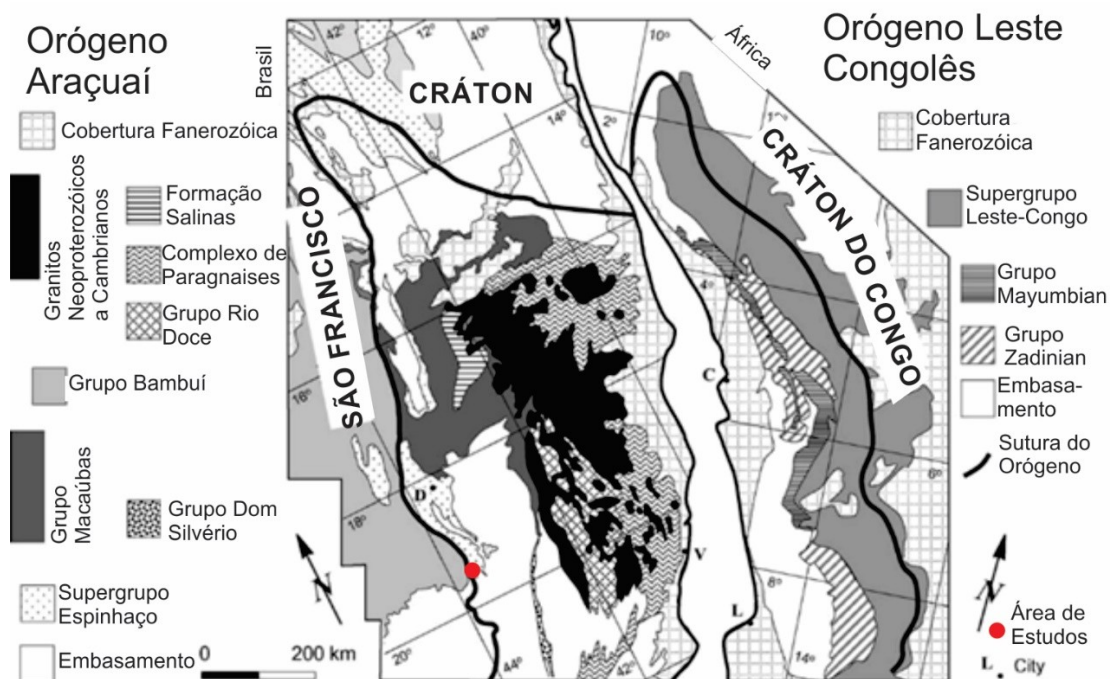
Fonte: Próprio autor

2.2 Geologia regional

A área de estudo, a qual localiza-se na Faixa Araçuaí, é descrita como uma feição da orogenia do evento Brasileiro que surge na borda leste do Cráton São Francisco e apresenta

uma continuidade na costa oeste do Congo (Almeida, 1977) (Figura 2.2). Alkmim *et al.*, (2017) propuseram denominar esta faixa como Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (sigla em inglês AWCO), apresentando sítios distintos ao longo de sua extensão, sendo eles: Cinturão dobrado da Serra do Espinhaço Meridional, Saliência Rio Pardo, Zona de Cisalhamento Itapebi e estruturas associadas, Zona de interferia com o aulacógeno Paramirim, Zona de Cisalhamento Dom Silvério e estruturas associadas, Zona de Cisalhamento de Abre Campo, Bloco Guanhões, Cinturão xistoso de São José da Safira, Zona de cisalhamento da Chapada Acauã, Corredor Transpressional de Minas Novas e Sinclinório de Salinas.

Figura 2.2: Orógeno Araçuaí-Oeste Congo



Fonte: Adaptada de Alkmim *et al.* (2006).

De acordo com Pedrosa-Soares e Alkmim (2011) houve 6 eventos de rifteamento e/ou magmatismo que precederam o desenvolvimento do AWCO em 630 Ma. Os eventos são: Estateriano, 1,77-1,70 Ga (E1), Calimiano, 1,57-1,50 Ga (E2), Esteniano, 1,18 Ga (E3), Esteniano-Toniano, 1 Ga (E4), Toniano, 930-850 Ma (E5) e Criogeniano 750-670 Ma (E6). Os eventos E1, E2 e E3 são restritos a porção da Faixa Araçuaí, com os eventos, E4, E5 e E6 sendo descritos em toda o AWCO. De acordo com os autores supracitados, os eventos E1, E2 e E3 estão relacionados a sucessão do Supergroupo Espinhaço (SgEsp) e os eventos E4, E5 e E6 estão relacionados ao Supergroupo São Francisco (SgSF).

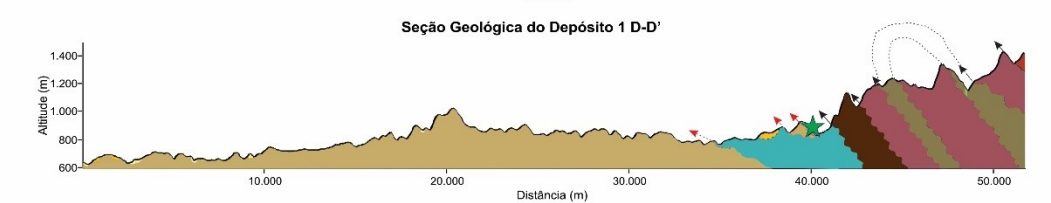
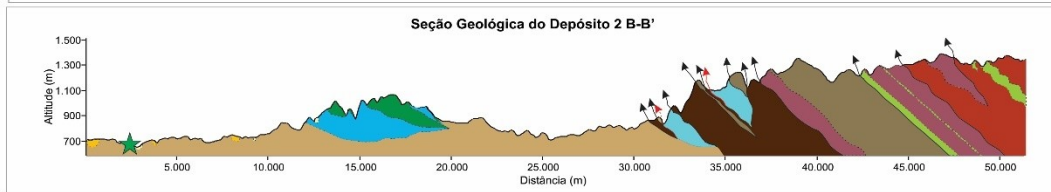
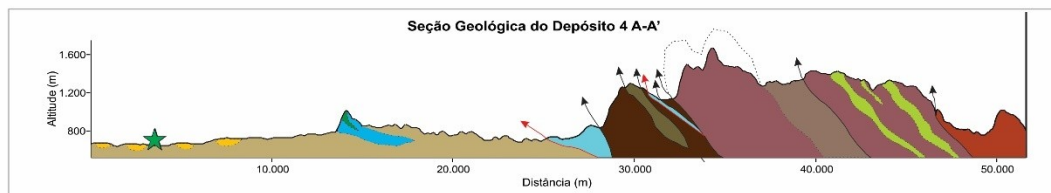
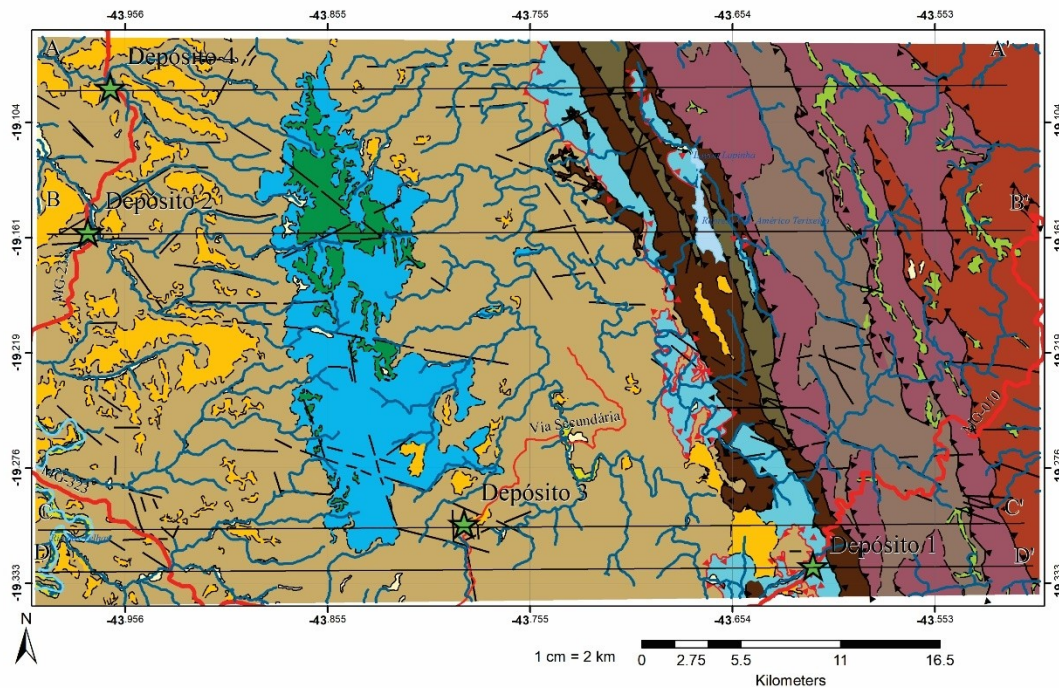
O presente trabalho se dá no contexto da SdEM. Segundo Alkmim *et al.* (2007) o cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional se estende por 700 km margeando a leste o Cráton São Francisco (CSF), com predominância de falhas de empurrão com vergência para o cráton e dobras com orientação geral N-S, nucleadas com até duas fases deformacionais coaxiais e progressivas evidenciando um encurtamento E-W. Envolve o embasamento cristalino Arqueano-Paleoproterozóico, as rochas metassedimentares dos SgEsp e SgSF e uma expressiva intrusão máfica pós-deposicional do Supergrupo Espinhaço.

2.3 Geologia local

A expressão do Cinturão de Cavalgamento Espinhaço Meridional no relevo da região dos municípios de Itambé do Mato Dentro, Jaboticatubas, Morro do Pilar, Nova União e Santana do Riacho recebe o nome de Serra do Cipó. Na área de estudo, segundo o mapeamento da Folha Baldim (CPRM, 2009), afloram rochas do SgEsp e SgSF (Oliveira *et al.*, 1997; Tuller *et al.*, 2009), com coberturas sedimentares inconsolidadas, terraços fluviais e aluviões, compostos de areia fina a grossa, com porções descontínuas de seixos de quartzo geralmente arredondados e mal selecionados, podendo apresentar estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte localmente (Figura 2.3).

O SgEsp está dividido em dois grupos, um basal denominado Grupo Diamantina e composto na região pelas formações Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, e outro superior chamado de Grupo Conselheiro-Mata e composto pelas formações Santa Rita e Córrego dos Borges. As litologias predominantes são quartzitos, a não ser pela Formação Santa Rita que é constituída por filitos. Após a deposição da sequência metassedimentar do SgEsp de idade Paleo-Mezoproterozóica, ocorrem as intrusões metabásicas da Suíte Pedro Lessa (metadiabásios e metagabros) de idade Neoproterozóica. O SgSF é composto pelos grupos Macaúbas e Bambuí, de idade Neoproterozóica. No Grupo Macaúbas há predominância de diamictitos com matriz areno-siltosa esverdeada e grânulos, seixos e matacões de quartzito, quartzo, filitos, siltitos, carbonatos, granitos e gnaisses (Oliveira *et al.*, 1997). Este grupo encontra-se em contato tectônico de cavalgamento sobre os pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí. Já o Grupo Bambuí divide-se nas formações Sete Lagoas, Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade.

Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Folha Baldim.



LEGENDA

★ Depósitos

— Contato definido

- - - Contato Aproximado

▲▲▲ Cavalcamento

— Drenagens

▲▲▲ Falha Contracional

— Falha Contracional

— Fratura Indiscriminada

— Vias de Acesso

CENOZÓICO

— Coberturas Detríticas

— Terraços Fluviais

— Aluviões

NEOPROTEROZÓICO

Supergrupo São Francisco

Grupo Bambuí

— Formação Serra da Saudade

— Formação Lagoa do Jacaré

— Formação Santa Helena

— Formação Sete Lagoas

— Grupo Macaúbas Indiviso

— Suíte Metabásica Pedro Lessa

PALEO-MESOPROTEROZÓICO

Supergrupo Espinhaço

— Formação Córrego dos Borges

— Formação Santa Rita

— Formação Galho do Miguel

— Formação Sopa Brumadinho

Fonte: Adaptado de CPRM (2009).

A Formação Sopa-Brumadinho registra um novo pulso de rifteamento em um contexto intracontinental, sendo relacionada principalmente à sistema fluvial entrelaçado, lagos e fan-deltas (Alkmim *et al.*, 2017; Chemale *et al.*, 2012; Martins-Neto, 1996, 2000). A base da Formação Galho do Miguel, segundo Alkmim *et al.* (2017) e Martins-Neto (2000), representa depósitos de transgressão marinha sobrepostos à Formação Sopa-Brumadinho, enquanto as porções medianas e superiores desta formação são de origem eólica e marinho raso, respectivamente. Dossin *et al.* (1990) interpreta a Formação Santa Rita como sendo depositada em contexto de marinho raso e restrito. Santos *et al.* (2015) interpretam a deposição da Formação Córrego dos Borges como sendo de *offshore* para *shoreface* distal, com posterior ambiente desértico. A Suíte Pedro Lessa está relacionada ao primeiro processo de rifteamento da crosta continental relativamente espessa que levou a descompressão do manto litosférico e sua fusão parcial (Souza *et al.*, 2022).

A Formação Sete Lagoas é constituída por calcilutitos e calcissiltitos em camadas tabulares finas e espessas, laminadas, contínuas e/ou lenticuladas, com siltito esverdeado intercalado ritmicamente, sendo depositadas em ambiente marinho de baixa energia que é sobreposto por um ambiente de rampa externa dominada por tempestades. Tuller *et al.* (2009) descrevem a Formação Serra de Santa Helena como sendo composta por siltitos e argilitos com níveis areníticos mais abundantes no topo, sendo um registro de duas transgressões intercaladas por uma progradação (Uhlein *et al.*, 2019). A Formação Lagoa do Jacaré é constituída por bancos de calcarenitos finos a médios, oolíticos a intraclásticos com intraclastos de calcirruditos, e bancos de calcissiltitos que marca ciclos de granodecrescência ascendente que próximo ao topo apresentam marcas de ondas e gretas de ressecamento (Tuller *et al.*, 2009), depositados em ambiente marinho raso durante uma fase regressiva (Uhlein *et al.*, 2019). Finalmente, Tuller *et al.* (2009) caracteriza a Formação Serra da Saudade por um conjunto de siltitos, arenitos e argilitos depositados devido à elevação do nível do mar com a inundação máxima marcada pelo intervalo siltito glauconítico (Moreira *et al.*, 2021).

2.4 Geomorfologia

Saadi (1995) define a Serra do Espinhaço como um conjunto de terras altas em Minas Gerais, com forma de bumerangue de direção N-S e convexidade para oeste, constituindo um grande divisor de águas entre as bacias centro-leste brasileiro e a bacia do Rio São Francisco. De acordo com o autor, nessa região há longos trechos de planícies controlados pelas falhas de empurrão NNW-SSE que estruturam a serra e trechos com cachoeiras ao longo das falhas

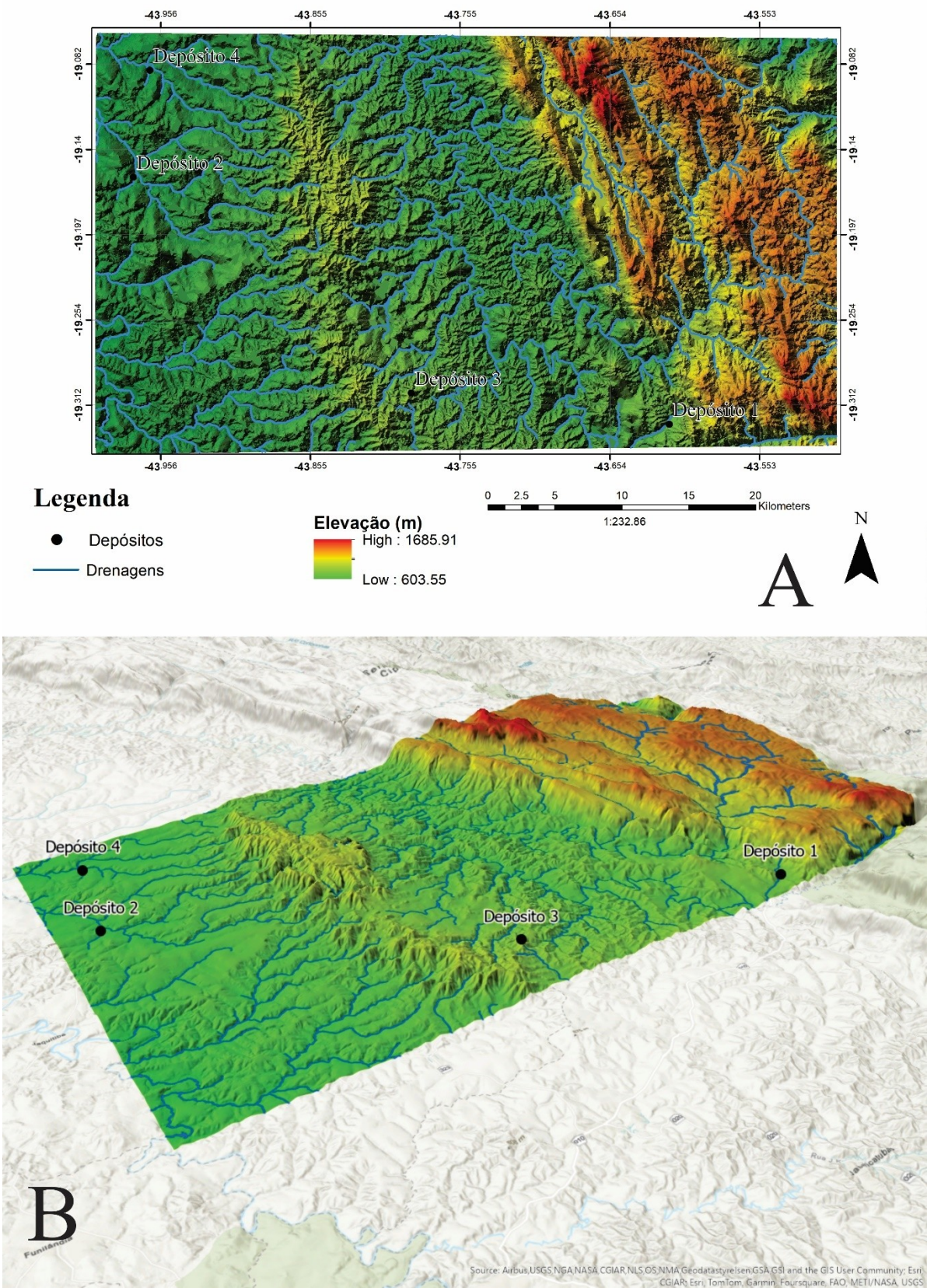
transcorrentes de direção E-W e WNW-ESSE. A combinação dessas duas estruturas forma-se um *canyon* no limite SE da área de estudos (Figura 2.4).

Lana (2010) aponta que os níveis mais elevados da serra são constituídos pelos quartzitos do SgEsp e do Gr Macaúbas, definindo alguns *hog-backs*, enquanto o Gr Bambuí constitui os domínios mais planos de topografia mais baixa. Segundo Chaves *et al.* (2007) as rochas quartzíticas são responsáveis pela manutenção das topografias mais altas, uma vez que são de intemperismo químico mais lento que as litologias de metassiltitos e metarenitos devido seu processo de recrystalização gerado no metamorfismo. Felipe *et al.* (2012) descreve morfologicamente a Serra do Cipó como uma sequência de cristas de falhas com direção NNW-SSE entrecortadas por vales fluviais dissecados e intercalados com terraços erosivos, sendo essas cristas os principais divisores das bacias dos rios Doce e São Francisco. As frentes de cavalgamento geram vales com alto grau de dissecação. Na borda do planalto aparecem escarpas erosivas associadas a diferenças de resistência litológica.

A Serra do Espinhaço é subdividida, por Saadi (1995), em dois planaltos, setentrional e meridional, separados por uma depressão. O Planalto Setentrional fica situada sobre o CSF, com orientação NNW e é composta pelo SgEsp e SgSF. A Chapada Diamantina apresenta rochas metassedimentares Proterozóicas do CSF, guardado semelhanças genéticas com as rochas constituintes da Serra do Espinhaço Setentrional e Meridional. Já o Planalto Meridional apresenta um formato plano ligeiramente convexo inclinado para sul, com eixo de convexidade próximo à borda oeste, sendo a expressão morfológica dos dobramentos da Faixa Araçuai que se desenvolveu durante o Evento Brasileiro, sendo composta principalmente pelos quartzitos do SgEsp e, subordinadamente, o embasamento arqueano e rochas do SgSF.

