



Universidade de Brasília - **UnB**
Instituto De Geociências - **IG**
Programa de Pós-Graduação - **Geociências Aplicadas e Geodinâmica**
Área de Concentração - **Geoprocessamento e Análise Ambiental**

ANDRÉ TAVARES

**ESTUDO EM AMBIENTE CARSTICO NO CERRADO:
EROSÃO HÍDRICA, MUDANÇAS DE USO E COBERTURA DA
TERRA E PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS**

TESE DE DOUTORADO
Nº 83

Área de concentração: Geoprocessamento e Análise Ambiental

BRASÍLIA, DF
2023



Universidade de Brasília - **UnB**
Instituto De Geociências - **IG**
Programa de Pós-Graduação - **Geociências Aplicadas e Geodinâmica**
Área de Concentração - **Geoprocessamento e Análise Ambiental**

ANDRÉ TAVARES

**ESTUDO EM AMBIENTE CARSTICO NO CERRADO:
EROSÃO HÍDRICA, MUDANÇAS DE USO E COBERTURA DA
TERRA E PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS**

TESE DE DOUTORADO
Nº 83

Tese apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica da Universidade de Brasília, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Área de concentração em “Geoprocessamento e Análise Ambiental”.

Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda
Orientador

BRASÍLIA, DF
2023

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

ST231e Silva Tavares, André
Estudo em Ambiente Carstico no Cerrado: Erosão Hídrica, Mudanças de Uso e Cobertura da Terra e Processos Hidrossedimentológicos / André Silva Tavares; orientador Rogério Uagoda; co-orientador Henrique Roig. -- Brasília, 2023.
127 p.

Tese(Doutorado em Geociências Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2023.

1. Conservação Ambiental. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Geoprocessamento. I. Uagoda, Rogério, orient. II. Roig, Henrique, co-orient. III. Título.



Universidade de Brasília - **UnB**
Instituto De Geociências - **IG**
Programa de Pós-Graduação - **Geociências Aplicadas e Geodinâmica**
Área de Concentração - **Geoprocessamento e Análise Ambiental**

FOLHA DE APROVAÇÃO

Este trabalho é dedicado à minha mãe Maria e ao meu pai Sebastião (*in memoriam*).

“Quando um homem começa a aprender, ele nunca sabe muito claramente quais são seus objetivos. Seu propósito é falho; sua intenção, vaga. Espera recompensas que nunca se materializarão, pois não conhece nada das dificuldades da aprendizagem. Devagar, ele começa a aprender... a princípio, pouco a pouco, e depois em porções grandes. E logo seus pensamentos entram em choque. O que aprende nunca é o que ele imaginava, de modo que começa a ter medo. Aprender nunca é o que se espera. Cada passo da aprendizagem é uma nova tarefa, e o medo que o homem sente começa a crescer impiedosamente, sem ceder. Seu propósito toma-se um campo de batalha [...] E o que pode ele fazer para vencer o medo? A resposta é muito simples. Não deve fugir. Deve desafiar o medo, e, adespito dele, deve dar o passo seguinte na aprendizagem, e o seguinte, e o seguinte. Deve ter medo, plenamente, e, no entanto, não deve parar. É esta a regra! E o momento chegará em que seu primeiro inimigo recua. O homem começa a se sentir seguro de si. Seu propósito torna-se mais forte. Aprender não é mais uma tarefa aterradora. Quando chega esse momento feliz, o homem pode dizer sem hesitar que derrotou seu primeiro inimigo natural”.

*Carlos Castañeda:
A Erva do Diabo*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que de algum modo contribuíram para a conclusão dos objetivos dessa pesquisa. As instituições parceiras, agradeço ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) pelo apoio integral na logística de trabalhos de campo, suporte para alojamento e amizade durante as conversas que acrescentaram muito no entendimento sobre as particularidades da região de Mambai-GO. A Agência Nacional de Águas (ANA) pelo apoio com os equipamentos de monitoramento e suporte para manutenção e instalação. Ao Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) pelos ensinamentos durante as prospecções de campo nas cavernas e suporte logístico. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica da Universidade de Brasília pela oportunidade de alcançar um rico aprendizado acadêmico e para carreira profissional.

Agradeço ao meu orientador Rogério Uagoda pela parceria, amizade e respeito ao longo da caminhada. A minha família pelo apoio e que mesmo longe torceu pelo sucesso do trabalho, no nome de minhas irmãs Tássia, Tânia, Tatiane e Thaisa, dos meus pais, Maria Inês e Sebastião (*in memoria*), dos meus tios Ivan, Alzira e José (*in memória*), e minha namorada Diovanna por todo amor e apoio principalmente nos dias mais difíceis. E aos meus amigos e colegas do Laboratório de Sensoriamento Remoto, que proporcionaram momentos de descontração e aprendizado durante todos esses anos. E acima de tudo, agradeço a Deus pela oportunidade de concluir essa etapa de minha vida.

APOIO FINANCEIRO

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

TCCE 01/2018 - Vale/ICMBio, processo n° 02667.000110/2017-10: Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Carstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (DOU n° 99 SEÇÃO 3 de 24/05 de 2018).

RESUMO

A principal causa da degradação dos solos no mundo é a erosão hídrica. Esse fenômeno promove uma vasta perda de solo agricultável anualmente. No Brasil, especialmente no Cerrado, o acelerado processo de desmatamento coloca em risco uma série de serviços ecossistêmicos. As mudanças de uso e cobertura da terra são ainda mais sensíveis em regiões de geomorfologia carstica, devido a variedade de áreas de recarga fluvial e subterrânea, que se conectam por vezes distantes da nascente, o que torna as áreas a jusante vulneráveis a impactos como a perda de nutrientes, piora da qualidade das águas subterrâneas, a diminuição das vazões e a sedimentação das cavernas. Nesse contexto, este estudo teve como objetivo avaliar a perda de solo por erosão hídrica no contexto das mudanças de uso e cobertura da terra nas últimas décadas em uma bacia hidrográfica dominada por feições carsticas no Cerrado brasileiro, e medir o balanço hidrossedimentológico na entrada e saída da caverna Extrema, que possui características genéricas das feições carsticas da região nordeste do Estado de Goiás. Para tanto, a tese foi organizada em capítulos: o capítulo 1 é a introdução sobre o tema, apresentação dos problemas, hipóteses e objetivos; no capítulo 2 foi realizada uma busca bibliográfica para identificar as principais metodologias usadas na avaliação da dinâmica hidrossedimentológica em sistemas carsticos, que resultou no artigo 1; o capítulo 3 consistiu na aplicação de modelos indiretos para a obtenção de taxas de perdas de solo em diferentes escalas espaciais e temporais, o que resultou nos artigos 2 e 3; no capítulo 4 é apresentado um balanço hidrossedimentológico da entrada (sumidouro) e saída (ressurgência) da caverna Extrema, um célula carstica representativa que explica o contexto do carste regional, resultando no artigo 4; e o capítulo 5 é dedicado as últimas considerações e perspectivas futuras. Para a avaliação das perdas de solo em escala menor (1:500.000) optou-se pela equação universal de perda de solo revisada (artigo 2). Na bacia ocorreu um aumento gradativo da perda de solo nas últimas quatro décadas, com acréscimo mais expressivo (63%) entre 1990 e 2000, com taxas que variaram de 20,57 a 32,30 Mg ha⁻¹ year⁻¹, respectivamente. No período entre os anos de 1990 e 2021 houve o desmatamento de 151.440 hectares, áreas que foram convertidas em sua maioria para o cultivo de pastagem (52%), o que pode estar associado com o aumento da perda de solo. Em uma escala maior (1:60.000), uma microbacia experimental dominada por feições carsticas foi avaliada para o ano de 2021 (artigo 3) usando o modelo de erosão potencial (EPM), que indicou perda de solo média de 6,09 Mg ha ano⁻¹ e máxima de 104,04 Mg ano⁻¹, dos quais cerca de 16,967 Mg ano⁻¹ (16%) são materiais retidos em depressões cársticas no interior da microbacia, e o restante conduzido por enxurrada para o interior das cavernas e no leito dos rios. Como forma de compreender a dinâmica da produção de sedimentos na região, o monitoramento do sumidouro e ressurgência da caverna Extrema foi realizado entre os anos de 2019 e 2021 (artigo 4). Na ressurgência os resultados demonstraram que a caverna Extrema é retroalimentada por materiais ora advindos de depósitos em camadas superiores (cavernas) ora advindos de dolinas adjacentes. O material expelido tem como principal fonte a caverna Tarimba, que possui depósitos de sedimentos abrasivos, e que também foram encontrados na ressurgência da caverna Extrema, interconectadas pelo fluxo subterrâneo perene. No sumidouro, houve a maior concentração de partículas menores (argila e silte), associadas a processos de erosão e escoamento de encosta e do leito. A descarga sólida (Q_{ss}) média entre os eventos de cheia variou de 1,082 t dia⁻¹ no sumidouro a 1,630 t dia⁻¹ na ressurgência. Isso indicou que um terço (0,548 t dia⁻¹) é transportado pelo conduto carstico. Esse diagnóstico demonstra a sensibilidade dos parâmetros de escoamento e infiltração superficial nas áreas de recarga, por exemplo, frente as mudanças de uso e cobertura da terra, que pode ter reflexos significativos sobretudo o sistema a jusante. É importante destacar que o monitoramento em ambiente cárstico requer grande esforço logístico, no planejamento e na execução de técnicas em campo. De tal modo, os dados dessa pesquisa podem servir como subsídio a pesquisas futuras nas regiões do Cerrado brasileiro.

Palavras-Chave: Fluviocarste, Monitoramento, Conservação do solo, Sensoriamento Remoto.

ABSTRACT

The main cause of soil degradation in the world is water erosion. This phenomenon promotes a vast loss of arable soil annually. In Brazil, especially in the Cerrado, the accelerated deforestation process puts a series of ecosystem services at risk. Changes in land use and cover are even more sensitive in regions with karst geomorphology, due to the variety of river and underground recharge areas, which are sometimes connected far from the source, which makes downstream areas vulnerable to impacts such as loss of nutrients, worsening of groundwater quality, decreased flow rates and sedimentation of caves. In this context, this study aimed to evaluate soil loss due to water erosion in the context of changes in land use and cover in recent decades in a river basin dominated by karst features in the Brazilian Cerrado, and to measure the hydrosedimentological balance at the entrance and exit of the Extrema cave, which has generic characteristics of the karst features of the northeast region of the State of Goiás. To this end, the thesis was organized into chapters: chapter 1 is the introduction to the topic, presentation of the problems, hypotheses and objectives; in chapter 2, a bibliographic search was carried out to identify the main methodologies used in the assessment of hydrosedimentological dynamics in karst systems, which resulted in article 1; chapter 3 consisted of the application of indirect models to obtain soil loss rates at different spatial and temporal scales, which resulted in articles 2 and 3; in chapter 4, a hydrosedimentological balance of the entrance (sink) and exit (resurgence) of the Extrema cave is presented, a representative karst cell that explains the context of the regional karst, resulting in article 4; and chapter 5 is dedicated to the latest considerations and future perspectives. To evaluate soil losses on a smaller scale (1:500,000), the revised universal soil loss equation (article 2) was chosen. There was a gradual increase in soil loss in the basin over the last four decades, with a more significant increase (63%) between 1990 and 2000, with rates that varied from 20.57 to 32.30 Mg ha⁻¹ year⁻¹, respectively. In the period between 1990 and 2021, 151,440 hectares were deforested, areas that were mostly converted to pasture cultivation (52%), which may be associated with increased soil loss. On a larger scale (1:60,000), an experimental watershed dominated by karst features was evaluated for the year 2021 (article 3) using the erosion potential model (EPM), which indicated an average soil loss of 6.09 Mg ha year⁻¹ and a maximum of 104.04 Mg year⁻¹, of which approximately 16,967 Mg year⁻¹ (16%) are materials retained in karst depressions within the microbasin, and the remainder carried by runoff into the caves and into the bed of the rivers. As a way of understanding the dynamics of sediment production in the region, monitoring of the sinkhole and resurgence of the Extrema cave was carried out between 2019 and 2021. During the resurgence, the results demonstrated that the Extrema cave is fed back by materials now coming from deposits in upper layers (caves) sometimes arising from adjacent sinkholes. The main source of the expelled material is the Tarimba cave, which has deposits of abrasive sediments, which were also found in the resurgence of the Extrema cave, interconnected by the perennial underground flow. In the sinkhole, there was the highest concentration of smaller particles (clay and silt), associated with erosion processes and slope and bed runoff. The average solid discharge (Q_{ss}) between flood events varied from 1.082 t day⁻¹ at the sinkhole to 1.630 t day⁻¹ at the upwelling. This indicated that one third (0.548 t day⁻¹) is transported by the karst conduit. This diagnosis demonstrates the sensitivity of runoff and surface infiltration parameters in recharge areas, for example, in the face of changes in land use and cover, which can have significant impacts on the entire downstream system. It is important to highlight that monitoring in a karst environment requires great logistical effort, in the planning and execution of techniques in the field. In this way, data from this research can serve as a basis for future research in the Brazilian Cerrado regions.

Keywords: Fluviokarst, Environmental Monitoring, Soil Conservation, Remote Sensing.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	13
1. INTRODUÇÃO.....	13
1.2 PROBLEMA E HIPÓTESES	16
1.3 OBJETIVOS	17
1.3.1 Objetivos Gerais.....	17
1.3.2 Objetivos Específicos.....	17
1.4 DISPOSIÇÃO DA TESE.....	18
CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE	19
2. REVISÃO TEÓRICA	19
2.1 GEOSSISTEMAS CÁRSTICOS.....	19
2.1.1 Processos Geoquímicos	20
2.1.2 Geomorfologia Cárstica.....	21
2.1.3 Hidrologia Cárstica.....	22
2.1.4 Produção, Transporte e Deposição de Sedimentos.....	23
REFERÊNCIAL BIBLIOGRÁFICO	27
ARTIGO 1 – “DESAFIOS E ALTERNATIVAS NA SIMULAÇÃO DA DINÂMICA HIDROLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA EM SISTEMAS CÁRSTICOS”	30
INTRODUÇÃO	32
MATERIAL E MÉTODOS	34
RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
CONCLUSÃO.....	43
REFERÊNCIAS.....	44
CAPÍTULO 3 – ÁREA DE ESTUDO	50
3. EROÇÃO HÍDRICA E PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS.....	50
ARTIGO 2 – “EVALUATION OF VEGETATION COVER CHANGES AND SOIL LOSSES BY WATER EROSION IN A KARST REGION OF THE BRAZILIAN SAVANNAH”	51
1. INTRODUCTION.....	52
2. MATERIALS AND METHODS	54
2.1. Study Area.....	54
2.2. Methodological Process	57
2.3. Selection of Study Period.....	63

3. RESULTS	63
3.1 Environmental Variables.....	63
3.2 Soil Loss (1990, 2000, 2010 and 2021)	66
3.3 Average Monthly Soil Loss in 2021	68
4. DISCUSSION	71
5. CONCLUSIONS.....	73
References	74
ARTIGO 3 - “ANALYSIS OF THE EROSION POTENTIAL AND SEDIMENT YIELD USING THE INTERO MODEL IN AN EXPERIMENTAL WATERSHED DOMINATED BY KARST IN BRAZIL”	81
INTRODUCTION	82
MATERIAL AND METHODS	83
Study Area.....	83
IntErO Model Application and EPM	85
RESULTS AND DISCUSSION.....	86
CONCLUSIONS.....	87
REFERENCES.....	88
CAPÍTULO 4 – PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS.....	90
4. MONITORAMENTO DA CÉLULA CÁRSTICA	90
ARTIGO 4 – “DINÂMICA HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM FLUVIOCÁRSTE NO CERRADO BRASILEIRO”	91
1. INTRODUÇÃO	93
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	94
2.1 Caracterização Ambiental da Área de Estudo.....	94
3. Modelagem Geológica Tridimensional.....	96
4. Monitoramento e Caracterização Hidrossedimentológica	98
4.1 Caracterização Granulometria e Mineralógica	100
4.2 Caracterização Hidroquímica.....	101
4.3 Fragilidades ambientais associadas ao risco de degradação espeleológica do núcleo de cavernas do Córrego Extrema	101
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	102
5.1 Modelo Geológico Tridimensional do Cárste do Córrego Extrema	102
5.2 Avaliação da Área de Contribuição Hidrogeológica da Caverna Extrema.....	105
5.3 Mineralogia e Hidroquímica no Sistema Cárstico da Caverna Extrema	112

5.4 Areas prioritárias para conservação do núcleo de cavernas do Córrego Extrema	115
4. CONCLUSÃO	117
REFERENCES.....	117
CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	122
5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS.....	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Modelo de aquífero cárstico (MARSHAK, 2008).	19
Figura 2: Processo de dissolução e grau de pureza do material de origem (TRAVASSOS, 2019).	21
Figura 3: Formação epigênica (A) e hipogênica (B) (KLIMCHOUK, 2013; AUDRA; PALMER, 2011).	23
Figura 4: Cenários de deposição de sedimentos em feições cársticas (LAUREANO; KARMANN, 2013).	24
Figura 5: Transporte de sedimentos em condutos subterrâneos (BOSCH; WHITE, 2007).	25
Figura 6: Histograma de Hjulstrom (FORD; WILLIAMS, 2007).	26

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

O cárste é uma paisagem em que o intemperismo químico, por meio da dissolução da rocha, determina as formas do relevo (HARDT, 2011). Tal processo gera em superfície um terreno de depressões fechadas, drenagens descontínuas e sistemas de drenagens subterrâneas (WHITE, 1988). Com a combinação da alta solubilidade da rocha e da porosidade secundária bem desenvolvida, o cárste desenvolve formas de drenagem singulares, com fraturas alargadas e descontinuidades (FORD; WILLIAMS, 2007). Além disso, forças mecânicas de remoção, transporte e deposição de materiais, superficiais e/ou subterrâneas, são fatores importantes em sua evolução (ROGLIC, 1960).

As regiões cársticas representam entre 7 e 12% da superfície continental da Terra, e cerca de 20 a 25% da população mundial depende do abastecimento desses aquíferos (KALHOR et al., 2019). No Brasil, as áreas cársticas representam entre 5 e 7% do território, e os estudos sobre essa temática ainda são escassos (KARMANN, 2016). Logo, pesquisas com ênfase na hidrologia e sedimentologia cárstica são necessários para gestão sustentável dos recursos hídricos, visto o processo de evolução do cárste é único, e a compressão de suas particularidades é essencial para avaliar o seu potencial em termos de abastecimento de água, sensibilidade a períodos de seca e cheias e vulnerabilidade a contaminação (STEVANOVIC, 2015).

Nesse contexto, os estudos que investigam a produção de sedimentos por erosão em bacias hidrográficas cársticas e não cársticas contribui para o avanço da compreensão sobre a dinâmica hidrossedimentológica e permite avaliar áreas mais suscetíveis a processos de degradação dos solos, bem como fornece indicadores que permitem identificar áreas que necessitam de proteção e o estabelecimento de um plano de manejo adequado (HARTMANN et al., 2014).

Impactos ambientais causados por atividades antrópicas, como por exemplo, na captação de água em cavernas para abastecimento animal e humano, a mineração de calcário, a falta de manejo adequado no uso da terra e a consequente desagregação dos solos, são fatores que impactam no volume de material transportado até áreas de recarga para o subterrâneo, promovendo uma acelerada colmatção e obstrução de dutos (NIKOLAIDIS et al., 2013). Nesses ambientes as águas superficiais e subterrâneas carregam informações relevantes sobre o tipo, a quantidade e qualidade do material transportado, podendo revelar aspectos importantes do funcionamento do aquífero cárstico no transporte de sedimentos (WU et al., 2016).

Nas últimas décadas diferentes técnicas associadas a métodos convencionais modificados e/ou reformulados foram desenvolvidos visando prever o comportamento de aquíferos cársticos, como métodos hidrológicos e hidráulicos, geofísicos e geológicos, técnicas de modelagem e técnicas de

rastreamento (HARTMANN et al., 2014; ZHANG et al., 2011; NIKOLAIDIS et al., 2013; WU et al., 2016; SULLIVANA et al., 2019). No entanto, para alcançar resultados satisfatórios na modelagem, é necessário um considerável esforço amostral e de monitoramento, além da disponibilidade de dados sistemáticos abrangendo um período extenso. Esse processo é fundamental, especialmente diante do apoio proporcionado pelos avanços computacionais na área (ROZOS; KOUTSOYIANNIS, 2006).

A dificuldade na calibração dos modelos se deve a complexidade dos processos simultâneos de infiltração rápida e lenta que dificultam a modelagem desses sistemas (AFINOWICZ et al., 2005; VIGIAK et al., 2017). Além disso, conexões entre aquíferos fora do limite da bacia hidrográfica, com diferentes características hidráulicas (transmissividade), podem desencadear mudanças na turbidez, nos íons dissolvidos, na alcalinidade, na temperatura, no oxigênio biologicamente disponível e no transporte de poluentes adsorvidos (NIKOLAIDIS et al., 2013; AMIN et al., 2017).

Portanto, considerando o esforço para simular a dinâmica hidrológica no cárste e a necessidade de um base de dados robusta para resultados mais precisos, este estudo optou por desenvolver uma metodologia que permite representar os processos de produção, transporte e processos dinâmica hidrossedimentológicos em uma região cárstica típica do Cerrado brasileiro, usando métodos indiretos para capturar as taxas de perda de solo em diferentes escalas espaciais e temporais, e o monitoramento detalhado e coletas sistemáticas de água superficial e subterrânea ao longo de três anos (2019-2021), com o objetivo de reunir uma base de dados mais consistente para avaliar o contexto atual e considerando pesquisas futuras na região dos Cerrados no Brasil.

Para tanto, foi avaliada a produção de sedimentos superficiais na bacia hidrográfica do rio Corrente, uma região no nordeste do Estado de Goiás que possui cerca de 150 cavernas catalogadas pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (ICMBIO/CECAV, 2017), das quais são parte da Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV - Decreto s/nº, de 27 de setembro de 2001). Além disso, foi avaliado a dinâmica hidrossedimentológica na entrada e saída de uma célula cárstica experimental. A análise em diferentes escalas espaciais e temporais, partindo do geral para o particular, demonstraram os riscos e fragilidades dos sistemas cársticos frente a acelerada mudança de uso da terra no Cerrado brasileiro.

A área de estudo está inserida na Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), uma região composta pelo acúmulo de sedimentos clasto-químicos favoráveis à carstificação (CHEREM; VARAJÃO, 2014). No entanto, na porção norte ocorre a intersecção entre os carbonatos e arenitos (Grupos Urucuia) com um desnível topográfico negativo acentuado que contém sedimentos residuais colúvio-eluvionares até os níveis mais baixos que expõem as rochas carbonáticas e pelítico-carbonáticas do Bambuí (GASPAR; CAMPOS, 2007). A morfologia da transição dos arenitos para os carbonatos, o primeiro subjacente ao segundo, se dá por quebras abruptas, na forma de encosta íngremes, com a presença de erosões em estágio avançado (FONSECA et al. 2021). Com o processo

de carstificação subterrânea intensa e dissecação do relevo, os sedimentos cretáceos do Urucuia que recobrem o Bambuí podem ser encontrados no interior de cavernas, guiadas por redes de condutos e fraturas. Parte destas estruturas estão relacionadas com a carstificação, que nesta situação se expressa externamente sob a forma de dolinas. A contribuição da recarga natural de fontes superiores até os calcários eleva o potencial hídrico subterrâneo e favorece a viabilização de projetos de irrigação e consumo urbano, diante de baixos índices pluviométricos e mananciais de superfície com baixa vazão (LARA, 2017).

No contexto das feições cársticas da região, a célula cárstica da caverna Extrema foi usada como área experimental de monitoramento do balanço hidrossedimentológico, por representar um sistema fluviocárstico típico da região. De tal modo, além de mensurar as taxas de sedimentos produzidos por erosão na bacia hidrográfica do rio Corrente, este estudo quantificou a produção de sedimentos decorrente do processo de dissecação do sistema cárstico, reconhecendo as sucessivas alterações de cobertura do solo nas últimas décadas. Como o estudo é realizado em um cárste coberto, a pesquisa trabalha com a hipótese de que o sistema cárstico subjacente funciona como um indutor dos processos erosivos superficiais, ou seja, a abertura de dolinas ou sumidouros leva a um rearranjo do perfil de equilíbrio dos rios e, conseqüentemente, amplia a capacidade erosiva das superfícies capturadas. O uso da terra poderia aumentar esse processo, tanto com o aumento da carga sedimentar com a supressão da vegetação nativa, quando com a captação de água dos aquíferos, que tende a tornar os sistemas cársticos mais instáveis.

Logo, a preservação do patrimônio espeleológico passa pela necessidade de delimitar as áreas produtoras de sedimentos, visto que a falta de manejo no uso da terra e a sucessiva substituição da vegetação nativa, principalmente próximas aos afloramentos do carbonato, podem colocar em risco uma série de serviços ambientais, como a poluição das águas e extinção da fauna e flora muitas delas endêmicas da região.

1.2 PROBLEMA E HIPÓTESES

O tema da pesquisa é a produção de sedimentos superficial por erosão hídrica e o balanço hidrossedimentológico em área cárstica, frente as mudanças de uso e cobertura da terra.

Nos relevos cársticos com a presença de solos rasos e arenosos altas taxas de sedimentos são produzidos anualmente. No Cerrado brasileiro, o bioma que mais sofre com o desmatamento, a erosão hídrica é severa, e a produção de sedimentos vem aumentando nas últimas décadas. O relevo cárstico associado as condições edafoclimáticas do Cerrado, torna esse ambiente muito sensível às alterações de uso e cobertura da terra. A substituição de áreas florestais pela agropecuária tem sido associada ao aumento da sedimentação em condutos e cavernas, pois a redução da cobertura vegetal em áreas de recarga de água para o subterrâneo conduz grande volume de materiais abrasivos e trazem elementos que podem colocar em risco a qualidade das águas.

Diante do problema exposto, são sugeridas algumas hipóteses relacionadas ao contexto proposto, são elas:

- A sedimentação em condutos e cavernas está associada a mudanças de uso e cobertura da terra em áreas de recarga de água subterrânea, colocando em risco o ambiente cárstico local e regional.
- As diferentes fontes de sedimentos, incluindo depósitos antigos, resultam em uma variedade de partículas abrasivas que são transportadas e depositadas em outras feições cársticas, podendo afetar a qualidade das águas subterrâneas.
- Altas taxas de sedimentos produzidos anualmente em relevos cársticos do Cerrado brasileiro está associada a degradação de solos arenosos suscetíveis a erosão frente a diminuição da cobertura natural nas últimas décadas.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivos Gerais

Mensurar a produção de sedimentos superficiais por erosão hídrica (escala regional) e avaliar a dinâmica hidrossedimentológica (escala local) em uma região dominada por feições cársticas em diferentes escalas espaciais e temporais e por meio de monitoramento.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Entender como a simulação da dinâmica hidrossedimentológica vem sendo aplicada em diferentes escalas de análise e pesquisas no mundo;
- Avaliar a produção de sedimentos por erosão hídrica frente às mudanças de uso da terra em períodos específicos durante as últimas quatro décadas;
- Compreender sobre a intensidade da erosão em terrenos carsticos e o volume de materiais que são conduzidos para cavidades subterrâneas;
- Avaliar a dinâmica hidrossedimentológica do sistema fluviocarstico da caverna Extrema por meio de medições diretas de descarga líquida e sólida em canais superficiais e subterrâneos;
- Identificar possíveis fontes de origem da água e tipos de materiais sedimentares transportados por esses canais através de coletas sazonais;
- Propor uma carta síntese de fragilidade ambiental associadas ao risco de degradação espeleológica.