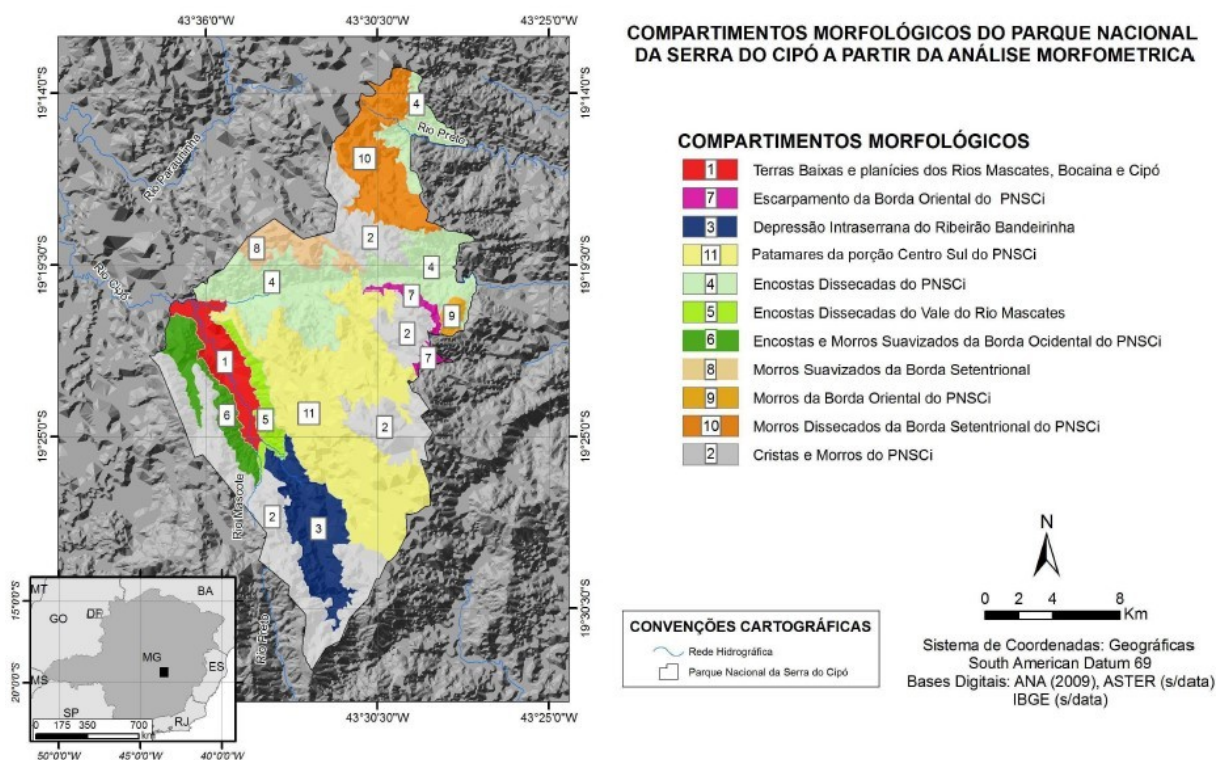
A área de estudos está localizada na porção do Planalto Meridional (Figura 2.4). Essa região inicia-se nas nascentes do Rio Cipó e estende-se até a depressão a norte, conta com altitude média de 1.200 m. De acordo com Felipe *et al.* (2012), a configuração morfológica da Serra corresponde às variações litológicas e identifica 11 compartimentos morfológicos na região da Serra do Cipó, dos quais aparecem 6 na área de estudos que serão descritos abaixo. A Figura 2.5 mostra o mapa completo dos compartimentos morfológicos do Parque Nacional da Serra do Cipó. No compartimento de Cristas e Morros estão identificadas as maiores altitudes da serra, chegando a atingir 1.700 m; enquanto as menores altitudes são encontradas nas Terras Baixas e planícies dos Rios Mascates, Bocaina e Cipó. O compartimento Patamares da Porção Centro-Sul tem a maior extensão no Parque Nacional da Serra do Cipó, com o relevo sendo estruturado sobre a Formação Galho do Miguel e altitudes variando entre de 1.075 a 1.510 m.

Figura 2.4: Mapas e MDE da área de estudos. A) Mapa hipsométrico da área de estudos. B) Cena tridimensional da área de estudos.



Fonte: Elaborada a partir da imagem de FABDE e ArcGIS Pro© pelo autor.

Figura 2.5: Mapa dos compartimentos morfológicos do Parque Nacional da Serra do Cipó



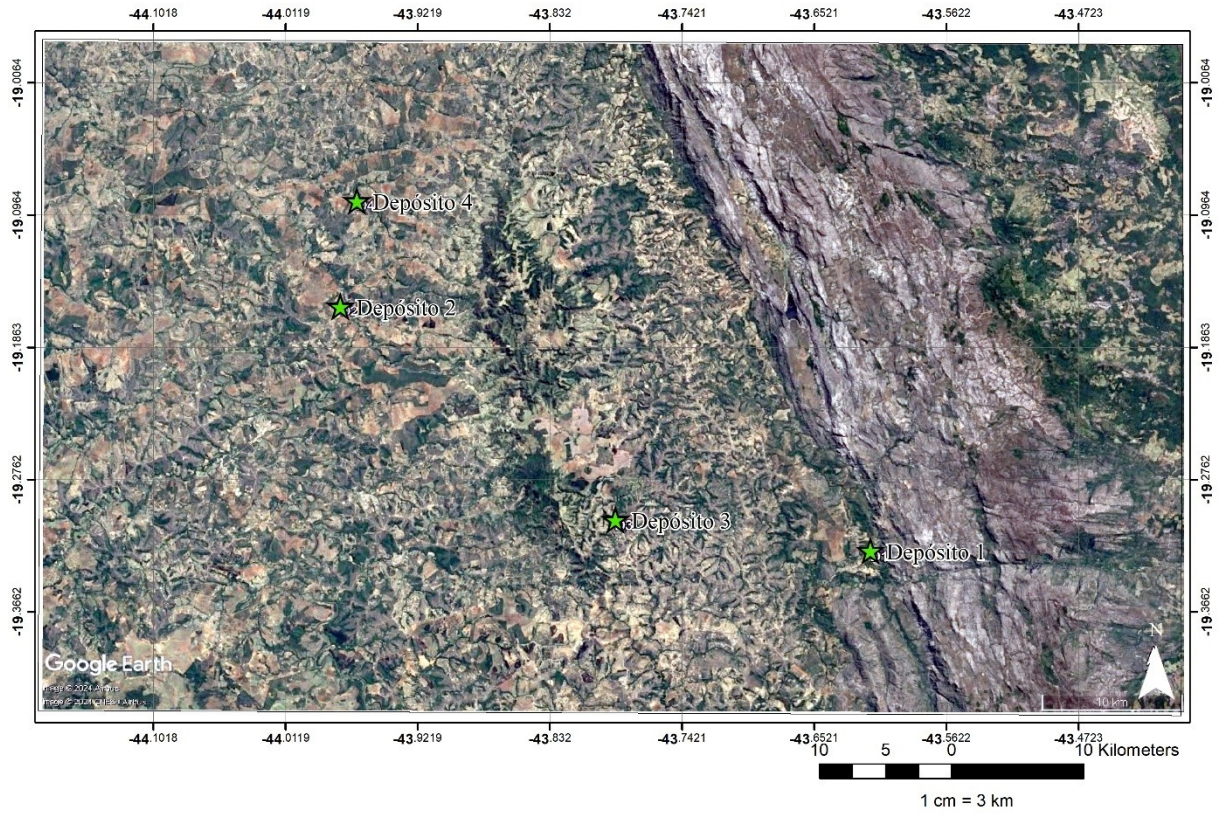
Fonte: Felipe *et al.* (2012).

2.5 Clima e vegetação

Em relação às características climáticas, a região apresenta clima Tropical de Altitude na porção da Serra do Cipó, com alternância entre os climas Cwa (clima subtropical úmido com verão chuvoso) e Cwb (clima subtropical de altitude) (Köppen, 1948) e nas porções mais distais o clima Tropical e Cwa prevalecem (Lana, 2010). Segundo Martins *et al.* (2021), os meses mais secos são de abril a setembro, com chuvas inferiores a 50 mm, enquanto os meses de outubro a março são os mais úmidos, com chuvas entre 100 e 250 mm.

Em relação a vegetação, Zappi *et al.* (2013) apontam que a Serra do Espinhaço é recoberta por um mosaico de formações vegetais, com campos rupestres, brejos oligotróficos e florestas montanas nas partes mais altas e matas ciliares, cerrados em solo laterítico e florestas semidecíduas em solos calcários nas partes baixas, descritos na Tabela 2.1. Essa mudança de vegetação fica bem clara quando se observa a Figura 2.6.

Figura 2.6: Imagem do mosaico vegetacional da área de estudos.



Fonte: Adaptado do Google Earth Pro©

Tabela 2.1: Tipos vegetacionais, terrenos de ocorrência e descrição da vegetação da área de estudos.

Vegetação	Terrenos	Descrição
Cerrado	Terrenos bem drenados, planos, com cobertura laterítica, com ou sem cascalho e solos arenosos	Plantas espaçadas, incluindo árvores e arvoretas de médio porte, de troncos retorcidos e cascas espessas, gramíneas e arbustos recobrem o solo de forma quase contínua, sujeita a incêndios dos períodos de seca
	Terrenos bem drenados, planos, com cobertura laterítica, com ou sem cascalho e solos arenosos	Árvores de médio porte, com troncos retorcidos e semicaducifólias, o solo é parcialmente coberto, de forma descontínua, por plantas herbáceas e arbustivas com maior número de lianas lenhosas e trepadeiras.

Matas ciliares	Restritas as proximidades dos rios, córregos das baixadas e nas encostas das serras	São principalmente arbusto-arbóreas perenifólias, com árvores de grande porte, com cobertura arbustiva variando de densa a esparsa. Nas margens das drenagens em áreas abertas são encontradas arvoretas esparsas e arbustos, com vegetação menos densa.
Campo cerrado	Terrenos planos ou moderadamente inclinados, bem drenados, em solos lateríticos que podem conter cascalho superficial que por vezes pode ser rico em manganês	Essa vegetação apresenta plantas esparsas, com árvores de pequeno porte, de troncos retorcidos semicaducifólias, com camadas contínuas de herbáceas com ocorrências de arbustos
Campo brejoso	Em terrenos planos com solo arenoso e com grandes quantidades de matéria orgânica	Vegetação típica de áreas temporariamente ou continuamente alagadas, com coberturas herbáceas contínuas e muito densas, algumas arbustivas e trepadeiras ocorrem em meio as touceiras

Fonte: Adaptado de Zappi et al. (2013).

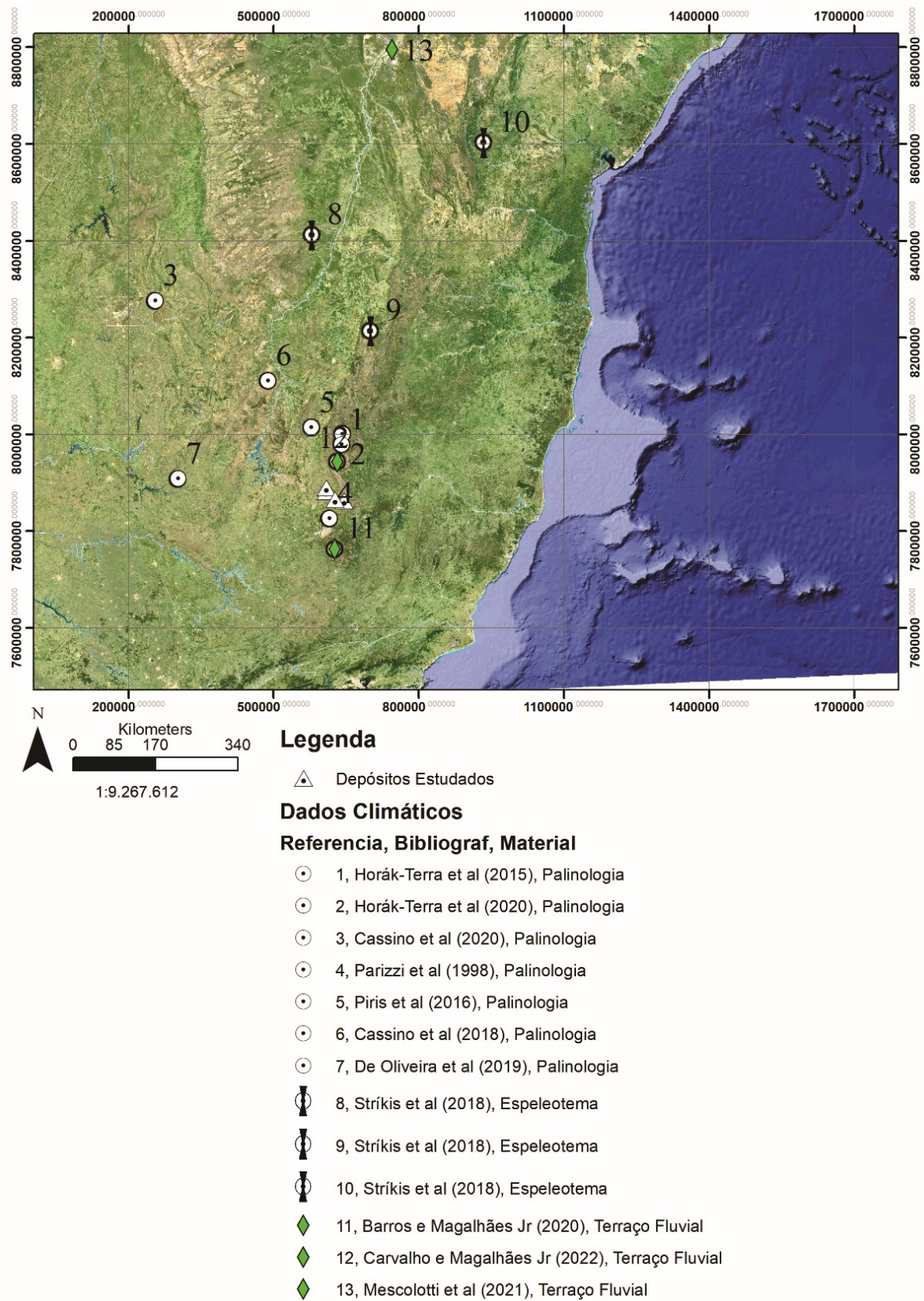
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DO PALEOCLIMA QUATERNÁRIO

O período Quaternário é marcado por grandes alterações climática, dividindo-o em duas épocas, o Pleistoceno, marcado pela sucessão de períodos glaciais e interglaciais, e o Holoceno, num regime mais ameno, semelhante ao atual. O último ciclo glacial ocorreu entre 115 e 11,7 ka (Rasmussen *et al.*, 2014; Corrick *et al.*, 2020), sendo um dos principais eventos climáticos o Último Máximo Glacial (LGM, sigla em inglês), marcado pelo crescimento das calotas polares ocorrido entre 33 e 26,5 ka, atingido seu máximo entre 26,5 e 19-20 ka, quando se iniciou o processo de deglaciação (Clark *et al.*, 2009). Os eventos Heinrich (H) são ao menos 6 grandes descargas de *icebergs* no Atlântico Norte, gerando um resfriamento da superfície oceânica e levando a mudanças na circulação das correntes de advecção de massas de ar frio com aumento da umidade no Hemisfério Sul (Stríkis *et al.*, 2018). Outro evento climático importante foi a crise ambiental em 42 ka, desencadeada por uma associação de enfraquecimento e mudança dos polos magnéticos da Terra, com um período de mínima atividade solar (Cooper *et al.*, 2021). O evento climático recente de grande importância e mais bem conhecido é o *Younger Dryas* (YD) (Broecker *et al.*, 2010). Este evento é marcado por um intenso resfriamento do Atlântico Norte, causando modificações nas circulações das massas de ar e das correntes marinhas. Como resultado desse resfriamento a monções asiática foi enfraquecida e as chuvas tropicais se deslocaram para o Sul.

O último ciclo glacial registrado nos testemunhos de gelo da Groenlândia tem como característica uma rápida transição para períodos quentes e uma gradual mudança para períodos frios conhecida como *Dansgaard/Oeschger* (D/O) e períodos de frio intenso associados aos eventos H de duração de aproximadamente 500 ± 200 anos (Kanner *et al.*, 2012). Essa característica estaria ligada ao comportamento oscilatório na intensidade da Circulação Meridional de Capotamento do Atlântico (*AMOC* - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*), a qual é responsável pela troca de calor oceânico entre os hemisférios. Durante as fases quentes, a AMOC transporta o calor das zonas equatoriais e tropicais para a zona ártica, levando a um resfriamento da Corrente Circumpolar Antártica (ACC sigla em inglês). Em períodos mais frios, a AMOC reduz o transporte de calor para o norte que leva a um aquecimento da ACC e da Antártica (Corrick *et al.*, 2020 e suas referências).

A Figura 3.1 mostra a localização dos estudos climáticos próximos aos depósitos estudados utilizados como base para as interpretações climáticas descritas abaixo.

Figura 3.1: Mapa com a localização dos trabalhos utilizados para interpretações climáticas.



Fonte: Próprio autor.

3.1 *Proxy* Palinológica

As inferências de dados climáticos podem ser obtidas com base em palinofósseis em lagoas e turfeiras. Como abordado por Raczka *et al.* (2013), flutuações nos palinofósseis herbáceos podem refletir uma mudança climática ou efeito antrópico nas regiões de lagoas, valores oscilantes de plantas aquáticas podem refletir uma mudança nas precipitações e mudanças abruptas na representação de samambaias e algas indicam oscilações em umidade e no nível do lago.

Horák-Terra *et al.* (2014) relatam a existência de turfeiras na região da SdEM, as quais têm idades de formação no Pleistoceno e servem como importantes reservatórios de água para fauna e flora local, além de serem muito sensíveis a mudanças de umidade, fornecendo um bom material para interpretações paleoambientais. A Serra do Espinhaço Meridional está sob influência da SACZ, como abordado por Horák-Terra *et al.* (2015), onde seis fases climáticas distintas foram obtidas a partir da concentração de matéria orgânica, inorgânica e de táxons com relacionados a duas principais vegetações, semidecíduas (relacionadas ao Cerrado) e floresta de montanha (relacionada a Mata Atlântica):

- Fase I (10 a 7,36 ka) caracteriza-se pelo início da acumulação de matéria orgânica, muita matéria inorgânica lamosa e uma densa vegetação de semidecídua e floresta montanhosa e presença de pastagens úmidas indicando um clima mais frio e muito úmido;

- Fase II (7,36 a 4,20 ka) apresenta um aumento na acumulação de matéria orgânica, diminuição da matéria inorgânica, declínio da floresta montanhosa e expansão das semidecíduas, indicando um aumento na temperatura e uma diminuição na umidade. De acordo com os autores, essas duas primeiras fases estão inseridas em um contexto de clima mais úmido;

- Fase III (4,2 a 2,2 ka) é descrita contendo um grande aumento no fluxo de minerais possivelmente relacionado a grande erosão de solo, retração das semidecíduas e expansão das formações típicas de clima seco. Esse período mais seco também seria acompanhado pelo aumento de eventos de precipitação sazonal e torrencial devido à grande diversidade de polens regionais encontrados;

- Fase IV (2,2 a 1,16 ka) foi definida pela diminuição da erosão e aumento da deposição de poeira, alta frequência de mudança de na estratigrafia da turfeira e predominância de táxons de savana seca, sendo interpretado um clima seco e pontualmente frio, possivelmente acompanhado por mudanças na umidade. As Fases III e IV são interpretadas, por tanto, como estando em um contexto de clima seco;

- Fase V (1,16 a 0,4 ka) observou-se um grande aumento na acumulação de matéria orgânica e redução no fluxo de minerais, o que sugere uma estabilidade ambiental;

- Fase VI (< 0,4 ka) foi observada uma abrupta mudança para plantas do tipo C4 com polens locais e regionais indicando um registro de grandes distúrbios hidrológicos e erosão do solo bem como o aumento da umidade nos últimos 0,2 ka devido a recuperação da floresta úmida. Essas duas últimas fases estão inseridas em um contexto climático semiúmido.

Horák-Terra *et al.* (2020), estudando o lamaçal Pinheiro, na região da SdEM, encontraram 5 fases climáticas diferentes nos últimos 35 ka, com base em dados de isótopos de C e N, geoquímica e pólen:

- ~ 35 até ~ 29,6 ka. Durante essa fase os autores identificam altos níveis de erosão que foram provavelmente facilitadas pela redução das florestas sazonais e a expansão de árvores pioneiras, sendo interpretada como uma fase muito mais seca na primeira metade e na segunda metade com pequenos períodos relativamente úmidos, porém em contexto de seca mais amplo. A temperatura foi mais quente como um todo durante esse período, apenas com alguns eventos de resfriamento;

- 29,6 e 6,1 ka. As condições eram predominantemente úmidas, evidenciadas pelos baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e pelo ressurgimento de florestas sazonais e a expansão das florestas de clima frio e úmido. Ainda, houve um evento de condições secas e muito frias ocorrendo por volta de 16,4 ka que rapidamente retorna as condições mais úmidas em 16 a 7,1 ka.

- < 6,1 ka. Esse período é marcado por chuvas torrenciais iniciadas em um clima regional mais seco e quente que durou até 3,1 ka, evidenciado pela retração das florestas sazonal, fria e úmida e montanhosa, enquanto houve a expansão de gramíneas de clima seco, com a presença constante de gramíneas de umidade sugerindo um clima úmido local. Após os 3,1 ka, a mudança para o clima atual provavelmente iniciou-se nesse período, com o fortalecimento da sazonalidade e diminuição das chuvas torrenciais, facilitando que o cerrado se estabelecesse. Após os 0,74 ka, não houve mudanças significativas no clima, entretanto todos os táxons de pólen diminuem, exceto os de gramíneas de clima seco.