1.4 DISPOSIÇÃO DA TESE

A Tese foi organizada em cinco capítulos que resultaram em quatro artigos, acompanhando a seguinte disposição:

Capítulo 1 – Introdução, Apresentação do problema de pesquisa, hipóteses e objetivos;

Capítulo 2 – Estado da Arte (Geossistemas Cársticos, “Desafios e Alternativas na Simulação da Dinâmica Hidrológica e Sedimentológica em meios Cársticos”, artigo 1;

Capítulo 3 - Área de Estudo, “Avaliação das Alterações de Cobertura Vegetal e Perdas de Solo por Erosão Hídrica em uma Região Cárstica da Savana Brasileira”, artigos 2; “Análise do potencial de erosão e produção de sedimentos usando o modelo Intero em uma bacia hidrográfica Experimental dominado pelo cárste no Brasil, artigo 3.

Capítulo 4 – Processos hidrossedimentológicos, “Dinâmica Hidrossedimentológica em Fluviocárste no Cerrado Brasileiro”, artigo 4.

Capítulo 5 – Considerações Finais.

CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1 GEOSISTEMAS CÁRSTICOS

O cárste é um terreno sustentado por rochas que são altamente solúveis, como calcário, mármore, dolomito, e possui uma porosidade secundária bem desenvolvida e com formas, como sumidouros, dolinas e cavernas (FORD; WILLIAMS, 2007). Os estudos iniciais sobre o cárste visavam estabelecer distinções entre as tipologias desses sistemas. Cvijic (1924) aponta para as diferenças entre o cárste desenvolvido em calcários de maior pureza (Holocárste), o cárste descontínuo com seqüências estratigráficas não cársticas (Merocárste), e o cárste confinado entre rochas não cársticas (cárste transicional) (BAFFAUT; BENSON, 2008).

Bogli (1980) sugere a distinção do cárste em formas superficiais originadas pela dissolução da rocha (exocárste) e os processos e formas cársticas que ocorrem no subterrâneo (endocárste). Na zona de transição entre o cárste de superfície e subterrâneo (Figura 1), chamada de epicárste, a água é armazenada antes de se infiltrar nos aquíferos subjacentes (PILÓ, 2000).

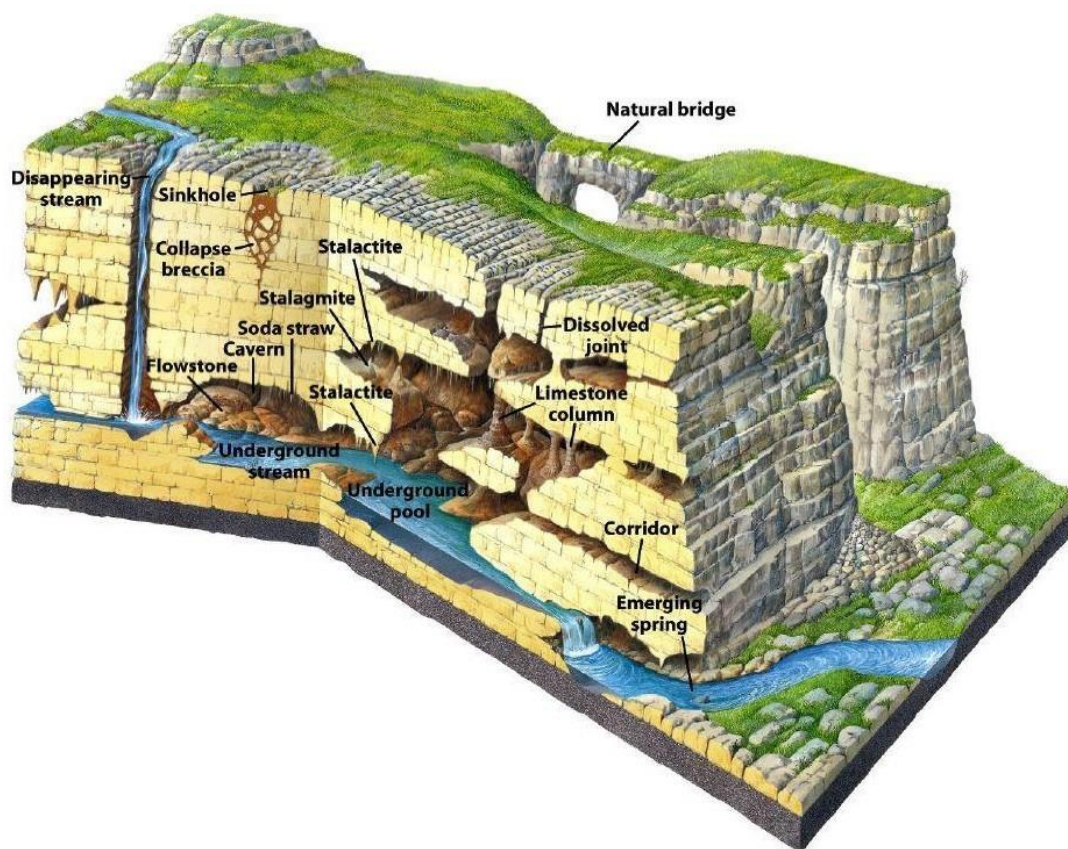


Figura 1: Modelo conceitual de um aquífero cárstico (MARSHAK, 2008).

Palmer (1984) chamou a atenção para a importância, no viés hidrológico, dos aspectos genéticos que moldam as formas superficiais (lapiás, cânions), do subsolo (meio poroso), da zona vadosa (fluxo livre e gravitacional), da zona freática, e os processos de recarga (autóctone, alóctone). Logo, as formas superficiais e subterrâneas do cárste revelam o grau de evolução da carstificação e a intensidade dos processos (JENNINGS, 1985). Williams (1972), em pesquisa na região de Nova Guiné, que destaca uma tipologia de evolução do cárste baseada na distinção entre as formas de pináculos de cumes acentuados, torres com encostas escarpadas, cones de perfil arredondados e a sequência de dolinas do tipo cockpits. As feições eram um produto sequencial resultante da ação morfogênica de depressões intramontanas, que capturam o escoamento hídrico superficial, e evoluíram formando contornos topográficos (formas poligonais) limitados pela permeabilidade da rocha.

Em estudos de evolução do cárste no Brasil, Karmann (1994) identificou que uma fase de drenagem superficial teria ocorrido antes da carstificação e captura para rios subterrâneos no cárste do Vale do Rio Ribeira, em São Paulo, sugerindo uma transição entre a zona fluvial (rios sobre os carbonatos), zona de contato (capturas das águas para o subsolo) e zona de cárste poligonal (fluxo das águas subterrâneas). Para Karmann (2016), os estudos em ambientes cársticos devem considerar as características universais desses sistemas, a partir da combinação de quatro subsistemas: 1) Geoquímico (interação água-rocha); 2) Geomorfológico (feições); 3) Hidrológico (absorção, reservação e transmissão de água); 4) deposicional (preservação de sedimentos).

2.1.1 Processos Geoquímicos

A interação entre água-rocha, independentemente da composição mineral da rocha, pode sofrer dissolução dependendo da condição e ambiente específico (FORD; WILLIAMS, 1989). Em temperatura elevada a dissolução é mais lenta devido a quantidade de gás carbônico retido na água. Entretanto, em regiões tropicais a vegetação compensa esta relação, devido a maior quantidade de gás carbônico produzido (MOURA, 1990).

Quando as rochas carbonáticas são atingidas por água acidulada é iniciado o processo de dissolução que varia no tempo conforme o grau de pureza do carbonato (Figura 2). Esse processo é representado por uma reação reversível: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Nas rochas calcárias o carbonato de cálcio (CaCO_3) é o principal componente e interage com a água acidulada ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), dando origem a solução aquosa de bicarbonato de cálcio ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) (JONES; WHITE, 2012). Além dos calcários, outras rochas podem ser carsificáveis, dependendo do ambiente onde estão inseridas, como por exemplo, os evaporitos (gesso, anidrita, sal), quartzitos (em umidade trópica extrema), silicatos (em condições trópicas úmidas) (MOURA, 1990).

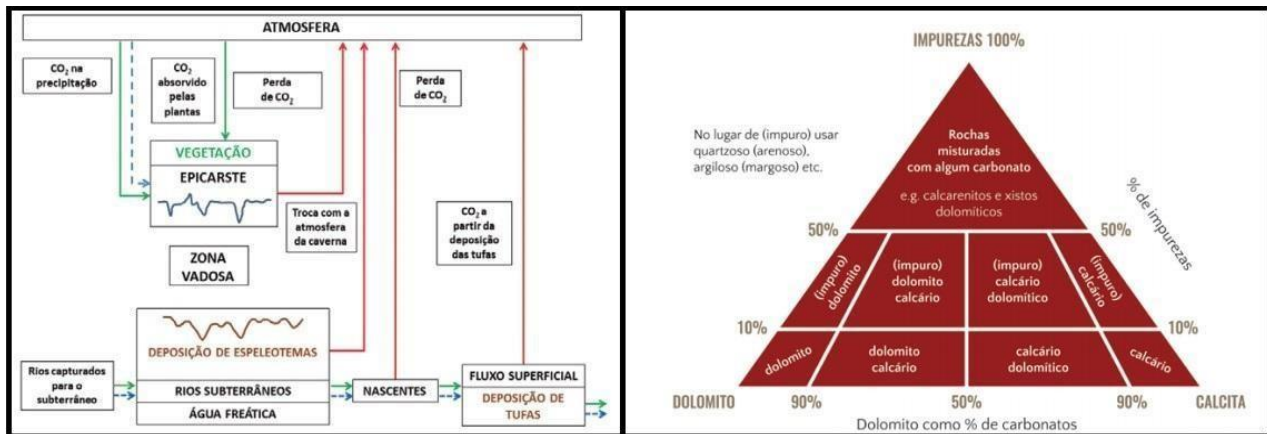


Figura 2: Processo de dissolução e grau de pureza do material de origem (TRAVASSOS, 2019).

2.1.2 Geomorfologia Cárstica

Geomorfologicamente, o cárste constitui um conjunto de formas terrestres características da substituição de sistemas de drenagens fluviais para uma rede de drenagens subterrâneas (KARMANN, 2016). No entanto, a porosidade primária é geralmente pouco desenvolvida, dominando a porosidade secundária (fraturas) e/ou terciária (condutos), resultando numa estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento (FERRARI; KARMANN, 2008).

O grau de desenvolvimento das formas do relevo cárstico variam conforme as características do clima, da vegetação e do tipo de material de origem. As formas de superfície (exocárste) mais comuns são: cones e torres, dolinas e cockpits, desfiladeiros, cavernas meândricas, pontes naturais, vales cegos e semicegos, vales secos, vales de abatimento, uvalas, poljés (grandes depressões), sumidouros, nascentes e ressurgências, karren ou lapiás, tufas e travertinos. No endocárste, além de cavernas, são encontradas formas de dissolução (alvéolos, cúpulas, pipes, anastomoses, estalagmites e estalactites) e de deposição (espeleotemas) (HARDT, 2011).

As características das formas do relevo cárstico, de superfície e subterrâneas, foram amplamente elucidadas na literatura (PALMER, 1984; JENNINGS, 1985; FORD; WILLIAMS, 1989; WHITE, 1988; HARDT, 2011). Com base nos estudos de Ford e Williams (1989), Karmann (1994) utilizou métodos da geomorfologia quantitativa, fotointerpretação e análise de base topográfica para identificar as principais áreas de ocorrências carbonáticas no Brasil. Por meio de divisores topográficos foram localizadas feições cársticas e delimitadas bacias de drenagem centrípetas (WILLIAMS, 1971; DAY, 1976). Expressões cársticas do Vale do Ribeira-SP, por exemplo, onde o calcário sofreu forte tectonismo, são bem distintas da evolução cársticas do centro-sul da Bahia (Vale do São Francisco) onde o calcário permanece quase plano e pouco evoluído.

2.1.3 Hidrologia Cárstica

Em relação a hidrologia cárstica e seu comportamento, no geral, o cárste possui três tipos de porosidades: 1) microporos, da gênese da rocha carbonatada; 2) fissuras e fraturas, decorrentes de processos tectônicos; 3) grandes fraturas e condutos devido a carstificação. A porosidade primária (microporos) é geralmente pouco desenvolvida no cárste, dominando a porosidade secundária (fraturas) e/ou terciária (condutos), resultando numa estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento (FERRARI; KARMANN, 2008). Esse comportamento hidrológico representa uma dualidade no processo e dinâmica de armazenamento, com infiltração difusa/lenta (microporos) e concentrada/rápida (fraturas) na superfície, e fluxo rápido/turbulento (condutos) no subterrâneo (HARTMANN et al., 2014).

Os aquíferos cársticos são capazes de transmitir grandes volumes de água subterrânea, o que torna um ambiente estratégico no viés dos recursos hídricos. Sua capacidade de depuração é baixa pois ocorre pouca neutralização de poluentes e contaminantes, o que os torna vulneráveis à poluição (FORD; WILLIAMS, 2007; GOLDSCHIEDER et al., 2007; HARDT, 2011; TRAVASSOS, 2019). Entre suas características únicas, destacam-se quatro tipos de dualidades na hidrologia cárstica, são elas:

1) Recarga do aquífero: autóctone (recarga autogênica), ou entrada de água da própria área cárstica no sistema por meio de fissuras; alóctone (recarga alogênica), ou águas originárias de áreas adjacentes ao cárste.

2) Infiltração: difusa, ou superficial pelo solo e zona não saturada; concentrada, ou fluxos capturados por sumidouros.

3) Fluxo subterrâneo: baixa velocidade, nas áreas fraturadas de grande capacidade de armazenamento de água; alta velocidade, na rede de canais e condutos.

4) Descarga: vazão difusa, dos volumes de baixa permeabilidade; vazão concentrada da rede de canais ou condutos nas ressurgências ou nascentes.

Com as características mencionadas de fluxos e armazenamentos, os sistemas de aquíferos cársticos são divididos em três sub-sistemas (Figura 5): zona não saturada (vadosa), epicárste e zona saturada (freática) (FORD; WILLIAMS, 2007).

A zona vadosa corresponde a parte superior do aquífero, com drenagem rápida na rede vertical de fissuras, e lenta nas camadas profundas do solo com baixa permeabilidade. O epicárste se forma na camada superior da zona vadosa, abaixo da superficial do solo, e evolui conforme o intemperismo físico-químico. O armazenando temporário da água da chuva é drenando em direção a condutos verticais cada vez mais largos com o aumento da infiltração concentrada. A zona saturada do nível

freático é a porção mais profunda do aquífero, onde prevalece o fluxo por uma rede de condutos diretamente conectada às nascentes ou ressurgências (TRAVASSOS, 2019).

De acordo com o comportamento da hidrologia cárstica na formação de cavidades subterrâneas, são destacados dois processos principais: a formação do cárste hipogênico e epigênico. O cárste hipogênico é formado a partir da pressão hidrostática, onde ocorre a recarga e dissolução da cavidade por baixo (Figura 3B). O cárste epigênico são formações de cavidades a partir de águas meteóricas, em regiões com abundância de CO₂ na atmosfera e no solo, com capacidade de dissolver a rocha e formar cavernas de cima para baixo (Figura 3A), e ocorre entre 80 e 90% das cavernas conhecidas (TRAVASSOS, 2019).

Na formação do cárste a evolução das rochas carbonáticas pode ocasionar a combinação com rochas sedimentares clásticas, classificadas principalmente pelo tamanho do grão (areia e arenito, silte e siltito, argila e argilito, entre outros). Logo, os processos responsáveis por esculpirem os vazios formados pela dissolução se tornam sítios propícios para receberem sedimentos (rochas clásticas) e preservá-los dos processos intempéricos superficiais. A partir da informação sobre o tipo de material depositado é possível mensurar a intensidade da corrente de fluxo quando o depósito sedimentar se formou (LAUREANO; KARMANN, 2013).

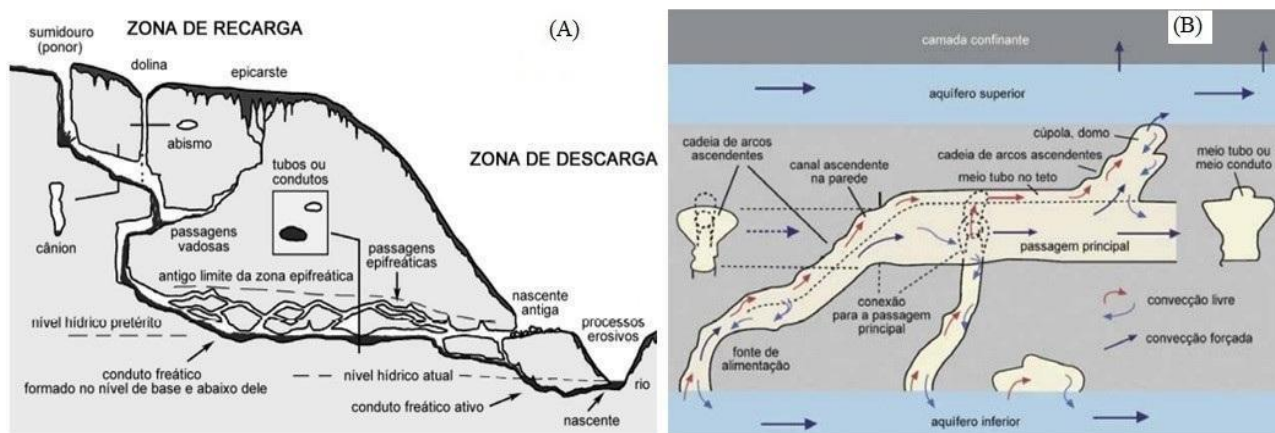


Figura 3: Formação epigênica (A) e hipogênica (B) (KLIMCHOUK, 2013; AUDRA; PALMER, 2011).

2.1.4 Produção, Transporte e Deposição de Sedimentos

Os resíduos variam de fragmentos de rochas insolúveis e clastos resultantes do abatimento de tetos e galerias, bem como sedimentos fluviais por meio de sumidouros, inundações de fluxos adjacentes, fraturas do epicárste e abatimentos de dolinas. As partículas clásticas variam de tamanho e são chamadas também por siliciclásticos, devido a sua origem predominante ocorrer do intemperismo de rochas compostas por silicatos. Laureano e Karmann (2013) sugere que as fontes e

tipos de sedimentos detríticos (Figura 4) podem variar de acordo com o material pedogenizado ou proveniente da superfície (A), de sedimentos aluviais (B), de lamas lacustres ou epifreáticas (C), de resíduos insolúveis (D), de sólidos suspensos na água (E) e a partir de depósitos orgânicos (F). As zonas de deposição ocorrem em fraturas ampliadas do epicárste (I), abismos (II), sumidouros (III), abatimentos internos (IV), redes de galerias inundadas (V) e retro-inundação (VI).

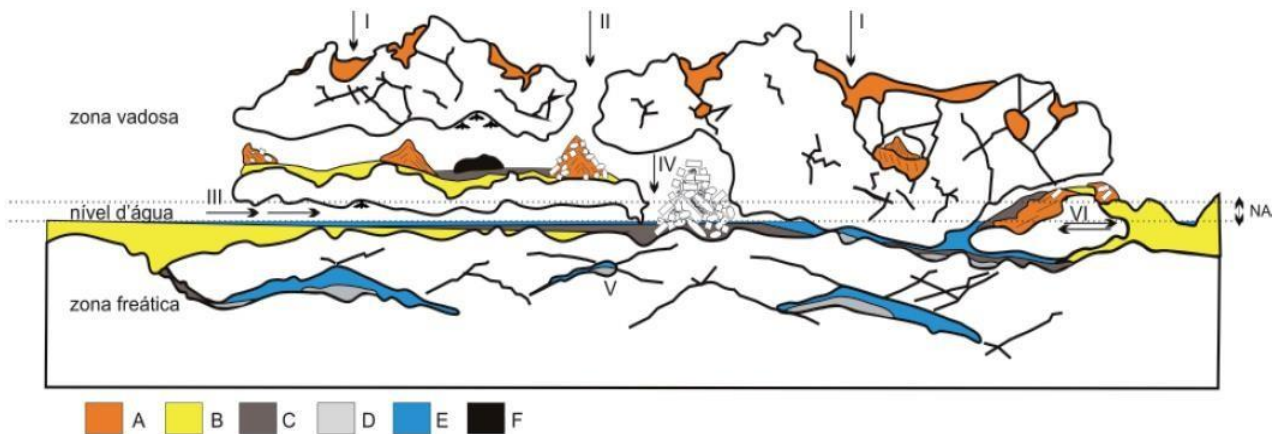


Figura 4: Cenários de deposição de sedimentos em feições cársticas (LAUREANO; KARMANN, 2013).

Nos sistemas de águas subterrâneas o transporte de sedimentos autóctones e alóctones por meio de condutos podem implicar em altas velocidades e fluxo freático ascendente, a depender da largura dos canais subterrâneos (forma dos condutos), podendo promover uma inundação rápida acima da zona vadosa ou limitada nas de redes de fluxos confinados (CALDEIRA et al., 2019).

Newitt et al. (1955) sugere que os sedimentos em fluxos de conduítes são arrastados de modos diferentes conforme as características litológicas, podendo ocorrer: I) em forma de grãos rolantes que produzem ondulações em camadas estacionárias; II) por salto de grãos individuais acima do leito; III) por camada deslizante que envolve a parte superior da carga com o aumento da velocidade; IV) ou como material heterogêneo suspenso em menores velocidades; V) e material homogêneo suspenso em velocidades mais altas.

Para Ford e William (2007) pelo menos os quatro primeiros tipos de transportes sugerido por Newitt et al. (1955) acontecem em cavernas freáticas ou inundadas. Para Herman et al. (2012) os sedimentos clásticos são movidos de acordo com pulsos aleatórios não contínuos, o que favorece o armazenamento de sedimentos que são removidos apenas em grandes alagamentos durante eventos de chuvas intensas. Logo, a morfologia dos canais influi na dinâmica do nível de água e altera a textura dos sedimentos em relação a superfície, e/ou remove os sedimentos ocasionando o retrabalhamento do material.

Desse modo, um modelo de fluxo global de sedimentos em redes subterrâneas (Figura 5) foi

proposto por Bosch e White (2007), com dois sistemas interligados de entradas variadas (sumidouros, fraturas, inundações de rios, injeção glacial, dolinas) e saída única (nascente ou descarga para superfície) (FARRANT; SMART, 2011).

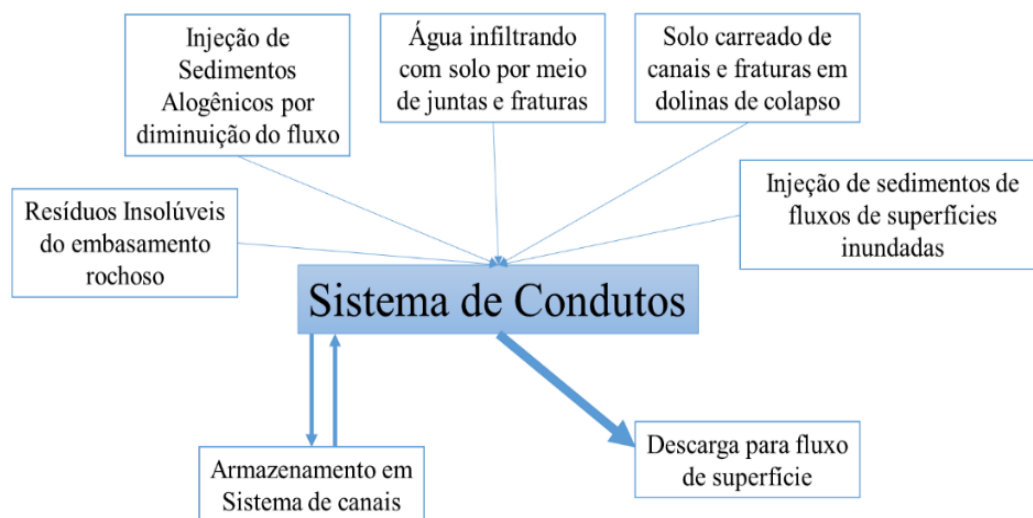


Figura 5: Transporte de sedimentos em condutos subterrâneos (BOSCH; WHITE, 2007).

Dentre o material fino suspenso (silte, argila e areia) as partículas de areia fina são transportadas mais facilmente, o que explica a presença de leques sedimentares arenosos em cavernas dominadas por lamas e cascalhos (GILLIESON, 1996). De acordo com Ford e Williams (2007) a movimentação dos sedimentos se inicia quando a tensão de cisalhamento excede o valor crítico observado. Isso ocorre quando a velocidade da água é intensa o suficiente para iniciar o processo de erosão das camadas coesivas de sedimentos, ou seja, acima da velocidade de transporte que mantém os sedimentos suspensos ou em saltitamento (GILLIESON, 1996).

A natureza do clima condiciona os processos de intemperismo, e consequentemente as taxas de sedimentos depositados. Logo, mudanças climáticas resultam em alteração de fluxo sedimentar com aumento ou diminuição de material disponível (FARRANT; SMART, 2011). As alterações das taxas de deposição podem ser extremas, pois no interior de cavernas a circulação dos sedimentos pode ser obstruída a jusante causando retrabalho e deposição (FORD; WILLIAMS, 2007).

Para Osborne (1986) a deposição e sedimentação ocorre no sistema vadoso superior de entrada, interior e menor, no ambiente freático dinâmico e não freático. Há deposição por gravidade (transporte aquoso) que acumula em cavernas quando a energia de transporte é insuficiente para mover o material. Logo, no rebaixamento do nível de base, condutos se tornam aberturas secas com maior elevação, dando origem a depósitos sedimentares preservados (CALDEIRA et al., 2019). Além da deposição de sedimentos, são importantes as fases de erosão dos depósitos e as fases de precipitação química, que formam espeleotemas como crostas de calcita (AULER et al., 2009). No entanto, as baixas taxa de denudação em algumas áreas do Brasil favorece a deposição, erosão e retrabalhamento

em um mesmo nível de caverna, acarretando em pacotes estratigráficos complexos (ALMEIDA, 2019). O histograma de Hjulstrom (Figura 6) demonstra a velocidade de fluxo hídrico necessária para mover uma partícula.

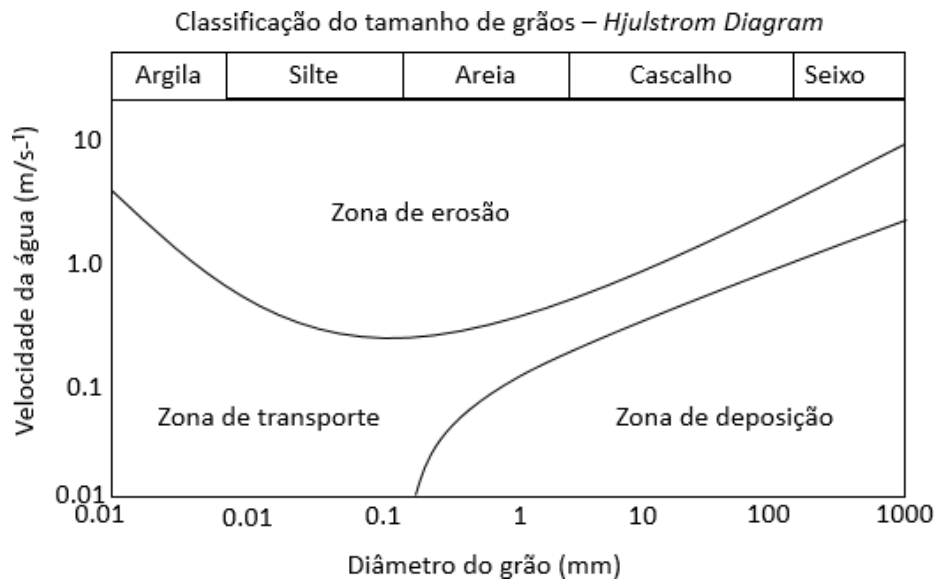


Figura 6: Histograma de Hjulstrom (FORD; WILLIAMS, 2007).