Cassino *et al.* (2018), estudando a vereda de São José na região norte de Minas Gerais, identificam oscilações climáticas do fim do Pleistoceno, por volta de 15,4 ka ao recente. Em 15.2 ka houve que uma mudança nas temperaturas da região, que passaram de mais frias para mais quente nesse período. No final do Pleistoceno e na transição Pleistoceno-Holoceno, cerca de 14.8 a 11 ka, ocorreu condições climáticas mais quentes e úmidas. As condições mais úmidas para esse período são encontradas na porção sul do Cerrado, porém a temperatura interpretada da vereda São José é mais quente que os demais estudos. Cassino *et al.* (2018) ainda identificam

para o Holoceno inferior, entre 9,9 e 8,7 ka, uma predominância de clima mais seco que o anterior. Durante o Holoceno médio, entre 7,5 e 6,5 ka, as condições climáticas tornaram-se gradativamente mais úmidas, como sugerido por Cassino *et al.* (2018). Entre 6 a 4,4 ka, ocorreu condições mais secas que a anterior. No Holoceno superior, por volta de 3,5 ka ao presente, identificou-se a paisagem gradualmente mais seca até as condições atuais. Em 1,7 ka identificou-se as condições atuais são mais secas que grande parte do Holoceno na região da vereda de São José.

Parizzi *et al.* (1998) descrevem na região de Lagoa Santa (MG) mudanças nos registros palinológicos em perfurações desde 6,1 ka, divididos em 4 fases. A fase I ($> 5,4$ ka) foi sugerido que a lagoa não existia até esta idade, interpretando um clima muito seco que teve a umidade crescente até começar a acumular água na região no final desta fase. A fase II (5,3 e 3,4 ka) sendo dividido em duas porções A e B, onde a porção A foi interpretada como uma região pantanosa ou de planície inundada em parte do ano. Durante porção B, com idades $< 4,55$ Ka, a umidade aumentou constantemente com longos períodos chuvosos até a região alagadiça se tornar um lago raso, com as bordas ocupadas por árvores de cerrado e mata de galeria. A fase III (3 e 1,8 ka) sugere que a lagoa estava mais profunda que nas fases passadas, sendo o clima interpretado como muito similar ou levemente mais úmido que o presente, com pequenas estações secas e com aumento de chuvas durante essa fase. A fase IV ($< 1,44$ ka) sugere-se que o clima no início dessa fase já seja semelhante ao atual.

Pires *et al.* (2016) identificaram na vereda Juquinha/Cuba, na região da Serra do Cabral (MG), 3 intervalos com diferentes táxons em um testemunho de $\sim 18,5$ ka até o presente. O primeiro intervalo (18,5 até 7,80 ka) indicou que o clima teria sido frio e úmido entre 18,5 e 8,25 ka, que se alterou para um clima mais quente e seco entre 8,25 e 7,80 ka. O segundo intervalo (7,10 até 2,90 ka) foi inferido um clima quente e com aumento na umidade, sendo a vereda estabelecida em 4,20 ka e o desenvolvimento do cerrado *stricto sensu* no seu entorno entre 7,10 e 4,20 ka e um aumento nas matas entre 4,20 e 2,90 ka. O terceiro intervalo ($< 2,25$ ka) as condições climáticas desse intervalo são entendidas como quentes e úmidas semelhantes as condições atuais.

Cassino *et al.* (2020), com base em dados palinológicos da Lagoa Feia próximo a Brasília, interpretaram uma oscilação na intensidade da SAMS entre 13 e 5 ka que se dividem em três fases. Segundo a autora, a primeira fase, de 13 a 11,2 ka, é marcada pela intensificação da atividade da SAMS na parte central do Brasil devido ao grande número de polens e baixas evidências de incêndios. A segunda fase, de 11 a 6 ka, é marcada por uma alternância entre períodos secos e úmidos identificados pela expansão e regressão de pólenes arbóreos e pelo nível

da lagoa. Também identifica na segunda fase um pico de incêndios por volta de 11 ka coincidente com o decaimento da cobertura arbórea. A terceira e última fase, de 6,5 a 5 ka, tem condições climáticas relativamente mais úmidas que as anteriores, porém mais secas que as atuais.

De Oliveira *et al.* (2019) estudando os registros palinológicos da Lagoa Serra Negra, no Triângulo Mineiro, identificaram mudanças ambientais ocorridas de 90 ka até o presente. Os períodos florestais apresentam diferenças entre si, sendo o período de aproximadamente 75 ka mais densamente arborizado e com mais táxons de clima frio e úmido. As florestas de 63 a 50 ka apresentam-se menos arborizadas, indicando climas frios e úmidos, diferentes do Cerrado moderno. Entre 51 e 46 ka, houve uma transição de um cerrado florestado para um cerrado de savana fria. Após os 46 ka, os táxons de climas frios permanecem na paisagem, porém a paisagem torna-se mais aberta sendo esses táxons limitados a galerias de florestas indicando um clima progressivamente mais seco. Por volta de 34 ka foi identificado um hiato interpretado como um evento de seca que durou até os 17 ka, quando retornam as condições mais úmidas. Ainda, um clima mais úmido foi verificado após os 4 ka.

3.2 *Proxy por Espeleotemas*

Corrick *et al.* (2020), com base em espeleotemas de ambos os hemisférios, sugerem que os períodos de aquecimento durante este último evento glacial aconteceram devido a uma interação entre a AMOC, Zona de Convergência Intertropical (ITCZ – *Intertropical Convergence Zone*, sigla em inglês) e ACC e que foram síncronos e abruptos nos dois hemisférios. Segundo o autor, o aumento da atividade da AMOC levaria calor ao Atlântico norte, o que causaria uma assimetria térmica entre o Atlântico Norte e Sul. Esse aquecimento faria com que a ITCZ migrasse em direção ao Atlântico Norte. Conforme a intensificação da AMOC, o hemisfério norte é mais aquecido o que puxaria ainda mais a ITCZ para norte. Durante esses eventos, a Antártida receberia esse sinal do norte através de pontes atmosféricas que ficariam registrados no excesso de deutério no gelo da Antártida durante os períodos de aquecimento do último ciclo glacial. Quando a AMOC atinge o apogeu, a circulação atmosférica assumiria o estado médio interstadial, que levaria a alteração do transporte de calor através do ACC, levando a diminuição da temperatura antártica, que atrasaria a recuperação da AMOC, e, por consequência, o aquecimento da Groenlândia, em 200 ± 100 anos.

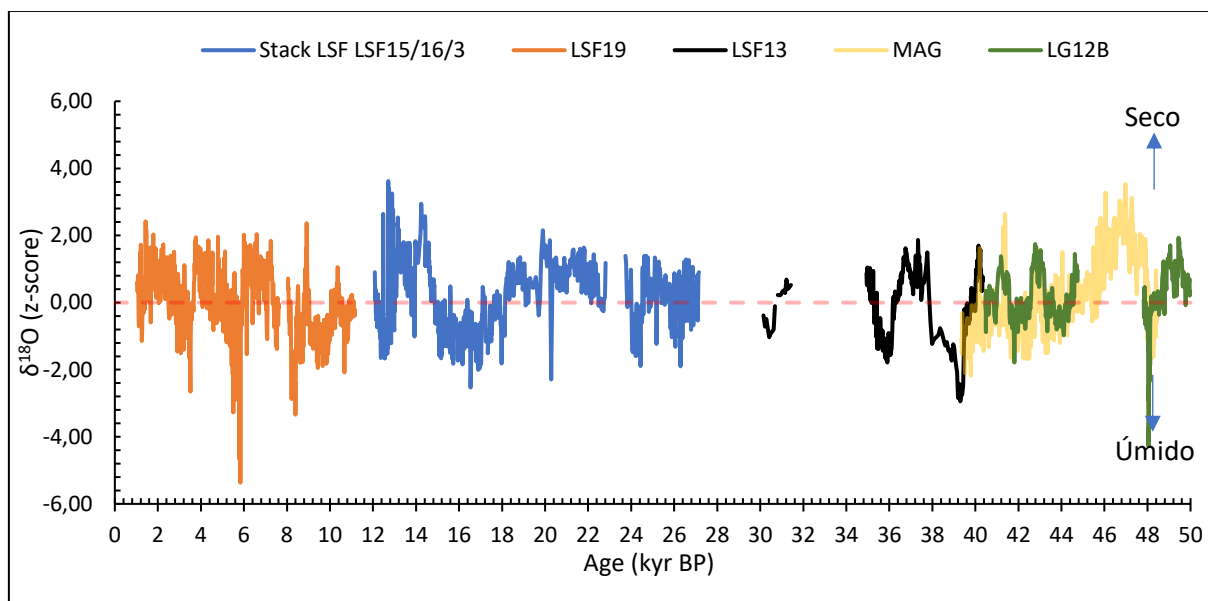
Essas mudanças climáticas abruptas impactam diretamente no verão de monções da América do Sul (SASM – *South America Summer Monsoon*) como é mostrado por Kanner *et al.* (2012). Segundo o autor, também estudando espeleotemas, a variação de $\delta^{18}\text{O}$ na porção

central dos andes registra mudanças na intensidade de larga escala da convecção atmosférica, com valores mais depletados de $\delta^{18}\text{O}$ para períodos de maiores atividade da SASM e precipitação. Os períodos de aquecimento registrados na Groenlândia correspondem a períodos de diminuição da intensidade da SASM, diminuindo a precipitação e gerando valores relativamente mais enriquecidos para $\delta^{18}\text{O}$. Em uma escala de milênios os eventos de D/O da Groenlândia e de redução da intensidade da SASM são síncronos dentro da margem de erro.

Ainda de acordo com Kanner *et al.* (2012), os eventos Heinrich também podem ser percebidos no espeleotema. Os eventos H1 ao H5 são reconhecidos como o período de aumento da intensidade da SASM, ou seja, aumento da pluviosidade. Esse aumento da precipitação no norte brasileiro durante o H1 ao H5 estaria relacionado com um grande avanço lateral das geleiras da porção central andina. Stríkis *et al.*, (2011) sugerem que mudanças abruptas na precipitação durante o Holoceno estão relacionadas com a diminuição da potência da AMOC. De acordo com este autor, entre 10 e 7 ka os eventos de longa duração de maior umidade registrados no centro-leste brasileiro é provavelmente relacionado com o rápido derretimento da cobertura de gelo do Hemisfério Norte que reduziria a força da AMOC. Após os 7 ka, a ausência significativa de gelo teria diminuído a efetividade desse mecanismo.

Novello *et al.* (2018) e Stríkis *et al.* (2015) reconhecem uma resposta na intensidade da SACZ de acordo com oscilação geográfica da ITCZ. Segundo Stríkis *et al.* (2015), durante o evento H1 há a intensificação da SACZ e uma movimentação da ITCZ para sul. Novello *et al.* (2018) postulam que quando a ITCZ se desloca para norte, como efeito do aquecimento do hemisfério norte, a SACZ gera seca na porção leste do Brasil. Durante o período mais frio no hemisfério norte, a ITCZ migra para sul que gerando uma intensificação da SACZ, leva mais umidade ao sul de sua área de influência. Stríkis *et al.* (2018) demonstra uma intensificação da SAMS, causando mais chuvas no leste da América do Sul devido a advecção de massas de ar frio e uma brusca redução da temperatura da superfície oceânica no Atlântico Norte, como efeito das grandes descargas de *icebergs*, acarretando o maior transporte de umidade para o continente sul-americano. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Stríkis *et al.* (2018) estão representados na Figura .

Figura 3.2: Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ corrigido por z-score nos últimos 50 Ka da Lapa Sem Fim (LSF), Lapa Grande (LG) e Gruta da Marota (MAG).



Fonte: Adaptado de Strikis et al. (2018).

3.3 Proxy por Terraços fluviais

Além das informações paleoambientais obtidas por meio da palinologia e espeleotemas, os terraços fluviais são importantes feições que registram essas mudanças climáticas. Magalhães Jr. *et al.* (2022) e Barros e Magalhães Jr. (2020) salientam a dificuldade de obtenção de dados em ambientes fluviais tropicais devido a eficiência dos processos de meteorização mecânica e geoquímica em remover e fragmentar esses registros em ambiente de serra onde já se apresentam menos desenvolvidos. Nesse sentido é muito comum que estudos em registros fluviais do Quaternário usem interpretações climáticas de trabalhos de palinologia e espeleotemas para auxiliar nas interpretações de fácies e definir o clima em que o depósito foi estruturado.

Nessa esteira, Barros e Magalhães Jr. (2020) concatenam informações de 13 vales fluviais das bacias de Paraopeba, Velhas e Doce, todas no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. Com base em descrições de campo das fácies, altitude, altura relativa ao curso atual do rio e datações feitas por LOE, os autores observaram 7 fases de deposição de terraços fluviais distintas, iniciando em 83 ka até o presente. A fase 1 (83 ka) foi interpretada como uma deposição em contexto de clima úmido, com uniformidade do regime de chuvas com períodos secos muito pequenos ou ausentes. Na fase 2 (47 ka) houve a formação de ferricretes nos terraços fluviais em condições climáticas mais secas e frias. A fase 3 (36 ka) foi interpretada como sendo depositados em clima predominantemente úmido. A fase 4 (26 ka), analogamente

à fase 2, foi compreendida como sendo formada num contexto climático mais frio e seco devido a formação de canga. A fase 5 (8 ka) foi relacionada a um período seco com ocorrências naturais de incêndios. Na fase 6 (1,4 ka) tem-se o início do clima atual com poucas oscilações, com a fase 7 correspondendo a atualidade, com mudança na dinâmica hidrossedimentar causada pela ação antrópica como o desmatamento, mineração e aumento da erosão.

Carvalho e Magalhães Jr (2022) realizaram estudos na Bacia do Rio Jequitinhonha, que drena a borda oriental da SdEM, identificando 6 fases correspondentes ao desenvolvimento de terraços fluviais, com idades variando entre 26 ka e 180 a. A fase 1 (26 Ka) sugere um clima mais úmido e mais frio. Na fase 2 (10 ka) não são claras quais as características climáticas durante o período de deposição desses terraços; contudo concluem que a variação climática influencia as coberturas vegetais que protegem as encostas da erosão, causando o efeito de acumulação de clastos cascalhosos nos leitos durante os períodos de transição entre clima mais secos e mais úmido, onde as encostas seriam erodidas por chuvas sazonais mais intensas carregando os sedimentos mais finos. As fases 3 (5 ka) e 4 (3 ka) estão dentro de um mesmo contexto climático mais quente e mais seco que o anterior. As fases 5 (1 ka) e 6 (< 0,6 ka) são caracterizados por serem os últimos terraços fluviais e planícies de inundação atuais, estando inseridas no contexto climático semiúmido atual.

Mescolotti *et al.* (2021) reconhecem 7 zonas geomorfológicas distintas no médio curso do Rio São Francisco. O alto terraço tem idade de $87,7 \pm 12,7$ ka, foi interpretado como uma planície aluvial não confinada formada pela junção de um rio principal e tributários de terras mais altas, sob condições climáticas úmidas. O baixo terraço tem idades entre $65,5 \pm 5,3$ e $39,3 \pm 4,3$ ka, sendo interpretada como um sistema fluvial meandrante. Entre $45,1 \pm 5,2$ e $25,5 \pm 4,4$ ka, estabeleceu-se o primeiro campo de dunas eólicas com paleoclima seco. O início da sedimentação do Rio São Francisco teve idades $18,1 \pm 1,6$ ka, sendo marcado por planície fluvial nomeada de antigo cinturão meandrante. O cinturão de meandros jovens tem idades de $15,5 \pm 1,5$ a $9,5$ ka e foi marcado pela predominância de meandros abandonados, contínuos e que bordejam o canal atual. Entre $14,3 \pm 2,6$ e $5,2 \pm 1,4$ ka houve a ampliação do campo de dunas entre as margens do canal sob condições mais áridas. Os autores sugerem que os sedimentos depositados nas dunas tiveram como fonte os sedimentos fluviais. A zona de cinturão de canal moderno se estabeleceu entre $0,4 \pm 0,1$ e $0,3 \pm 0,1$ ka. De acordo com os autores, o padrão de sedimentação do canal moderno é bem diferente dos padrões exibidos pelas zonas de cinturão de meandros antigos e jovens, sugerindo uma mudança no regime hidráulico do Rio São Francisco, que gera um reajuste no canal com aumento da descarga.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Trabalho de campo

Para realizar a etapa de campo, utilizou-se a Folha Baldim SE. 23-Z-C-III CPRM (2009) em 1:100.000 como base para identificação dos depósitos, por vezes nomeada como “Cobertura detríticas” (Ndl), e os locais de coletas de amostras dos sedimentos inconsolidados foram escolhidos com base na distribuição espacial e na acessibilidade a partir das rodovias. Os depósitos inconsolidados foram georreferenciados e dimensionados com o auxílio de uma trena e vara de Jacó (Figura 4.1) com exceção do depósito 3 que teve suas dimensões aferidas por ferramentas de medição do *Google Earth Pro*® em gabinete. Ainda em campo, foi construído um esboço do perfil estratigráfico dos depósitos.

Figura 4.1: Medições dos depósitos em campo. A) Medição do comprimento do depósito. B) Medição da altura do depósito com o uso da vara de Jacó.



Fonte: Acervo do autor.

Os depósitos foram descritos com relação a suas texturas, estruturas sedimentares e composição e as fácies foram nomeadas de acordo com a classificação de Walker (1984). Com essas características foram feitos perfis estratigráficos de cada depósito em escala de 1:20, de maneira a representar todo o depósito.

Tabela 4.1: Descrição das fácies de usadas para descrever os depósitos estudado.

Fácies	Descrição
Gm	Cascalho clasto-suportado, comumente imbicado, com estratificação sub-horizontal mal definida
Gt	Cascalho clasto-suportado com estratificação cruzada acanalada
Gp	Cascalho com estratificação cruzada planar, com transição de cascalho clasto-suportado para cascalho suportado por matriz arenosa
St	Areia com estratificação acanalada cruzada
Fm	Lama ou areia muito fina maciça
Fl	Lama, silte ou areia muito fina com laminação plana ou cruzada

Fonte 1: Adaptado de Walker (1984).

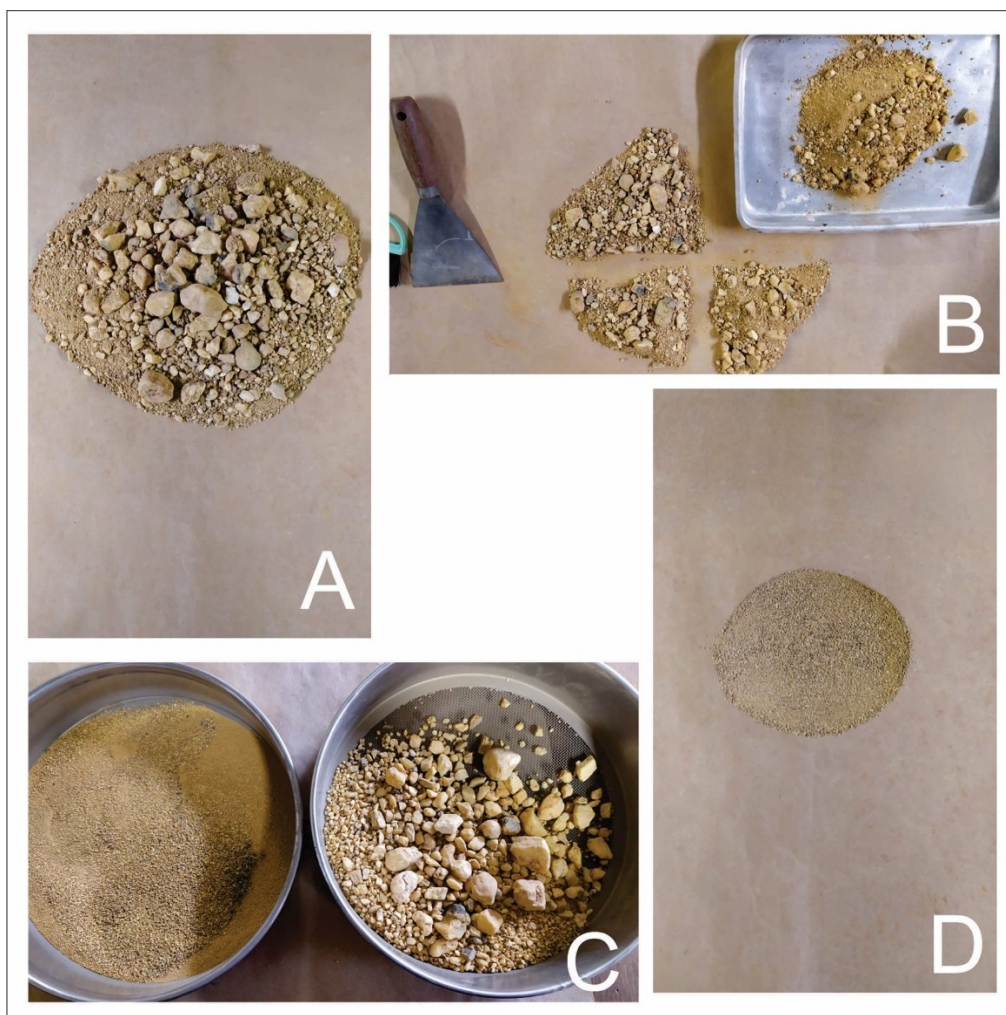
4.2 Amostragem e preparação das amostras

As amostras de sedimento foram coletadas após a remoção da cobertura vegetal e de uma pequena porção superficial de material sedimentar e acondicionado em sacos plásticos esterilizados para serem usadas nas análises geoquímicas.

As amostras de LOE foram colhidas preferencialmente alinhadas em tubos de inox de 40 cm de comprimento por 4,25 cm de diâmetro devido as características granulométricas dos depósitos, nos quais grãos na fração cascalho eram abundantes. Essa característica granulométrica, por vezes, dificultou a coleta dos sedimentos para LOE, pois houve dificuldade de introduzir os tubos amostrais nos depósitos, o que muitas vezes acarretou a fragmentação de alguns clastos durante a coleta. Todas as amostras colhidas foram identificadas com o nome do depósito de origem e a altura de origem (no caso das amostras de LOE).

Os sedimentos coletados nos depósitos para as análises geoquímicas foram trabalhados como proposto por Folk (1974), ou seja, foram homogeneizados, quarteados e peneirados em fração inferior a 18 # sendo as granulometrias areia fina, silte e argila o produto desta operação (Figura 4.2). O intervalo granulométrico mais fino foi utilizado para selecionar a fração com maior abundância de argilominerais, micas e possíveis fragmentos líticos.

Figura 4.2: Procedimento de tratamento de amostra pré-análise geoquímica de composição total. a) Sedimento homogeneizado. b) Sedimento quarteado. c) Sedimento peneirado em 18 #. d) Fração passante do peneiramento.



Fonte: Acervo do auto.

4.3 Análises geoquímicas

Para a análise geoquímica foi retirada uma alíquota de 25 g de cada material peneirado. À cada uma das alíquotas foi adicionado 3 ml de ácido clorídrico e 1 ml de ácido nítrico ambos em concentração de 10 mol/L, num tubo de Silvex. A mistura foi aquecida até a secura com frasco aberto à 100 °C em placa aquecedora. Adicionou-se então 2 ml de ácido fluorídrico 40% p/p à 140°C, até a secura em frasco aberto. Posteriormente, foram adicionados mais 2 ml de ácido fluorídrico 40% p/p à 140 °C, em frasco fechado por 30 h. Retirou-se o frasco e após seu resfriamento, o mesmo foi aberto e retornou a placa aquecedora em 110 °C até a secura. Ainda, por duas vezes, foi adicionado 2 ml de ácido nítrico com concentração de 10 mol/L em frasco aberto à 110°C, até a secura. Adicionou-se novamente 2 ml de ácido clorídrico à 10 mol/L em

frasco aberto e aquecido à 110°C, até a secura. Após retirado da placa, adicionou-se 25 ml de ácido clorídrico à 2 mol/L e com o frasco fechado, agitou-se a mistura em placa aquecedora à 100 °C por 2 h. Ao final, o frasco foi pesado em balança analítica. Esta forma de dissolução de amostra é adaptada de Vogel (2002) descrita também em Guimarães (2005). As análises geoquímicas multielementar de elementos maiores e traços foram feitas por Espectrofotômetro de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES), da marca Agilent, instalado no Laboratório de Geoquímica Ambiental no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (LGqA/DEGEO/UFOP). Foram analisadas 8 amostras, obtendo-se concentração em elementos maiores (em óxidos e %) e traços (elementar e ppm) que serão utilizados para a avaliação do intemperismo das rochas fonte dos depósitos estudados, ou seja, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, P₂O₅, Cr, Ni, Zn, Co, V, Y, Sc, Li e Sr.

4.4 Índices de intemperismo químico

Após as análises geoquímicas, foram determinados os índices de intemperismo (CIW – Equação 1) (Harnois, 1988), o índice químico de alteração (CIA – Equação 2) (Nesbitt e Young, 1982), o índice de variabilidade composicional (ICV – Equação 3) (Cox *et al.*, 1995) e o índice de alteração do plagioclásio (PIA – Equação 4) (Fedo *et al.*, 1995), permitindo inferir os processos de intemperismo na área fonte dos sedimentos depositados na área de estudo. O conteúdo de CaO foi corrigido de acordo com o proposto por McLennan (1993).

$$CIW = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)} \times 100 \quad (1)$$

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \times 100 \quad (2)$$

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3} \quad (3)$$

$$PIA = \frac{(Al_2O_3 - K_2O)}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)} \times 100 \quad (4)$$

O CIA foi desenvolvido com o intuito de interpretar e quantificar a alteração do feldspato em argilominerais em estudos direcionados a interpretação paleoclimáticas de formação dos sedimentos. Segundo Nesbitt e Young (1982) o feldspato é o principal mineral reativo durante o intemperismo, onde o Ca, Na e K são lixiviados levando a concentração de Al no produto do intemperismo. O CIW foi proposto como uma alternativa ao CIA. Esse índice não considera a concentração de K pelo fato desse elemento poder ser adsorvido pelas argilas e dessa forma ficar acumulado no produto do intemperismo. O ICV foi desenvolvido para analisar a maturidade composicional do material lamoso. Esse índice leva em consideração a abundância de Al em relação a outros elementos maiores (Ca, Fe, Na, Mg, Mn e Ti). Segundo Cox *et al.* (1995), silicatos não argilosos contem baixas proporções de Al, apresentando um ICV alto, enquanto materiais maduros apresentariam uma maior concentração de Al e apresentam um ICV menor. De acordo com os autores o ICV igual a 1 marca a divisão entre material imaturo e maduro, sendo os valores inferiores a 1 relacionados a formação de caulinita, montmorillonita, illita, muscovita, plagioclásio e K-feldspato, já nos valores maiores que 1 são relacionados a biotita, anfibólio e piroxênio. O PIA foi desenvolvido como uma alternativa ao CIW, quando o plagioclásio deve ser monitorado durante o intemperismo.

4.5 Luminescência opticamente estimulada (LOE)

Foram feitas 10 datações por LOE pela empresa “Datação, Comércio e Prestação de Serviço LTDA” pelo método regeneração de alíquota única (SAR, sigla em inglês) com 15 alíquotas por amostra. As datações realizadas foram relativas aos depósitos 1 a 4. Optou-se pelas datações por LOE pois são reconhecidamente eficazes para trabalhar com sedimentos do Quaternário, de acordo com Sallun *et al.* (2007), e não carecem de presença de matéria orgânica, como o método de ^{14}C , e apresentam resultados de igual qualidade.

O procedimento experimental é análogo ao proposto em Wintle e Murray (2006), seguindo as etapas a seguir:

1. Pré-aquecimento de 200°C por 10s
2. Medição da LOE natural (estimulação por 40s a 125°C) = L_n
3. Irradiação com dose teste para correção da sensibilidade (10 – 20% da D_e) = D_t
4. Pré-aquecimento de 200°C
5. Medição da LOE = T_n
6. Irradiação com luz
7. Irradiação da dose regenerativa = D_1
8. Pré-aquecimento de 200°C

9. Medição da LOE = L1 (estimulação por 40s, a 125°C)
10. Retorno a etapa 3 com aumento da dose regenerativa
11. Repetir para a Dose Zero para verificar a regeneração do sinal de LOE
12. Repetir a D1 para verificar a reciclagem do sinal de LOE.

As taxas de dose anuais foram calculadas a partir da concentração de Th, U e K pelo método de espectroscopia gama (γ). As medições foram realizadas por um detector NaI (TI), modelo 802-2, modelo 727, Camberra *Industries Inc.* Os fatores de conversão são trabalhados como em Guérin *et al* (2011), baseados em profundidade, tamanho de grão, umidade, latitude e longitude e a contribuição de raios cósmicos, sendo calculada a partir das equações de Prescott e Hutton (1994). Os resultados das doses equivalentes encontradas são apresentados em diagramas de *Radial Plot* e *Density Plot*. A partir do modelo estatístico de *Central Age Model*, considerando as incertezas das doses equivalentes, juntamente com os valores de dispersão é determinada a idade central. É utilizado o *Central Age Model* devido a dispersão abaixo de 30 %.

5. ANÁLISE FACIOLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS

5.1 Análise Faciológica

O depósito 1 (Figura 5.1a) foi descrito como sendo composto de uma fácies com granulodecrescência ascendente (Figura 5.1b) com clastos na fração matacão na base gradando para seixos no topo e sustentada pelos clastos, com matriz arenosa e recoberta por um material mais fino (Figura 5.1c), sendo interpretado como fácies Gm. Os clastos são majoritariamente de quartzito e em menor medida de quartzo, com arredondamento crescente para o topo. Esta fácies se relaciona a fácies Gm. O material mais fino que recobre esse depósito é descrito como um material avermelhado, mal selecionado, de granulometria de seixo à grânulo arredondados e matriz silto-arenosa. Este depósito está ~ 10 m acima da drenagem atual mais próxima. Este depósito pode ser associado a leques dominados por fluxo gravitacional formado na porção do sopé da Serra do Cipó por um fluxo não-coesivo fluidificado. De acordo com Assine (2008), leques dominados por fluxos gravitacionais são formados pela interação de processos gravitacionais e fluviais, geralmente associados à clima semiárido, porém também podem ocorrer em outros climas. Fluxos gravitacionais são eventos catastróficos e episódicos podendo ter grandes lacunas temporais entre uma deposição e outra, sendo esta característica presente no depósito 1 devido ao grande intervalo temporal entre a base e o topo.

Os depósitos 2 (Figura 5.2c) e 4 (Figura 5.3a) possuem características muito próximas, sendo descritos como clasto suportado (Figura 5.2a e Figura 5.3b), composto por quartzo e quartzitos bem arredondados, mal selecionados e com pouca matriz arenosa, estratificações acanaladas de baixo ângulo incipientes, associadas as fácies Gp e Gt. Apresenta lentes de material na fração blocos à seixos, interpretadas como um sistema fluvial de barras cascalhosas (Figura 5.2b). Ambos os depósitos estão muito próximos as drenagens atuais ~ 3 m acima do nível da drenagem atual. Com base nas fácies encontradas e na disposição atual na área de estudos, esses depósitos tratam-se de terraços fluviais em área de baixo gradiente.

O depósito 3 (Figura 5.4a) é composto por uma fácies silto-argilosa com lentes cascalhosas em torno de 20 cm difusas no depósito (Figura 5.4b). As lentes são compostas por quartzito fino, pelitos, quartzo, nódulos de goethita e óxidos de ferro, mal selecionados, sem uma classificação precisa quanto a esfericidade e arredondamento. Este depósito foi relacionado as fácies St, Fm e Fl, com sua geometria sugerindo um ambiente de deposição lagunar, com períodos de maior energia do sistema responsáveis pelo material mais grosso das lentes

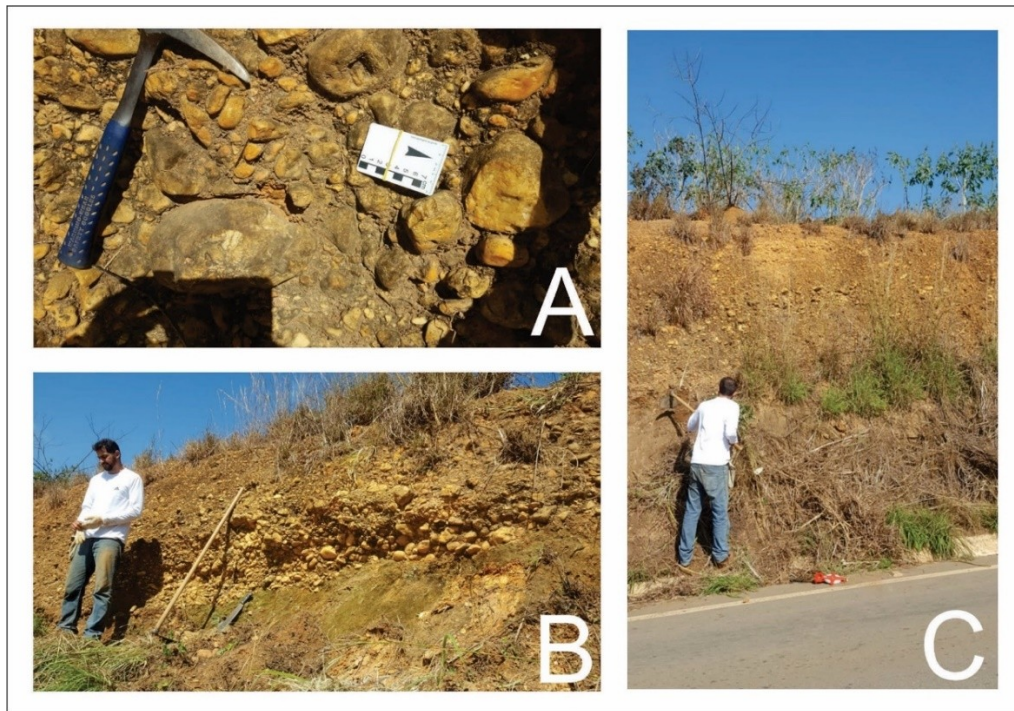
cascalhosas. A base desse depósito está a cerca de 20 m acima da drenagem atual mais próxima, sugerindo que ele atualmente encontra-se como um alto estrutural em a drenagem atual.

Figura 5.1: Fotos de campo do depósito 1. a) visão geral do depósito 1. b) exemplo de material da base do depósito. c) exemplo de material do todo do depósito e o colúvio que recobre o depósito.



Fonte: Acervo do autor

Figura 5.2: Fotos de campo do depósito 2. a) exemplo em detalhe do material presente no depósito. b) Contato do depósito com o embasamento e exemplo do material mais grosso relacionado a barras de leito. c) visão geral do depósito.



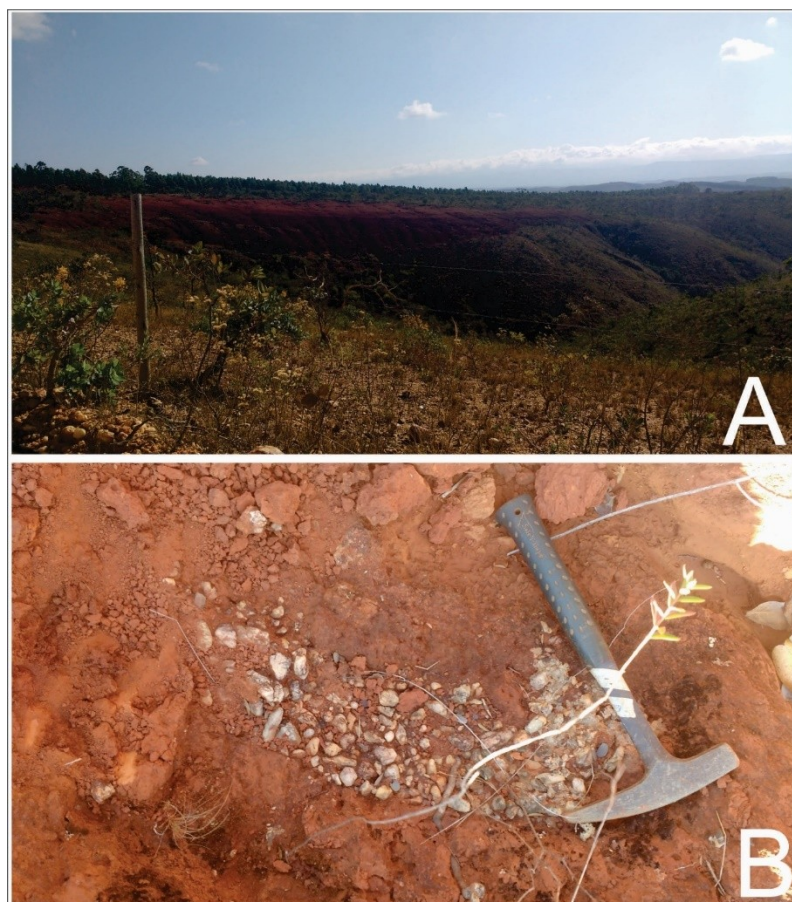
Fonte: Acervo do autor.

Figura 5.3: Fotos de campo do depósito 4. a) visão geral do depósito e contato com o embasamento. b) exemplo de bloco na base do depósito.



Fonte: Acervo do autor.

Figura 5.4: Fotos de campo do depósito 3. a) visão geral do depósito. b) exemplo de lente cascalhosa



Fonte: Acervo do autor.

5.2 Geoquímica dos Sedimentos

As concentrações dos principais óxidos e dos elementos traços são representados na Tabela 5.1, com os valores de *Upper Continental Crust* (UCC) obtidos a partir de McLennan (2001) e Chen *et al.*, (2008). Em geral, a concentração CaO, MgO, Na₂O e K₂O nas amostras variam entre 0,03 e 0,30, 0,19 e 0,65, 0,05 e 0,10 e 1,51 e 5,20 %, respectivamente. As maiores concentrações dos principais óxidos foram para o Al₂O₃ (10,40 e 39,51 %) e Fe₂O₃ (5,00 e 19,44 %). Já as concentrações de MnO, TiO₂ e P₂O₅ variaram entre 0,01 e 0,03, 0,20 e 1,21 e 0,03 e 0,12 %, respectivamente. Em relação aos elementos traços, as maiores concentrações médias foram de Cr (112,71 ± 80,54 ppm), V (105,96 ± 50,61), Zn (32,71 ± 7,61 ppm) e Ni (22,84 ± 4,652), sendo os menores valores obtidos para Li (18,06 ± 8,82 ppm), Co (15,51 ± 15,29 ppm), Y (13,89 ± 8,33 ppm), Sc (12,29 ± 5,25 ppm) e Sr (5,70 ± 4,51 ppm).

A Figura 5.5 mostra o diagrama de variação de Harker dos principais óxidos vs. Al₂O₃. Houve somente correlação positiva moderada de Fe₂O₃, TiO₂ e MnO com o Al₂O₃. A correlação positiva entre Al₂O₃ e TiO₂, Fe₂O₃ e MnO indicam a presença de argilominerais e minerais

pesados nos sedimentos, tais como goethitas e rutilos (Begum *et al.*, 2021; Hossain *et al.*, 2017). Como já indicado por Varajão *et al.* (2020), os principais minerais dos solos na região da Serra do Cipó são illita e caulinita, com menor presença de goethita e rutilo. A Figura 5.6 mostra o diagrama de Harker para os elementos traços em relação ao Al_2O_3 . Al_2O_3 apresenta correlação positiva moderada somente com V e Sc, indicando uma afinidade com a fase de aluminossilicatos pela adsorção na superfície das argilas (Begum *et al.*, 2021).

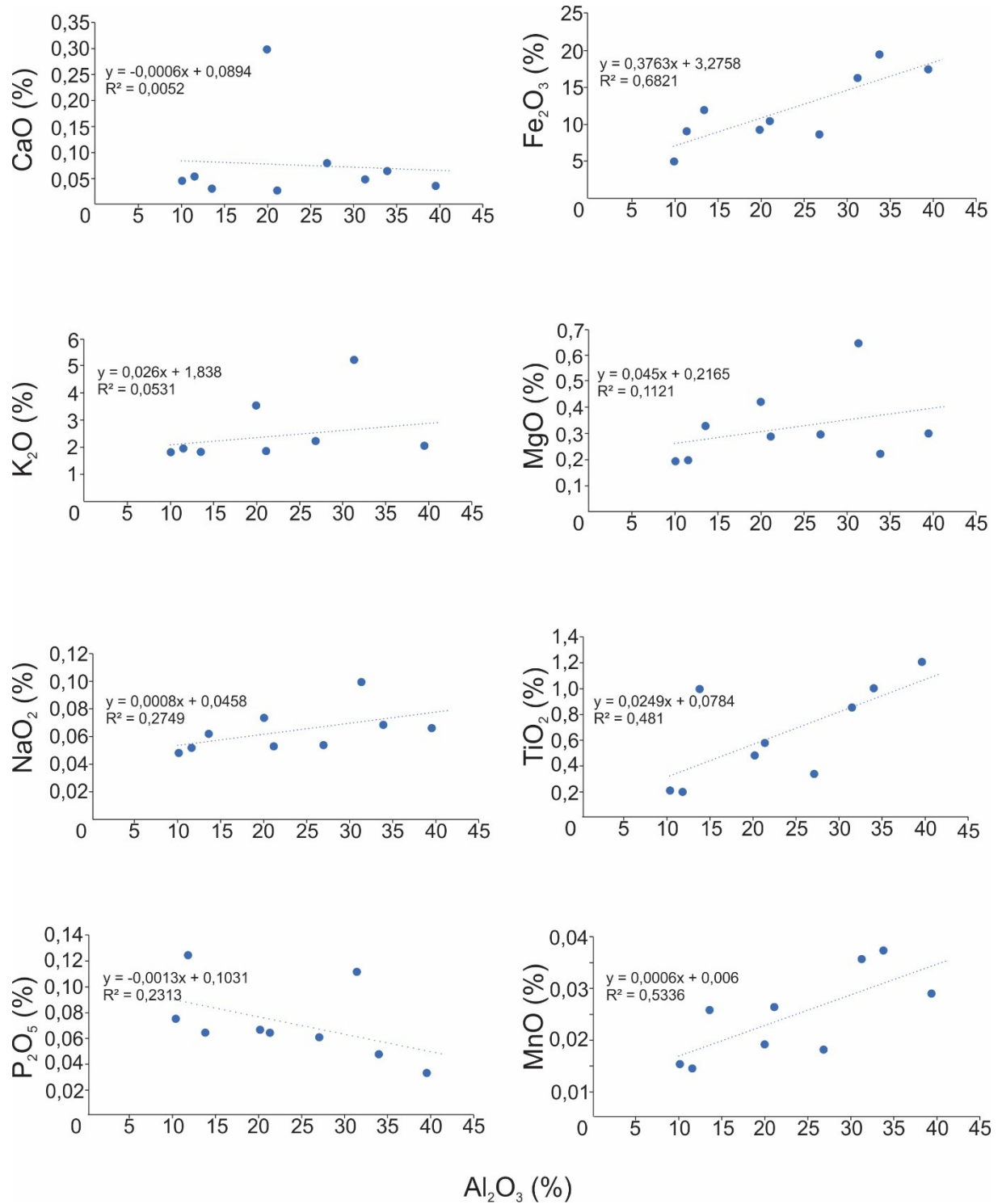
A Figura 5.7 mostra o fator de enriquecimento dos sedimentos em relação a UCC, usando o Al_2O_3 para a normalização dos resultados. Nesse diagrama é possível notar que o CaO, MgO e Na_2O são os óxidos que são mais lixiviados nas amostras de sedimentos, seguidos por MnO e P_2O_5 . K_2O e TiO_2 aparecem menos empobrecido em relação aos demais óxidos, com exceção do enriquecimento para o Fe_2O_3 em todas as amostras. Em relação aos elementos traços, a cobertura do depósito 2 e a base do depósito 3 são enriquecidas em Cr, com a cobertura do depósito 4 mostrando enriquecimento para TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr, Co, V, Y, Sc e Li.