Deste modo, prever o comportamento do aquífero cárstico é uma tarefa complexa, visto que cada cárste evolui suas formas superficiais e subterrâneas em função de características como o material de origem, o tectonismo, as condições climáticas e a ocupação do meio pela vida (HARDT, 2011). Logo, simular a dinâmica hidrossedimentológica nesses ambientes por meio de modelos apropriados é uma tarefa importante, visto que erros e incertezas são comuns na modelagem desses sistemas (KALHORE et al., 2019).

No próximo tópico desse capítulo são destacados modelos alternativos usados na simulação da dinâmica cárstica nas últimas duas décadas, em diferentes vertentes de análise. Essa busca bibliográfica foi um importante direcionamento para a compreensão dos desafios e alternativas existentes e que devem ser consideradas na modelagem em aquíferos cársticos.

REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO

- AFINOWICZ, J. D.; MUNSTER, C. L.; BRADFORD, P. W.; LACEY, R. A Process for Assessing Wooded Plant Cover by Remote Sensing. **Rangeland Ecology & Management** v. 58, n. 2, pp.184-190, 2005.
- ALMEIDA, L.H.S.; RAMOS, R.R.C.; LAUREANO, F.V.; STRÍKIS, N.M.; TOLEDO, P. ARROYOCABRALES, J. SALLES, L.O. Evolução sedimentar em cavernas: um estudo de caso na Gruta Carneiro (GO). *ANAIS* do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia Bonito/MS,

- Sociedade Brasileira de Espeleologia. 2019.
- AUDRA, P.; PALMER, A. The pattern of caves: Controls of epigenic speleogenesis. **Géomorphologie Relief Processus Environnement**, v. 17, n.42, pp. 359-378, 2011.
- AULER, A. S.; RUBBIOLI, E.; BRANDI, R. **As grandes cavernas do Brasil**. GBPE. Belo Horizonte. p.228, 2002.
- BAFFAUT, C.; BENSON, V.W. Modeling flow and pollutant transport in a karst watershed with SWAT. **Trans. ASABE**, n. 52, pp. 469-479, 2008.
- BOGLI, A. **Karst Hydrology and Physical Speleology**. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 1980.
- BOSCH, R.F.; WHITE, W. B. **Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers**. Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate, p.1-22, 2007.
- CALDEIRA, D. M. V. S.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientes no Brasil. **Espaço & Geografia**, v. 22, n.1, pp. 153-189, 2019.
- DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth-Surface Processes**, v. 1, n. 2, pp. 111-129, 1976.
- FARRANT, A.R.; SMART, P.L. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. **Geomorphology**, v.134, p.79-93, 2011.
- FERRARI, J.A.; KARMANN, I. Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas Cársticos na Bacia do Rio Betari, Município de Iporanga – SP. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 1-13, 2008.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Wiley: Chichester p. 562, 2007.
- GILLIESON, D. Cave sedimentation in the new Guinea highlands. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.11, 1996, 340p.
- GOLDSCHIEDER, N.; DREW, D. **Methods in Karst Hydrogeology**. Ed. Taylor and Francis Group, Leiden, Holanda, p. 264, 2007.
- HARDT, R. **Da Carstificação em Arenitos: Aproximação com o suporte de geotecnologias**. Tese (doutorado). 224f. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2011.
- HARTMANN, A.; GOLDSCHIEDER, N.; WAGENER, T.; LANGE, J.; WEILER, M. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. **Rev. Geophys.**, n. 52, pp. 218–242, 2014.
- HERMAN, E.K.; TORAN, L.; WHITE, W.B. **Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: An essential component of karst hydrogeology**. Carbonates and

- Evaporites, v.27, p.211–241, 2012.
- JENNINGS, J.N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell, p. 293, 1985.
- JONES, W. K.; WHITE, W. B. Karst. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), *Encyclopedia of Caves*. Second Ed. New York: **Elsevier**, pp. 430-438, 2012.
- KALHOR, K.; GHASEMIZADEH, R.; RAJIC, L.; ALSHAWABKEH, A. Assessment of groundwater quality and remediation in karst aquifers: A review. **Groundwater for Sustainable Development**, v. 8, pp. 104-121, 2019.
- KARMANN, I. **Cárste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGc USP**. Tese (Livre Docência em Espeleologia). 62f. Instituto de Geociência. Universidade de São Paulo-USP: São Paulo, 2016.
- KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 274p, 1994.
- KLIMCHOUK, A. B. **Hypogene Speleogenesis**. *Treatise on Geomorphology*, v. 6, p. 238, 2013.
- LAUREANO, F. V. KARMANN, I. Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, ed. 1, 2013.
- LOUZADA, R. S. P. **Análise e monitoramento da carga líquida e carga sólida suspensa durante eventos pluviométricos na bacia do Gama/DF entre 2015-2016**. 2017. 53 f., il. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2017.
- MARSHAK, S. **Earth: Portrait of a Planet** (3rd ed.). New York, N.Y.: Norton & Company. Inc. 2008.
- MOURA, M.T.T. **O Cárste da região de Prudente de Moraes-MG**. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 73, pp. 125-148, 1990.
- NEWITT, D.; RICHARDSON, J.; ABBOTT, M.; TURTLE, R. **Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes**. *Transactions Institute of Chemical Engineers*, v.33, p.93–110, 1955.
- OSBORNE, A. O. **Sedimentation in karst caves, a review**. n. 2, p. 1986.
- PALMER, A. N. Geomorphic interpretation of karst features. In: LAFLEUR, R.G. **Groundwater as a Geomorphic Agent**. Boston: Allen & Unwin, pp.173-209,1984.
- PILÓ, L. B. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000.
- STEVANOVIC, Z. *Karst Aquifers - Characterization and Engineering*. Ed. 1, p. 692, 2015.
- TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio, Brasília – 2019. 246p.

- VIGIAK, O.; MALAGÓ, A.; BOURAOUI, F.; VANMAERCCKE, M.; OBREJA, F.; POESEN, F.; HABERSACK, H.; FEHÉR, J.; GROŠELJ, S. Modelling sediment fluxes in the Danube River Basin with SWAT. **Sci. Total Environ.**, v. 599-600, pp. 992-1012, 2017.
- WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. Oxford: Oxford University Press, p. 464,1988.
- WILLIAMS, P.W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761-796, 1972.

**ARTIGO 1 – “DESAFIOS E ALTERNATIVAS NA SIMULAÇÃO DA DINÂMICA
HIDROLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA EM SISTEMAS CÁRSTICOS”**



Desafios e Alternativas na Simulação da Dinâmica Hidrológica e Sedimentológica em Sistemas Cársticos

André Silva Tavares¹, Matheus Santiago Vieira², Elias Soares Uagoda³

¹Doutorando em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Geociências, ICC, Ala Central, AT- 321/9, lado B, CEP 70297-400, Brasília, DF. (35) 991721675 andresttavares@gmail.com (autor correspondente).

²Mestrando em Geografia, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Ciências Humanas, Departamento de Geografia, GEA ICC Norte, 900, CEP 70.910-900, Brasília, DF (61) 3107-7498. E-mail: teumice@gmail.com

³Professor Dr. Adjunto III, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Ciências Humanas, Departamento de Geografia, GEA ICC Norte, 900, CEP 70.910-900, Brasília, DF (61) 3107-7498 rogeriouagoda@unb.br.

Artigo recebido em 12/02/2023 e aceito em 30/06/2023

RESUMO

As pesquisas que visam desenvolver métodos para a simulação da dinâmica hidrológica e sedimentológica em bacias hidrográficas dominadas por feições cársticas são ainda escassas no Brasil. A complexidade dos processos simultâneos de infiltração rápida e lenta dificultam a modelagem desses sistemas, principalmente na calibração e sensibilidade dos parâmetros dos modelos, bem como as dificuldades e custos elevados em termos de monitoramento. Este estudo reúne pesquisas na temática da simulação de processos hidrológicos e sedimentológicos em meios cársticos nas últimas duas décadas, considerando diferentes vertentes de análises. Os trabalhos foram compilados a partir do grau de relevância científica, com base na teoria do enfoque meta-analítico consolidado, um método de abordagem exploratória que consiste na seleção dos termos de pesquisa e base de dados, refinamento e agrupamento dos artigos mais relevantes nos últimos anos. Os resultados apontaram para um aumento expressivo de trabalhos que usaram modelos convencionais adaptados ou modificados para simular processos hidrológicos no cárste, principalmente na integram modelos de superfície e subterrâneos. Contudo, os desafios postos são referentes à disponibilidade de dados e dificuldades de monitoramento, o que limita a avaliação dos processos hidrossedimentológicos no cárste subterrâneo. No cárste de superfície alguns modelos simplificados são usados para analisar a contribuição dos sedimentos produzidos e transportados para as áreas de convergência das cavernas e no interior das mesmas.

Palavras-chave: Hidrologia cárstica. Modelagem Hidrológica. Geomorfologia cárstica

Challenges and Alternatives in the Simulation of Hydrological and Sedimentological Dynamics in Karst Systems

ABSTRACT

Research aimed at developing methods for simulating hydrological and sedimentological dynamics in watershed dominated by karst features are still scarce in Brazil. The complexity of the simultaneous processes of fast and slow infiltration make the modeling of these systems difficult, mainly in the calibration and sensitivity of the model parameters, as well as the difficulties and high costs in terms of monitoring. This study brings together research on the simulation of hydrological and sedimentological processes in karst environments in the last two decades, considering different aspects of analysis. The works were compiled based on the degree of scientific relevance, based on the theory of the consolidated meta-analytical approach, an exploratory approach method that consists of selecting search terms and database, refining and grouping the most relevant articles in the last years. The results pointed to a significant increase in works that used adapted or modified conventional models to simulate hydrological processes in the karst, mainly in the integration of surface and underground models. However, the challenges posed are related to the availability of data and monitoring difficulties, which limits the evaluation of hydro-sedimentological processes in the underground karst. In the surface karst some simplified models are used to analyze the contribution of the sediments produced and transported to the convergence areas of the caves and inside them.

Keywords: Karst Hydrology. Hydrological Modelling. Karst Geomorphology

Introdução

Para a gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos, é fundamental obter um conhecimento abrangente das suas particularidades. Isso implica compreender o potencial desses recursos para o abastecimento de água potável, sua sensibilidade a períodos de seca e cheia, bem como sua vulnerabilidade à contaminação (Hartmann et al., 2014).

As águas subterrâneas são armazenadas em poros e fraturas de rochas, percorrendo uma trajetória que abrange desde a zona não saturada, onde os poros são parcialmente preenchidos por água e ar, até alcançar zonas mais profundas por meio da ação da gravidade, onde os poros da zona saturada ficam completamente preenchidos (Manziona et al., 2017). O volume de armazenamento dessas águas é influenciado pela porosidade do aquífero, que pode ser de natureza granular, fissural e/ou cárstica (Goldscheider et al., 2007).

Os aquíferos cársticos são predominantemente compostos por rochas carbonáticas que passam por um processo de dissolução quando em contato com águas acidificadas. A presença de águas ácidas varia em função da disponibilidade de dióxido de carbono na atmosfera e da decomposição de matéria orgânica no solo (Jeannin et al., 2021). Essa variação tem influência direta na velocidade com que ocorre a dissolução da rocha, resultando na formação de feições superficiais e subterrâneas, tais como cavernas, condutos e galerias (Iritani, Ezaki, 2009).

A compreensão da dinâmica hidrológica dos sistemas cársticos é de extrema importância para a gestão sustentável desse recurso natural, uma vez que essas regiões correspondem a aproximadamente 12% da superfície terrestre e cerca de 25% da população mundial depende do abastecimento proveniente desses aquíferos (Kalhor et al., 2019).

De acordo com Karmann (2016), a avaliação das particularidades de um sistema cárstico envolve a combinação de quatro subsistemas universais: 1) o sistema geoquímico, que abrange a interação entre a água e a rocha; 2) o sistema hidrológico, que engloba os processos de absorção, armazenamento e transmissão da água; 3) o sistema geomorfológico, que está relacionado às variações topográficas; e 4) o sistema deposicional, que se refere aos processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos.

Do ponto de vista hidrológico, os aquíferos cársticos tendem a apresentar um grande volume de água subterrânea, devido ao desenvolvimento de uma porosidade secundária bem desenvolvida, como fraturas e fissuras, resultantes de processos tectônicos e de carstificação, além da porosidade primária alargada, proveniente da formação da rocha carbonatada (Vigiak et al., 2015).

Segundo Ford e Williams (2007), os sistemas cársticos apresentam dualidades em relação aos processos de recarga, podendo ocorrer de forma autóctone, por meio de fissuras e fraturas, ou de forma alóctone, com a entrada de águas provenientes de áreas adjacentes. Da mesma forma, os sistemas de infiltração podem ocorrer de maneira difusa e superficial ou concentrada, em fluxos capturados por sumidouros.

Os fluxos subterrâneos também apresentam dualidades, podendo ocorrer em baixa velocidade e com grande capacidade de armazenamento ou em alta velocidade, através da rede de canais e condutos. Já os sistemas de descarga podem ser difusos em ambientes de baixa permeabilidade ou concentrados na rede de canais nas ressurgências (Cheng et al., 2023).

Além disso, os fluxos e armazenamentos de água ocorrem em diferentes áreas do aquífero. A zona não saturada, ou vadosa, é a camada superior do aquífero, caracterizada por uma drenagem rápida através da rede vertical de fissuras e uma drenagem mais lenta nas camadas de solo com baixa permeabilidade (Jeannin et al., 2021).

O epicárste é a parte superior da zona vadosa, que evolui de acordo com os processos de intemperismo e apresenta diferentes espessuras. Ele possui alta condutividade hidráulica até a base, onde armazena temporariamente água e drena rapidamente em direção a condutos verticais mais largos. A zona saturada é a porção mais profunda, onde os fluxos ocorrem através de uma rede de condutos conectados às nascentes (Nikolaidis et al., 2013).

Em algumas regiões, ocorre recarga e dissolução ascendente, devido à pressão hidrostática (cárste hipogênico). No entanto, o mais comum é o contato entre águas meteóricas, que possuem abundância de dióxido de carbono, e as rochas carbonáticas (cárste epigênico) (Travassos, 2019).

Além disso, a contribuição de águas provenientes de outras bacias ou de cárstes

superiores, com diferentes níveis de transmissividade, é um fator que torna a dinâmica hídrica no cárste ainda mais heterogênea. Isso pode resultar em alterações na dinâmica dos sedimentos, impactando o habitat aquático em termos de turbidez, penetração de luz, temperatura da água, disponibilidade de oxigênio e transporte de poluentes adsorvidos (Amin et al., 2017).

As águas subterrâneas cársticas são altamente vulneráveis à degradação devido à intensa interação com as águas superficiais, caracterizada por altas velocidades de fluxo e infiltração (Mahler et al., 2021). Essa vulnerabilidade é agravada em regiões onde mudanças no uso e cobertura da terra afetam o equilíbrio natural, como é o caso do crescimento da urbanização e da agropecuária, que oferecem riscos significativos de contaminação. Esses ambientes possuem baixa capacidade de depuração e

neutralização de poluentes (Ballesteros et al., 2023). Um exemplo desse impacto é a poluição por nitrato, que pode resultar no aumento de pragas e doenças na flora e fauna, além de representar riscos para a saúde humana, como danos ao DNA (Bao et al., 2023).

As características da hidrologia cárstica mencionadas até o momento evidenciam a complexidade e os desafios envolvidos na simulação da dinâmica desses processos evolutivos nesses ambientes. A heterogeneidade hidráulica presente nesses sistemas ainda é pouco caracterizada no Brasil, e os dados de monitoramento disponíveis são insuficientes para a construção de modelos conceituais (Figura 1). Os modelos conceituais descrevem de forma conceitual a estrutura dos processos hidrológicos, a partir dos dados obtidos por meio do monitoramento (Sezen et al., 2019).

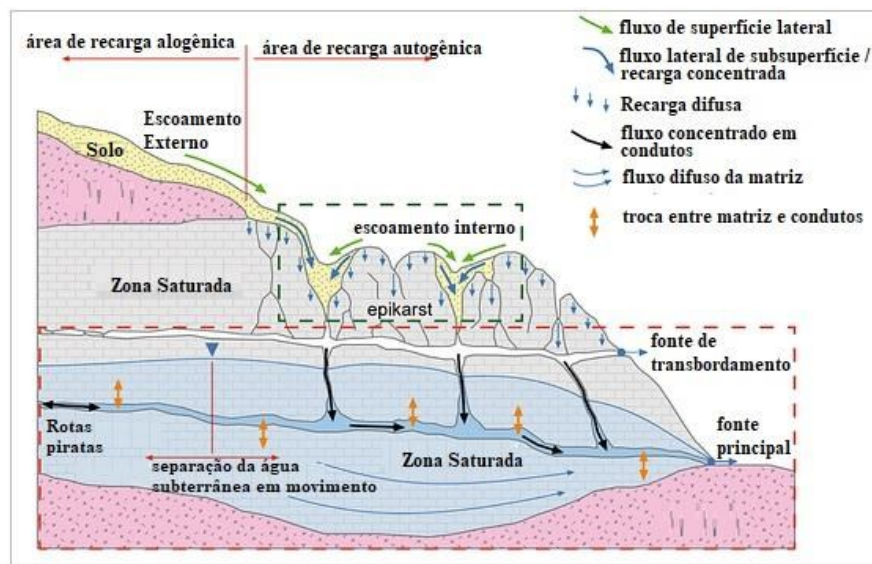


Figura 1. Modelo conceitual de um sistema cárstico. Fonte: Adaptado de Hartmann et al. (2014).

Para suprir a escassez de dados provenientes de monitoramentos dispendiosos, têm sido adotadas diferentes técnicas e ferramentas que foram adaptadas de modelos convencionais utilizados originalmente na simulação da dinâmica hidrológica e sedimentológica em bacias não-cársticas (Torre et al., 2023).

Modelos como o SWAT (Ferramenta de Avaliação de Solo e Água), o MODFLOW (Modelo Hidrogeológico de Fluxo Modular por Diferenças Finitas) e o MIKE SHE (Modelo Conceitual Integrado de Simulação Hidrológica) estão sendo modificados e incorporando novos algoritmos por meio de métodos hidráulicos, geofísicos, hidrogeológicos e técnicas de rastreamento de rotas com o uso de traçadores

naturais e artificiais (Rozos, Koutsoyiannis, 2006; Fleury et al., 2007; Tzoraki e Nikolaidis, 2007; Zhang et al., 2010).

No entanto, a simulação da dinâmica hídrica no cárste ainda provoca incertezas e erros, principalmente na avaliação de qual o modelo mais apropriado a ser usado (Kalhor et al., 2019). Mas, com os avanços de técnicas computacionais e uma base robusta de dados de monitoramento, algumas pesquisas tem alcançado resultados satisfatórios (Partington et al., 2012; Nikolaidis et al., 2013; Hartmann et al., 2014; Wu et al., 2016; Sullivana et al., 2019).

Por outro lado, em regiões com a ausência de dados de monitoramento, modelos que simulam a produção de sedimentos na superfície são usados

para prever o volume de material direcionado para as feições cársticas, em áreas de convergência, como dolinas e cavernas (Betrie et al., 2011, Yan et al., 2013, Woodbury et al., 2014, Vigiak et al., 2015, Volk et al., 2017).

Portanto, com o objetivo de ponderar sobre as dificuldades e potencialidades do uso de modelos na simulação de processos hidrológicos em bacias cársticas, este estudo reuniu as pesquisas mais relevantes na temática considerando um recorte temporal dos últimos vinte anos. A estratégia para reunir os estudos mais relevantes do tema seguiu a Teoria do Enfoque Meta Analítico Consolidado (TEMAC), uma metodologia proposta por Mariano e Rocha (2017).

O aumento expressivo de trabalhos sobre a simulação de processos hidrossedimentológicos em bacias cársticas corrobora com a hipótese da evolução do tema em meio ao avanço das técnicas computacionais (Bresinsky et al., 2023).

Material e métodos

Método de Análise

A Teoria do Enfoque Meta Analítico Consolidado (TEMAC) é um método de análise exploratória quantitativa que consiste em três etapas essenciais: 1) preparação das bases a serem pesquisadas; 2) verificação das inter-relações entre os dados encontrados usando as leis da bibliometria; e a 3) apresentação e interrelação dos

dados, detalhamento, modelo integrador e verificação por evidências (Mariano, Rocha, 2017).

A primeira etapa consiste em selecionar os termos de pesquisa, indicar o recorte temporal e selecionar a base de dados. Nesse estudo a “Web of Science” foi utilizada considerando um recorte temporal entre 2000 e 2020. As palavras-chave foram “hydrological modeling” e “karst systems”, considerando as áreas de pesquisa em geociências, recursos hídricos e geografia física.

A segunda etapa consistiu em refinar a seleção dos principais artigos a partir dos seguintes parâmetros: a) revistas mais relevantes, b) revistas que mais publicam sobre o tema, c) evolução do tema ano a ano, d) documentos mais citados, e) autores que mais publicaram e foram mais citados, f) países que mais publicaram, g) conferências que mais contribuíram, h) universidades que mais publicaram, i) agências que mais financiam a pesquisa, j) áreas que mais publicam, e l) frequência de palavras-chave.

A terceira etapa é o detalhamento do modelo integrador e a validação por evidências, a partir da criação de agrupamentos usando as análises de “co-citação” e “acoplamento bibliográfico” (Figura 2). Essa fase possibilita encontrar núcleos de pesquisa comum, a partir da conexão entre artigos que citam as mesmas publicações dentro do recorte temporal, com auxílio do programa VOSViewer (1.6.15.0).

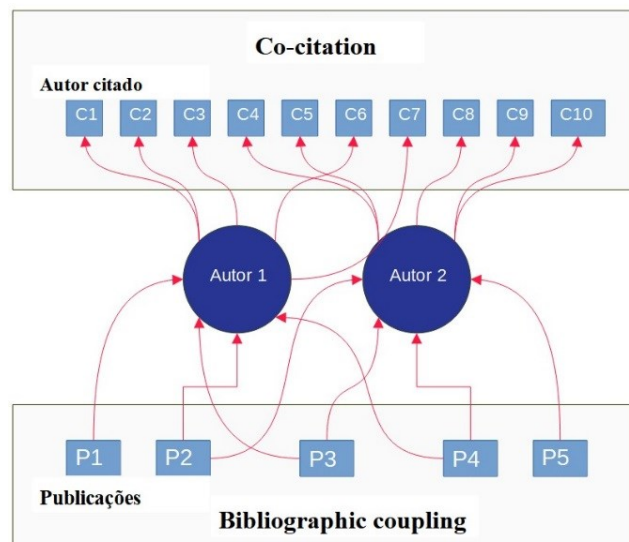


Figura 2: Representação das análises de “co-citação” e “acoplamento bibliográfico”. Fonte: Autores.

A análise de “acoplamento bibliográfico” constitui na verificação das principais frentes de pesquisa no tema, com uma abordagem retrospectiva (sincrônica), ao passo que a co-citação, revelam as principais abordagens ao

conectar os artigos quando citados ao mesmo tempo na literatura, com característica prospectiva (diacrônica) (Grácio, 2016). O programa VOSviewer (1.6.10) permitiu a criação de mapas de calor a partir do banco de dados, formando

cluster entre autores de acordo as vertentes de estudo (Oliveira et al., 2020).

Por fim, foi realizada a Análise Fatorial Confirmatória (AFC), um método que permite encontrar segmentos de classes em unidades comuns, através de análise qualitativa dos dados quantitativos encontrados na busca anterior, por meio do programa Iramuteq (<http://www.iramuteq.org/>).

Resultados e discussão

- Teoria do Enfoque Meta Analítico Consolidado.

Foram realizadas etapas rigorosas de seleção e análise para investigar os trabalhos mais relevantes sobre a modelagem hidrológica em meios cársticos. Inicialmente, uma busca abrangente resultou em um total de 344 trabalhos. Esses trabalhos foram verificados individualmente, e aqueles considerados fora do escopo temático foram removidos.

A análise de “co-citação” revelou insights valiosos sobre a interconexão dos trabalhos nos quatro clusters identificados, que envolveu um conjunto de 31 estudos. Esses estudos guiaram os

núcleos temáticos ao longo dos últimos 20 anos, por se tornarem mais influentes nas principais abordagens sobre a simulação hidrológica no cárste.

Além disso, a análise de “acoplamento bibliográfico” avaliou a literatura mais recentes (últimos 5 anos). Nessa análise, onze clusters foram gerados, agrupando um total de 131 trabalhos publicados entre os anos de 2016 e 2020. Esses clusters fornecem um panorama atualizado que permite compreender as tendências e avanços nesse campo específico.

O aumento no número de pesquisas e citações nos últimos cinco anos representou um crescimento significativo na produção científica na temática (Figura 3). Essa tendência indica uma ampliação do interesse e do reconhecimento da importância dos estudos sobre sistemas cársticos no meio científico e sua compreensão.

O mapa de calor gerado (Figura 4) revela visualmente a distribuição das principais pesquisas por núcleo temático, fornecendo uma visão abrangente das áreas de pesquisa mais proeminentes dentro do campo científico em análise.

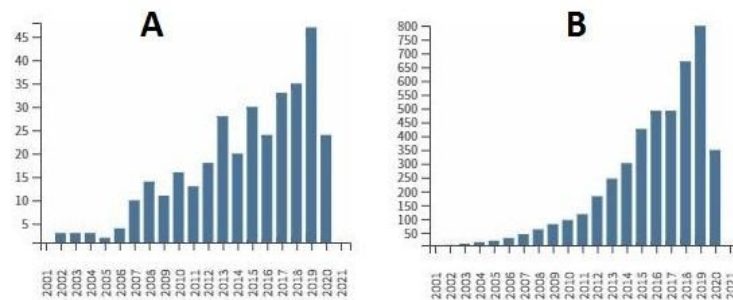


Figura 3: A) Itens publicados anualmente, B) Número de citações anuais. Fonte: Autores.

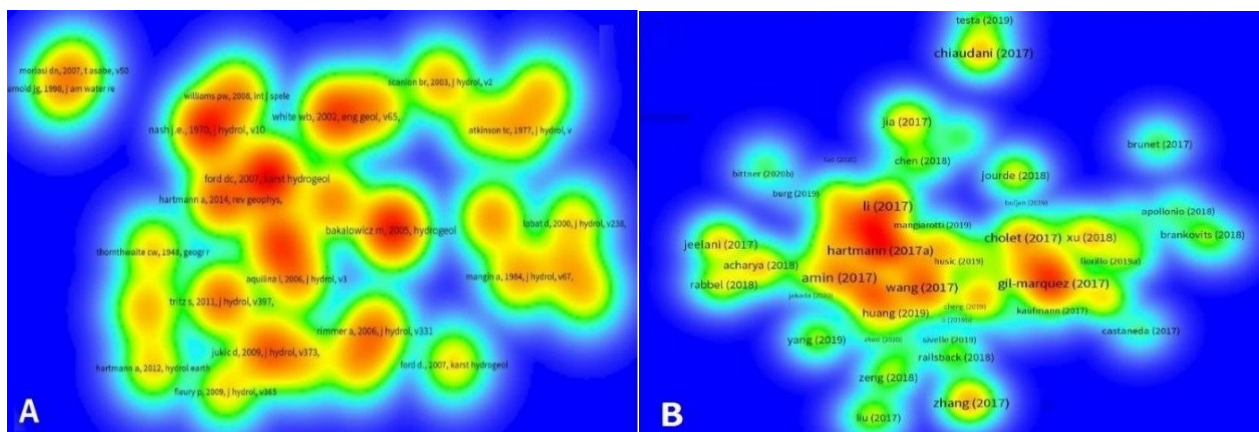


Figura 4: Agrupamentos dos trabalhos encontrados pela análise de “co-citação” (A) e análise de “acoplamento bibliográfico” (B). Fonte: Autores.