Tabela 5.1: Resultados das concentrações dos principais óxidos (%) e dos elementos traços (ppm). ¹Cobertura maciça que recobre o depósito. ²UCC sigla em inglês para Crosta Continental Superior.

Depósitos/Elementos	Cob. ¹ 1	Topo 1	Base 1	Cob. ¹ 2	Topo 2	Topo 3	Base 3	Cob. ¹ 4	Topo 4	UCC ²
CaO	0,03	0,05	0,05	0,05	0,30	0,06	0,04	0,03	0,08	4,2
MgO	0,29	0,19	0,20	0,65	0,42	0,22	0,30	0,33	0,30	2,2
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,10	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	3,9
K ₂ O	1,85	1,82	1,95	5,20	3,52	1,51	2,05	1,83	2,22	3,4
Al ₂ O ₃	21,11	10,04	11,49	31,32	19,96	33,87	39,51	13,52	26,89	15,2
TiO ₂	0,58	0,21	0,20	0,85	0,48	1,00	1,21	1,00	0,34	0,5
Fe ₂ O ₃	10,46	5,00	9,06	16,30	9,27	19,44	17,47	11,95	8,69	5,0
MnO	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,12	0,11	0,07	0,05	0,03	0,06	0,06	0,5
Cr	70,64	106,64	50,73	124,69	68,99	314,56	129,66	84,10	64,39	83
Ni	20,79	22,25	16,69	29,45	21,73	18,65	22,39	30,96	22,64	44
Zn	25,37	19,10	36,63	44,00	40,51	32,36	30,88	35,73	29,82	71
Co	5,60	4,92	4,62	9,10	12,30	9,57	44,74	39,25	9,47	17
V	92,25	33,01	51,22	152,03	92,17	167,38	167,74	130,43	67,43	107
Y	8,10	3,88	4,29	28,30	20,92	15,03	15,28	20,46	8,75	22
Sc	11,51	4,67	6,79	17,80	9,94	17,96	18,62	15,02	8,26	13,6
Li	14,63	7,94	8,29	35,19	20,64	16,38	23,33	24,46	11,66	20
Sr	1,99	5,42	11,51	14,68	1,66	5,10	5,45	3,30	2,23	350

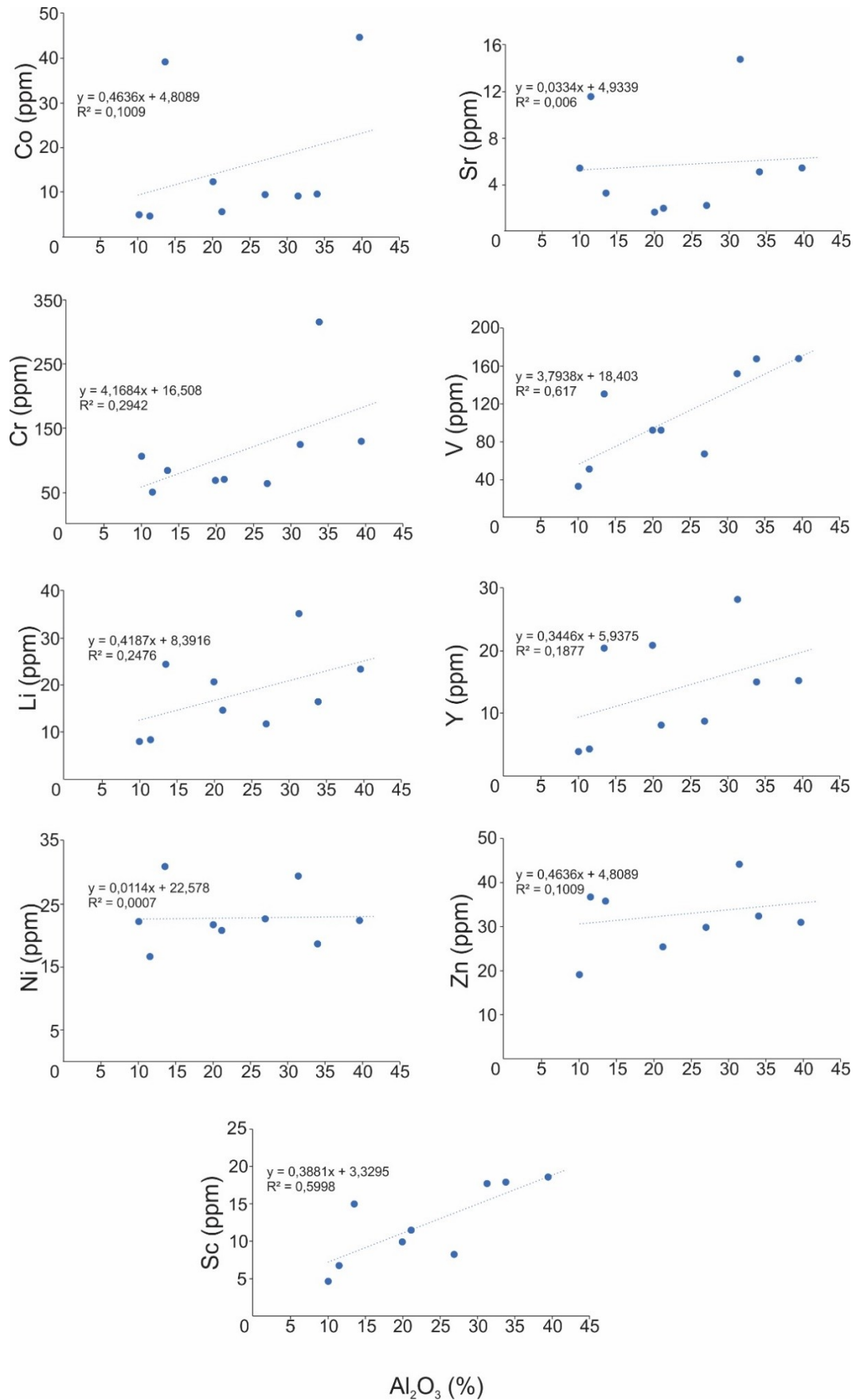
Fonte: Próprio autor.

Figura 5.5: Relação dos principais óxidos dos sedimentos.



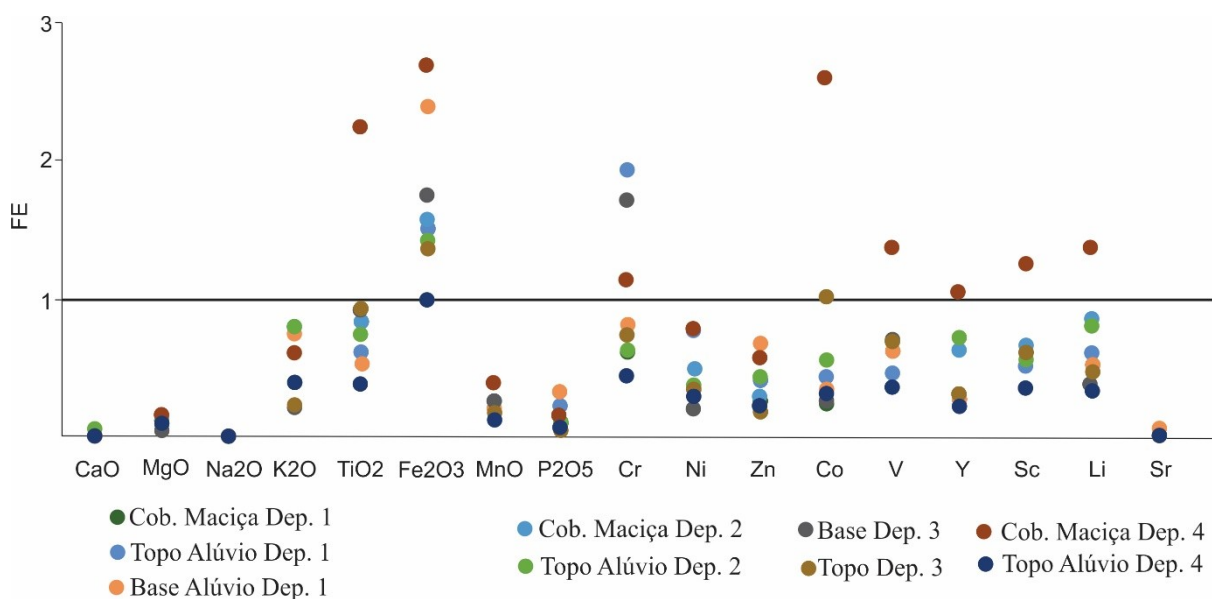
Fonte: Próprio autor.

Figura 5.6: Relação dos elementos traços nos sedimentos.



Fonte: Próprio autor.

Figura 5.7: Fator de Enriquecimento em relação a UCC normalizado por Al_2O_3 .



Fonte: próprio autor.

A Tabela 5.2 mostra os resultados dos índices de intemperismo usados para os depósitos estudados.

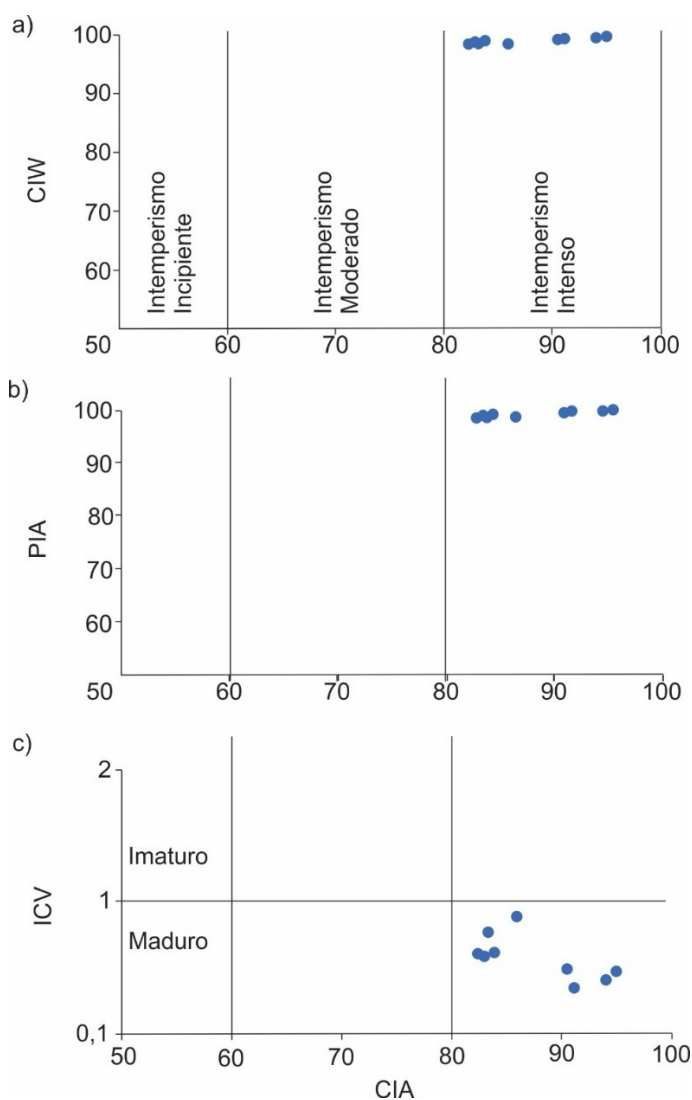
Tabela 5.2: Resultado dos cálculos de CIA, CIW, ICV e PIA.

Depósitos	CIA	CIW	ICV	PIA
Cob. 1	90,62	99,18	0,49	99,10
Topo 1	82,48	98,45	0,61	98,07
Base 1	83,41	98,53	0,77	98,21
Cob. 2	83,99	98,97	0,61	98,74
Topo 2	83,07	98,80	0,59	98,52
Topo 3	95,09	99,66	0,47	99,64
Base 3	94,18	99,45	0,40	99,42
Cob. 4	86,08	98,52	0,88	98,27
Topo 4	91,23	99,35	0,35	99,28

Nota-se altos valores para CIW e PIA, ambos acima de 98, e valores de CIA que variam de 82 a 95. Os altos valores de CIA, PIA e CIW indicam um material sedimentar que foi originado na sua área fonte durante um clima quente e úmido (Figura 5.4a e 5.4b), onde o Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ e K^+ são mais facilmente lixiviados para as águas subterrâneas, as quais são transportadas pelas águas pluviais até os oceanos. Ainda, pode-se observar que os valores de PIA são muito próximos a 1 e maiores que os valores de CIA, sugerindo claramente que o K^+ é o íon menos móvel em relação ao Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^+ , como já indicado pelo fator de enriquecimento (Figura 5.3). O K^+ tem normalmente um comportamento menos móvel,

podendo ser adsorvido nos argilominerais ou mesmo incorporado nas illitas. Os valores de ICV dos depósitos sedimentares variaram entre 0,35 e 0,88 indicando uma alta maturidade composicional (Figura 5.4c)

Figura 5.8: Os gráficos mostram a relação entre CIA, CIW, PIA e ICV. a) CIA x CIW. b) CIA x PIA. c) CIA x ICV.

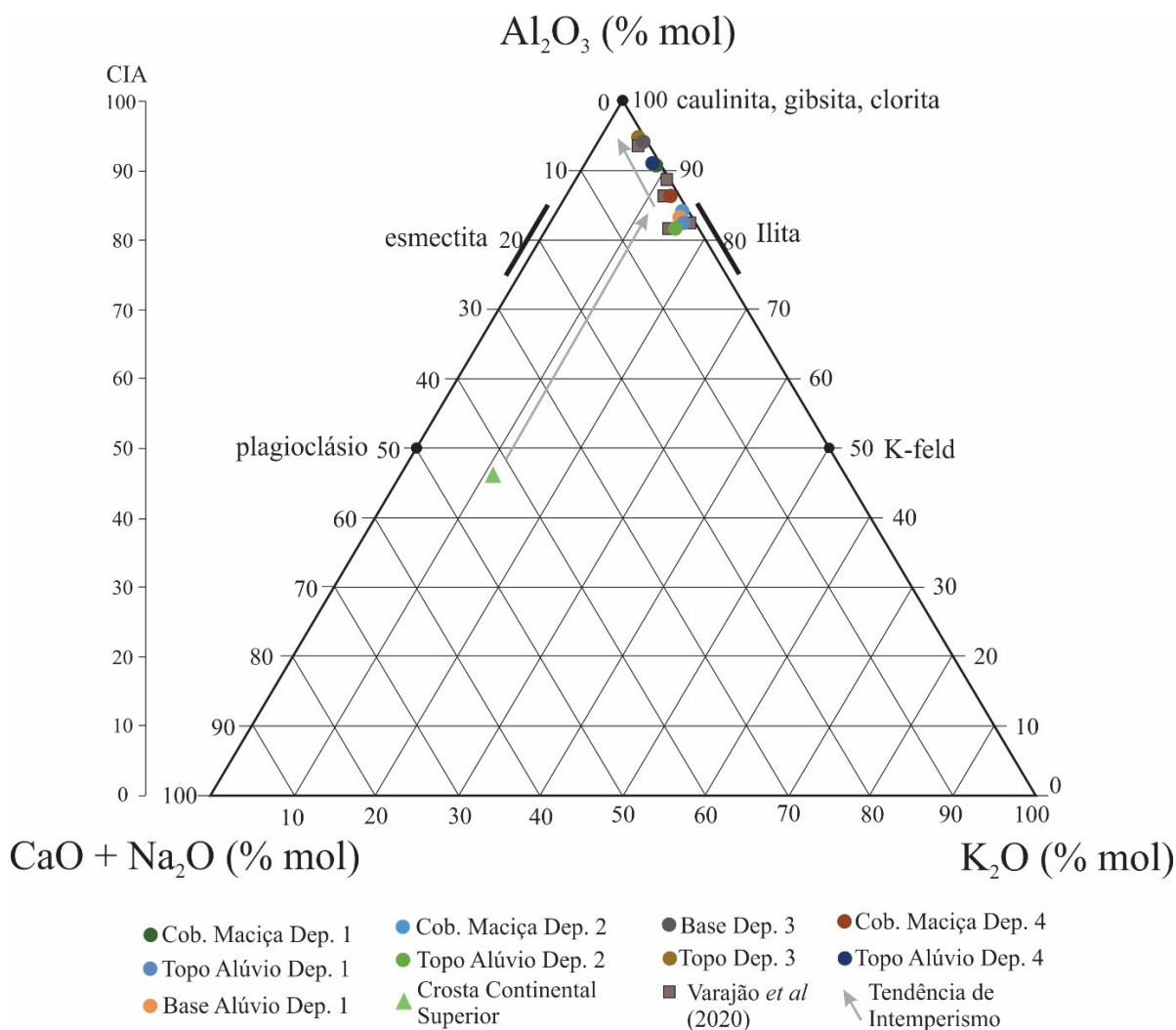


Fonte: Próprio autor

Os valores de CIA dos sedimentos estão na faixa de valores de intemperismo forte proposto por Nesbitt e Young (1989) (Figuras 5.5 e 5.6). Os altos valores de CIA sugerem que os minerais produtos do intemperismo são a caulinita e a illita, resultados da alteração dos minerais primários silicáticos presente nas rochas fonte. Esses valores são ligeiramente menores que os valores encontrados por Milagres *et al.* (2023) na região da SdEM da Chapada da Diamantina, onde há a formação de carapaças ferruginosas, além de um saprólito com a presença de caulinita. Os autores sugerem que esse processo intempérico seja produto de um

clima mais quente e úmido. Desta forma, devido à proximidade dos valores de CIA e a proximidade física das regiões, as condições climáticas atuantes na formação dos solos derivados das rochas fontes foram quentes e úmidas.

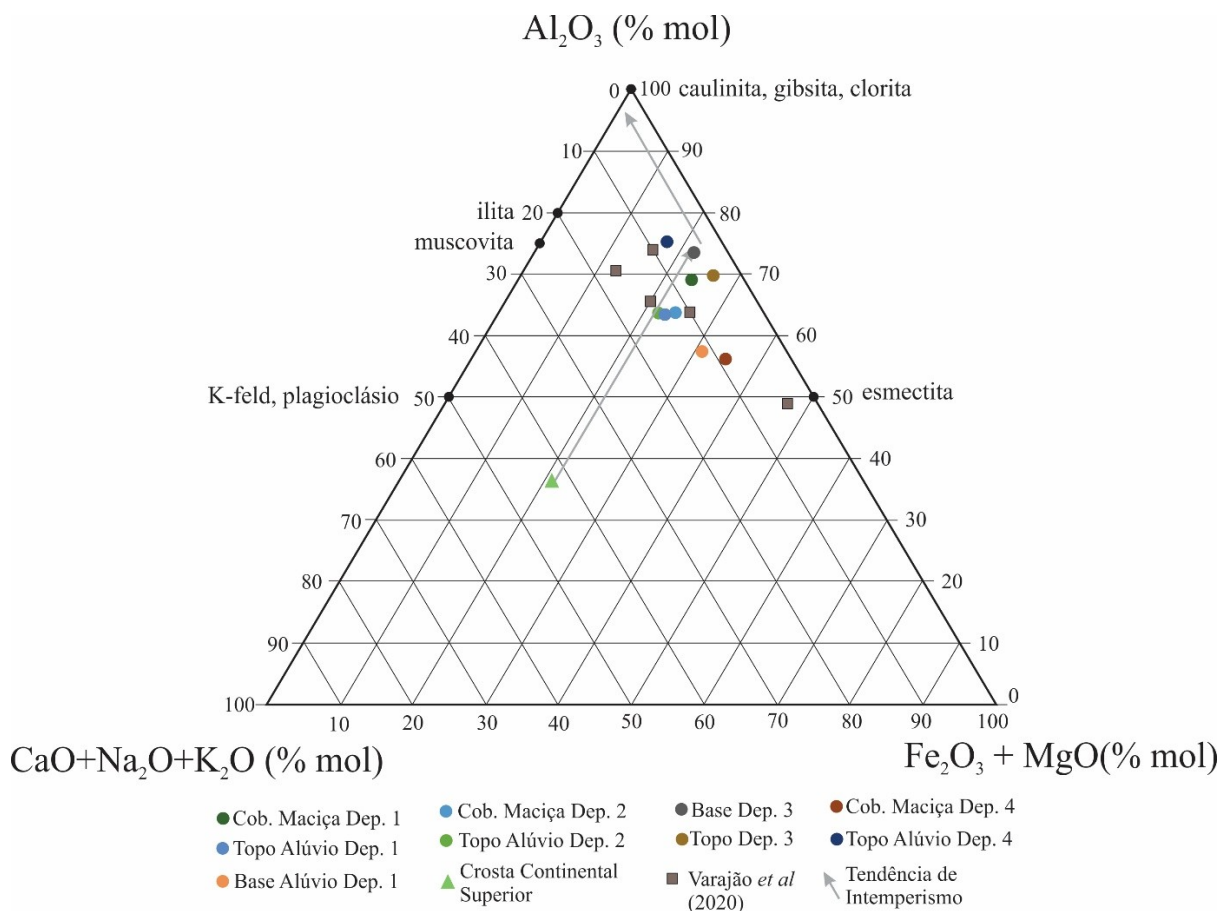
Figura 5.9: Diagrama ternário de Al-CaNa-K e CIA dos sedimentos da Serra do Espinhaço Meridional.



Fonte: Próprio autor

Os valores de CIA calculados para os solos da Fm. Sopa-Brumadinho na Serra do Cipó a partir de Varajão *et al* (2020) mostram valores entre 81 e 93, enquanto os valores de CIW e PIA tem valores mais altos, todos acima de 97. Dessa forma é possível notar uma grande semelhança entre os valores de CIA, CIW e PIA nos solos da Fm Sopa-Brumadinho e os sedimentos da Borda Ocidental da Serra do Cipó. As Figura 5.9 e Figura 5.10 mostram a semelhança composicional dos perfis de solo de Varajão *et al* (2020) com os sedimentos analisados nesse estudo.

Figura 5.10: Diagrama ternário de Al-Ca+Na+K-Fe+Mg dos sedimentos da Serra do Espinhaço Meridional.



Fonte: Próprio autor

As razões elementais podem ajudar a compreender o ambiente de deposição dos sedimentos em relação a oxigenação (Jones e Manning, 1994). O Cr comumente substitui o Al em argilas, enquanto o V pode ser incorporado à matéria orgânica na forma de V⁺⁴, diminuindo sua proporção nos sedimentos, com a razão V/Cr tendendo a ser > 2 em ambientes anóxico e < 2 em ambientes óxidos (Armstrong-Altrin *et al.*, 2022; Jones e Manning, 1994). Outra razão utilizada para identificar a oxigenação do ambiente é Ni/Co, onde valores < 5 representam ambientes oxidantes, entre 5 e 7 disóxicos e anóxicos > 7 (Armstrong-Latrina *et al.*, 2022; Jones e Manning, 1994). Nesse sentido, os sedimentos tiveram valores de V/Cr entre 0,31 e 1,55 e de Ni/Co entre 0,5 e 4,52, portanto, os sedimentos são depositados sob condições oxidantes, o que é esperado para sedimentos fluviais.

6. IDADES LOE E INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A Tabela 6.1 apresenta os resultados da datação por LOE nos depósitos sedimentares estudados. A Figura 6.1 ilustra os perfis esquemáticos dos depósitos estudados, com as alturas em relação à base do depósito onde as amostras foram coletadas e suas respectivas idades de deposição e valores de CIA. O depósito 1 apresentou início de deposição em $39,00 \pm 3,20$ ka, que perdurou até $4,87 \pm 0,31$ ka. A cobertura deste depósito foi datada em $1,92 \pm 0,15$ ka. As bases dos depósitos 2 e 4 possuem as idades mais antigas com $47,45 \pm 3,68$ e $41,13 \pm 3,18$ ka, respectivamente, para o início de suas deposições, com a idade do topo do depósito 2 de $25,80 \pm 2,51$ ka. O topo do depósito 4 não foi datado por não apresentar condições para coleta de material para esse fim. As camadas que recobrem os depósitos 2 e 4 foram datados em $7,60 \pm 0,48$ e $7,53 \pm 0,51$ ka, respectivamente, sugerindo tratar-se de um mesmo contexto climático. O depósito 3 apresentou idade de início de deposição em $18,5 \pm 1,09$ ka e final em $10,39 \pm 0,92$ ka. Claramente, os depósitos estudados possuem contexto deposicionais distintos, com o depósito 1 associado a leques dominados por fluxo gravitacional, os depósitos 2 e 4 referentes a sistema fluvial de barras cascalhosas, e o depósito 3 depositado em ambiente lagunar. Assim, as discussões paleoambientais serão direcionadas para os períodos de deposição em geral e não individualmente. A Figura 6.2 apresenta a síntese dos cenários climáticos durante a formação dos depósitos estudados.

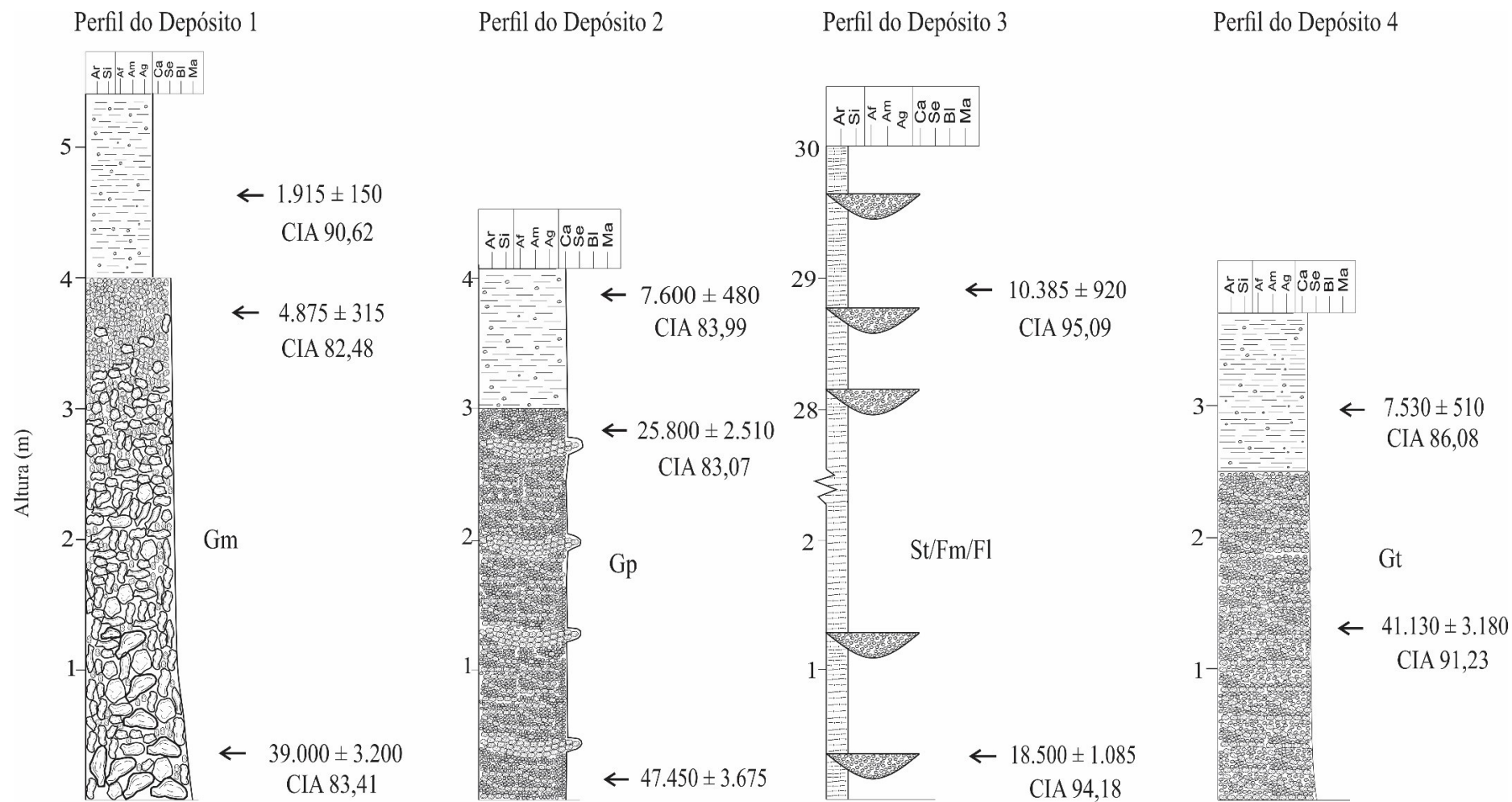
Com exceção do depósito 3, o conjunto de idades mais velhas de deposição variam entre ~ 47 e 39 ka, sendo as fácies na base dos depósitos 1, 2 e 4 caracterizadas por de sedimentos grossos relacionada a alta energia de fluxo. Como sugerido por Barros e Magalhães Jr. (2020), as fácies mais grossas estão possivelmente relacionas a chuvas torrenciais características de um clima mais seco, sendo responsáveis pelo transporte e deposição episódicos de material mais grosso e por retirar o material mais fino depositado anteriormente. As curvas de $\delta^{18}\text{O}$ obtidas em espeleotemas por Stríkis *et al.* (2018) corroboram que esse período se encontrava com condições mais secas que as atuais, com tendencia de aumento gradual na umidade, como também indicado em estudos palinológicos no Triângulo Mineiro (De Oliveira *et al.*, 2019) e terraços fluviais na média bacia do Rio São Francisco (Mescolotti *et al.*, 2021) e no Quadrilátero Ferrífero (Barros e Magalhães Jr., 2020). Assim, com a união de todos os estudos, pode-se inferir que por todo os estados de Minas Gerais e Bahia possíveis condições paleoclimáticas associadas à ambientes secos atuaram durante ~ 47 e 39 ka.

Tabela 6.1: Resultado das datações por LOE nos depósitos estudados. ¹Overdispersion (OD). ²Equivalent Dose.

Depósito	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Água (%)	Dose Cósmica (mGy/ano)	Dose Anual (μGy/ano)	OD ¹ (%)	ED ² (Gy)	Idade (ka)
Topo Dep. 01	11,000 ± 0,530	2,051 ± 0,126	2,051 ± 0,064	0 ± 0	0,177 ± 0,018	2204 ± 85	10 ± 3	10,8 ± 0,6	4,88 ± 0,32
Base Dep. 01	3,41 ± 0,2	0,786 ± 0,089	0,37 ± 0,06	1,1 ± 0,11	0,192 ± 0,019	974,5 ± 64	5 ± 3	38,0 ± 1,9	39,00 ± 3,20
Cob. Dep. 01	9,06 ± 0,4	2,12 ± 0,162	0,72 ± 0,08	3,8 ± 0,38	0,202 ± 0,020	202 ± 20	15 ± 3	3,8 ± 0,2	1,92 ± 0,15
Topo Dep. 02	3,42 ± 0,22	0,981 ± 0,107	0,5 ± 0,07	0,65 ± 0,07	0,196 ± 0,020	1159 ± 76	22 ± 5	29,9 ± 2,2	25,80 ± 2,51
Base Dep. 02	4,481 ± 0,260	0,534 ± 0,079	0,554 ± 0,047	0 ± 0	0,161 ± 0,016	1149 ± 57	13 ± 4	54,6 ± 3,2	47,45 ± 3,68
Cob. Dep. 02	12,76 ± 0,51	3,597 ± 0,222	1,5 ± 0,09	8,7 ± 0,87	0,226 ± 0,023	3154 ± 110	10 ± 3	24,0 ± 1,3	7,60 ± 0,48
Topo Dep. 03	12,53 ± 0,49	2,983 ± 0,19	0,74 ± 0,08	6,8 ± 0,68	0,172 ± 0,017	2315 ± 97	24 ± 5	24,1 ± 1,9	10,39 ± 0,92
Base Dep. 03	16,515 ± 0,732	2,211 ± 0,118	0,986 ± 0,058	0 ± 0	0,246 ± 0,025	2903 ± 93	5 ± 3	53,7 ± 2,6	18,50 ± 1,09
Base Dep. 04	7,194 ± 0,357	0,851 ± 0,084	0,469 ± 0,047	0 ± 0	0,158 ± 0,016	1328 ± 61	16 ± 4	54,6 ± 3,4	41,13 ± 3,18
Cob. Dep. 04	10,29 ± 0,43	2,742 ± 0,181	0,98 ± 0,08	7,1 ± 0,71	0,211 ± 0,021	2367 ± 95	12 ± 3	17,8 ± 1,0	7,53 ± 0,51

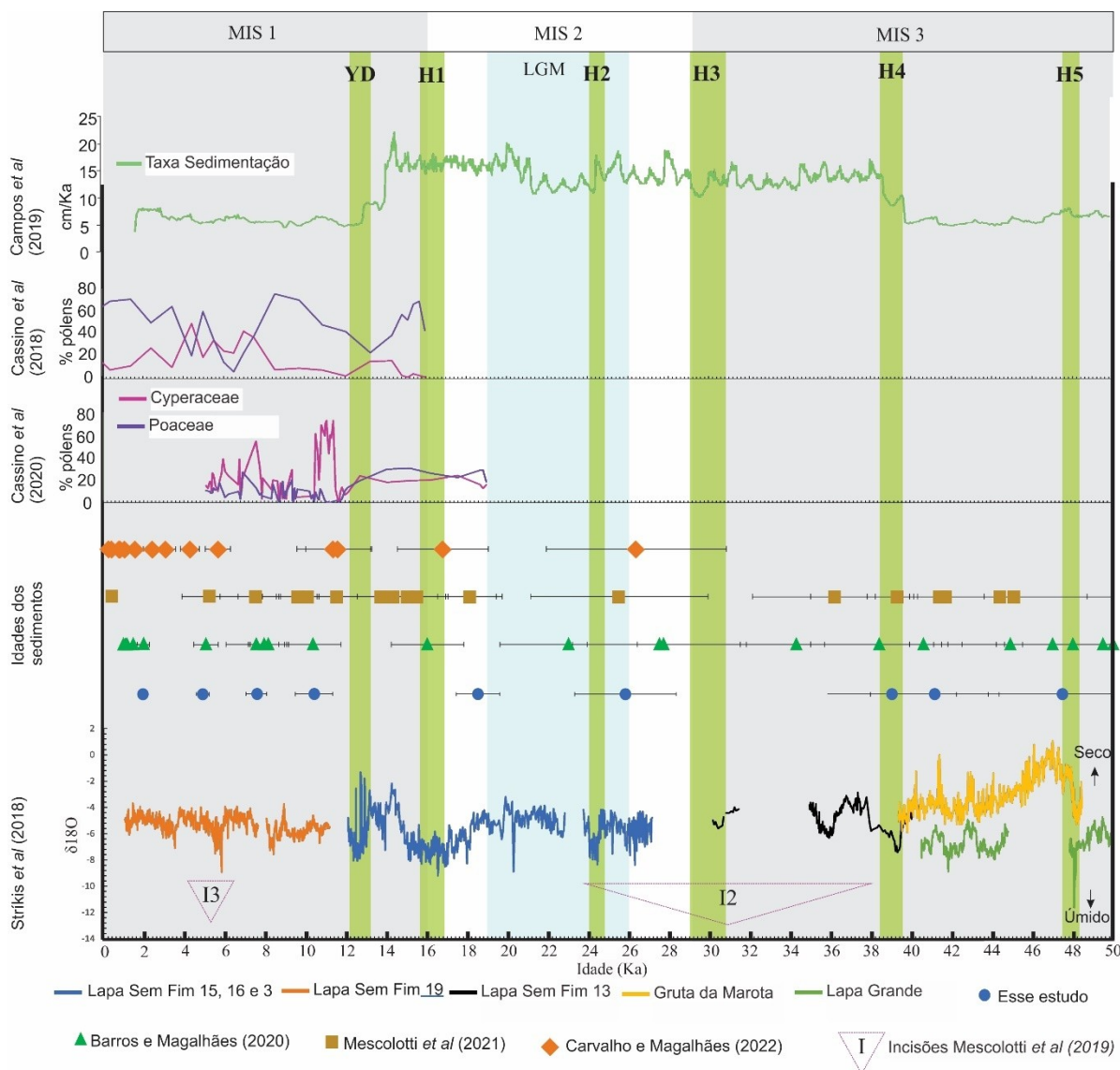
Fonte: Próprio autor

Figura 6.1: Perfis dos depósitos estudados.



Fonte: Próprio autor.

Figura 6.2: Diagrama de síntese dos cenários climáticos nas idades dos depósitos estudados.



Fonte: Próprio autor.

Não foram obtidas idades entre ~ 36 e 29 ka, período em que houve mudança climática significativa na SdEM (Carvalho e Magalhães Jr., 2022) e no Quadrilátero Ferrífero (Barros *et al.*, 2016; Barros e Magalhães Jr., 2020) em relação ao período seco ocorrido entre ~ 47 e 39 ka, com condições úmidas e plantas C₃. Nestes períodos mais úmidos, as chuvas estariam mais distribuídas e, portanto, menos intensas não sendo capazes de remover o material mais grosso, mas sim o material mais fino.

Considerando o erro associado a idade de deposição do topo do depósito 2 (entre 28 e 23 ka), observa-se que esta deposição ocorreu no máximo do Último Máximo Glacial (LGM, sigla em inglês), marcado pelo crescimento das calotas polares ocorrido entre 33 e 26,5 ka

(Clark *et al.*, 2009). Ainda, correlaciona-se ao evento Heinrich dois (H2), onde houve descargas de *icebergs* no Atlântico Norte, gerando um resfriamento da superfície oceânica e levando a mudanças na circulação das correntes de massas de ar frio com aumento da umidade no Hemisfério Sul (Stríkis *et al.*, 2018). Carvalho e Magalhães Jr (2022) realizaram estudos em terraços fluviais na borda oriental da SdEM, identificando que ~ 26 ka as condições climáticas eram mais úmidas e mais frias que o período entre ~ 47 e 39 ka. Ainda, Horák-Terra *et al.* (2020) explicaram as dinâmicas de vegetações e clima na região centro-leste brasileira, através do uso de pólen e composição elementar e isotópica de C a N, incluindo-se a região da SdEM, e indicaram que entre ~ 26 e 17 ka houve um aumento de humidade e plantas C₃, em relação ao período ~ 47 e 39 ka. Assim, para a deposição do topo do depósito 2 na SdEM pode sugerir um clima úmido em condições intermediárias quando comparadas aos climas mais secos ou úmidos entre ~ 47 e 39 ka e ~ 36 e 29 ka, respectivamente. Esse intervalo de tempo está relacionado com o período de seca proposto para o Triângulo Mineiro (Ledru *et al.*, 1998; De Oliveira *et al.*, 2019) e média bacia do Rio São Francisco (Mescolotti *et al.*, 2021), indicando que a região da área de estudo localizada no alto da Rio São Francisco possuía um clima diferenciado de seu médio curso que é controlado pela dinâmica das cabeceiras. Campos *et al.* (2019) sugere que o aumento de sedimentação na foz do Rio São Francisco se deve ao aumento das precipitações durante os eventos H no último ciclo glacial.

As idades de deposição entre ~ 19 e 10 ka obtidas no depósito 3, quando comparadas com as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ obtidas em espeleotemas por Stríkis *et al.* (2018), sugerem um o início da deposição ocorrendo em clima seco, mudando ao longo do tempo para um clima úmido, com destaque para eventos mais úmidos e secos relacionados aos eventos Heinrich um (H1) e *Younger Dryas* (YD), respectivamente. O evento YD é marcado por um intenso resfriamento do Atlântico Norte, causando modificações nas circulações das massas de ar e das correntes marinhas, onde as monções asiáticas foram enfraquecidas e as chuvas tropicais se deslocaram para o Sul (Broecker *et al.*, 2010). Não há mais informações climáticas para a SdEM relacionadas ao período entre ~ 19 e 10 ka e nem mesmo sobre o Quadrilátero Ferrífero, o qual possui somente uma idade de deposição de ~ 16 ka, sendo associado a um período de aridez. Contudo, para a região do Triângulo Mineiro, De Oliveira *et al.* (2019) indicam que, após ~ 17 ka, as condições se tornaram mais úmidas até cerca de ~ 4 ka. Cassino *et al.* (2018, 2020) identificam um clima mais úmido entre ~ 15 e 11 ka, marcado pela diminuição do táxon *Poaceae* e aumento do táxon *Cyperaceae*, seguido por uma fase seca entre aproximadamente ~ 10 e 9 ka, na região norte de Minas Gerais e Brasília. Apesar do início da deposição do Depósito

3 se dar em clima seco, a granulometria dos sedimentos desse depósito e a palinologia de locais e idades próximas sugerem que o clima úmido foi o principal controlador da deposição.

As idades das coberturas dos depósitos 2 e 4 são praticamente iguais, e com os erros associados, indica-se um período de deposição entre ~ 8 e 7 ka. De acordo com os dados $\delta^{18}\text{O}$ (Stríkis *et al.*, 2018), esse período é marcado por intensas oscilações, tendo as idades centrais num contexto levemente mais úmido. Horák-Terra *et al.* (2020) e Pires *et al.* (2016) sugerem uma transição entre climas úmidos e secos na região da SdEM entre ~ 10 e 7 ka, com a presença de táxons como *Podocarpus* e *Mougeotia*, fato também observado por Carvalho e Magalhães Jr (2022). Barros e Magalhães Jr (2020) e Cassino *et al.* (2018, 2020) indicaram um clima seco para esse período no Quadrilátero Ferrífero e Brasília e norte de Minas Gerais, respectivamente. Finalmente, para o intervalo de deposição mais recente encontradas na cobertura do depósito 1, as idades variaram entre ~ 5 e 2 ka. Este período corresponde aos estágios iniciais das condições climáticas atuais estabelecidas a partir de ~ 5 ka, com pequenas oscilações em precipitação verificada entre ~ 3 ka e o Presente, como verificado para a SdEM (Piris *et al.*, 2016; Carvalho e Magalhães Jr., 2022), bem como para o Quadrilátero Ferrífero (Parizzi *et al.*, 1998, Barro e Magalhães Jr., 2020), Brasília (Cassino *et al.*, 2020) e média bacia do Rio São Francisco (Mescolotti *et al.*, 2021).