Modelagem Hidrológica em Sistema Cársticos.

As pesquisas agrupadas em eixos temáticos forneceram um panorama abrangente dos desafios e dificuldades enfrentados no

monitoramento e na modelagem da dinâmica hídrica e sedimentológica em sistemas cársticos. Essa convergência temática reforça a importância desses estudos na compreensão desses ambientes complexos e na busca por soluções eficazes para enfrentar os desafios postos.

No contexto dos métodos de avaliação da dinâmica hidrológica, os trabalhos que utilizaram traçadores naturais e artificiais emergiram como uma abordagem amplamente explorada e discutida.

Entre os autores mais citados, destaca-se o trabalho de Kovács e Sauter (2006), cuja contribuição se estendeu ao discutir o uso desses traçadores naturais e artificiais em diversas aplicações. Os autores abordaram aspectos cruciais, como a determinação da velocidade e trajetórias da água, a identificação de conexões subterrâneas, a delimitação de áreas de recarga, a caracterização das propriedades geométricas do sistema, o estudo do transporte de contaminantes e o mapeamento do deslocamento até áreas de descarga.

Essas abordagens metodológicas têm sido essenciais para avançar na compreensão dos processos hidrológicos peculiares aos sistemas cársticos, oferecendo insights valiosos para a gestão mais sustentável dos recursos hídricos, a prevenção de riscos e o planejamento adequado do uso do solo, fornecendo subsídios para a tomada de decisão embasada em evidências e para a implementação de medidas efetivas de preservação desse ecossistema frágil.

No Brasil, Ferrari e Karmann (2008) conduziram um importante pesquisa na região do Vale do Ribeira, em São Paulo, onde avaliaram registros de precipitação e hidrogramas de nascentes utilizando traçadores químicos em um aquífero cárstico. Segundo os autores, a utilização desses traçadores permitiu a medição da geometria e da dinâmica do fluxo subterrâneo em pontos específicos, o que possibilitou a caracterização de redes, a estimativa de diâmetros e volumes, bem como a determinação das taxas de fluxo em condutos inacessíveis.

De maneira geral, as pesquisas envolvendo o uso de traçadores tiveram como objetivo fornecer dados para abastecer modelos locais ou regionalizados. Spruill et al. (2000), por exemplo, conduziram ensaios com traçadores a fim de simular as descargas diárias e mensais, visando a calibração do modelo SWAT (Ferramenta de Avaliação do Solo e Água), em uma bacia cárstica em Kentucky, Estados Unidos.

Recentemente, Jakada et al. (2020) investigaram as vias preferenciais de recarga

autogênica em uma bacia cárstica em Miaogou, China, utilizando traçadores artificiais. Os resultados dos traçadores auxiliaram na análise da relação entre a precipitação efetiva e o escoamento dentro do SWAT, obtendo forte correlação com os valores observados, com um coeficiente de determinação (R^2) de 0,80 e um índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0,72.

Além do uso de traçadores, é importante destacar que estudos que propuseram modificações na parametrização de modelos de simulação hidrológica convencional, como o SWAT, têm ganhado destaque nas últimas duas décadas. Essas modificações visam principalmente melhorar a integração entre as fases de superfície do ciclo hidrológico e as águas subterrâneas.

Os estudos têm contribuído para aprimorar a capacidade dos modelos hidrológicos em simular com maior precisão os processos hidrogeológicos. Ao considerar os efeitos do carste e sua influência na dinâmica hídrica, essas modificações paramétricas têm proporcionado uma representação mais realistas dos fluxos de água e um melhor entendimento dos processos hidrológicos complexos em bacias cársticas (Long e Putnam, 2004; Aquilina et al., 2006).

Baffaut e Benson (2008) realizaram uma ampliação da parametrização dos fluxos rápidos no modelo SWAT (SWAT-B&B) em uma bacia cárstica em Missouri, Estados Unidos. Essa ampliação incorporou elementos como a entrada de sumidouros, ressurgências e fluxos de retorno. Para integrar a infiltração rápida ao aquífero profundo, foi adotado o método de dois reservatórios de Maillet, que considerou a inclusão de condutos e fissuras nos reservatórios por meio do algoritmo de roteamento de aquíferos (SSRA - Subsurface Routing Algorithm) e do fluxo em orifícios.

No método de Maillet a interação entre dois reservatórios é simulada através de parâmetros hidrológicos, como a taxa de infiltração, a taxa de escoamento superficial e a taxa de recarga do aquífero. No SSRA o fluxo em condutos e fissuras é representado por algoritmos que roteiam a água subterrânea de acordo com a topografia do terreno, a conectividade dos condutos e as características hidráulicas dos aquíferos. Esses algoritmos consideram a diferença de pressão hidráulica entre os pontos de entrada e saída dos condutos, bem como os gradientes hidráulicos ao longo do caminho do fluxo subterrâneo.

Quanto ao método de fluxos em orifícios, são consideradas as formações cársticas que atuam como abertura para os fluxos de água, como dolinas, sumidouros e ressurgências. Esse método

foi adotado por Yachtao (2009), que simulou as descargas de nitrogênio provenientes de sumidouros na bacia cárstica de Opequon Creek, Estados Unidos, na escala de unidades de resposta hidrológica (URH).

Tzoraki e Nikolaidis (2007) desenvolveram o modelo K-SWAT, uma versão adaptada por meio de ensaios que avaliaram a variação temporal dos fluxos subterrâneos e superficiais das concentrações de nitrato na bacia cárstica do rio Koiliaris, Grécia. Posteriormente, Kourgialas et al. (2010) e Nikolaidis et al. (2013) incorporaram refinamentos e ajustes para melhor adequar o modelo. O K-SWAT (Figura 5) inclui a consideração de caminhos preferenciais de fluxo, como condutos e fissuras, leva em conta a variação temporal das concentrações de substâncias, utiliza parametrização específica sobre a permeabilidade do solo, as características das formações rochosas e a interação entre as águas superficiais e subterrâneas, além de implementar melhorias nas rotas de escoamento.

No entanto, resultados obtidos por Palanisamy e Workman (2015) ao utilizar o K-SWAT na bacia cárstica de Cane Run Creek, Kentucky, Estados Unidos, indicam que as alterações nos fluxos e nas rotas preferenciais influenciaram a eficiência do modelo na previsão dos picos de fluxo superficial em relação à resposta dos condutos subterrâneos. Esses achados destacam a importância de considerar a

complexidade das interações hidrológicas no cárste, visto que suas dinâmicas específicas limitam o desenvolvimento de modelos globais.

Uma adaptação adicional do K-SWAT foi proposta por Malago et al. (2016) em estudo na bacia cárstica da ilha de Creta, Grécia. Os autores desenvolveram uma abordagem que combinou a parametrização do modelo SWAT-B&B (Baffaut e Benson, 2008) e novas variáveis para fluxos subterrâneos. A combinação dos parâmetros levou em conta também as reformulações propostas por Easton et al. (2008), que desenvolvia a versão do SWAT-VSA (Soil and Water Assessment Tool - Variable Source Areas), uma modificação no código do SWAT que permite considerar diferentes origens de recarga, por meio do índice de umidade topográfica, o qual classifica as URH em classes de umidade.

As classes de umidade estão associadas ao armazenamento efetivo de água no sistema, refletindo as variações na capacidade de retenção de água do solo em diferentes áreas da bacia. Além disso, considera a dinâmica dos nutrientes, a qual varia de acordo com o uso da terra. Essas variações são incorporadas no modelo para representar as diferentes fontes e taxas de transporte de nutrientes nos processos hidrológicos. Essa abordagem permite uma melhor caracterização dos ciclos de nutrientes, sendo particularmente relevante para avaliar a qualidade da água e os impactos da agricultura.

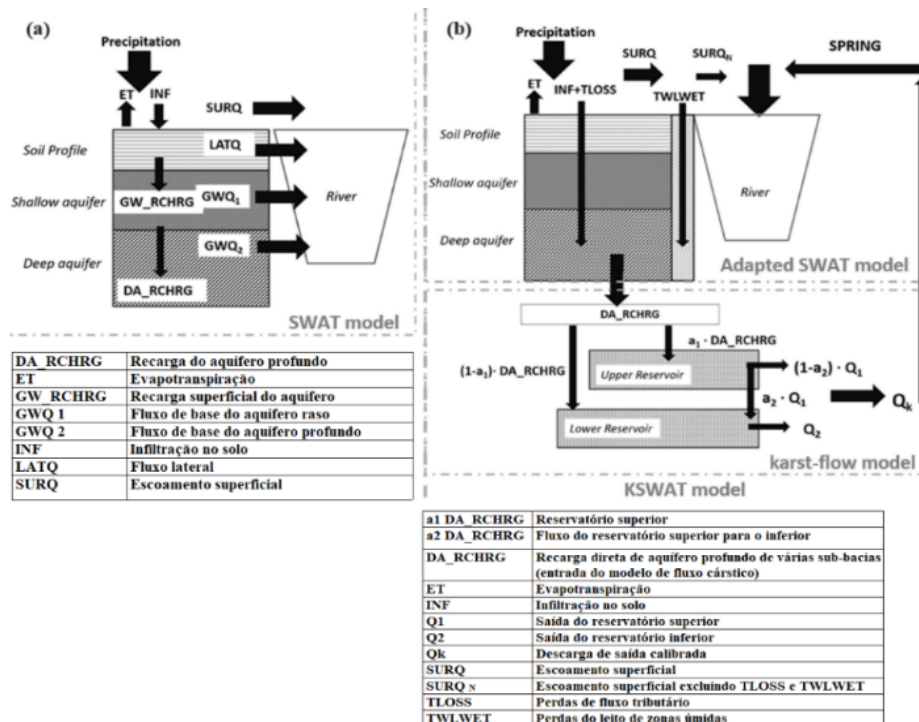


Figura 5: Parâmetros de entrada do Modelo K-SWAT. Fonte: Adaptado de Malago et al. (2016).

Em estudo realizado na bacia cárstica de Spring Creek, Pensilvânia, Estados Unidos, Amin et al. (2017) usaram o SWAT-VSA para avaliar o fluxo de nutrientes e a carga de sedimentos em uma região dominado por pastagens degradadas. Os resultados demonstraram que o SWAT-VSA obteve uma acurácia global maior em comparação com a aplicação do SWAT convencional, em relação a vazão diária (NSE = 0,73), os níveis de nutrientes (N e P) e a carga sedimentar (NSE = 0,68).

Além disso, no contexto de integrar melhor os processos hidrológicos entre a superfície e o aquífero, Sophocleous et al. (2000) propuseram a combinação do modelo SWAT com o Modelo Hidrogeológico de Fluxo Modular por Diferenças Finitas (MODFLOW). Enquanto o MODFLOW interpreta a água subterrânea em grades regulares, operando em escalas de tempo maiores com baixas velocidades de fluxo, o SWAT utiliza a discretização espacial através de URH (células irregulares) com escalas de tempo menores. As modificações realizadas nos códigos dos modelos visaram normalizar a transferência de informações entre eles, permitindo uma melhor integração dos processos hidrológicos em diferentes escalas espaciais e temporais (Sophocleous et al., 2000).

O SWATMOD (Figura 6) é a versão integrada dos modelos, e substitui a simplificação da simulação subterrânea do SWAT pelo simulador de água subterrânea do MODFLOW. No entanto, o modelo não representava a zona vadosa

intermediária, simulando o ciclo superficial no SWAT até a zona de raízes, e interpretada no MODFLOW a distribuição regular no aquífero (Araujo, 2018).

Bailey et al. (2016) desenvolveram o SWATMOD-Prep, uma interface projetada para auxiliar na preparação dos arquivos que serão integrados. Park et al. (2019) ampliaram a funcionalidade do SWAT MOD-Prep adicionando uma interface gráfica de código aberto chamada Q-SWATMOD, o que torna a interação com os módulos do modelo mais acessível e intuitiva, simplificando o fluxo de informações entre eles.

A versão SWAT+ sugerida por Bieger et al. (2017) é uma outra opção de integração dos módulos de superfície e subterrâneos. O código modificado permite que as URH sejam divididas em uma ou mais unidades de paisagem, o que permite representar fácies cársticas de forma mais detalhada, como áreas de várzeas e topos de morro. Os reservatórios, lagos, aquíferos e áreas de recarga são designados como objetos espaciais separados.

É evidente que os modelos convencionais modificados ou adaptados não possuem uma aplicação global, sendo necessária a calibração dos parâmetros de forma particular em cada bacia hidrográfica (Arnold et al., 2018). Portanto, para garantir a representatividade dos resultados das simulações, é fundamental contar com uma base de dados de monitoramento robusta, capaz de fornecer informações precisas e abrangentes.

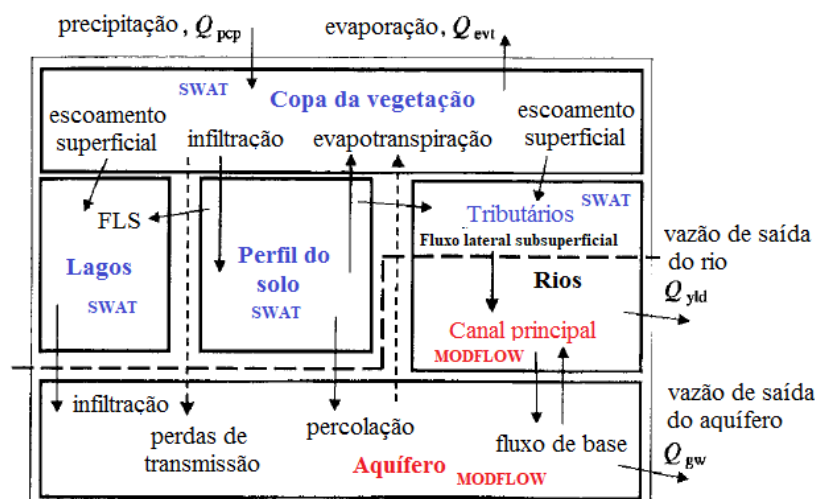


Figura 6: Variáveis do modelo integrado SWATMOD. Fonte: Araujo (2018).

O Modelo Hidrológico para Ambiente Cárstico (HYMKE) foi desenvolvido com o objetivo de analisar a dinâmica hidrológica da formação cárstica da Montanha Hermon, em Israel

(Rimme e Lechinsjy, 2006). Utilizando séries temporais de dados como precipitação, evaporação potencial (calculada pelo algoritmo de Penman-Monteith) e níveis de água subterrânea (obtidos por

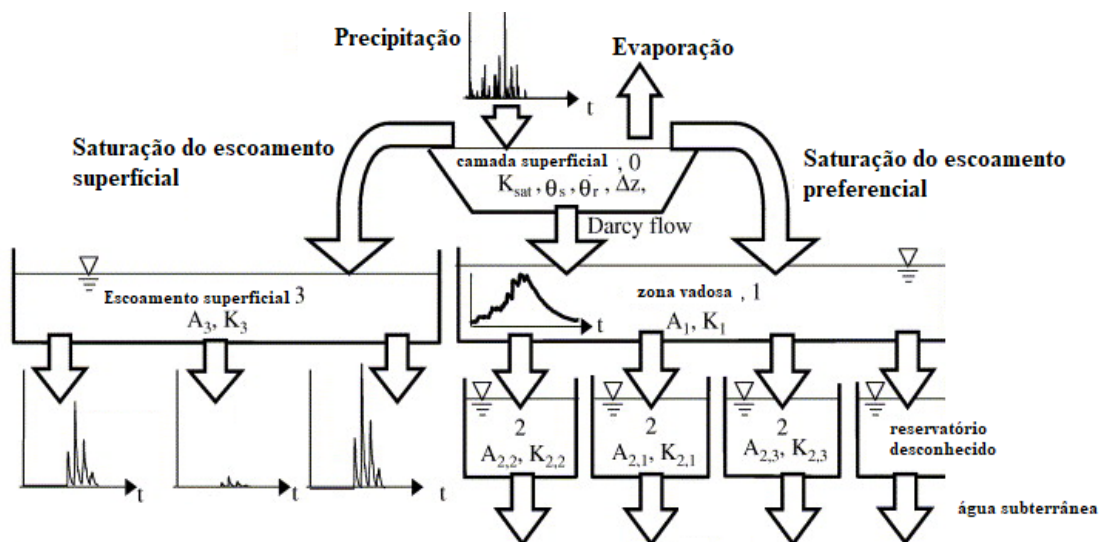
meio de poços), o HYMKE permite simular as diferentes contribuições entre os fluxos superficiais e de base. Essa distinção é realizada por meio da técnica de "recursive digital filter", que utiliza informações de fluxos preferenciais (como fissuras, cavernas e dolinas) para determinar as contribuições do fluxo de recarga subterrânea.

No HYMKE, a superfície terrestre (módulo 0) é recarregada pela precipitação e sofre perda de água por evaporação, escoamento superficial e percolação para camadas mais profundas. A saturação da camada superficial resulta em escoamento superficial (módulo 3) e fluxo preferencial descendente, que é direcionado para a camada de baixa e alta permeabilidade (epicarste) (Jeannin et al., 2021). A percolação na zona vadosa (módulo 1) inclui fluxo lento de Darcy (dependente do teor de umidade do solo e da condutividade hidráulica) e fluxo rápido associado a eventos de cheia, que alimentam os reservatórios (módulo 2).

A camada superficial (0) é caracterizada pelos parâmetros de condutividade hidráulica (KD

θ), profundidade do solo (ΔZ) e teores de umidade saturada (θ_R) e residual (θ_S). A zona vadosa (1) é caracterizada pelo coeficiente de armazenamento constante linear (K_1) e a área (A_1). Os reservatórios (2) são caracterizados pelos coeficientes de armazenamento (K_{2k}), áreas contribuintes (A_{2k}) e o fluxo base, que é desconhecido. Os fluxos de escoamento superficial (3) são representados pelos coeficientes de K_3 e A_{3k} (Figura 7).

Rimmer e Lechinsjy (2006) encontraram correlação satisfatória entre os resultados obtidos para fluxos superficiais ($r^2 = 0,60$) e fluxos de base ($r^2 = 0,77$) em três afluentes da bacia do rio Jordão. Desde então, o modelo tem sido adaptado para ser aplicado em outras regiões cársticas (Samuels et al., 2010; Hartmann et al., 2014; Yona et al., 2020), demonstrando sua capacidade de ser utilizado em diferentes contextos e fornecer insights relevantes sobre os processos hidrológicos em bacias cársticas.



0: camada superficial, 1: zona vadosa, 2: água subterrânea com seus quatro reservatórios, 3: escoamento de superfície.

Figura 7: Diagrama do modelo HYMNE. Fonte: Adaptado de Rimmer and Lechinsjy (2006).

Mazzilli et al. (2019) propuseram o desenvolvimento de uma plataforma de modelagem ajustável chamada KARSTMOD, projetada para reproduzir a estrutura de modelos concentrados de sistemas cársticos descritos na literatura. Essa plataforma permite a ativação ou desativação de módulos específicos e inclui quatro reservatórios conceituais possíveis: epicarste (E), condutos (C), matriz (M) e reservatório baixo (L), que representa um sistema mais profundo com dinâmica mais lenta. Além disso, o modelo apresenta equações de descarga, análise de

sensibilidade e estimativa de incerteza, aumentando sua flexibilidade e robustez.

A aplicação do KARSTMOD foi realizada por Duran et al. (2020), com o objetivo de prever a descarga líquida em uma bacia cárstica na Normandia, França. De acordo com os autores o modelo foi capaz de reproduzir de forma satisfatória a dinâmica das trocas entre condutos e aquíferos. Esse modelo tem sido testado recentemente em bacias cársticas pelo mundo (Baudement et al., 2017; Johannet et al., 2015; Loncar et al., 2018; Poulain et al., 2018).

O Modelo Conceitual Integrado de Simulação Hidrológica (MIKE SHE) é outro algoritmo de simulação que possibilita a integração das dinâmicas hidrológicas do carste em seu código. Desenvolvido pelo Instituto Hidráulico Dinamarquês (DHI, 2007), o modelo permite a inserção das variáveis de infiltração difusa e concentrada, recarga autógena e halógena, fluxo subterrâneo rápido e lento, entre outras.

No MIKE SHE, as áreas de recarga são subdivididas verticalmente em três compartimentos principais: (A) atmosfera, onde os processos climáticos são extrapolados para a bacia e a evapotranspiração de referência é calculada utilizando o método de Penman-Monteith; (ZI) zona insaturada, onde a força motriz do fluxo vertical é completamente devido à gravidade e é dividida em uma camada superior (solos e epicárste) e uma camada inferior (matriz rochosa

não saturada); (ZS) zona saturada, que é dividida em três camadas (matrizes) baseadas na equação de Darcy, sendo que uma das matrizes representa a simulação dos condutos (Figura 8).

Benischke et al. (2010) realizaram ajustes no modelo MIKE SHE para identificar limites de recarga e caminhos de fluxo subterrâneo na região cárstica da cordilheira Kaisergebirge, Áustria. Os resultados da verificação mostraram que o modelo foi capaz de simular de forma satisfatória a evolução temporal da descarga (NSE = 0,82) e o balanço hídrico geral. Doummar et al. (2012) usaram o MIKE SHE na bacia cárstica de Gallusquelle, Alemanha, simulando a variabilidade temporal e espacial da recarga e descarga no sistema. Janza (2010) também conseguiu resultados satisfatórios na simulação processos hidrológicos da bacia cárstica de Rizana, Eslovênia.

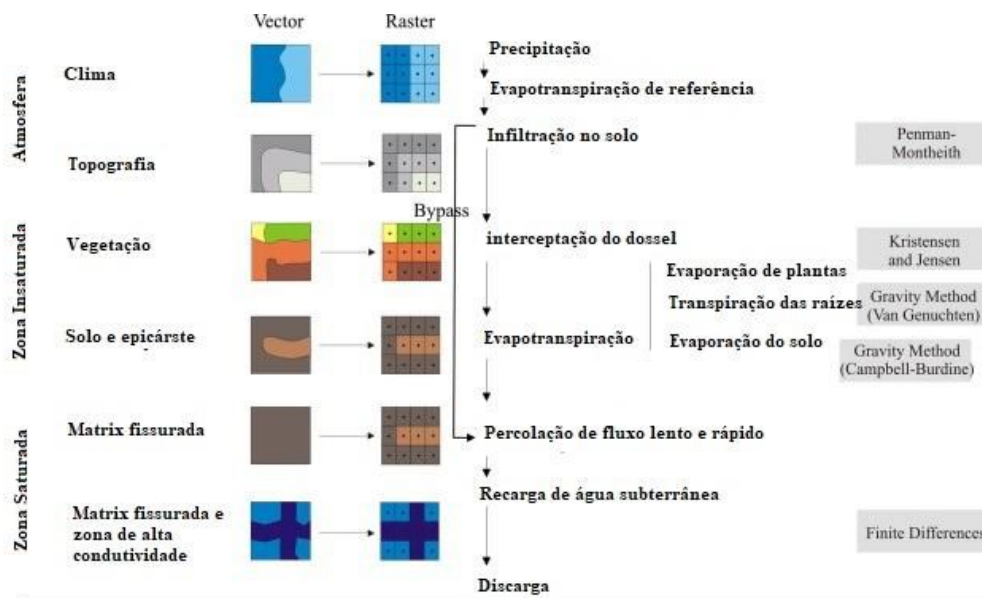


Figura 8: Fluxograma do modelo MIKE SHE. Fonte: Adaptado de DHI (2007) e Doummar et al. (2012).

A produção de sedimentos no cárste de superfície.

Em uma bacia cárstica os processos responsáveis por esculpir os vazios formados pela dissolução da rocha carbonática criam condições favoráveis para o acúmulo e preservação de sedimentos, protegendo-os dos efeitos dos processos intempéricos superficiais (Travassos, 2019). Essa combinação de materiais sedimentares e rochas carbonáticas resulta na formação de rochas clásticas e sedimentos, comumente classificados de acordo com o tamanho de seus grãos, como cascalho, conglomerado, areia, arenito, silte, siltito, lama, folhelho, argila e argilito.

Através do estudo do tipo de material depositado, é possível inferir a intensidade da corrente de fluxo durante a formação do depósito sedimentar. Os sedimentos encontrados podem variar desde fragmentos de rochas insolúveis e clastos resultantes do colapso de tetos e galerias, até sedimentos fluviais provenientes de sumidouros, inundações de fluxos adjacentes, fraturas no epicárste e colapsos de dolinas (Laureano e Karmann, 2013).

Os sedimentos detríticos também podem se originar de diferentes fontes, como sedimentos aluviais (A), lamas lacustres ou epifreáticas (B), resíduos insolúveis (C), sólidos suspensos na água (D) e depósitos orgânicos (E) (Figura 8). As zonas

de deposição ocorrem em fraturas alargadas no epicárste (I), abismos (II), sumidouros (III), colapsos internos (IV), redes de galerias inundadas (V) e retro-inundação (VI).

Para avaliar a contribuição dos processos superficiais de erosão e transporte de sedimentos em direção às cavernas, modelos baseados em análises multicritério, como o Projeto de Previsão de Erosão Hídrica (WEPP) (Flanagan e Nearing, 2007), a Equação Universal de Perda de Solo (USLE) (Wischmeier e Smith, 1978), ou o Método de Erosão Potencial (EPM) (Gavrilovic, 1988), entre outros, são alternativas viáveis usadas para indicar áreas mais vulneráveis as perdas de solo, especialmente em áreas com poucos registros disponíveis.

Nessa abordagem a obtenção das variáveis relacionadas à produção e transporte de sedimentos pode ser realizada por meio de uma ampla gama de ferramentas e técnicas. O uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) permite a análise espacial e a integração de diferentes camadas de informação, como dados topográficos, de uso da terra, solos e precipitação, fornecendo uma visão abrangente das características da bacia hidrográfica. O sensoriamento remoto desempenha um papel crucial ao fornecer imagens de satélite e dados de sensoriamento remoto que podem ser processados e analisados para extrair informações sobre a cobertura do solo, relevo e outros parâmetros relevantes para a erosão e transporte de sedimentos (Xu et al., 2023).

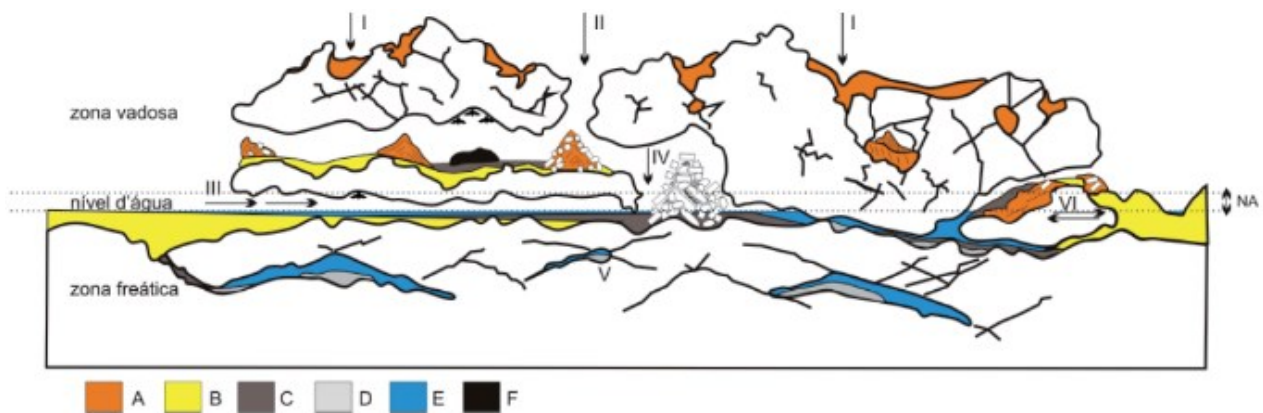


Figura 9: Cenários possíveis de deposição em feições do carste e suas fontes (Laureano, Karmann, 2013).

Para avaliar a erosão hídrica em bacias hidrográficas, a equação universal revisada de perda de solo (RUSLE) (Renard et al., 1997) é amplamente reconhecida no mundo (Feng et al., 2016). O modelo permite identificar áreas com maior vulnerabilidade à erosão em diferentes cenários de uso da terra. Essas áreas quando associadas a feições cársticas, como sumidouros, dolinas, cânions, que desempenham o papel de interconexão entre as águas superficiais e subterrâneas, são ainda mais sensíveis e normalmente transportam grandes quantidades de sedimentos (Panagos et al., 2015).

De forma resumida, a RUSLE é expressa pela equação: $A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$, onde a perda de solo média anual (A) é medida em $Mg\ ha^{-1}\ ano^{-1}$, a erosividade da chuva (R) em $MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$, a erodibilidade do solo (K) em $Mg\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$. Já a topografia (LS), a cobertura do solo (C) e as práticas de manejo (P), como valores adimensionais.

A erosividade da chuva (R) é calculada a partir do Índice de Erosão (EI30), que é o produto da energia cinética da chuva (Ec) pela intensidade

máxima em trinta minutos (I30). A E_c ($MJ\ ha^{-1}\ mm^{-1}$) é determinada pela equação: $E_c = 0,119 + 0,0873 \log I$, onde I representa a intensidade da chuva em $mm\ h^{-1}$. O EI30 ($MJ\ ha^{-1}\ mm^{-1}$) é calculado de acordo com a equação: $EI30 = E_c \times I30$, sendo I30 a intensidade máxima em 30 minutos em $mm\ h^{-1}$ (Bertoni e Lombardi Neto, 2018). Por meio de registros pluviométricos em estações de monitoramento, é possível interpolar as informações obtidas em ensaios locais para obter o valor médio do EI30. Essa média dos valores de R possibilita a avaliação de bacias hidrográficas em diferentes cenários (Olivetti et al., 2015).

A erodibilidade do solo (K) está associada às propriedades morfológicas, mineralógicas, físicas, químicas e biológicas do solo (Denardin, 1990). Para determinar esse fator são instaladas parcelas experimentais de comprimento padrão (22,3 m) ao longo de um declive específico (9%), expondo o solo à ação da chuva natural (Marques et al., 1997; Silva et al., 1999). No entanto, esse método é considerado dispendioso, e para avaliações em escala de bacia hidrográfica é necessário formular cenários aproximados devido

aos custos de implementação de parcelas em larga escala (Godoi et al., 2021).

Recentemente, Godoi et al. (2021) simularam os valores de K para os solos no Brasil com base nos estudos em parcelas experimentais distribuídos pelo território. Os valores encontrados variaram entre 0,0002 e 0,0636 ($Mg\ h^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$), refletindo a ampla heterogeneidade da erodibilidade no país.

A topografia (LS) é um fator ponderado pelo comprimento de rampa (L) em um determinado declive (S) (Yang, 2015). À medida que o produto LS aumenta as perdas de solo são intensificadas devido ao aumento da velocidade do escoamento de água pela enxurrada (Oliveira et al., 2013).

Com os avanços das técnicas e ferramentas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, tem sido possível superar as limitações dos modelos empíricos na determinação do fator LS. Modelos semi-empíricos e conceituais, como a LS-RUSLE 3D (*Revised Universal Soil Loss Equation - 3D*) (Renard et al., 1997) e LSUSPED (*Unit Stream Power-based Erosion Deposition*) (Mitasova et al., 2001) foram desenvolvidos para melhor representar a relação entre topografia e perda de solo.

Os modelos digitais de elevação permitem obter valores de topografia substituindo o comprimento da rampa pela área de contribuição a montante para cada pixel, o que permite a estimativa dos fluxos de direção e acumulação do escoamento superficial na bacia (Oliveira, 2011).

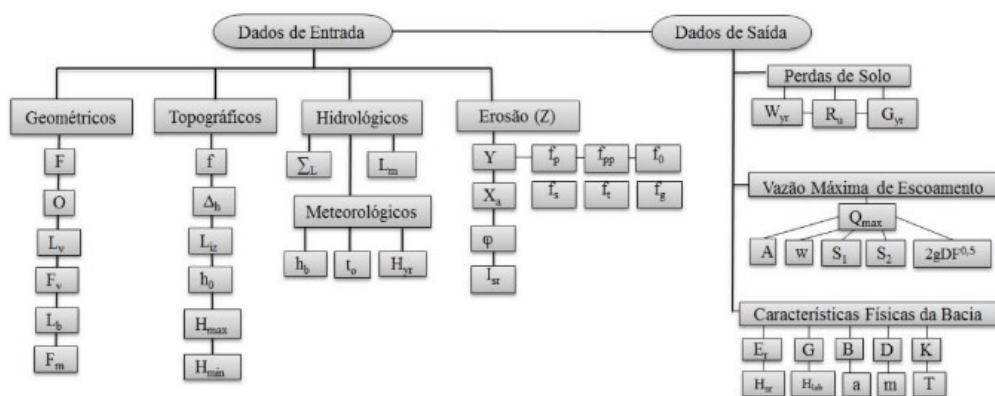
A cobertura do solo (C) e as práticas manejo adotadas (P) são fatores que representam a

influência de atividades humanas. O fator C é a combinação da razão da perda de solo (RPS) e a fração do índice de erosividade anual (FEI30) associada ao ciclo da cultura (Wischmeier & Smith, 1978).

A RPS expressa a proporção das perdas de solo observadas em um determinado sistema de manejo em relação às perdas ocorridas em um solo sem cobertura vegetal, variando de 0 a 1. Já a FEI30 é uma medida que representa a porcentagem do índice de erosividade que contribuiu para a erosão considerada no cálculo da respectiva RPS, variando 0 a 1. Logo, o fator C aproxima-se de 0 quando ocorre boa cobertura vegetal e de 1 em áreas sem cobertura (Bertol et al., 2001).

Por fim, o fator P varia de acordo com a adoção ou não de práticas de conservação do solo, como o plantio em nível, em faixas de contorno, terraceamento, plantio direto, variando de 0 a 1.

Além da RUSLE uma gama de métodos de simulação da erosão pode ser encontrada na literatura. Gavrilovic (1988), por exemplo, realizou estudos exploratórios e desenvolveu tabelas com índices que representam fatores ambientais, (Figura 10). O Método de Erosão Potencial (EPM) tem sido utilizado com frequência em regiões cársticas da Europa, Oriente Médio e norte da África (Kouhpeima et al., 2011; Bozorgzadeh; Kamani, 2012; Barovic e Spalevic, 2015; Dragicevic et al., 2016). No entanto, a aplicação dessas tabelas em regiões de clima tropical requer adaptação conceitual, especialmente ao correlacionar as características dos solos, cobertura vegetal e regime de chuva (Kouhpeima et al., 2011).



Dados de Entrada									
Geométricos		Topográficos		Hidroológico		Erosão (Z)			
F	Área da bacia	f	Área entre curvas de nível	ΣL_1	Comprimento dos cursos d'água de I e II ordem	Y	Resistência do solo a erosão	f_p	Boa permeabilidade
O	Comprimento da bacia	Δh_0	Equidistância entre curvas de nível	L_m	Menor distância entre a montante e a jusante	I_{sr}	Inclinação média da bacia	f_{pp}	Média permeabilidade
L_p	Comprimento do rio principal	L_{12}	Comprimento das curvas de nível	Meteorológico		ϕ	Grau da erosão no terreno	f_0	Pouca permeabilidade
F_v	Maior área da bacia	h_0	Menor altitude da curva de nível	h_p	Média do volume de chuvas intensas (24 horas)	X_s	Uso e manejo do solo	f_1	Boa cobertura vegetal
L_p	Largura da bacia	H_{max}	Maior altitude	t_0	Temperatura média do ar			f_1	Média cobertura vegetal
F_m	Menor área da bacia	H_{min}	Menor altitude	H_{50}	Precipitação média			f_2	Pouca cobertura vegetal
Dados de Saída									
S_1	Permeabilidade do solo	E_r	Energia da erosão	K	Sinuosidade do rio	Z	Intensidade da erosão		
S_2	Índice de Cobertura Vegetal	H_{ob}	Altura da erosão no relevo	m	Desenvolvimento da bacia	R_p	Retenção de sedimentos		
A	Forma da bacia	G	Densidade da drenagem	a	Simetria do rio	Q_{max}	Vazão máxima de escoamento		
w	Percolação de água	B	Largura média da bacia	D	Diferença de elevação	W_{3T}	Produção total de sedimentos		
$2gDF^{14}$	Energia cinética da chuva	H_{sr}	Altitude média da bacia	T	Coefficiente de temperatura	G_{sr}	Perda média de solo		

Figura 10: Parâmetros de entrada e dados de saída do programa EPM / IntErO. Fonte: Tavares (2017) adaptado de Spalevic (2011).

Conforme discutido até aqui, as técnicas desenvolvidas para cenários cársticos específicos desempenham um papel crucial na busca pela consistência dos modelos hidrológicos globais. No entanto, é imprescindível contar com uma base de dados sólida para alimentar esses modelos, principalmente devido à significativa variação na recarga e nas nascentes cársticas. O monitoramento hidrológico em áreas cársticas, no entanto, é uma tarefa complexa e dispendiosa, exigindo esforços consideráveis na coleta de dados de vazão de superfície e subterrânea, especialmente durante períodos cheias.

Além dos desafios operacionais, a escassez de recursos materiais também se apresenta como um obstáculo significativo. Consequentemente, a falta de séries históricas de monitoramento em regiões cársticas representa um fator limitante para a aplicação de modelos mais robustos e avançados (Goldscheider e Drew, 2007). Essa limitação enfatiza a necessidade premente de investimentos e esforços contínuos para aprimorar a disponibilidade e a qualidade dos dados hidrológicos em áreas cársticas, a fim de possibilitar avanços significativos no desenvolvimento e na aplicação desses modelos mais robustos.

Conclusão

A busca por pesquisas relevantes sobre a temática da modelagem hidrológica em sistemas cársticos resultou em uma ampla seleção de trabalhos que passaram por um processo rigoroso de triagem. As análises de co-citação e acoplamento bibliográfico proporcionaram insights significativos, destacando trabalhos-chave e revelando as interconexões temáticas ao longo de

20 anos, e os desenvolvimentos mais recentes nos últimos 5 anos. Essas análises fornecem uma base sólida de pesquisas que podem ser consultadas em futuras investigações e aprofundamento dentro desse campo de estudo.

Em resumo, a aplicação de métodos hidráulicos, geofísicos, geológicos e traçadores naturais e artificiais se mostraram essencial para a caracterização e avaliação precisa dos processos hidrossedimentológicos no cárste. Foi evidente o notável avanço metodológico com o surgimento de técnicas e ferramentas computacionais, além do esforço amostral no monitoramento, que permitiu a obtenção de parâmetros mais confiáveis para a simulação dos modelos.

Logo, o acoplamento de modelos superficiais e subterrâneos foram se aprimorando, resultando na melhoria das previsões da dinâmica hidrológica no cárste. Assim, o contínuo desenvolvimento e refinamento das metodologias são cruciais para avançar na compreensão desse complexo sistema.

As informações sobre a temática da modelagem hidrológica nesse estudo servem como base para futuras pesquisas e avanços no campo, pois oferecem a orientação sobre o desenvolvimento e pesquisas atuais, e auxilia na promoção de melhores práticas de gestão sustentável em bacias cársticas.

Agradecimentos

Este estudo faz parte do projeto 'Susceptibilidade hidrológica e geomorfológica das cabeceiras do Rio Vermelho' nº 01/2018 e da UNESCO International Sediment Initiative- ISI/LAC. Os autores gostariam de agradecer o apoio financeiro da CAPES-Brasil.

Referências

- Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N. 2016. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods, *J. Hydrol.*, 327, 472-485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.054>.
- Amin, M.G. M., Veith, T.L., Collick, A.S., Karsten, H.D., Buda, A.R. 2017. Simulating hydrological and nonpoint source pollution processes in a karst water-shed: a variable source area hydrology model evaluation. *Agric. Water Manag.*, 180, 212-223. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.07.011>
- Araújo, D. L. Avaliação dos impactos da exploração de águas subterrâneas na bacia do ribeirão rodeador por meio de simulação integrada entre os modelos SWAT e MODFLOW. 2018. Dissertação de Mestrado. Tecnologia ambiental e recursos hídricos. Universidade de Brasília, Brasília-DF, 165.
- Arnold, J.G., Arnold, K., Bieger, M.J., White, R., Srinivasan, J.A., Dunbar, P.M., Allen. 2018. Use of decision tables to simulate management in SWAT+, *Water*, 10, 6, 713. <https://doi.org/10.3390/w10060713>
- Baffaut, C., Benson, V.W. 2008. Modeling flow and pollutant transport in a karst watershed with SWAT. *Trans. ASABE*, 52, 2, 469-479. <https://doi.org/10.13031/2013.26840>
- Betrie, G. D., Mohamed, Y. A., Van Griensven, A., Srinivasan R. 2011. Sediment management modeling in the Blue Nile Basin using SWAT model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 807-818. <https://doi.org/10.5194/hess-15-807-2011>
- Bertol, I., Schick, J., Batistela, O. 2001. Razão de Perdas de Solo e Fator C para as Culturas de Soja e Trigo em Três Sistemas de Preparo em um Cambissolo Húmico Alumínico. *R. Bras. Ci. Solo*, 25, 451-461. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832001000200021>
- Bertoni, J., Lombardi Neto, F. 2018. Conservação do Solo. 8. ed. São Paulo: Ícone. 360.
- Bailey, R.T., Wible, T.C., Arabi, M. E Ditty, J. 2016. Assessing regional-scale spatio-temporal patterns of groundwater surface water interactions using a coupled SWAT-MODFLOW. *Hydrological Processes*. 30, 23, 1-14. <https://doi.org/10.1002/hyp.10933>
- Ballesteros, D., Farrant, A., Sahy, D., Genuite, K., Bejarano, I., Nehme, C. 2023. Going with the flow: Sedimentary processes along karst conduits within Chalk aquifers, northern France, *Sedimentary Geology*, 452, 106422. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106422>.
- Bao, J., Wu, X., Zhang, Q., Yuan, D., Guo, F., Liu, F. 2023. Unveiling the nitrogen transport and transformation in different karst aquifers media, *Journal of Hydrology*, 620, 129335. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129335>.
- Baudement, C., Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y. 2017. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). *Bull. la Société géologique Fr.*, 188, 40, 1-20. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017203>.
- Barovic, G., Spalevic, V. 2015. Calculation of Runoff and Soil Erosion Intensity in the Rakljanska Rijeka Watershed, Polimlje, Montenegro. *Agriculture & Forestry, Podgorica*, 61, 4, 109 -115. <https://doi.org/10.17707/AgricultForest.61.4.11>
- Benischke, R., Harum, T., Reszler, C., Saccon, P., Ortner, G., Ruch, C. 2010. Abgrenzung hydrographischer Einzugsgebiete durch Kombination hydrogeologischer Untersuchungen mit Isotopenmethoden und hydrologischer Modellierung. *Grundwasser: Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 15, 43-57. <https://doi.org/10.1007/s00767-009-0124-y>.
- Bieger, K., Bieger, J.G., Arnold, H., Rathjens, M.J., White, D.D., Bosch, P.M., Allen, M., Volk, R., Srinivasan. 2017. Introduction to SWAT+, a completely restructured version of the soil and water assessment tool. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 53, 1, 115-130. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12482>.
- Bozorgzadeh, E., Kamani, N. 2012. A Geographic Information System (GIS) - based modified Erosion Potential Method (EPM) Model for Evaluation of Sediment Production. *Journal of Geology and Mining Research, Nairobi*, 4, 6, 130 -141. <https://doi.org/10.5897/JGMR11.029>.
- Bresinsky, L., Kordilla, J., Engelhardt, I., Livshitz, Y., Sauter, M. 2023. Variably saturated dual-permeability flow modeling to assess distributed infiltration and vadose storage dynamics of a karst aquifer – The Western Mountain Aquifer in Israel and the West Bank, *Journal of Hydrology*, 18, 100143. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2022.100143>.
- Cheng, S., Xingxiu, Y., Zhenwei, L., Xianli, X., Huayi, G., Zongda, Y. 2023. The effect of climate and vegetation variation on monthly sediment load in a karst watershed, *Journal of*

- Cleaner Production, 382, 135290, <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2022.135290>.
- Denardin, J. E. Erodibilidade do Solo Estimada por meio de Parâmetros Físicos e Químicos. 1990. Tese de Doutorado em Agronomia, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz-USP, Piracicaba, 113.
- DHI, Danish Hydraulic Institute Water and Environment. 2007. MIKE SHE – User Manual. Denmark Hydrology Institute. Hørsholm, Denmark. 1-2.
- Doummar, J., Sauter, M., Geyer, T. 2012. Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She) – Identification of relevant parameters influencing spring discharge. *J. Hidrol.*, 427, 112-123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.021>.
- Duran, L., Massei, N., Lecoq, N., Fournier, M., Labat, D. 2020. Analyzing multi-scale hydrodynamic processes in karst with a coupled conceptual modeling and signal decomposition approach. *J. Hidrol.*, 583, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124625>.
- Dragicevic, N.; Karleusa, B.; Ozanic, N. 2016. A review of the Gavrilovic method (Erosion Potential Method) application. *Gradevinar, Croatian*, 9, 715-725. <https://doi.org/10.14256/JCE.1602.2016>
- Easton, Z.M., Fuka, D.R. 2008. Walter, M.T, Cowan, D.M., Schneiderman, E.M., Steenhuis, T.S. Re-conceptualizing the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model to predict runoff from variable source áreas. *J. Hydrol.*, 348, 279-29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.008>
- Ferrari, J.A, Karmann, I. 2008. Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas cársticos na Bacia do Rio Betari, Município de Iporanga - SP. *Geologia -SP: Série Científica*, .8, 1, 1-70. <http://dx.doi.org/10.5327/z1519-874x2008000100001>
- Feng, T., Chen, H., Polyakov, V. O., Wang, K., Zhang, X., Zhang, W. 2016. Soil erosion rates in two karst peak-cluster depression basins of northwest Guangxi, China: Comparison of the RUSLE model with 137Cs measurements, *Geomorphology*, 253, 217-224. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.013>.
- Flanagan, D. C. Gilley, J. E. Franti, T. G. 2007. Water Erosion Prediction Project (WEPP): Development History, Model Capabilities, and Future Enhancements. *Transactions of the ASABE*. 50, 5, 1603-1612. <https://doi.org/10.13031/2013.23968>.
- Fleury, P. 2007. Plagnes, V., Bakalowicz, M. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (France). *J. Hydrol.* 345, 2, 38-49. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.07.014>.
- Ford, D.C. Williams, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley, Chichester, 562. 2007. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Godoi, R., Rodrigues, D. B. B., Borrelli, P., Oliveira, P. T. S. 2021. High-resolution soil erodibility map of Brazil. *Science of The Total Environment*. 781. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146673>.
- Goldscheider N, Drew D. 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*. International Association of Hydrogeologists, Taylor & Francis, London, 264.
- Gavrilovic, S. 1988. The use of empirical method (erosion potential method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. *International Conference for Review Regime*, 411– 422.
- Grácio, M. C. C. 2016. Acoplamento bibliográfico e análise de cocitação: revisão teórico-conceitual. *Encontros Bibli: Revista Eletrônica de Biblioteconomia e Ciência da Informação*, 21, 47, 82-99. <https://doi.org/10.5007/1518-2924.2016v21n47p82>
- Hartmann, J., Moosdorf, N., Lauerwald, R., Hinderer, M., West, A.J. 2014. Global chemical weathering and associated p-release - the role of lithology, temperature and soil properties. *Chemical Geology*, 363, 145-163, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.025>
- Iritani, M. A., Ezaki, S. 2009. *As águas subterrâneas do Estado de São Paulo*. São Paulo: Secretaria do Estado do Meio Ambiente- SMA, 2nd, 104.
- Oliveira, P. T. S. Sobrinho, T. A., Rodrigues, D. B., Panachuki, E. 2011. Erosion Risk Mapping Applied to Environmental Zoning. *Water Resources Management*, 25, 3, 1021-1036. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9739-0>
- Oliveira, A. H., Silva, M. A., Silva, M. L., Curi, N., Neto, G. K., Freitas, D. A. 2013. Development of Topographic Factor Modeling for Application in Soil Erosion Models. In: Soriano, M. *Soil Processes and Current Trends in Quality Assessment*. Rijeka, InTech, 2013. 4, 111-138. <https://doi.org/10.5772/54439>
- Jakada, H., Chen, Z. 2020. An approach to runoff modelling in small karst watersheds using the SWAT model. *Arab J Geosci.*, 13. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05291-0>

- Janza, M. 2010. Hydrological modeling in the karst area, Rižana spring catchment, Slovenia. *Environ. Earth Sci.*, 61, 909-920. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0406-9>
- Jeannin, P., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J., Duran, L., Gill, L., Hartmann, A., Johannet, A., Jourde, H., Kavousi, A., Liesch, T., Liu, Y., Lüthi, M., Malard, A., Mazzilli, N., Igúzquiza, E., Thiéry, D., Reimann, T., Schuler, P., Wöhling, T., Wunsch, A. 2021. Karst modelling challenge 1: Results of hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 600, 126508, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126508>.
- Johannet, A., Taver, V., Vinches, M., Borrell-Estupina, V., Pistre, S., Bertin, D. 2015. Comparison Between Inverse Modelling and Data Assimilation to Estimate Rainfall from Runoff Using the Multilayer Perceptron. *Internat. Joint Conf. on Neural Networks*, 1-8. <https://doi.org/10.1109/IJCNN.2015.7280427>
- Kalhor, R., Azmal, M., Khosravizadeh, O., Moosavi, S., Asgari, M.S., & Gharaghieh, F. 2017. Nurses perception of evidence-based knowledge, attitude and practice: A quantitative study in teaching hospitals. *Evidence Based Health Policy, Management & Economics*, 1, 2, 103-111.
- Karmann, I. *Cárste e Cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGc USP.* São Paulo. 2016. 62. <http://dx.doi.org/10.11606/T.44.2017.tde-15022017-091311>
- Kouhpeima, A. Hashemi, S. A. A. Feizn, S. 2011. A study on the efficiency of Erosion Potential Model (EPM) using reservoir sediments. *Elixir International Journal, Copernicus*, 38, 4135-4139, Polony.
- Kourgialas, N. N., Karatzas, G.P., Nikolaidis, N. P., 2010. An integrated framework for the hydrologic simulation of a complex geomorphological river basin. *Journal of Hydrology* 381, 4, 308–321. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.003>
- Kovács, A., Sauter, M. Modelling karst hydrodynamics. In book: Goldscheider, Drew, D. *Methods in Karst Hydrogeology*. 2006. Ed International contribution to hydrogeology, 26.
- Long, A. J., Putnam, L.D. 2004. Linear model describing three components of flow in karst aquifers using ¹⁸O data. *Journal of Hydrology*. 296, 1-4, 20, 254-270. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.023>
- Loncar, G., Šreng, Z., Bekic, D., Kunštek, D. 2018. Hydraulic-Hydrology Analysis of the Turbulent Seepage Flow within Karst Aquifer of the Golubinka Spring Catchment *Geofluids*. Hindawi, *Geofluids*. <https://doi.org/10.1155/2018/6424702>.
- Marques, J. J., Curi, N., Lima, J.M., Ferreira., Silva, M.L.N., Ferreira, D.F. 1997. Estimativa da erodibilidade a partir de atributos de solos com horizonte B textural no Brasil. *Rev. Bras. de Ci. Solo*, Viçosa, 21, 3, 457-465. <https://doi.org/10.1590/S0100-06831997000300015>
- Malago, A., Efstathiou, D., Bouraoui, F., Nikolaidis, N.P., Franchini, M., Bidoglio, G., Kritsotakis, M. 2016. Regional scale hydrologic modeling of a karst dominant geomorphology: The case study of the Island of Crete. *J. Hydrol.*, 540, 64-81. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.061>
- Mahler, B. J., Jiang, Y., Pu, J., Martin, J.B. 2021. Editorial: Advances in hydrology and the water environment in the karst critical zone under the impacts of climate change and anthropogenic activities, *Journal of Hydrology*, 595, 125982. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.125982>.
- Manziona, R. L.; Soldera, B. C.; Wendland, E. C. 2017. Groundwater system response at sites with different agricultural land uses: case of the Guarani Aquifer outcrop area, Brotas/SP-Brazil. *Hydrological Sciences Journal*, 62, 28-35. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1154148>
- Mariano, A. M., Rocha, M. S. 2017. Revisão da Literatura: Apresentação de uma Abordagem Integradora. XXVI Congresso Internacional AEDEM. Economy, Business and Uncertainty: ideas for a European and Mediterranean industrial policy, Reggio Calabria (Italia).
- Mazzilli, N., Mazzilli, V., Guinot, H., Jourde, N., Lecoq, D., Labat, B., Arfib, C., Baudement, C., Danquigny, L. Dal Soglio, D. 2019. KarstMod: A modelling platform for rainfall – discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environ. Model. Softw.*, 122, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>
- Nikolaidis, N.P., Bouraoui, F., Bidoglio, G. 2013. Hydrologic and geochemical modeling of a karstic Mediterranean watershed. *J. Hydrol. Eng.*, 477, 129-138. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-1-2012>
- Oliveira, Z. O., Barroso, E. H., Milhomem, P.M., Monteiro, S. B. S. 2020. Modelos de Maturidade de Gestão do Conhecimento Aplicados nas Organizações: Uma Revisão da

- Literatura. Rev. Lat.-Am. Inov. Eng. Prod. Curitiba, Paraná. 8, 13, pp. 172–186. <https://doi.org/10.5380/relainep.v.8i13.73929>
- Olivetti, D., Mincato, R. L., Ayer, J.E.B., Silva M.L.N., Curi, N. 2015. Spatial and Temporal Modeling of Water Erosion in Dystrophic Red Latosol (Oxisol) used for Farming and Cattle Raising Activities in a Sub-Basin in the South of Minas Gerais. *Ciênc Agrotec.* 39, 58-67. <https://doi.org/10.1590/S141355670542015000100007>.
- Palanisamy, B., Workman, S.R. 2015. Hydrologic Modeling of Flow through Sinkholes Located in Streambeds of Cane Run Stream, Kentucky. *J. Hydrol. Eng.*, 20, 5, 1-12. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001060](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001060)
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Van der Zanden, E. H., Poesen, J., Alewell, C. 2015. Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Envir. Sci Policy.* 51, 23-34. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.03.012>.
- Partington, D., Brunner, P., Simmons, C.T., Werner, A.D., Therrien, R., Maier, H.R., Dandy, G.C. 2012. Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. *J. of Hydrol.*, 459, 28-39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.029>
- Park, S., Nielsen, A., Bailey, R.T., Trolle, D., Bieger, K. 2019. A QGIS-based graphical user interface for application and evaluation of SWAT-MODFLOW models. *Environmental Modelling & Software*, 111, 493-497. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.10.017>
- Poulain, A., Watlet, A., Kaufmann, O., Van Camp, M., Jourde, N., Mazzilli, N., Rochez, G., Deleu, R., Quinif, Y., Hallet, V. 2018. Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring. *Hydrol. Process.*, 32, 2069-2083. <https://doi.org/10.1002/hyp.13138>
- Renard, K.G, Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C. 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). 703. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook, 1997.
- Rimmer, A., Y. Lechinsjy, S. 2006. Modelling precipitation-streamflow processes in Karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel. *Journal of Hydrology*, 331, 4, 524-542. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.003>
- Rozos, E., Koutsoyiannis, D. 2006. A multicell karstic aquifer model with alternative flow equations. *J. Hydrol.*, 325, 1-4, 340-355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.021>
- Samuels, R., Rimmer, A., Hartmann, A., Krichak, S., Alpert, P. 2010. Climate change impacts on Jordan river flow: Downscaling application from a regional climate model. *J. Hydrometeo.*, 11, 4, 860-879. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1177.1>
- Silva, M.L.N., Curi, N., Ferreira, M.M., Lima, J.M., Ferreira, D.F. 1999. Proposição de modelos para estimativa da erodibilidade de Latossolos brasileiros. *Pesqui Agropec Bras.* 34, 2287-2298. <https://doi.org/10.1590/S0100-204X1999001200016>
- Sezen, C., Bezak, N., Bai, Y., Šraj, M. 2019. Hydrological modelling of karst catchment using lumped conceptual and data mining models. *Journal of Hydrology*, 576, 98-110. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.036>.
- Sophocleous, M.A.; Perkins, S.P. 2000. Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *J. of Hydro.* 236, 3-4, 185-201. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00293-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00293-6)
- Sullivana, T.P., Gao, Y., Reimann, T. 2019. Nitrate transport in a karst aquifer: Numerical model development and source evaluation. *J. Hidrol.*, 573, 432-448. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.078>
- Spalevic, V. 2011. Impact of land use on runoff and soil erosion in Polimlje. Doctoral thesis, Faculty of Agriculture of the University of Belgrade, Serbia, 260. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.25228.36486>
- Spruill, C. A., Workman, S. R., Taraba, J. L. 2000. Simulation of daily stream discharge from small watersheds using the SWAT model. *ASAE-American Society of Agricultural Eng.*, 43, 6, 14-31. <https://doi.org/10.13031/2013.3041>
- Tavares, A. S. 2017. Modelagem da Erosão Hídrica pelo Método de Erosão Potencial em uma Sub-bacia Hidrográfica de Referência no Sul de Minas Gerais. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Alfenas, UNIFAL, 73.
- Torre, B., Gil-Márquez, J.M., Mudarra, M., Andreo, B. 2023. Towards a better understanding of flow-related processes in the vertically distributed compartments of karst aquifers by combining natural tracers and stable isotopes, *Journal of Hydrology*, 620, 9, 129392. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129392>.
- Travassos, L. E. 2019. Princípios de Carstologia e Geomorfologia cárstica. Instituto Chico Mendes