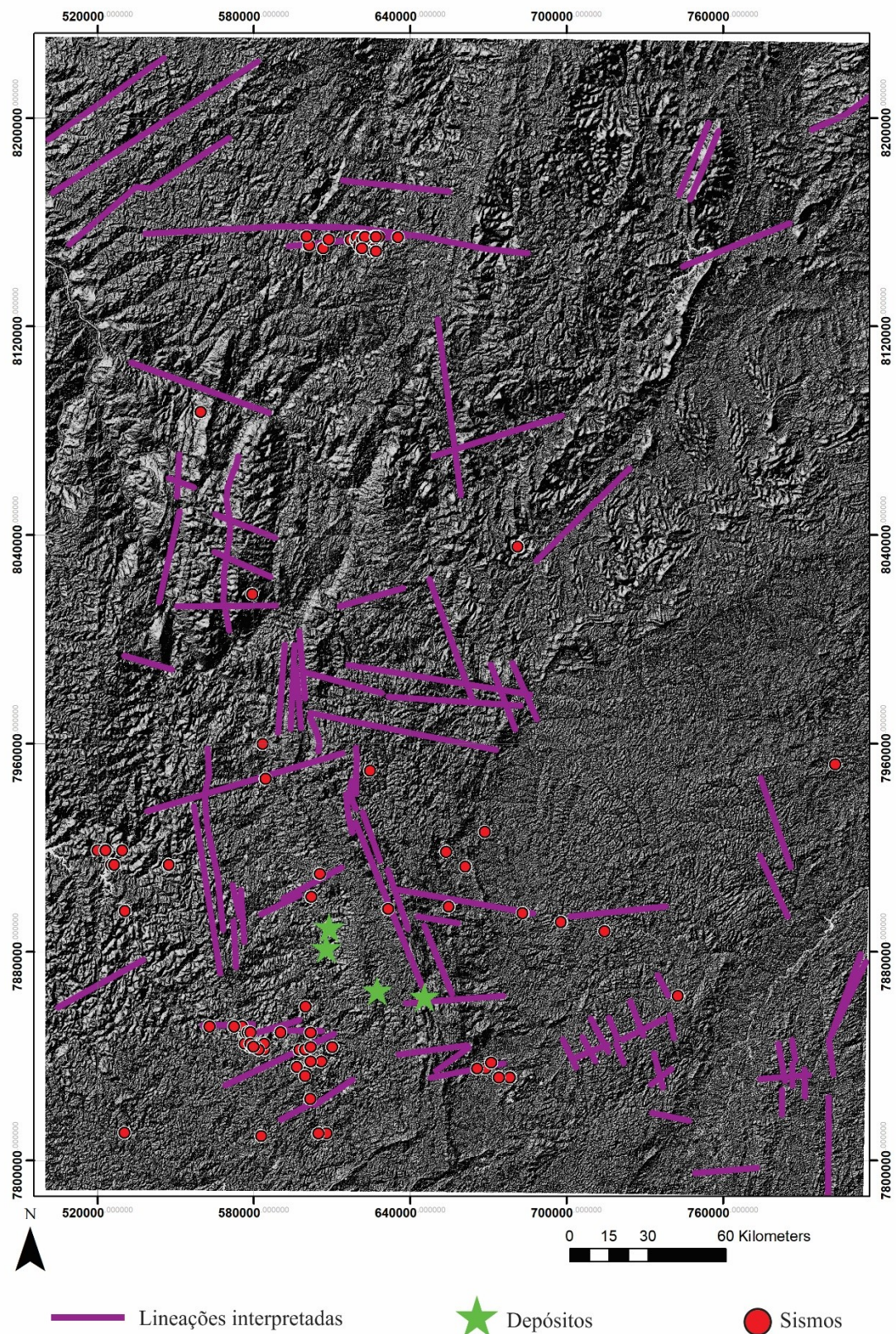
Recentemente o CIA vem sendo aplicado em sedimentos silto-argilosos em depósitos fluviais e deltaicos como *proxy* climático do Quaternário (Yang *et al.*, 2024, Wang *et al.*, 2020). Guo *et al.* (2018) interpretam que o CIA apresenta valores maiores para fração de silte e argila e ricos em argilominerais quando comparadas as frações mais grossas ricas em quartzo e feldspato e, de acordo com os autores, a fração granulométrica mais indicada para interpretar os efeitos modernos do intemperismo na crosta é na fração $<2\ \mu\text{m}$. Os dados de CIA do presente estudo não são indicados para refletir os cenários climáticos do Quaternário pois o peneiramento escolhido selecionou partículas na fração areia fina a argila, dessa forma, os valores de CIA refletem o intemperismo químico de gênese do sedimento.

Diversos trabalhos direcionados aos registros fluviais apontam a atuação de uma tectônica no interior do Brasil nas incisões fluviais, como por exemplo Barros e Magalhães Jr. (2020), Magalhães Jr. e Saadi (1994) e Magalhães Jr. *et al.* (2011). De acordo com Campos *et al.* (2023) a resistência litológica é um controlador de primeira ordem para a evolução da paisagem, entretanto não é o único fator que controlador dessa evolução. De acordo com os autores, a resistência litológica age em uma combinação complexa com o soerguimento crustal ou rebaixamento do nível de base provavelmente desencadeadas por reativações de fraturas pretéritas. Nesse sentido, Saadi (1993) propõe diversas descontinuidades crustais herdadas de

deformações pretéritas, sendo a Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco a mais próxima da área de estudos. De acordo com o Boletim Sísmico (2024) do Centro de Sismologia da USP, a série histórica de sismos desde 1939 até 2023 mostra 116 sismos na região da Serra do Espinhaço Meridional. De acordo com Assumpção *et al.* (2017), a sismicidade no CSF evidencia uma compressão no sentido E-W que reativa falhas antigas e rasas que se formaram durante o Proterozóico. Essas estruturas formadas no Proterozóico estariam ligadas aos eventos Transamazônico e Brasileiro, sendo que esse último, de acordo com Hasui (2010), consolidou o supercontinente Gondwana e seus traços estruturais controlam boa parte das atividades neotectônicas no Neogeno e Quaternário.

A Figura 6.3 mostra as principais lineações na Serra do Espinhaço Meridional e os sismos registrados nessa área, estando mais presentes na borda ocidental e nos domínios quartzíticos da serra. Nota-se muitos sismos próximos as lineações interpretada, sendo uma possível evidência de movimentações recentes nos blocos da região. Além disso, observa-se que a área de estudos está circundada por algumas lineações com direções NNW-SSE e E-W, sugerindo que a área de estudos se situa no interior de um possível bloco soerguido. Na Figura 2.3 é possível notar diversas fraturas indiscriminadas na região, com destaque ao Depósito 3 que se encontra circundado por fraturas com orientação similar às lineações inferidas na Figura 6.3 e com drenagens atualmente num padrão radial com origem no interior do depósito. As diversas fraturas indiscriminadas no mapeamento da CPRM (2009), lineações inferidas na Serra do Espinhaço Meridional, registros sísmicos atuais e os depósitos sedimentares alçados em relação a drenagem atual na mesma região são fortes evidências da atuação da neotectônica, podendo ser o LOE uma importante ferramenta para fornecer uma idade mínima para a movimentação de blocos em áreas com forte controle estrutural (Chen *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2022; Thamó-Bozsó *et al.*, 2010). Apesar de muitas razões elementares serem usadas para traçar a proveniência tectônica dos sedimentos (Cox *et al.*, 1995; Hayashi *et al.*, 1997; Roser e Korsch, 1988), elas não foram capazes de registrar diretamente o efeito da neotectônica na área, tornando indispensável a abordagem geomorfológica, estrutural e sedimentológica associadas.

Figura 6.3: Mapa hilshade com as principais lineações interpretadas na Serra do Espinhaço Meridional e os pontos de sismos.



Fonte: Elaborada a partir da imagem de SRTM FABDEM Copernicus e ArcGIS Pro © pelo autor.

7. CONCLUSÃO

Os resultados obtidos nesse trabalho permitem uma reconstituição do intemperismo das rochas e idades deposicionais dos depósitos inconsolidados na Serra do Espinhaço Meridional. Com base nos índices químicos relacionados ao intemperismo é possível compreender que a principal forma de degradação das rochas da SdEM foi por meio do intemperismo químico, com clima predominantemente úmido atuando na região durante a interação água-rocha, sendo os principais minerais alterados os plagioclásios e feldspatos potássicos, originado caulinita e illita. Os depósitos de granulometria mais grossa apresentaram menores valores de CIA, sugerindo que as frações mais finas enriquecidas em argilominerais. As razões elementares sugerem que os sedimentos têm alta maturidade composicional e depositados em ambiente oxidante.

As idades LOE variaram entre $47,45 \pm 3,68$ e $1,92 \pm 0,15$ ka e as oscilações climáticas registradas foram:

- ~ 47 e 39 ka, representados pelas bases dos depósitos 1, 2 e 4, o clima era seco na região de estudo. Apesar de não haver informações entre ~ 36 e 29 ka
- ~ 26 ka as condições climáticas eram mais úmidas e mais frias que o período entre ~ 47 e 39 ka, devido principalmente ao máximo do Último Máximo Glacial e o evento Heinrich dois (H2).
- ~ 19 e 10 ka, houve o início da deposição ocorrendo em clima seco, mudando ao longo do tempo para um clima úmido, com destaque para eventos mais úmidos e secos relacionados aos eventos Heinrich um (H1) e Younger Dryas (YD), respectivamente.
- ~ 8 e 7 ka ocorreram as deposições das camadas maciças que recobrem os depósitos 2 e 4, possivelmente relacionados a um clima mais úmido.
- ~ 5 Ka, representado pelo topo do depósito 1, está relacionado a um clima mais seco, parecido com o que se encontra na porção basal do mesmo depósito.
- ~ 5 e 2 ka, condições encontradas na cobertura do depósito 1, corresponde aos estágios iniciais das condições climáticas atuais estabelecidas a partir de ~ 5 ka, com pequenas oscilações em precipitação verificada entre ~ 3 ka e o Presente.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM F. F.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. The Araçuaí Belt. In: HEILBRON, M., CORDANI, U. G., ALKMIM, F. F., **São Francisco Craton, eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent**. New York, NY, Springer Berlin Heidelberg, 2017, p. 255-276.
- ALKMIM F.F.; MARSHAK S.; PEDROSA-SOARES A.C.; PERES G.G.; CRUZ S.; WHITTINGTON A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in **Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana**. *Precambrian Res.*, v. 149, 2006, p. 43-64.
- ALKMIM F.F.; MARTINS-NETO, A.C. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenário evolutivo. In: PINTO, C.P.; MARTINS-NETO, M.A. (eds). **Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais**. SBG MG, Belo Horizonte, 2001, p. 9-30.
- ALKMIM F.F.; MARTINS-NETO, M.A. **Proterozoic first-order sedimentary sequence of the São Francisco Craton, eastern Brazil**. *Marine and Petroleum Geology* 33 (2012) p. 127-139, 2012.
- ALKMIM F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; CRUZ, S.C.P. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, v. 15, n 1, 25-4, 2007.
- ALKMIM, F.F. Serra do Espinhaço e Chapada Diamantina. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F. F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo, SP, Beca, 2012, p. 236-244.
- ALMEIDA F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349- 364, 1977.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S.; RAMOS-VÁZQUEZ, M.A.; MADHAVARAJU, J.; MARCA-CASTILLO, M.E.; MACHAIN-CASTILLO, M.L.; MÁRQUEZ-GARCÍA, A.Z. Geochemistry of marine sediments adjacent to the Los Textlas Volcanic Complex, Gulf of Mexico: Constraints on weathering and provenance. **Applied Geochemistry**, v. 141, 2022. DOI <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105321>. Acessado em 22 de jan. de 2025.
- ASSINE, M.L.; Ambientes de Leques Aluviais. In: SILVA, A.J.C.L.P.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C.; **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo, Beca-BALL Edições, 2008, p. 52-71.
- ASSUMPÇÃO, M., AZEVEDO, P.A.; ROCHA, M.P.; BIANCHI, M.B.; Lithospheric Features of the São Francisco Craton. In: HEILBRON, M., CORDANI, U. G., ALKMIM, F. F., **São Francisco Craton, eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent**. New York, NY, Springer Berlin Heidelberg, 2017, p. 15 – 25.
- BARRETO, H.; VARAJÃO, C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A; VARAJÃO, A. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, v. 191, p. 1-13, 2013.
- BARROS, L.F.P.; COE, H.H.G.; SEIXAS, A.P.; MAGALHÃES JR, A.P.; MACARIO, K.C.D. Paleobioclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South America Earth Sciences**, v. 67, p. 71 – 88, 2016.
- BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JR, A.P. O papel da Bacia do Rio Doce na Configuração geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero/MG. **Boletim de Geografia**, v. 37, n. 1, p. 145 – 167, 2019.
- BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JR, A.P. Reconstituição de eventos geomorfológicos no Quadrilátero Ferrífero/MG a partir de registros deposicionais fluviais: a bacia do rio Paraopeba. **Quaternary and Environmental Geoscience**, v. 9, n. 2, p. 36 – 48, 2018.
- BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JR, A.P.; Late quaternary landscape evolution in the Atlantic Plateau (Brazilian highlands): Tectonic and climatic implications of fluvial archives., **Earth-Science Reviews**, v. 207, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103228>. Acessado em 07 mai. 2024.

BARROS, L.F.P.; OLIVEIRA, F.S.; MAGALHÃES JR, A.P.; COTA, G.E.M.; Ferricretes em arquivos fluviais quaternários: desdobramentos para a dinâmica fluvial recente no Quadrilátero Ferrífero/MG. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 14, n 2, p. 15 – 16, 2023.

BEDOYA RUEDA, C. **Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco**. 2019. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo 2019.

BEGUM, M.; KHAN, R.; ROY, D.K.; HABIB, M.A.; RASHID, M.B.; NAHER, K.; ISLAM, M.A.; TAMIM, U.; DAS, S.C.; MAMUN, S.M.M.; HOSSAIN, S.M. Geochemical characterization of miocene core sediments from Shahbazpur gas-wells (Bangladesh) in terms of elemental abundances by instrumental neutron activation analysis. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 329, p. 239 – 252, 2021.

BROECKER, W.S.; DENTON, G.H.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; ALLEY, R.B.; PUTNAM, A.E. Putting the Younger Dryas cold event into context. **Quaternary Science Reviews**, v. 29, p. 1078 – 1081, 2010.

CAMPOS, D.S.; SANTOS, M.; MARQUES, K.P.P.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Impact of tectonic topographic rejuvenation in landscapes with high bedrock/duricrusts strength: Insights from geomorphic evidence in a post-rifted region (SE Brazil). *Geomorphology*, 435, 108749., 2023. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108749>.

CAMPOS, M.C.; CHIESSI, C.M.; PRANGE, M.; MULITZA, S.; KUHNERT, H.; PAUL, A.; VENANCIO, I.M.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; CRUZ, F.W.; BAHR, A.; A new mechanism for millennial scale positive precipitation anomalies over tropical South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 225, p. 1 – 13, 2019.

CARVALHO, A.; MAGALHÃES, A.P.J.; Fluvial archives as a record of the late quaternary landscape evolution in the southeastern Brazilian highlands. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, 2022.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Forme, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88 – 108, 2004. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2). Acessado em 7 de maio de 2024.

CASSINO, R.F.; LEDRU, M.P.; SANTOS, R.A.; FAVIER, C.; Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 232, 106209, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106209>. Acessado em 7 de maio de 2024.

CASSINO, R.F.; MARTINHO, C.T.; CAMINHA, S.A.F.S.; A Late Quaternary palynological record of a palm swamp in the Cerrado of center Brazil interpreted using modern analog data. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology**, v. 490, p. 1 – 16, 2018. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.08.036>. Acessado em 7 de maio de 2024.

CBH DO RIO DAS VELHAS. **UTE Rio Cipó**. 2024. Disponível em: <https://cbhvelhas.org.br/riocipo/>. Acesso em: 18 de setembro de 2024.

CENTRO DE SISMOLOGIA DA USP; **Boletim Sísmico**, 2024. Disponível em: <https://www.moho.iag.usp.br/eq/bulletin>. Acessado em 06 dez. 2024.

CHAVES, M.L.S.; BENITEZ, L.; ANDRADE, K., W; QUEIROGA, G.N. Estratigrafia e evolução geomorfológica do Grupo Bambuí na região de Morro da Garça (MG). **Geonomos**, v. 15, n. 2, p. 43 – 52, 2007.

CHEMALE F.; DUSSIN I.A.; ALKMIM F.F.; MARTINS M.S.; QUEIROGA G.N.; ARSMTRONG R.; SANTOS M.N. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 22, n 1, p. 200-206, 2012.

CHEMALE F.; DUSSIN I.A.; MARTINS M.; SANTOS M.N. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). **Geonomos**, v. 19, n 2, p. 173 – 180, 2011.

CHEN, Y.; LI, X.; HAN, Z.; YANG, S.; WANG., Y.; YANG, D. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang, Jiangsu Province. **Journal of Geographic Sciences**, v. 18, p. 341 – 352, 2008. DOI: 10.1007/s11442-008-0341-9

CHEN, Y.W.; CHEN, Y.G.; MURRAY, A.S.; LIU, T.K.; LAI, T.C. Luminescence dating of neotectonic activity on the southwestern coastal plain, Taiwan. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 1223 – 1229, 2003. DOI: 10.1016/S0277-3791(03)00051-9.

CLARK, P. U., DYKE, A.S., SHAKUN, J.D., CARLSON, A.E., CLARK, J., WOHLFARTH B., MITROVICA, J.X., HOSTETLER, S.W., MCCABE, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. **Science**, v. 325, p. 710 – 714, 2009. DOI: 10.1126/science.1172873. Acessado em 7 de maio de 2024.

COOPER, A.; TURNEY, C.S.M.; PALMER, J.; HOGG, A.; MCGLONE, M.; WILMSHURST, J.; LORREY, A.M.; HEATON, T.J.; RUSSELL, J.M.; MCCRACKEN, K.; ANET, J.G.; ROZANOV, E.; FRIEDEL, M.; SUTER, I.; PETER, T.; MUSCHELER, R.; ADOLPHI, F.; DOSSETO, A.; FAITH, J.T.; FENWICK, P.; FOGWILL, C.J.; HUGHEN, K.; LIPSON, M.; LIU, J.; NOWACZYK, N.; RAINSLEY, E.; RAMSEY, C.B.; SEBASTIANELLI, P.; SOUILMI, Y.; STEVENSON, J.; THOMAS, Z.; TOBLER, R.; ZECH, R. A global environmental crisis 42,000 years ago. **Science**, v. 371, p. 811 – 818, 2021. DOI: 10.1126/science.abb8677. Acessado em 7 de maio de 2024.

CORRÊA, I.C.S. **Variações climáticas no Quaternário**. *E-book*, Porto Alegre, IGeo/UFRGS, 2021. <https://lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/220731/001125481.pdf>. Acessado em 11 de setembro de 2024.

CORRICK, E.C., DRYSDALE, R.N., HELLSTROM, J.C., CAPRON, E., RASMUSSEN, S.O., ZHANG, X., FLEITMANN, D., COUCHOUD, I., WOLFF, E. Synchronous timing of abrupt climate changes during the last glacial period. **Science**, v. 369, p. 963-969, 2020. DOI: 10.1126/science.aay5538. Acessado em 7 de maio de 2024.

COSTA, M.T., BRANCO, J.J.R. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Brasília, 1961, p. 15-25.

COX, R.; LOWE, D.R.; CULLERS, R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 14, p. 2919 – 2940, 1995.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica Folha SE.23-Z-C-III, Baldim, Esc 1:100.000 2009a.

DE CASTRO, M. P.; QUEIROGA, G.; MARTINS, M.; ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.; DUSSIN, I.; SOUZA, M.E. An Early Tonian rifting event affecting the São Francisco-Congo paleocontinent recorded by the Lowr Macaúbas Group, Araçuaí Orogen, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 331, 105351, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105351>. Acessado em 7 de maio de 2024.

DE OLIVEIRA, P.; RACZKA, M.; MCMICHAEL, C.; PINAYA, J.; BUSH, M. Climate change and biogeographic connectivity across the Brazilian cerrado. **Journal of Biogeography**, v. 47, n. 2, p. 396 – 407, 2019.

DELPOMDOR, F.R.A.; ILAMBWETSI, A.M.; CAXITO, F.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. New interpretation of the basal Bambuí Group, Sete Lagoas High (Minas Gerais, E Brazil) by sedimentological studies and regional implications for the aftermath of the Marinoan glaciation: Correlations across Brazil and Central Africa. **Geológica Belgica**, v. 23, n 1-2, 2020. DOI: <https://doi.org/10.20341/gb.2019.010>. Acessado em 7 de maio de 2024.

DOSSIN I.A.; DOSSIN T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação Estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais – Os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1-4, p. 178 – 186, 1990.

DUSSIN I.A.; DOSSIN T.M. Supergrupo Espinhaço modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 19 – 26, 1995.