- de Conservação da Biodiversidade – ICMBio, Brasília, 246.
- Tzoraki, O., Nikolaidis, N.P. 2007. A generalized framework for modeling the hydrologic and biogeochemical response of a Mediterranean temporary river basin. *J. Hidrol.*, 346, 3-4, 112-121. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.025>
- Vigiak, O., Malagó, A., Bouraoui, F., Vanmaercke, M., Poesen, J. 2015. Adapting SWAT hillslope erosion model to predict sediment concentrations and yields in large Basin. *Sci. Total Environ.*, 538, 855-875. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.095>
- Volk, M., Bosch, D., Nangia, V., Narasimhan, B. 2017. SWAT: Agricultural water and nonpoint source pollution management at a watershed scale - Part II. *Agricultural Water Management*, 180, 31, 191-193. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.06.013>
- Wu, Q., Deng, C., Chen, Z. 2016. Automated delineation of karst sinkholes from LiDaR - derived digital elevation models. *Geomorphology*, 266, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.006>
- Woodbury, J. D., Shoemaker, C. A., Easton, Z. M., Cowan, D. M. 2014. Application of SWAT with and without variable source area hydrology to a large watershed. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 50, 42-56. <https://doi.org/10.1111/jawr.12116>
- Xu, A., Wang, F., Li, L. 2023. Vegetation information extraction in karst area based on UAV remote sensing in visible light band, *Optik*, 272, 170355. <https://doi.org/10.1016/j.ijleo.2022.170355>.
- Yachtao, G. A. 2009. Modification of the SWAT model to simulate hydrologic processes in a karst influenced watershed. MS thesis. Blacksburg, Va.: Virginia Tech, Department of Biosystems Engineering.
- Yan, B., Fang, N. F., Zhang, P. C., Shi, Z. H. 2013. Impacts of land use change on watershed streamflow and sediment yield: an assessment using hydrologic modeling and partial least square regression. *J. Hydrol.*, 484, 26-37. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.008>
- Yona, M. B., Rimmer, A., Shamir, E., Litaor, I. 2020. Hydrologic response in the karstic and basaltic hydro-geological units of Lake Kinneret watershed. *J. Hidrol.*, 583, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124572>
- Zhang, Z., Chen, X., Ghadouani, A., Shi, P. 2010. Modelling hydrological processes influenced by soil, rock and vegetation in a small karst basin of southwest China. *southwest China, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 7, 561-592, <https://doi.org/10.5194/hessd-7-561-2010>.

CAPÍTULO 3 – PREDIÇÃO DE SEDIMENTOS

3. EROÇÃO HÍDRICA E PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

Partindo da premissa de uma investigação geral para uma avaliação particular da dinâmica carstica, foi proposto nesse capítulo a estimativa de taxas de perda de solo em escala regional (1:500.000) e local (1:50.000) frente às mudanças de uso e cobertura da terra nas últimas décadas.

ARTIGO 2 – “EVALUATION OF VEGETATION COVER CHANGES AND SOIL LOSSES BY WATER EROSION IN A KARST REGION OF THE BRAZILIAN SAVANNAH”

Journal of South American Earth Sciences

Evaluation of Vegetation Cover Changes and Soil Losses by Water Erosion in a Karst Region of the Brazilian Savannah

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Section/Category:	Water resources, watershed dynamics, hydrology and the water cycle, effects of climate change on wat
Keywords:	Karst Geomorphology; Water Erosion; Geoprocessing; Soil losses.
Corresponding Author:	Andre Silva Tavares, Ph.D. University of Brasilia Campinas-SP, SP BRAZIL
First Author:	Andre Silva Tavares, Ph.D.
Order of Authors:	Andre Silva Tavares, Ph.D.
	Tassia Silva Tavares, Ph.D.
	Rogério Elias Soares Uagoda, Ph.D.
Abstract:	<p>Water erosion poses a large and generalized challenge in Brazil, particularly pronounced in regions with a seasonal tropical climate, such as the Brazilian savannah, where sediment production attains heightened levels. This phenomenon becomes especially critical within karst terrains, where alterations in land cover in distant recharge areas promotes rates of soil loss which finds its way into subterranean accesses, thereby engendering shifts in microclimatic dynamics, water quality, and the preservation of local biodiversity. In light of this contextual framework, the present investigation seeks to model soil losses attributable to water erosion within a hydrographic basin characterized by dominant karst attributes. To fulfill this objective, simulation scenarios spanning the last four decades are conducted employing the universal soil loss equation revised. Outcomes marked fluctuations in soil losses which can reached a maximum range between 20.57 and 41.86 Mg ha⁻¹ year⁻¹. The annual arithmetic average of weighted soil loss around the area resulted in lower values, which varied between 2.93 Mg ha⁻¹ year⁻¹ (in 1990) and 5.98 (in 2021). This happens because 66.87% of the basin is made up of natural vegetation of bush savannah (15.18%) or field savannah (51.69%). However, the changes in soil losses in recent decades are linked to the conversion of natural cover to the cultivation of planted pastures. The escalating deforestation has witnessed a cumulative of 151,446.43 hectares 1990 to 2021. The substitution of natural vegetation for the cultivation of planted pasture in the period currently represents around 52%. Most of these materials are transported to the lowest levels, influenced by an accentuated topography, they are directed to karst cavities, which over time promote changes in the local ecosystem dynamics.</p>
Suggested Reviewers:	Ronaldo Luiz Mincato, Ph.D. Teacher, Federal University of Alfenas ronaldomincato@gmail.com Teacher specializing in natural resources and water erosion
	Velibor Spalevic, Ph.D. teacher, Montenegrin Pan-European Union velibor.spalevic@gmail.com teacher specializing in natural resources and water erosion
	Junior Cesar Avanzi, Ph.D. teacher, Federal University of Lavras junior.avanzi@dcs.ufla.br teacher specializing in natural resources and water erosion
	Marx Leandro Silva, Ph.D. teacher, Federal University of Lavras marx@dcs.ufla.br teacher specializing in natural resources and water erosion

Evaluation of Vegetation Cover Changes and Soil Losses by Water Erosion in a Karst Region of the Brazilian Savannah

André Silva Tavares^{1*}, Rogério Soares Uagoda², Tassia Silva Tavares³

1 University of Brasília, Institute of Applied Geosciences and Geodynamics; andresttavares@gmail.com

2 University of Brasília, Institute of Applied Geosciences and Geodynamics; rogeriouagoda@unb.br

3 University Federal of Lavras Chemistry department; tassiastavares@hotmail.com

* Correspondence: andresttavares@gmail.com; Tel.; 5535991721675

Abstract: Water erosion poses a large and generalized challenge in Brazil, particularly pronounced in regions with a seasonal tropical climate, such as the Brazilian savannah, where sediment production attains heightened levels. This phenomenon becomes especially critical within karst terrains, where alterations in land cover in distant recharge areas promote rates of soil loss which find their way into subterranean accesses, thereby engendering shifts in microclimatic dynamics, water quality, and the preservation of local biodiversity. In light of this contextual framework, the present investigation seeks to model soil losses attributable to water erosion within a hydrographic basin characterized by dominant karst attributes. To fulfill this objective, simulation scenarios spanning the last four decades are conducted employing the universal soil loss equation revised. Outcomes marked fluctuations in soil losses which can reach a maximum range between 20.57 and 41.86 Mg ha⁻¹ year⁻¹. The annual arithmetic average of weighted soil loss around the area resulted in lower values, which varied between 2.93 Mg ha⁻¹ year⁻¹ (in 1990) and 5.98 (in 2021). This happens because 66.87% of the basin is made up of natural vegetation of bush savannah (15.18%) or field savannah (51.69%). However, the changes in soil losses in recent decades are linked to the conversion of natural cover to the cultivation of planted pastures. The escalating deforestation has witnessed a cumulative of 151,446.43 hectares 1990 to 2021. The substitution of natural vegetation for the cultivation of planted pasture in the period currently represents around 52%. Most of these materials are transported to the lowest levels, influenced by an accentuated topography, they are directed to karst cavities, which over time promote changes in the local ecosystem dynamics.

Keywords: Karst Geomorphology; Water Erosion; Geoprocessing; Soil losses.

1. Introduction

Water erosion stands as the primary driver of soil degradation in Brazil [1,2]. In both cultivated and natural landscapes, substantial soil loss is observed periodically [3]. The impact is notably heightened within karst terrains due to their inherent susceptibility to alterations in natural vegetation cover. Within the Brazilian savannah, these karst zones face

49 significant implications, including rocky desertification, diminished water
50 flows, and compromised water quality [4,5].

51 Broadly characterized, a karst system evolves within geological
52 landscapes featuring water-soluble rock formations such as limestone,
53 dolomite, and gypsum, resulting in distinctive formations including caves,
54 sinkholes, dry valleys, and subterranean rivers [1]. The uniqueness of these
55 terrains manifests in their shallow soils with modest natural fertility, specific
56 vegetation, and intricate hydrology [2]. The extent of karst formation
57 development varies based on climate, vegetation, and parent material
58 characteristics. Extensive elucidation of surface and underground forms is
59 available in existing literature [1,3,4,5].

60 Diverse sources and types of dendritic sediments prevail in karst
61 environments, contingent upon whether the material has undergone
62 pedogenesis at the surface or consists of alluvial sediments, epiphreatic
63 muds, insoluble residues, suspended solids, and organic deposits. Zones of
64 sediment deposition are discernible in expanded fractures, chasms,
65 subsidence areas, internal subsidence, flooded culvert networks, and
66 backfloods [6].

67 Such areas of sediment transport, whether autochthonous or
68 allochthonous, may experience elevated water velocities and fluctuations
69 in the water table, potentially leading to rapid flooding above the vadose
70 zone [7]. Consequently, safeguarding speleological heritage entails the
71 delineation of sediment-contributing areas, within which inadequate soil
72 management and displacement of native vegetation can exacerbate erosion
73 processes, altering sediment quantity and quality.

74 Despite occupying a mere 5% to 7% of Brazilian territory, the karst
75 system assumes particular significance within the Brazilian savannah,
76 where the removal of natural vegetation for livestock expansion outpaces
77 other Brazilian biomes [8]. A real issue is encroachment of pastures onto
78 Brazilian savannah native coverage over the past two decades raises
79 concerns that imperil biodiversity preservation. This because a severe
80 water erosion in Brazil primarily arises from the high erosivity and
81 erodibility of soils, with the full economic, social, and environmental costs
82 remaining inadequately quantified [9].

83 In the Brazilian savannah, the edaphoclimatic traits inherently entail
84 high soil losses, which, when coupled with karst formation areas, render
85 the region even more susceptible to transformations in land use and cover.
86 This dynamic leads to elevated sedimentation rates, diminished water
87 availability, and nutrient depletion in the soil, thereby impacting
88 microclimatic conditions and influencing biodiversity, agricultural output,
89 and other ecosystem services [10,11].

90 The Brazilian savannah edaphic and climatic characteristics promote
91 the predominance of low-vegetation landscapes with scattered trees, as
92 phosphorus and mineral nutrient deficiencies hinder forest development
93 [12]. For instance, grassland vegetation, like the Field Savannah, prevails
94 as an open landscape dominated by grasses and herbs, with isolated shrubs
95 and trees adapted to recurrent droughts and fires, including species like

96 golden grass (*Syngonanthus nitens*), buriti (*Mauritia flexuosa*), and
97 mangabeira (*Hancornia speciosa*). These species play pivotal roles in
98 maintaining biodiversity, carbon sequestration, and soil preservation [13].

99 The combined effect of brazilian savannah vegetation cover and karst
100 topography expedites sediment transport to underground channels and
101 reactivated galleries, with varying intensity during the rainy season. The
102 well-defined seasonal dichotomy of dry (May to September) and rainy
103 seasons (October to April) within the biome enables evaluating the
104 relationship between land use, vegetation cover changes, and active factors
105 in soil erosion, aiding the identification of areas more or less susceptible to
106 water erosion. The acceptable threshold for maximum soil loss on brazilian
107 savannah slopes ranges from 4 to 12 Mg ha⁻¹ yr⁻¹, contingent upon soil
108 depth and textural relationships [14].

109 Projections of sediment production scenarios via water erosion
110 simulations involve empirical equations or widely used physical and
111 conceptual models globally, such as the Universal Soil Loss Equation (USLE)
112 [15], the Water Erosion Prediction Project (WEPP) [16], the European Soil
113 Erosion Model (EUROSEM) [17], or the Erosion Potential Method (EPM)
114 [18], among others.

115 The Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) is an alternative for
116 estimating soil loss on a watershed scale, with the assistance of
117 geoprocessing tools, remote sensing, and geostatistical methods [19]. The
118 indirect model can indicate areas that are more or less vulnerable, since its
119 soil loss values are an attempt to approximate the values obtained on an
120 experimental plot scale under specific conditions [20]. However, in more
121 complex and heterogeneous climatic conditions and contexts, such as in
122 karst environments, evaluation errors can exist, particularly with regard to
123 over or underestimating soil losses [21]. Thus, experimental plot data,
124 preferably within the evaluated watersheds, can serve as an indicator of
125 how calibrated the indirect model is.

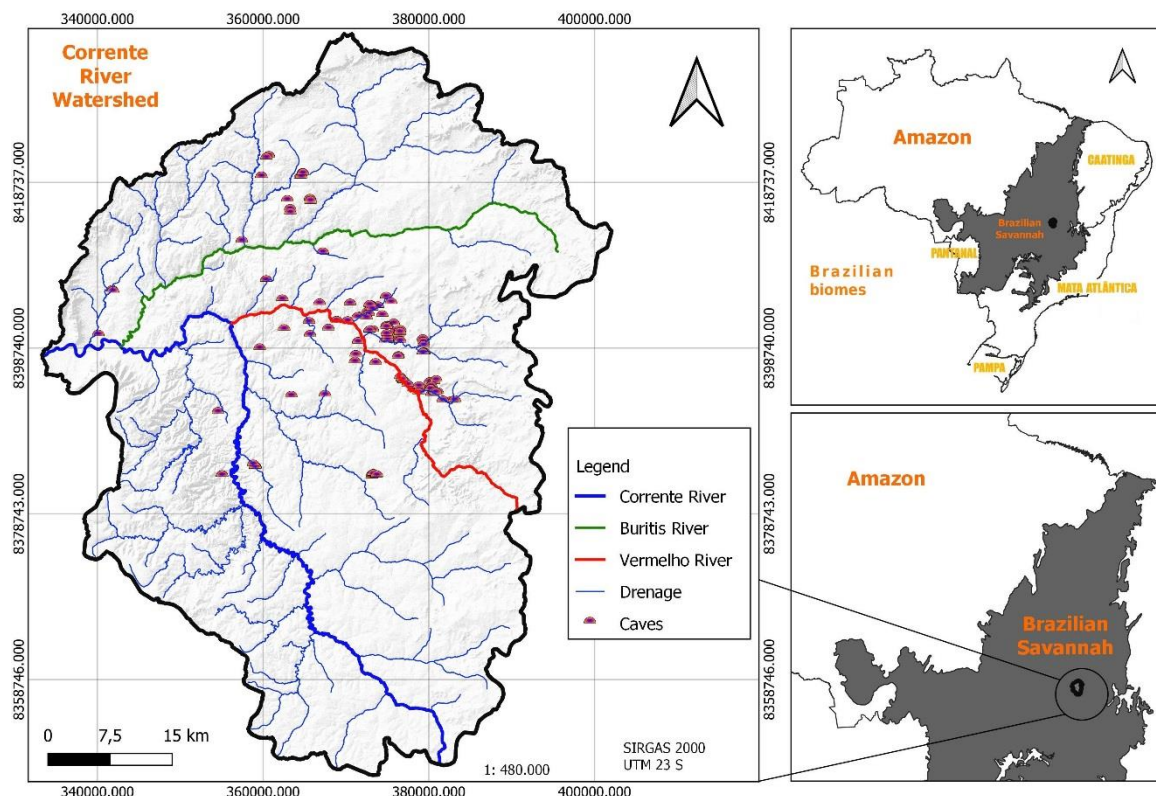
126 Therefore, the main objective of this study is to evaluate the potential
127 for soil loss by water erosion in a region sensitive to land use changes,
128 characterized by karst features in the Brazilian savannah. The Revised
129 Universal Soil Loss Equation (RUSLE) was tested in two approaches with
130 different temporal and spatial scales: obtaining the annual average soil
131 losses in four scenarios: 1990, 2000, 2010, and 2021; and for obtaining
132 the monthly average soil losses exclusively for the year 2021. The results
133 obtained provide important indications for understanding the dynamics of
134 water erosion in karst regions of the brazilian savannah in the light of
135 changes in land use and land cover.

137 **2. Materials and Methods**

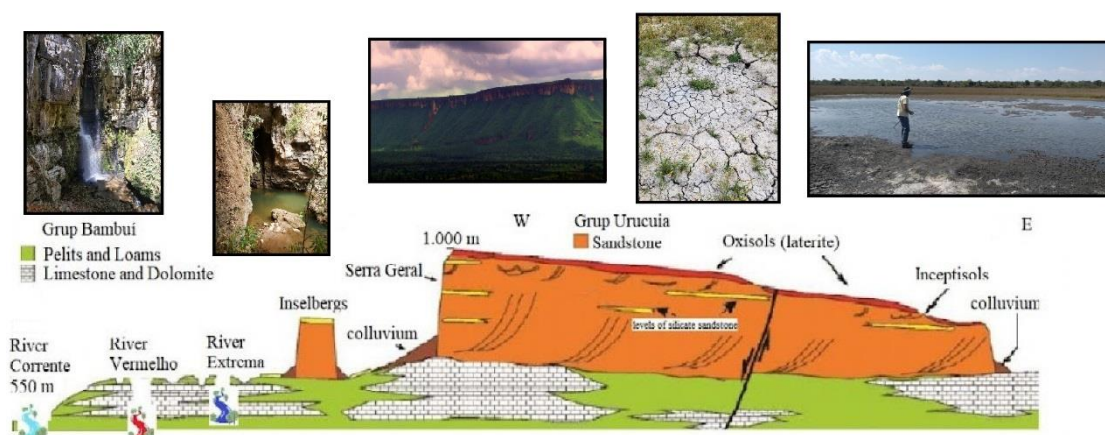
139 **2.1. Study Area**

141 The Corrente river watershed (3,824 km² – 14°04'02"S-15°05'26"S
142 and 046°44'58"W-046°46'37"W) is situated in the northeast of the State

143 of Goiás. It flows beneath the basement of the Bambuí Group
 144 (Neoproterozoic), composed of carbonate and siliciclastic rocks that host
 145 one of Brazil's significant karst occurrences [22]. Within the eastern
 146 portion, the Urucuia Group (Cretaceous) consists of reddish and white
 147 quartz sandstones, originating from eolian and fluvial depositions,
 148 characterized by fine to medium grains, rounded shapes, and occasional
 149 clayey matrices [23]. Geomorphologically, at the intersection of the Urucuia
 150 (sandstones) and Bambuí (carbonates) groups, a distinct topographic
 151 difference arises (Figure 1), harboring residual colluvial-alluvial sediments
 152 down to the lowest levels, where exposed carbonate and pelitic-carbonate
 153 rocks of Bambuí exist [24,25].
 154



155
 156 Figure 1. Location of the Corrente river basin in the Brazilian savannah and the one
 157 hundred and forty-five mapped caves. Source: Organized by the authors.
 158



159
 160 Figure 2. Lithological formations driving Serra Geral regression processes and colluvial
 161 sediment accumulation, with the Vermelho River as the local base level governing

162 deposition levels within caves, and the Corrente River as the regional base level [24, 28].
 163 Source: Organized by the authors.

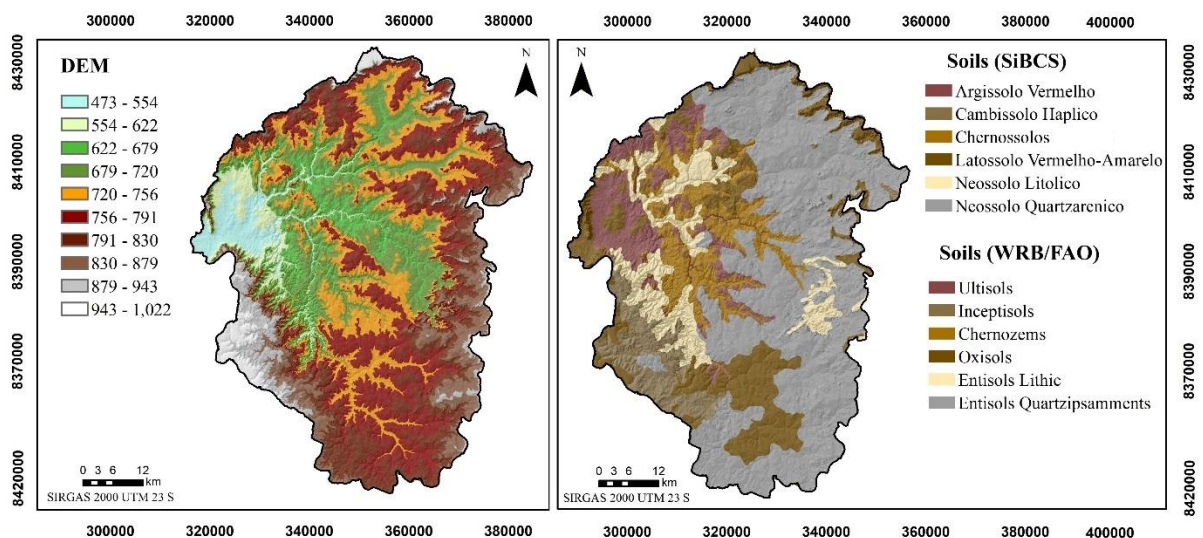
164

165 Regressive erosion in the cuesta of Serra Geral de Goiás creates gaps
 166 of up to 500 meters, characterized by steep cliffs and colluviums.
 167 Consequently, soils predominantly comprise quartz sand [26]. Altitude
 168 variation from the mouth of the Corrente river to the Serra Geral plateau
 169 spans 473 to 1,022 meters. The region experiences a humid tropical climate
 170 (Aw-Koppen) of savannah type, characterized by dry winters and humid
 171 summers. The average annual precipitation reaches 1,200 mm,
 172 concentrated during the summer, with an average temperature of 25°C
 173 [27].

174 Within the karst feature-dense region, water and sediment recharge
 175 occurs through fractures and extensive connections distributed among
 176 sinkholes and underground channels. The National Center for Research and
 177 Conservation of Caves (CECAV) has mapped caves with perennial water
 178 drains, and there might be others that remain uncharted. These areas
 179 represent convergence zones for sediments moving from the surface to
 180 underground channels, which can eventually return to springs (Figure 2).
 181 The karst landscape proves sensitive to changes in land use and cover due
 182 to the vulnerable nature of poorly developed soils. Intense summer rains
 183 can lead to substantial soil removal, posing multiple threats to aquatic
 184 habitats, groundwater, and surface water quality.

185 Within the watershed, the spatial delineation of soil types manifests as
 186 follows: (i) Neossolo Quartzarênico (Entisol Quartzipsammit) comprises
 187 the preponderant expanse, spanning approximately 1,813.803 km²
 188 (47.24%); (ii) Latossolos Vermelho-Amarelo (Oxisols) extend over 635,591
 189 km² (16.55%); (iii) Neossolos Litólicos (Entisols Lithic) encompass 390,910
 190 km² (10.18%); (iv) Chernossolos Litólicos (Chernozems) cover an area of
 191 roughly 386,918 km² (10.07%); (v) Argissolos Vermelhos (Ultisols)
 192 correspond to 356,779 km² (9.29%); and (vi) Cambissolos Hápicos
 193 (Inceptisols) span 255,357 km² (6.65%) of the domain (Figure 3).

194



195 Figure 3. Digital Elevation Model (DEM) and Watershed Soil Composition. Source:
 196 Organized by the authors.
 197

198 In the Brazilian savannah ecosystem, Entisol Quartzipsamment paints
199 a portrait characterized by its sandy texture, coupled with a paucity in water
200 and nutrient retention attributes. This shallow-rooted landscape kindles a
201 predilection for a subdued pH spectrum, which synergistically complements
202 the species consortium well-accustomed to thriving amidst conditions
203 characterized by dwindling fertility levels and scant nutrient endowments.
204 This blend of attributes collectively renders such substrates susceptible to
205 heightened erosion susceptibilities [62, 63]. Pertinently, these ramifications
206 foreshadow the watershed's proclivity toward dynamic erosion proclivities,
207 with the Field Savannah locales - invariably underscored by Entisol
208 Quartzipsamment - constituting the epicenter of perturbing soil loss
209 manifestations.

210

211 *2.2. Methodological Process*

212

213 This study adhered to the application procedures of the Revised
214 Universal Soil Loss Equation (RUSLE), initially formulated for experimental
215 plots [15], subsequently adjusted for hydrographic basin scale [19], and
216 later customized for Brazilian environmental conditions [12]. The RUSLE
217 method assesses the impacts of natural (climatic, pedological, and
218 topographical), anthropic (soil use, management practices), and biotic
219 (vegetative cover) factors on soil erosion [29]. This model is represented
220 by equation (1):

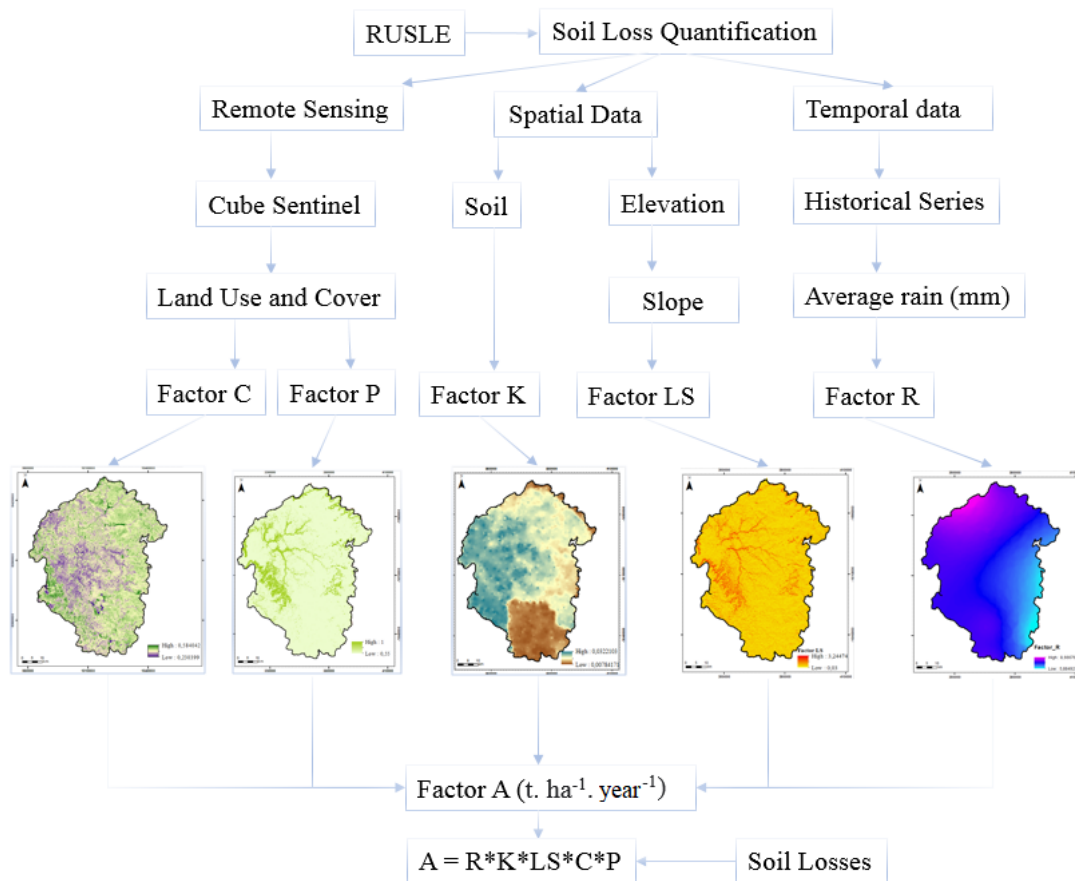
$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (1)$$

221 Where: A = mean annual soil loss ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$); R = rainfall erosivity
222 factor ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$); K = soil erodibility factor ($\text{Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$);
223 LS = topographic factor, which involves the dimensionless length and slope
224 of the slope; C = dimensionless soil use and management factor; and P =
225 conservation practices, dimensionless.

226

227 By utilizing geographic information system (GIS) tools like map
228 algebra, raster images were integrated using QGIS software [30], yielding
229 yearly average soil loss maps. The "zonal statistic as table" tool [31]
230 evaluated sediment production concerning land use, occupation classes,
231 and convergence areas for caves. Databases from the State Geoinformation
232 System [32], National Institute of Meteorology Meteorological Database
233 [33], and National Water and Sanitation Agency [34] were employed. A
234 flowchart illustrating the processes for preparing the RUSLE factors is
235 provided in Figure 4.

236



237
 238 Figure 4. Flowchart adopted to obtain the RUSLE factors. Source: Organized by the
 239 authors.

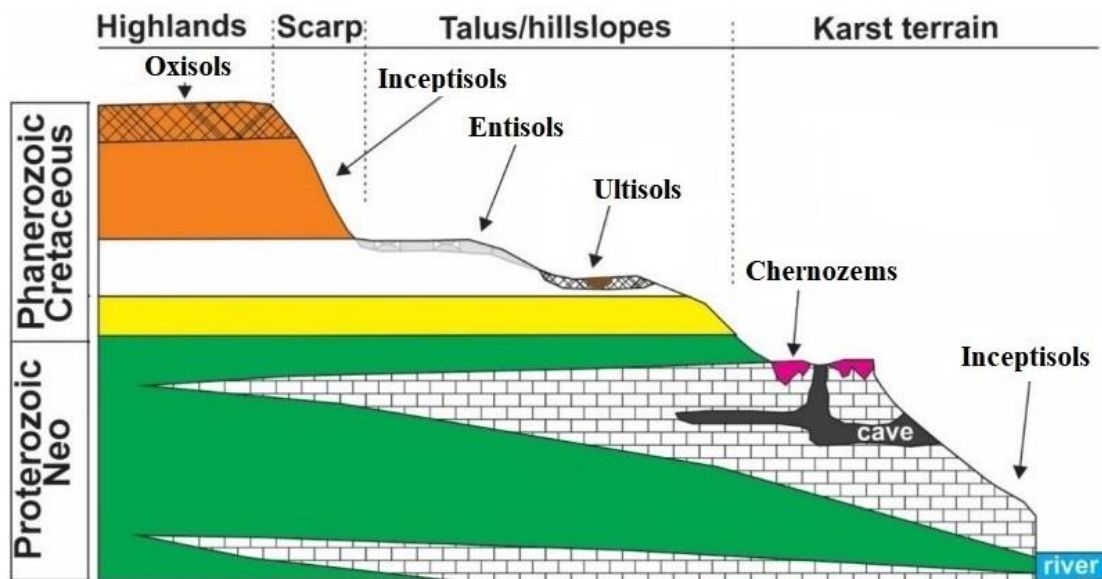
240
 241 **2.2.1 Soil Erodibility (K)**
 242

243 The K factor embodies the influence of inherent soil properties on
 244 erosion rates, such as depth, texture, structure, organic matter content,
 245 porosity, and permeability [15]. Experimental plots have historically been
 246 utilized worldwide to determine this parameter. However, these
 247 experiments are resource-intensive and time-consuming, demanding
 248 extensive evaluation periods and substantial implementation costs [19].
 249 Thus, at the watershed scale, approximations are achievable through
 250 indirect simulation methods, utilizing values grounded in soil's physical and
 251 chemical attributes [29].

252 In Brazil, K values can vary between 0.0002 and 0.0636 (Mg h⁻¹ MJ-
 253 1 mm⁻¹) [35]. In the Brazilian savannah, K values are also highly variable
 254 in the literature, but follow a higher standard due to the edaphoclimatic
 255 conditions of the biome [41,42,43]. In the study area, soil distribution is
 256 linked to the upper and lower watershed sections (Figure 5).

257 To determine the compatibility of these values with our study area's
 258 soils, a soil map was created using existing bases, including the soil map of
 259 the State of Goiás (scale 1:250,000) [32], the "Nascentes do Rio Vermelho"
 260 Environmental Protection Area soil map [36], and the Digital Elevation
 261 Model (TOPODATA) [37]. Diagnostic attributes were considered up to the
 262 second categorical level (suborders) of Brazil's soil taxonomic system,

263 which comprises six levels of detail in total [38, 39]. The average K value
 264 according to the literature (Table 1) was assigned to each soil class [35,
 265 40].
 266



267
 268 Figure 5. Soil distribution hierarchy within the Corrente river watershed. Source: [36].
 269

270 Table 1. K values from literature for soil classes based on the Brazilian Soil Classification
 271 System (SiBCS, [40]) and World Reference Base for Soil Resources (WRB/EMBRAPA,
 272 2021).
 273

Soil (SiBCS)	Soil (WRB)	Area (%)	K Mg ha h ⁻¹ MJ ⁻¹ mm ⁻¹	Literature
Argissolo Vermelho	Ultisols	9.29	0.0090	[42]
Cambissolo Haplico	Inceptisols	6.65	0.0355	[41]
Chernossolos	Chernozems	10.07	0.0030	[71]
Latossolo Vermelho-Amarelo	Oxisols	16.55	0.0032	[41]
Neossolo Litólico	Lithic Entisols	10.18	0.0350	[67]
Neossolo Quartzarênico	Entisols	47.24	0.0140	[67]
	Quartzpsamment			

282
 283
 284 **2.2.2 Rainfall Erosivity (R)**
 285

286 The R factor represents an index indicating rain's potential to detach
 287 and transport soil particles, resulting from the product of kinetic energy and
 288 its maximum intensity [44]. R factor estimation relies on average values of
 289 historical rainfall series [29]. A historical series between 1978 and 2021 is
 290 available on the "HidroWeb" platforms of the National Water Agency [45],
 291 the National Institute of Meteorology [33] and the Groundwater
 292 Information System [46].

293 For this study, the monthly and annual precipitation values were
 294 calculated only for the hydrological years evaluated (1990, 2000, 2010 and
 295 2021). The interpolation of values from seven monitoring stations (Figure
 296 6) was performed using the Inverse Distance Weighting (IDW) method and

297 Thiessen polygons in the ArcGis Pro software [68]. The regional Fournier
 298 equation (Equation 1), normalized for the Brazilian savannah regions [47],
 299 was used to calculate the R factor [10] for each hydrological year (Table
 300 2), based on monthly and annual precipitation [67].

301

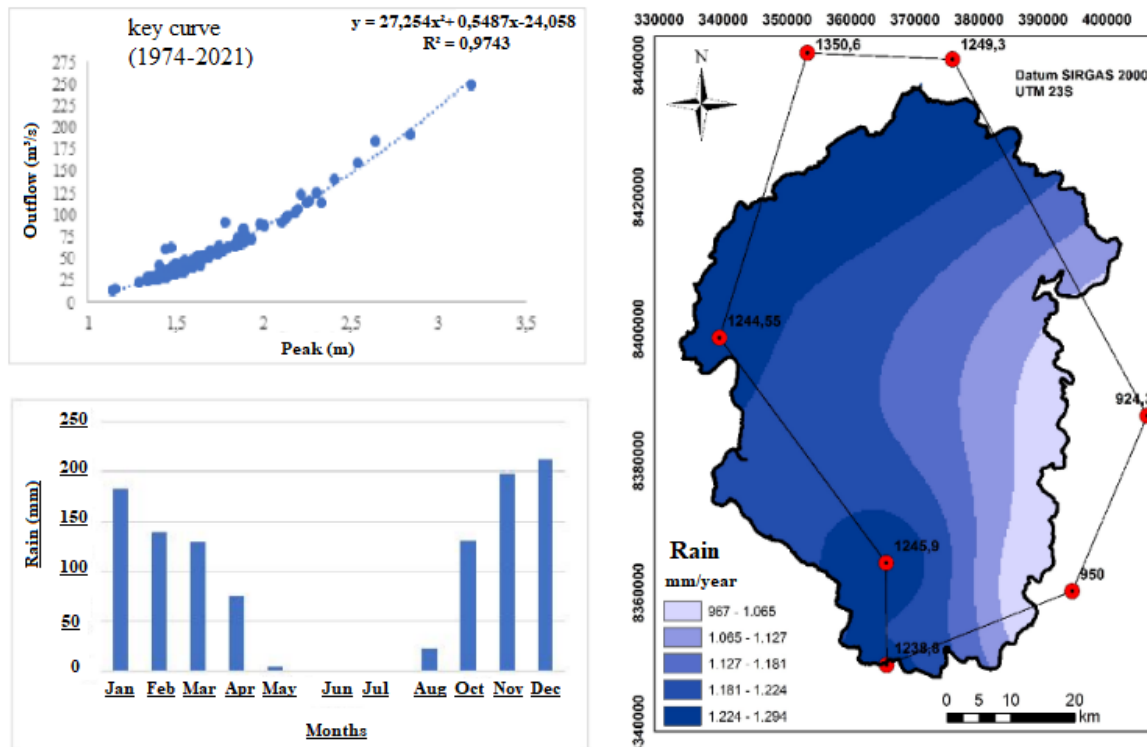
$$302 \quad R = 12,592 \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{M_i}{P}\right)^{0.603} \quad (1)$$

303

304 Where: R = annual precipitation erosivity ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ hr}^{-1}$), M_i = monthly
 305 precipitation (mm), P = annual precipitation (mm).

306

307



308

309 Figure 6. Monitoring stations and rainfall patterns in the historical series. Source:
 310 Organized by the authors.

311

312 Table 2. Average annual R-Factor for the Corrente watershed and intensity index [49].

	R factor index [47] (MJ mm h ha⁻¹ year⁻¹)	Annual average of the R factor (t ha ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹)			
		1990	2000	2010	2021
Very low	< 2,500				
Low	2,500 < R < 5,000	4,987			
Average	5,000 < R < 7,000				
High	7,000 < R < 10,000		7,896	7,675	7,396
Very high	R > 10,000				

313

314 2.2.3 Topographic (LS)

315

316 The LS factor corresponds to the length of the ramp (L) and the slope
 317 of the terrain (S). At the watershed scale, calculating the LS factor involves
 318 using the elevation model of the area. For this study, the Topodata model
 319 (30 m) sourced from the Geomorphometric Database of Brazil [50] was

320 employed. This model was developed through kriging refinement of SRTM
 321 (Shuttle Radar Topography Mission) data [51]. In the QGIS 3.16.9
 322 software, the TauDEM 5.12 tool was utilized to remove noise and outliers.
 323 Subsequently, the digital elevation model was converted into the American
 324 Standard Code for Information Interchange (ASCII) format and input into
 325 the LS-TOOL program [52], which executes the following equations:
 326

$$LS = L * S \tag{2}$$

$$L = (\lambda / 22.13)^m \tag{3}$$

$$m = \beta (1 + \beta) \tag{4}$$

$$\beta = (\text{sen } \theta) / [3 * (\text{sen } \theta)^{0.8} + 0.56] \tag{5}$$

$$S = 10.8 * \text{sen } \theta + 0.03 \text{ if } \theta < 9\% \tag{6}$$

$$S = 16.8 * \text{sen } \theta - 0.50 \text{ if } \theta \geq 9\% \tag{7}$$

327
 328 Where: λ = slope length; m = exponent of the length-slope variation; β =
 329 factor that varies with the terrain slope; θ = angle of inclination.

330
 331 *2.2.4 Land Use Land Cover (CP)*

332
 333 Some methods for the determination of the CP factor can be found in
 334 the literature [43, 55, 56, 57]. Traditional empirical methods involve using
 335 the soil loss ratio (RPS) in an experimental plot, with one plot featuring
 336 vegetation cover during development and another exposing soil. This ratio's
 337 correlation with monthly erosivity (R) reduces soil loss as the crop's
 338 phenological cycle advances [53].

339 However, Brazil still lacks adequate experimentation for obtaining the
 340 C factor, often resorting to literature values. Empirical methods assign
 341 weight values based on the identification and classification of plant species
 342 in the area, considering factors such as vegetation height, canopy density,
 343 cover, root depth, and soil management practices like plowing, irrigation,
 344 and fertilizer application [56, 57]. This approach enables calculating the C
 345 factor's average value by weighting the values of each vegetation cover
 346 type and adopted management practice.

347 For this study, land use and land cover classes (LULC) were obtained
 348 in two ways. The first, from the MapBiomass project database using Google
 349 Earth Engine [54] for the years 1990, 2000, 2010 and 2021, with the
 350 intention of subsequently calculating the average annual soil loss.
 351 MapBiomass is a collaborative network (NGOs, universities and start-ups)
 352 that produces LULC maps in Brazil using Landsat images with a spatial
 353 resolution of 30 meters, covering a period from 1985 to 2023 [54].
 354 Therefore, mean C and P values obtained in the literature were adopted in
 355 parallel, according to the characteristics of the Brazilian savannah (Table
 356 3).

357 Table 3. CP factor for LULC classes in the Corrente river watershed.

LULC	CP	Bibliography
Bush Savannah	0,013	[55]
Field Savannah	0,050	[55]
Planted Pasture	0,125	[55]
Temporary Agriculture	0,143	[56]
Perennial Agriculture	0,20	[56]

362 To capture variations in vegetative growth and obtain monthly values
363 of soil loss, the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) was used
364 to obtain the C factor. The NDVI index directly reflects the photosynthetic
365 activity of plants, which indicates the energy absorption capacity of the
366 vegetation cover and facilitates the analysis of temporal changes in cover.
367 The methodology was applied only for the year 2021 due to the lack of
368 reliable monthly records for the years 1990, 2000 and 2010. To obtain
369 average NDVI values for all months, the Sentinel-2 red and red-edge bands
370 with 5-day temporal resolution and less than 10% cloud cover were used.
371 The calculation of Equation 8 [57] was then performed for each month of
372 the year 2021 in QGIS 3.22.4 software [69].

373

$$374 \quad C = \left(\frac{-NDVI+1}{2} \right) \quad (8)$$

375

376 At the same time, a detailed LULC map, which does not yet exist for
377 the study area, was created by training a deep learning model and Sentinel-
378 2 imagery (collection copernicus/s2_sr_harmonized). In recent years,
379 supervised classification of satellite imagery has been used to produce
380 accurate land cover maps [59]. The Temporal Convolutional Neural
381 Network (TempCNN) model [58] was employed, trained using two thousand
382 automatic collected samples from 2021, with PlanetScope images as
383 reference [60]. Sentinel-2 image cube encompassing twenty-four revisits
384 was utilized. Time Series Satellite Images (SITS) combine high temporal,
385 spectral, and spatial resolutions, facilitating close monitoring of vegetation
386 dynamics. All processes leading up to the generation of the LULC map were
387 conducted within the Sits package of the R program [61].

388

389 *2.3. Selection of Study Period*

390

391 The use of the RUSLE model traditionally suggests evaluating soil
392 losses over longer periods, ideally spanning several years to obtain a robust
393 average. However, in our study, we chose to focus on the analysis of
394 specific annual scenarios. This methodological decision was driven by the
395 limitations of the available database, which did not allow us to assess
396 extensive consecutive periods of time. Thus, rather than aiming for a
397 comprehensive multi-temporal analysis, we sought to evaluate trends and
398 changes observed in specific years, in order to understand the dynamics of
399 erosion and vegetation cover change at these points in time.

400 The assessment of factors C (cover and management) and R (rain
401 erosivity) is crucial for estimating soil losses by RUSLE. In our study
402 observed a notable variation during the studied decades, mainly the
403 transition from Natural Shrub Cover to Planted Pasture. Although this
404 transition may seem like a minor variation, it had significant implications in
405 our analysis, given the extensive loss of the Natural Shrub Cover during
406 the study period. This change directly influenced the average soil loss
407 values between 1990 and 2021.

408 Typically, rain erosivity is calculated based on a historical series to
409 capture interannual variations. However, for this study, we prioritized
410 assessing specific annual scenarios. Thus, estimates based on the R factor
411 were made considering the conditions of each selected year, rather than
412 long-term averages.

413 We acknowledge that our focus on specific years and the inherent
414 limitations of our database might differ from traditional approaches.
415 However, we believe that analyzing these specific scenarios offers valuable
416 insights into the dynamics of erosion and vegetation cover change at key
417 moments, complementing long-term studies and providing a specific
418 framework for discussions on soil management and conservation practices.

419

420 **3. Results**

421

422 3.1 Environmental Variables

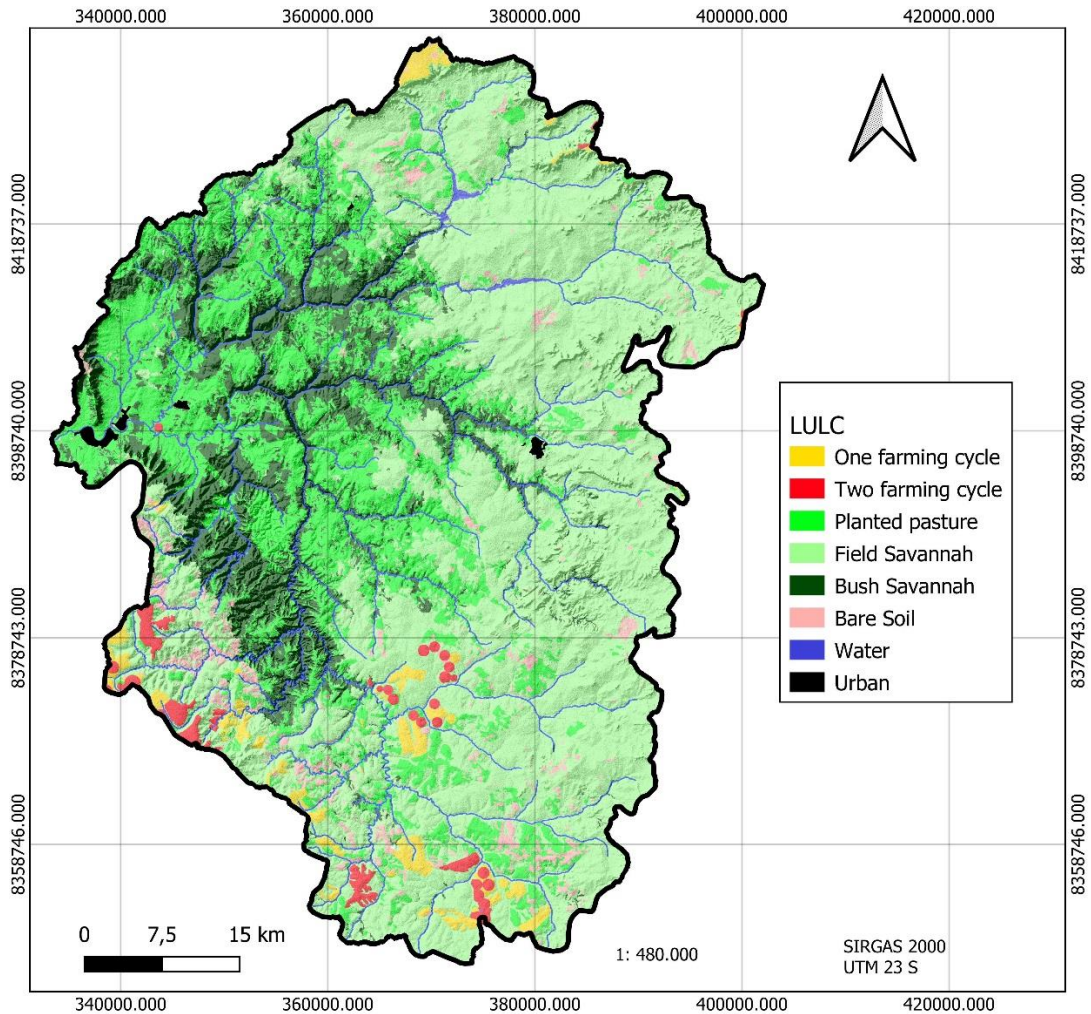
423

424 The Corrente river watershed is characterized by an ecotonal interface
425 between bush savannah and field savannah ecosystems, accentuated by
426 the encroachment of agricultural activities, notably the proliferation of
427 planted pasture. This transformational phenomenon exerts discernible
428 repercussions on soil erosion dynamics and the ensuing generation of
429 sedimentary materials. In the realm of the Brazilian savannah, the phasic
430 progression of natural vegetal growth is expedited upon the onset of initial
431 precipitation, typically transpiring between October and December. The
432 zenith of vegetal coverage transpires within the temporal interval of
433 February to March. However, specific deciduous species evince
434 asynchronous leaf loss (Figure 7).

435 Terrains classified as field savannah expanses (51.69%) are
436 characterized by diminished vegetal canopy, typified by an assemblage of
437 herbaceous grass species intermingled with sporadic shrubbery. This biotic
438 composition predominantly aligns with the dominion of Entisols
439 Quartzipsamments. Nevertheless, this native biome has incurred partial
440 perturbation due to the gradual encroachment of planted pasture,
441 warranting its classification as a high-erosion risk domain. Notably,
442 territories attributed to bush savannah ecotypes (15.18%) bear historical
443 imprint as the foremost locus for the expansion of planted pasture
444 (25.52%) across the preceding four decades. The cumulative aggregate of
445 other demarcated land cover classifications, including agriculture (3.56%),
446 bare soil (3.82%), urban (0.23%), and water (0.33%), conjoins to
447 represent a mere 7.94% of the total watershed extent.

448 The pronounced dichotomy of the two distinct seasons throughout the
449 year assumes pivotal importance in comprehending the elevated potential
450 for soil attrition within this biome. Torrential rainfall, bearing heightened
451 erosional prowess, commences in December, a juncture characterized by
452 ongoing vegetative expansion and the sparse disposition of the canopy.
453 This phenomenon arises from the dormancy of arboreal species during the
454 Brazilian savannah arid phase. Comprehensive tabulation of the R factor

455 values and monthly precipitation volume spanning the years 1990 through
 456 2021 is presented in Table 4.
 457



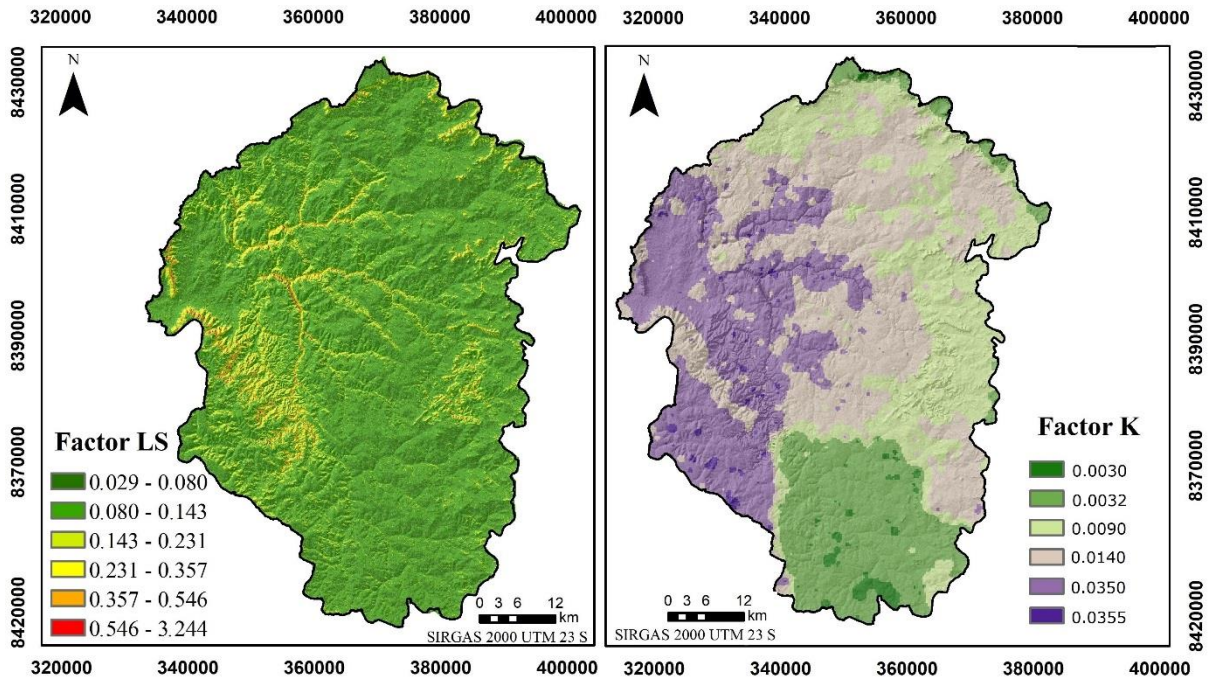
458
 459 Figure 7. Land Use and Land Cover (LULC) as Evidenced by the Sentinel-2 Image Cube
 460 with 28 Observations for the Year 2021. Source: Organized by the authors.

461
 462 Table 4. Distribution of precipitation and erosivity (R) in the years 1990, 2000, 2010 and
 463 2021. Source: Organized by the authors.