FEDO, C.M.; BADECHUK, M.G. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks explored in three-dimensional $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}^*\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-FeO+MgO}$ (A-CN-K-FM) compositional space. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 60, p. 818 – 838, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1139/cjes-2022-0051>. Acessado em 14 de maio de 2024.

FEDO, C.M.; NESBITT, H.W.; YOUNG, G. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, v. 23, n. 10, p. 921 – 924, 1995.

FELIPPE, M.F; SILVA, C.A.; SOUZA, A.H.; JÚNIOR, A.P.M. Caracterização morfológica dos compartimentos do relevo do Parque Nacional da Serra do Cipó, Serra do Espinhaço Meridional -Minas Gerais. **Revista Espinhaço**, v. 1, n. 1, p. 03 – 14, 2012.

FOLK, R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas. 182 p. 1974.

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate conversion factors: update. **Ancient TL**, v. 29, n. 1, p. 5 – 8, 2011. DOI: <https://doi.org/10.26034/la.atl.2011.443>.

GUIMARÃES, A.T.A; **Avaliação geoquímica ambiental da Barragem do Ribeirão da Cachoeira, Ouro Preto, Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG**. 2005 Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais) Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto 2005.

GUO, Y.; YANG, S.; SU, N.; LI, C.; YIN, P.; WANG, Z. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. **Geochemica et Cosmochimica Acta**, v. 227, p. 48 – 63, 2018.

HARNOIS, L. The CIW index: a new chemical index of weathering. **Sedimentary Geology**, v. 55, n. 3 – 4, p. 319–322, 1988.

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A.M.; DA LUZ, C.F.P.; LÓPEZ, P.R.; SILVA, A.C.; VIDAS-TORRADO, P.; Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 437, p. 117 – 131, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.027>. Acessado em 7 de maio de 2024.

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A.M.; DE CAMARGO, P.B.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; Characterization of properties and main processes related to the genesis and evolution of tropical mountain mires from Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brazil. **Geoderma**, v. 232 - 234, p. 183 – 197, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.008>. Acessado em 7 de maio de 2024.

HORÁK-TERRA, I; CORTIZAS, A.M.; DA LUZ, C.F.P.; SILVA, A.C.; MIGHALL, T.; DE CAMARGO, P.B.; MENDONÇA-FILHO, C.V.; DE OLIVEIRA, P.E.; CRUZ, F.W.; VIDAL-TORRADO, P.; Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a BP peat record in the Cerrado biome. **Journal of Quaternary Science**, v. 35, n. 5, p. 664 – 676, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1002/jqs.3209>. Acessado em 7 de maio de 2024.

HOSSAIN, H.; KAWAHATA, H.; ROSER, B.; SAMPEI, Y. MANAKA, T.; OTANI, S. Geochemical Characteristics of modern river sediments in Myanmar and Thailand: Implications for provenance and weathering. **Chemie der Erde**, v. 77, p. 443 – 458, 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.005>. Acessado em 21 de jan. de 2025.

HUYAN, Y.; ZHANG, B.; WANG, X.; LU, Y.; LIU, F. Geochemistry of the Lancang River (Upper Mekong River) overbank sediments: Implications for provenance, weathering and sedimentary characteristics. **Applied Geochemistry** n. 156, 2023.

JONES, B.; MANNING, D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. **Chemical Geology**, v. 111, p. 111 – 129, 1994.

KANNER, L.C.; BURNS, S.J.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L. High-Latitude Forcing of the South America Summer Monsoon During the Last Glacial. *Science*, v 335, p. 570 – 573, 2012. DOI: 10.1126/science.1213397. Acessado em 7 de maio de 2024.

KNAUER, L. G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 81-90, 2007.

KÖPPEN, W. **Climatologia**: com um estudio de los climas de la tierra. Fondo de Cultura Econômica. México. 479 p., 1948.

KUCHENBECKER, M.; REIS, H.L.S.; SILVA, L.C. DA; COSTA, R.D. DA; FRAGOSO, D.G.C.; KNAUER, L.G.; DUSSIN, I.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco Craton. **Geonomos**, v. 23, n. 2, p. 14 – 28, 2015.

LANA C. E. **Influência de níveis de base nas características morfossedimentares das bacias dos rios Das Velhas e Jequitaiá**. 2010 Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Ouro Preto 2010.

LEDRU, M.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LORSCHETTER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P.. **Review of Palobotany and Palynology**, v. 99, p. 131 – 142, 1998.

LEITE M.M. **Sistemas Depositionais e Estudos de Proveniência Sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na Porção Ocidental do Anticlinal de Itacambira, Norte de Minas Gerais**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

MAGALHÃES JR., A.P.; BARROS, L.F.P.; CHEREM, L.F.S. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n 1, p 3 – 14, 2012.

MAGALHÃES, A.P.J.; BARROS, L.F.P.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, L.A.F.; 2022 Arquivos Fluviais Quaternários no Interior Continental: o Contexto Serrano de Minas Gerais In: CARVALHO, O.A.J.; GOMES, M.C.V.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T. (Org); **Revisão da Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: Selo Calíandra, v. 1, 2022, p. 39 – 75.

MAGALHÃES, A.P.J.; CHEREM, L.F.S.; BARROS, L.F.P.; SANTOS, G.B.; OSL dating of sediments from a mountainous river in Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, p. 187 – 194, 2011.

MAGALHÃES, A.P.J.; SAADI, A; Ritmos da Dinâmica Fluvial Neo-Tectônica Controlados por Soerguimento Regional e Falhamento: O Vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 42 - 54, 1994.

MAGALHÃES, A.P.J; BARROS, L.F.P.; 2020 Estratigrafia, interpretação de fácies e reconstituição de paleoambiente deposicionais In: MAGALHÃES, A.P.J; BARROS, L.F.P. (Org); **Hidrogeomorfologia**: Formas, processos e registro sedimentares fluviais. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020a, v. 1, p. 275 – 295.

MARTINS, G.; MORELLI, F.; MACUL, M.; CUNHA, P. Análise das condições ambientais na Serra do Cipó como ferramenta para o combate aos incêndios. In GEOINFO, 22, 2021, São José dos Campos. **Proceedings**. São José dos Campos, SP, 2021, p. 234 – 239.

MARTINS-NETO, M.A. Lacustrine fan-deltaic sedimentation in a Proterozoic rift basin: the Sopa-Brumadinho Tectonosequence, southeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 106, p. 65-96, 1996.

MARTINS-NETO, M.A., Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, Southeastern Brazil). **Precambrian Research**, v. 103, p. 147-173, 2000.

MCLENNAN, S. Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 2, n. 4, 2001.

- MCLENNAN, S.M. Weathering and Global Denudation. **The Journal of Geology**, v. 101, p. 295 – 303, 1993.
- MCLENNAN, S.M.; HEMMING, S.; MCDANIEL, D.K.; HANSON, G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. **Geological Society of America**, v. 284, p. 21-38, 1993.
- MESCOLOTTI, P.; PUPIM, F.N.; LADEIRA, F.C.B.; SAWAKUCHI, A.O.; CATHARINA, A.S.; ASSINE, M.L. Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River. **Quaternary Science Reviews**, v. 263, 106977, 2021.
- MILAGRES, A.R.; OLIVIERA, F.S.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; MEDEIROS JUNIOR, E.B.; RAMANAIDOU, E.R. Litological control on the formation of ferruginous duricrusts in the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil). **Catena**, v. 231, n 107374, 2023.
- MONTIBELLER, C.C.; NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, R.R.; DEL ROVERI, C.; ROCHA, R.R.; CONCEIÇÃO, F.T. Geochemistry of siltstones from the Permian Corumbataí Formations from the Paraná Basin (State of São Paulo, Brazil): Insights of provenance, tectonic and climatic settings. **Jornal of South American Earth Sciences**, v. 102, n. 102582, 2020.
- MOREIRA, D.S.; UHLEIN, A.; UHLEIN, G.J.; SIAL, A.N.; KOESTER, E. Ediacaran/Early Cambrian Serra da Saudade Formation, Bambuí Group: the sedimentary record of a foreland basin in Southeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, n. 3, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120210029>. Acessado em 7 de maio de 2024.
- MURRAY, A.S.; OLLEY, J.M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. **Geochronometria**, v. 21, n.1, p. 1 – 16, 2002.
- NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature** v. 299, n. 5885, p. 715 - 719, 1982.
- NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W. E; MACHADO, N. Geoquímica dos Gnaisses TTGs e Granitóides Neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 25-32, 1997. DOI: 10.25249/0375-7536.19972532. Acessado em 7 de maio de 2024.
- NOVELLO, V.F.; CRUZ, F.W.; MOQUET, J.S.; VUILLE, M.; DE PAULA, M.S.; NUNES, D.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; KARMANN, I.; UTIDA, G.; STRÍKIS, N.M.; CAMPOS, J.L.P.S. Two Millennia of South Atlantic Convergence Zone Variability Reconstructed From Isotopic Proxies. **Geophysical Research Letters**, v. 45, p. 5045 – 5051, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1029/2017GL076838>. Acessado em 7 de maio de 2024.
- OLIVEIRA, M. J. R.; FOGAÇA, A. C. C. E FONSECA, E. DA, 1997. Geologia da Folha Baldim. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). **PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos)**. Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 2437-2531.
- OLIVEIRA, R.; MARTINS, M.; QUEIROGA, G.; SILVA DE SOUZA, M.; LANA, C.; ALKMIM, A.; DA SILVA, M.; BUENO, C.; LINHARES, D. Sedimentary provenance and role of tectonic inheritance on the control of the Macaúbas group, eastern margin of São Francisco. **Journal of South American Science**, v. 109, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103210>. Acessado em 7 de maio de 2024.
- PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; KOHLER, H.C.; Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene*, v. 8, n. 3, 1998. DOI: <https://doi.org/10.1191/095968398670195708>. Acessado em 30 de abril de 2024.
- PARSONS, L.A.; YIN, J.; OVERPECK, J.T.; STOUFFER, R.J.; MALYSHEV, S.; Influence of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on the monsoon rainfall and carbon balance of the American tropics. **Geophys Research Letters**, v. 41, p. 146 – 151, 2014. DOI: 10.1002/2013GL058454. Acessado em 7 de maio de 2024.

PEDROSA-SOARES A.C.; BABINSKI, M.; NOCE, C.; MARTINS, M.; QUEIROGA, G.; VILELA, F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil. *In*: ARNAUD, E.; HALVERSON, G.P.; SHIELDS-ZHOU, G. (eds) **The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations**. Londres, *The Geological Society of London*, 2011, p. 523 – 534.

PIRES, G.L.P.; MEYER, K.E.B.; GOMES, M.O.S.; Palinologia da Vereda Juquinha/Cuba, Parque Estadual da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 19, n. 1, p. 95 – 110, 2016. Disponível em: <https://repositorio.ufmg.br/handle/1843/35909>. Acessado em 7 de maio de 2024.

PRESCOTT, J.R.; HUTTON, J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, v. 23, 2-3, p. 497 – 500, 1994.. DOI: [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8). Acessado em 17 de março de 2025.

RACZKA, M.F.; DE OLIVEIRA, P.E.; BUSH, M.; MCMICHAEL, C.H.; Tow paleoecological histories spanning the period of human settlement in southeastern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, v. 28, n. 2, p. 144 - 151, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1002/jqs.2597>. Acessado em 7 de maio de 2024.

RAMIREZ, V.M.; CRUZ, F.W.; VUILLE, M.; NOVELLO, V.F.; STRÍKIS, N.M.; CHENG, H.; ZHANG, H.W.; BERNAL, J.P.; DU, W.J.; AMPUERO, A.; DEININGER, M.; CHIESSI, C.M.; TEJEDOR, E.; CAMPOS, J.L.; BRAHIM, Y.A.; EDWARDS R.L. 2023. Summer insolation controlled movements of Intertropical Convergence Zone during last glacial cycle in northern South America. **Communications Earth & Environment**, v. 4, n. 495, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01124-6>. Acessado em 7 de maio de 2024.

RASMUSSEN, S.O.; BIGLER, M.; BLOCKLEY, S.P.; BLUNIER, T.; BUCHARDT, S.L.; CLAUSEN, H.B.; CVIJANOVIC, I.; DAHL-JENSEN, D.; JOHNSEN, S.J.; FISCHER, H.; GKNIS, V.; GUILLEVIC, M.; HOEK, W.Z.; PEDRO, J.B.; POPP, T.; SEIERSTAD, I.K.; STEFFENSEN, J.P.; SVENSSON, A.M.; VALLELONGA, P.; VINTHER, B.M.; WALKER, M.J.C.; WHEATLEY, J.J.; WINSTRUP, M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. **Quaternary Science Reviews**, v. 16 p. 14 – 28, 2014.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. **Depositional Sedimentary Environments**: With Reference to Terrigenous Clastics. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1980. 551 p.

ROSER, B.; KORSCH, R. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant functions analysis of major element data. **Chemical Geology**, v. 67, p. 119 – 139, 1988.

RUBIRA, F.G.; BARREIROS, A.M.; VILLELA, F.N.J.; PEREZ FILHO, A. Pedogeomorphological systems in the interpretation of the evolution of quaternary landscapes in humid tropical climates. **Mercator**, v. 18, p. 1 – 16, 2019.

RUBIRA, F.G.; PEREZ FILHO, A. Evolução das bases teóricas e metodológicas para identificação das mudanças, oscilações e pulsações climáticas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 4, p. 922 – 966, 2021.

SAADI A. A Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. 1991. Tese para admissão a cargo de Professor Titular. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG), Belo Horizonte, 1991.

SAADI A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A.; Neotectônica da plataforma brasileira: Esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1 – 15, 1993.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociência**, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.

SANG, P.N.; LIU, Z.; ZHAO, Y.; HIEU, P.T.; THAV, S.; DEN, S. Chemical weathering in the Mekong River Basin: Clay mineralogy and element geochemistry of lower-reach rivers sediments. *Applied Geochemistry*, v. 106179, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2024.106179>. Acessado em 21 de jan. de 2024.

SANTOS, M.N.; CHEMALE JR, F.; DUSSIN, I.A.; MARTINS, M.S.; QUEIROGA, G.; PINTO, R.T.R.; SANTOS, A.N.; ARMSTRONG, R. Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratonic sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology* v. 318, p. 40 – 57, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.12.006>. Acessado em 7 de maio de 2024.

SCHAEFER, C.; EQUIPE LABGEO/UFV. Solos. In: ICMBio, **Plano de Manejo Parque Nacional da Serra do Cipó Área de Proteção Ambiental Morro da Pedreira**. Brasília, DF, 2009. Encarte 3, 2009, p. 45-70.

SCHERER, C.M.S.; Ambientes Fluviais. In: SILVA, A.J.C.L.P.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C.; **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo, Beca-BALL Edições, 2008, p. 102 – 131.

SHELDON, N.D.; RETALLACK, G.J.; TANAKA, S. Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *The Journal of Geology*, v. 110, p. 687 – 696, 2002. DOI: 10.1086/342865.

SILVA, R.R. O sistema de cavalgamento do tipo duplex Neoproterozóico da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociência*, v. 41, n. 2, p. 157-169, 2011.

SOUZA, C.M.P.; LIMA, C.C.U.; COSTA, L.M.; VELOSO, G.V.; GOMES, R.L.; LEITE, M.E.; FERNANDES-FILHO, E.I. Geomorphic indices, machine learning and osl-palynology chronology to assess neotectonic deformation in the continental margin – Northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 118, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103931>. Acessado em 15 de jan. de 2025.

SOUZA, M.E.S. **Caracterização Litoestrutural e Geocronológica dos Xistos Verdes e Metagabros do Grupo Macaúbas na Faixa Terra Branca – Planalto de Minas, Minas Gerais**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2016.

SOUZA, M.E.S. **Evolução geodinâmica dos estágios de rifteamento do Grupo Macaúbas no período ctoniano, meridiano 43°30'W, região centro-norte de Minas Gerais**. 2019. Tese (Doutorado em geologia), Departamento de Geologia, Programa de Evolução Crustal e Recursos Naturais. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto 2019.

SOUZA, M.E.S.; MARTINS, M.; QUEIROGA, G.; PEDROSA-SOARES, A.; DUSSIN, I.; DE CASTRO, M.P.; SERRANO, P. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco – Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). *Precambrian Research*, v. 373, n. 106621, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106621>. Acessado em 7 de maio de 2024.

STOFFEL, M.; WYZGA, B.; MARSTON, R. Floods in mountain environments: A synthesis. *Geomorphology*, v. 272, p. 1 – 9, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.008>. Acessado em 7 de maio de 2024.

STRÍKIS, N.M.; CHIESSI, C.M.; CRUZ, F.W.; VUILLE, M.; CHENG, H.; BARRETO, E.A.S.; MOLLENHAUER, G.; KASTEN, S.; KARMANN, I.; EDWARDS, R.L.; BERNAL, J.P.; SALES, H.R. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysics Research Letters*, v. 42, p. 5477 – 5484A, 2015. DOI: 10.1002/2015GL064048. Acessado em 18 dez. 2024.

STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; BARRETO, E.A.S.; NAUGHTON F.; VUILLE, M.; CHENG, H.; VOELKER, A.H.L.; ZHANG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R.L.; AULER, A.S.; SANTOS, R.V.; SALES, H.R.. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *PNAS*, v. 115, n. 15, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.1717784115>. Acessado em 7 de maio de 2024.

STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; CHENG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R.L.; VUILLE, M.; WANG, X.; DE PAULA, M.S.; NOCELLO, V.F.; AULER, A.S.; Abrupt variations in South American monsoon rainfall during

the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075 – 1078, 2011. DOI: 10.1130/G32098.1. Acessado em 7 de maio de 2024

SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology**: An introduction to the study of landforms. New York: Longman Scientific & Technical, 1991. 537 p.

SUTTNER, L.J.; DUTTA, P.K. Alluvial Sandstone Composition and Paleoclimate, I. Framework Mineralogy. *Journal of Sedimentary Research*, v. 56, n. 3, p. 329 – 345, 1986. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>. Acessado em 7 de maio de 2024.

THAMÓ-BOZSÓ, E.; MAGYARI, Á.; MUSITZ, B.; NAGY, A. OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. **Quaternary International**, v. 222, p. 209 – 220, 2010. DOI: 10.1016/j.quaint.2009.07.023.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics**: A study of weathering and denudations in low latitudes. Nova York, John Wiley & Sons, 1994. 460 p.

TUCKER, G.E.; SLINGERLAND, R.; Drainage basin responses to climate change. **Water Resources Research**, v. 33, n. 8, p. 2031 – 2047, 1997.

TULLER, M.P.; RIBEIRO, J.H.; SIGNORELLI, N.; FÉBOLI, W.L.; PINHEIRO, J.M.M. Projeto Sete Lagoas-Abaeté, Estado de Minas Gerais: texto explicativo. CPRM-BH 160p, 2009.

UHLEIN, G.J.; UHLEIN, A.; PEREIRA, E.; CAIXITO, F.A.; OKUBO J.; WARREN, L.V.; SIAL, A.N. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. **Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology**, v. 517, p. 39 – 51, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.022>. Acessado em 7 de maio de 2024.

UHLEIN, G.J.; UHLEIN, A.; STEVENSON, R.; HALVERSON, G.P.; CAXITO, F.A.; COX, G.M. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. **Precambrian Research** v. 299, p. 101 – 116, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.020>. Acessado em 7 de maio de 2024.

VARAJÃO, C.A.C.; VARAJÃO, A. F, D.C.; OLIVEIRA, F. S.; BARRETO, H.N.; SALGADO, A. A. R.; 2020. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. **Revista Espinhaço**, v. 9, n. 1, p. 17 – 42, 2020. DOI: <https://doi.org/10.5281/zenodo.3937475>. Acessado em 7 de maio de 2024.

VOGEL, A.I; MENDHAM, J; DENNEY, R.C.; BARNES, J.D.; THOMAS, M. Análise química quantitativa. Rio de Janeiro, LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora Ltda, 2002

Walker, R.G. *Facies Models*. Hamilton, Ontário, Canadá. Department of Geology, McMaster University. 318 p. 1984.

WANG P.X.; WANG, B.; CHENG, H.; FASULLO, J.; GUO, Z.T.; KIEFER, T.; LIU, ZY. The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues. *Earth-Science Reviews*, v. 174, p. 84 – 121, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.006>. Acessado em 7 de maio de 2024.

WANG, P.; DU, Y.; YU, W.; ALGEO, T.J.; ZHOU, Q.; XU, Y.; QI, L.; YUAN, L.; PAN, W. The chemical index of alteration (CIA) as a proxy for climate change during glacial-interglacial transitions in Earth history. *Earth-Science Reviews*, v. 201, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103032> . Acessado em 23 de jan. de 2025.

WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*. V. 30, n.21–22, p.3109-3123, 2011.

WINTLE, A.G; MURRAY, A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, v. 41, n. 1, p. 369 – 391, 2006.

YANG, M.; LI, G.; ZHU, X.; MA, Y.; LIU, Z. Evaluation of multiple weathering indices of fine-grained river sediments as climate proxies in subtropical and tropical South China. *Catena*, v. 246, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108408>. Acessado em 27 de jan. 2025.

ZAPPI, D.C.; MILLIKEN, W.; HIND, D.J.N.; BIGGS, N.; RANDO, J.G.; MALCOLM, P.; MELLO-SILVA, R. Plantas do Setor Noroeste da Serra do Cipó, Minas Gerais. Guia ilustrado. Royal Botanic Gardens, Kew. 2014.