Months	Rain (mm)				Factor R (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹)			
	Years				Years			
	1990	2000	2010	2021	1990	2000	2010	2021
January	91	258	103	136	452.00	1,906.39	440.29	754.32
February	106	137	72	228	584.24	657.40	241,09	1,798.82
March	189	222	311	9	1,545.40	1,480.58	2,824,73	7.83
April	40	63	98	159	113.42	177.97	404.94	981.05
May	40	0	10	0	113.42	0	8.71	0
June	0	0	0	6	0	0	0	3.96
July	12	0	0	0	14.96	0	0	0
August	44	0	0	0	133.14	0	0	0
September	61	0	17	0	230.65	0	21.27	0
October	43	95	87	90	128.09	355.14	331.45	376.68
November	48	245	301	133	154.12	1,747.61	2,673.64	726.54
December	187	230	139	285	1,517.99	1571,42	728,96	2,618.13
Total	861	1,250	1,138	1,046	4,987.47	7,896.54	7,675.11	7,267.37

476

477 The average value of the LS factor was 0.11, which indicates that the
 478 topography is, on average, slightly hilly (Figure 8). However, the highest
 479 LS values are found in the areas of negative elevation between the Urucua
 480 Group (sandstones) and the Bambuí Group (carbonate and pelitic-
 481 carbonate), and in the canyon regions of the dissection of the karst relief
 482 [24]. Areas with higher LS values also have soils with higher erodibility.
 483
 484



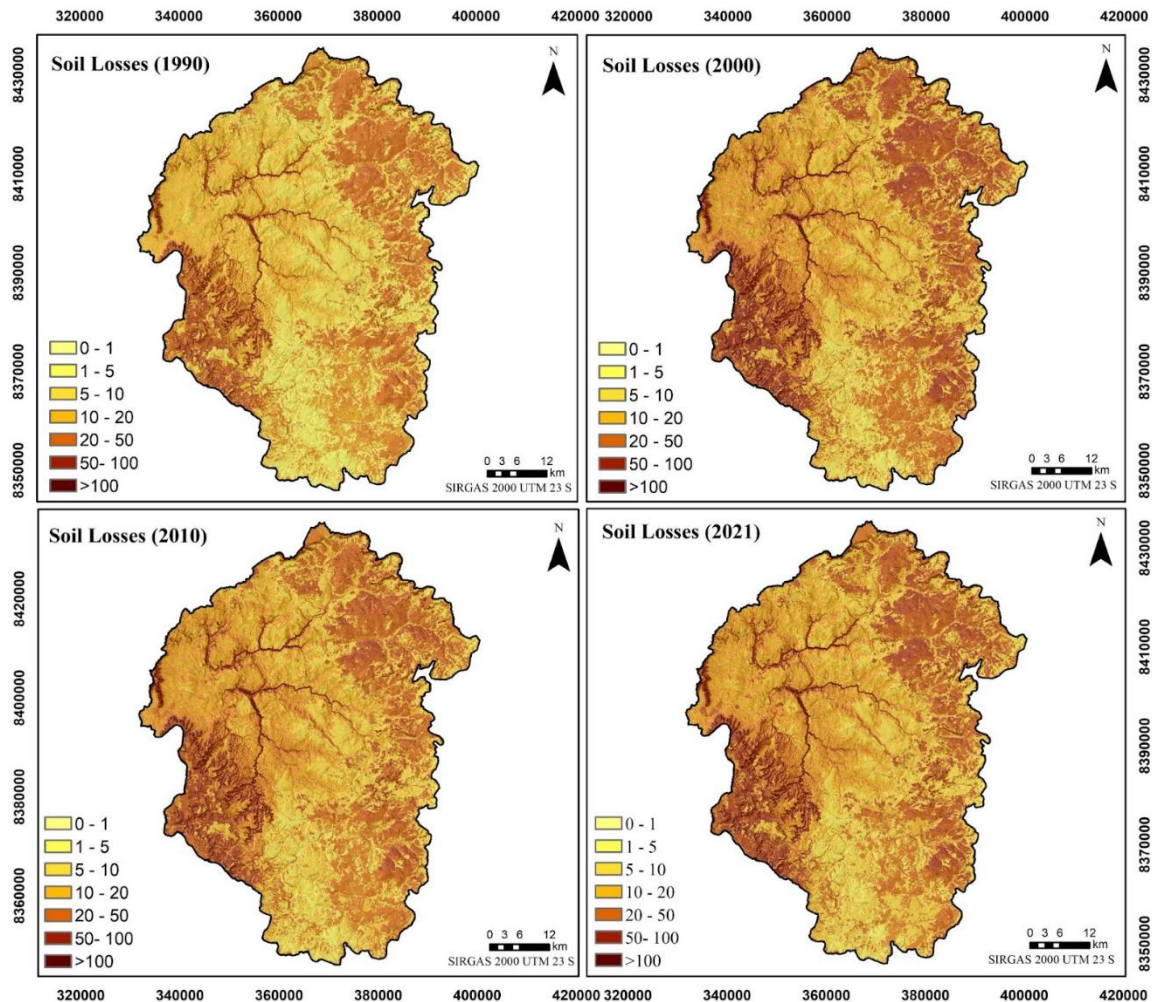
485
 486 Figure 8. The variations of topographical (LS) and erodibility (K) factors [35]. Source:
 487 Organized by the authors.
 488

489 3.2 Soil Loss (1990, 2000, 2010 and 2021)

490
 491 The soil loss calculated for the year 1990 was 20.57 Mg ha⁻¹ year⁻¹.
 492 This value increased by 63% in the year 2000 (32.30), and was maintained
 493 at high values in later decades (34.40 and 41.86 in 2010 and 2021,
 494 respectively) (Figure 9). However, the arithmetic mean annual soil loss
 495 weighted around the area resulted in lower values, which ranged from 2.93
 496 Mg ha⁻¹ year⁻¹ (in 1990), 4.65 (in 2000), 4.91 (2010) and 5.98 (in 2021).
 497 This value is within the tolerance limit for soil loss generalized for the
 498 Brazilian Cerrado, which unfolds in a range that covers 4 and 12 Mg ha⁻¹
 499 year⁻¹ [14]. Overall, 66.87% of the basin is made up of natural vegetation
 500 of bush savannah (15.18%) or field savannah (51.69%). However, the
 501 changes in vegetation cover observed in recent decades are linked to the
 502 conversion of natural cover to the cultivation of planted pastures. This
 503 change is discussed in more detail in the next topic.

504 In areas of colluvial-alluvial residual sediments present the highest
 505 values of soil losses. This material is transported down to the lowest levels,
 506 where exposed carbonate and pelitic-carbonate rocks of Bambuí exist
 507 [24,25]. The accentuated topography and the predominant coverage of

508 field pasture are aggravating factors. It is notable that sediment production
 509 between the years 1990 and 2021 increased mainly due to changes in LULC
 510 in this period, mainly with the advance of degraded pastures that replaced
 511 forest areas.
 512

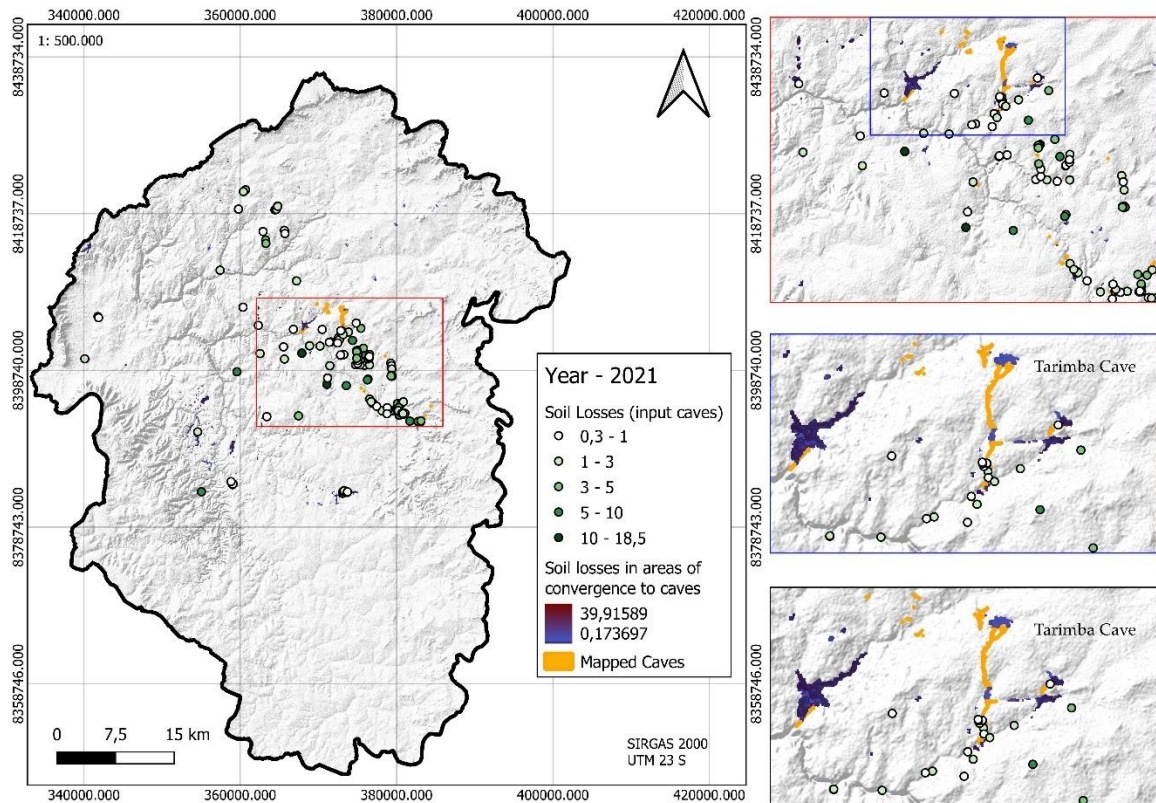


513
 514 Figure 9. Distribution of soil losses in different years separated by a decade (1990, 2000,
 515 2010 and 2021). Source: Organized by the authors.

516
 517 In areas of colluvial-alluvial residual sediments present the highest
 518 values of soil losses. This material is transported down to the lowest levels,
 519 where exposed carbonate and pelitic-carbonate rocks of Bambuí exist
 520 [24,25]. The accentuated topography and the predominant coverage of
 521 field pasture are aggravating factors. It is notable that sediment production
 522 between the years 1990 and 2021 increased mainly due to changes in LULC
 523 in this period, mainly with the advance of degraded pastures that replaced
 524 forest areas.

525 Areas around caves are more vulnerable to land cover changes. We
 526 highlighted the average soil loss within a radius of 1 km from the entrance
 527 of the identified caves, and a range from 0.3 to 18.5 Mg ha⁻¹ year⁻¹ was
 528 found. This value tends to increase in areas with steep slopes and doline-
 529 like features, where the transport of sediments in rainfall events is high,
 530 and allows part of this material to be washed into the cavities. Doline areas

531 were identified [66], and the value measured in these areas can also be
 532 seen in Figure 10. The convergence of these sediments must be the subject
 533 of continuous evaluation, given the significant concentration of deposits in
 534 caves in the region [7].
 535



536
 537 Figure 10. Soil losses at the input to the caves and in the areas of convergence (sinkholes).
 538 Source: Organized by the authors.
 539

540 In studies in the Brazilian savannah, very variable soil losses values
 541 were found. This is because different micro-climatic, land cover and
 542 topographic regimes occur within the biome [29, 67, 70].
 543

544 3.3 Average Monthly Soil Loss in 2021

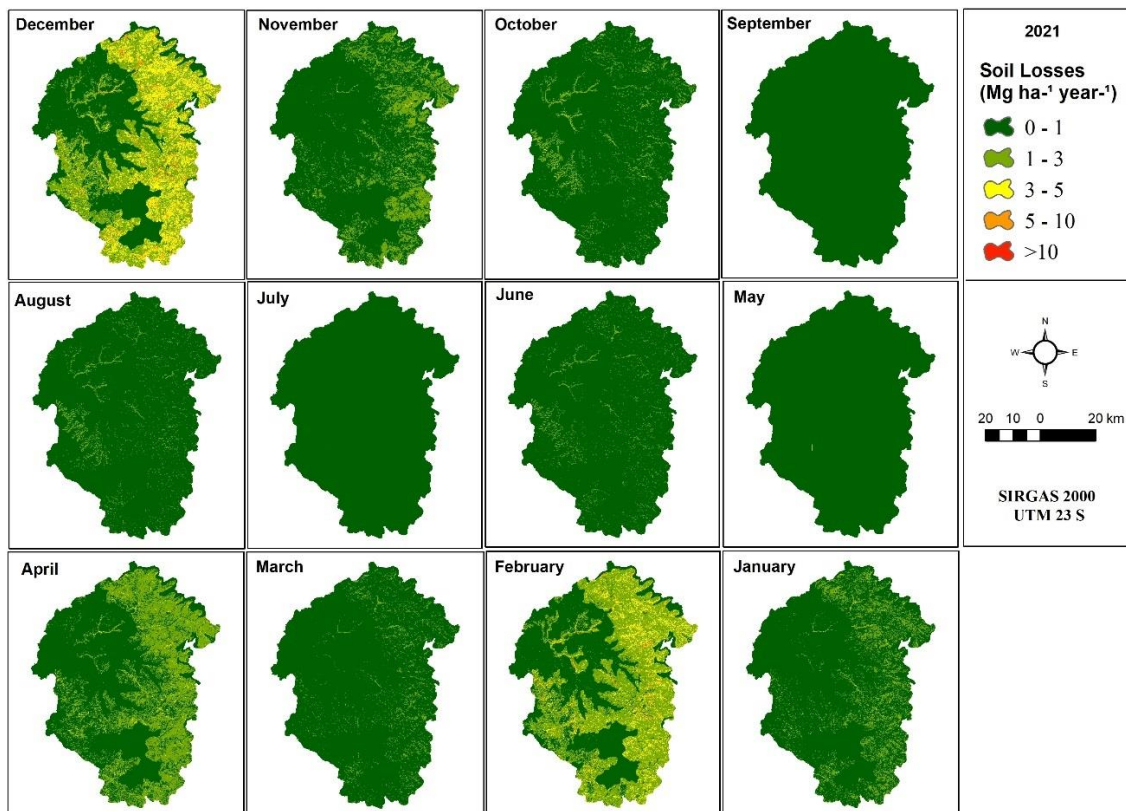
545
 546 By comparing changes in vegetation cover, erosive precipitation trends
 547 (R), and recurrent soil losses (A), we can identify scenarios of sediment
 548 production dynamics throughout the year, providing insights for more in-
 549 depth discussions on the topic.

550 The expansive expanse of field savannah regions (constituting 51.69%
 551 of the domain) emerged as harboring an average soil loss magnitude of
 552 7.62 Mg ha⁻¹ year⁻¹, which emerges as the apical recorded value across
 553 the array of mapped land cover classes. This preeminence traces its origins
 554 to the sparse but spatially distinctive vegetative configuration coupled with
 555 the specific attributes intrinsic to Entisols Quartzipsamments. Within such
 556 a milieu, the tenets of judicious soil management and conservation
 557 strategies assume a catalytic role, imparting imperative measures to
 558 forestall the encroachment upon indigenous vegetation, and mitigating the

559 exacerbation of soil erosional perturbations with concomitant sedimental
 560 dispersal, ultimately cascading into subterranean vaults and aquatic
 561 habitats.

562 Agricultural areas (3.56%) presented an average rate of soil loss close
 563 to that of field savannah and bare soil areas. One hypothesis is that a
 564 significant increase in soil loss rates in agriculture occurs after the first
 565 harvest cycle, when the soil is exposed to torrential rains (normally in
 566 December - Figure 11). This is because conservation practices, such as
 567 direct planting, are not used before the new agricultural cycle. Agricultural
 568 areas are still small, but there has been steady growth over the last few
 569 decades, along with integrated irrigation techniques that rely on river and
 570 underground reservoirs that feed center pivot irrigation. In this sense, the
 571 periodic assessment of surface and underground water discharges
 572 constitutes an inescapable prerogative.

573



574
 575 Figure 11. Distribution of soil losses monthly in 2021. Source: Organized by the authors.
 576

577 The domains featuring bare soil (encompassing 3.82%) strikingly
 578 exhibit soil loss metrics resonant with the tenor observed across the field
 579 savannah terrains. This concordance is emblematic of rampant unfettered
 580 deforestation, the incursion of intensive agricultural modalities, unabated
 581 exploitation of finite water resources, and the imprint of climatic
 582 fluctuations, collectively converging to amplify the susceptibility matrix
 583 toward potential desertification reverberations.

584 Conversely, the bush savannah and planted pasture landscapes
 585 evinced a mediating tapestry of soil losses, oscillating in the range between
 586 3.42 and 3.44 Mg ha⁻¹ year⁻¹ (as outlined in Table 5). Aggregating across

587 the entire watershed, the weighted arithmetic mean annual soil loss in each
 588 LULC class was 5.8 Mg ha⁻¹ year⁻¹. This value is within the tolerance limit
 589 for soil loss generalized for the Brazilian Cerrado, which unfolds in a range
 590 that covers 4 and 12 Mg ha⁻¹ year⁻¹ [14].

591

592 Table 5. Soil losses according to the main beige cover classes. Source: Organized by the
 593 authors.

LULC	Area (%)	Soil Losses (Mg ha ⁻¹ year ⁻¹)									
		Jan	Feb	Mar	Apr	Jun	Aug	Oct	Nov	Dec	Total
Field savannah	51.69	0.69	2.03	0.01	1.07	0.00	0.00	0.56	0.78	2.47	7.62
Bush savannah	15.18	0.22	1.08	0.00	0.48	0.00	0.00	0.58	0.25	0.83	3.42
Planted pasture	25.52	0.31	0.86	0.00	0.49	0.00	0.00	0.31	0.32	1.12	3.44
Agriculture	3.56	0.46	1.31	0.01	1.14	0.00	0.00	0.62	0.94	3.13	7.61
Bare soil	3.82	0.79	1.82	0.01	1.06	0.00	0.00	0.48	0.79	2.68	7.64
Weighted mean	100	0.51	1.54	0.00	0.83	0.02	0.01	0.49	0.58	1.90	5.88

594

595 On the contrary, Oxisols command a heritage steeped in antiquity,
 596 boasting profundity and emblematic of exalted aluminum saturation and
 597 abridged base saturation indices. Distinguished by copious reserves of iron
 598 and aluminum, they offer a sandy-clay texture and a concomitant dearth
 599 in natural fertility credentials. This duality translates to an attestation of
 600 the lowest recorded levels of soil loss (as encapsulated in Table 6). In the
 601 same breath, Inceptisols unfurl as subjects of heightened susceptibility
 602 toward erosional dynamics, particularly on terrains characterized by steep
 603 inclinations and augmented precipitation regimens. In these settings, the
 604 B horizon remains embryonic and undifferentiated vis-à-vis its more
 605 established counterpart, sporting coarser textures and lacing vital nutrients
 606 and organic accumulations [63, 64].

607

608 Table 6. Monthly soil losses across divergent soil typologies within the watershed. Source:
 609 Organized by the authors.

Soil (WBR)	Soil Losses (Mg ha ⁻¹ year ⁻¹)									
	Jan	Feb	Mar	Apr	Jun	Aug	Oct	Nov	Dec	Total
Ultisols	0.333	0.102	0.001	0.177	0.001	0	0.14	0.1	0.362	1.216
Inceptisols	1.348	0.456	0.005	0.716	0.002	0.001	0.406	0.511	1.721	5.166
Chernozems	0.364	0.103	0.001	0.19	0.001	0	0.171	0.108	0.368	1.306
Oxisols	0.197	0.067	0.001	0.106	0	0	0.062	0.075	0.259	0.767
Entisols Lithic	1.955	0.492	0.005	0.923	0.005	0.002	0.926	0.52	1.792	6.62
Entisols Quartzpsamment	2.432	0.855	0.008	1.32	0.004	0.002	0.696	0.959	3.077	9.353

610

611 Meanwhile, Lithic Entisols thrive within shallow substrates, carving
 612 niches within stony terrains replete with rocky outcrops, inherently afflicted
 613 with limited water reservoir capacities, and perversely constrained for
 614 husbandry and cultivating agricultural commodities [65]. Chernozems, by

615 virtue of their organic-laden surface horizon, project a somber countenance
 616 and an amplified repository for water retention, albeit tinged with a
 617 penchant for a coarser texture within the regional context. Conversely,
 618 Ultisols assume an identity underpinned by a clayey fabric, poised atop the
 619 bedrock of commendable natural fertility, and an assemblage of weathered
 620 minerals including clays and iron oxides, albeit entrenched in relatively
 621 diminished moisture retaining potential [65].

622
 623 **4. Discussion**
 624

625 The transformation in land use and occupation observed in the last
 626 four decades is intrinsically linked to the conversion of shrub savannahs
 627 into planted pastures. Advances in agricultural technology have accelerated
 628 the threat to native vegetation. The escalating deforestation rate stems
 629 from an intricate interplay of various factors, encompassing economic
 630 pressures, public policies, shifting land use, and surging demand for natural
 631 resources. Monitoring of deforested regions within the Brazilian savannah
 632 is conducted by the National Institute for Space Research (INPE),
 633 quantifying areas exceeding 1 hectare. These findings were correlated with
 634 the prevailing Land Use and Land Cover (LULC) classifications, as
 635 delineated in Table 7.

636 The Corrente river basin has witnessed a cumulative deforestation of
 637 151,446.43 hectares in natural areas spanning 1990 to 2021. Specifically,
 638 between 1990 and 2000, an aggregate deforestation of 41.6 thousand
 639 hectares was documented, with the subsequent decade (2001 to 2010)
 640 noting a substantial rise to 71.9 thousand hectares, indicating a 57%
 641 increase. During the years 2011 to 2022, deforestation stood at 37.7
 642 thousand hectares.

643 The substitution of natural vegetation (bush savannah) for the
 644 cultivation of planted pasture in the period currently represents around
 645 52%. The regeneration of the deforested areas of bush savannah
 646 represents only 5%. The deforested areas of field savannah that may have
 647 spontaneously regenerated represent about 22%. These areas are
 648 sometimes used in conjunction with degraded pasture, which is a type of
 649 predatory and illegal use of the field savannah.

650
 651 Table 7: Cumulative deforestation in four periods and the relation of use and coverage in
 652 the year 2021. Source: [37]. Organized by the authors.

LULC	Deforestation (hectare)			
	1990-2000	2001-2010	2011-2021	Total
One-cycle farming	2,835	5,241.97	1,873.78	9,950.75
Two-cycle farming	1,083.85	3,596.53	532.65	5,213.03
Bush savannah	1,104.13	4,819.84	1,546.68	7,470.64
Field savannah	6,047.63	13,802.76	14,229.4	34,079.79
Planted pasture	26,975.42	38,088.11	14,870.5	79,934.03
Bare soil	3,622.76	6,375.82	4,720.27	14,718.85
Water bodies	26.1	50.04	3.21	79.34
Total	41,694.9	71,975.05	37,776.48	151,446.43

653

654 The anthropically modified areas exhibited notable soil losses,
 655 particularly during the months of December and February 2021, when
 656 monthly losses were assessed. On the other hand, the natural areas of bush
 657 savannah played a crucial role in mitigating soil losses, due to the intrinsic
 658 cycle of maximum vegetation cover during the season of greatest erosion
 659 potential. In contrast, the regions of field savannah, with sparse and
 660 sparser coverage, revealed high susceptibility to erosion, constituting the
 661 dominant class in the watershed (Figure 12). During this period, in the
 662 fallow zones (bare soil), agriculture (with one or two cycles) and planted
 663 pasture, the stages of cutting and preparing the soil for the next crop
 664 temporarily reduced the vegetation cover (Figure 13).
 665



666
 667

668 Figure 12. LULC variation from NDVI (Sentinel-2) in natural and anthropized areas, and
 669 the relationship between erosivity (R) and soil loss (A). Source: Organized by the authors.
 670

671
672
673
674

5. Conclusions

675 The combination of different analysis methods, remote sensing data
676 and information from the literature made it possible to measure soil losses
677 due to water erosion and to identify temporal scenarios of change in land
678 use and land cover and their relationship with the increase in sediment
679 production over time.

680 Maximum annual soil loss increased by 63% between 1990 (20.57 Mg
681 $\text{ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$) and 2000 (32.30), maintaining high values in subsequent
682 decades (34.40 and 41.86 in 2010 and 2021, respectively). However, the
683 arithmetic mean annual soil loss weighted around the area resulted in lower
684 values, which ranged from 2.93 Mg $\text{ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ (in 1990), 4.65 (in 2000),
685 4.91 (2010) and 5.98 (in 2021). This value is within the tolerance limit for
686 soil loss generalized for the Brazilian Cerrado, which unfolds in a range that
687 covers 4 and 12 Mg $\text{ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ [14].

688 Overall, 66.87% of the basin is made up of natural vegetation of Bush
689 savannah (15.18%) or Field Savannah (51.69%). However, the increase in
690 soil losses observed in recent decades are linked to the conversion of
691 natural cover to the cultivation of planted pastures. The Corrente river basin
692 has witnessed a cumulative deforestation of 151,446.43 hectares in natural
693 areas spanning 1990 to 2021. The substitution of natural vegetation
694 (savannah) for the cultivation of planted pasture in the period currently
695 represents around 52%.

696 In this context, areas with colluvial-alluvial residual sediments present
697 the highest soil loss values, mainly occupying by field savannah coupled
698 with the specific attributes intrinsic to Entisols Quartzipsamments, with
699 average soil loss magnitude of 7.62 Mg $\text{ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ (constituting 51.69%
700 of the domain). Most of these materials are transported to the lowest levels,
701 influenced by an accentuated topography, they are directed to karst
702 cavities, which over time promote changes in the local ecosystem
703 dynamics.

704 The data from this research provide valuable insights for future studies
705 and improvement of environmental conservation strategies in karst regions
706 of the Brazilian savannah. With increasing pressure on karst systems,
707 detailed knowledge of soil loss dynamics is essential for the development
708 of sustainable land use practices.

709 The development of strategies to monitor natural vegetation and the
710 progress of deforestation areas is essential for mitigating environmental
711 impacts on karst systems, considering the specific characteristics of the
712 Brazilian savannah and its seasonal particularities.

713

714 **Acknowledgments:** *This study is part of the project 'Hydrological and*
715 *geomorphological susceptibility of the headwaters of the Rio Vermelho' n°*
716 *01/2018 and of the UNESCO International Sediment Initiative-ISI/LAC. The*
717 *authors would like to acknowledge the financial support of CAPES-Brasil.*
718 *Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.*

719

720 **References**

721

722 1. Ford, D.; Williams, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. 2nd
723 ed.; Wiley: Chichester, 2007; p.576.

724 <https://doi.org/10.1002/9781118684986>

725 2. Gunn, J. Encyclopedia of Caves and Karst Science. 2nd ed. New
726 York: Routledge, 2019; p.1970. <https://doi.org/10.4324/9780203483855>

727 3. Palmer, A.N. Geomorphic interpretation of karst features. In:
728 Lafleur, R.G. Groundwater as a Geomorphic Agent. Boston: Allen and
729 Unwin, 1984; pp.173-209. <https://doi.org/10.1029/EO066i005p00044>

730 4. Waele, D., Gutiérrez, F. Karst Hydrogeology. In: Karst
731 Hydrogeology, Geomorphology and Caves. 1nd ed, John Wiley & Sons Ltd.
732 2022; pp. 260-335. <https://doi.org/10.1002/9781119605379.ch5>

733 5. Hardt, R. Carstificação em Arenitos: Aproximação com o Suporte de
734 Geotecnologias. Thesis (doctorate degree). Universidade Estadual
735 Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro-SP, 2011;
736 p.224. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3307.3362>

737 6. Laureano, F. V. Karmann, I. Sedimentos clásticos em sistemas de
738 cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão.
739 Revista Brasileira de Geomorfologia, 2013, 14; pp.23-33.

740 <https://doi.org/10.20502/rbg.v14i1.306>

741 7. Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A., Garnier, J., Sawakuchi, A.,
742 Hussain, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in
743 the Tarimba Cave, Central Brazil, Quaternary International, 580, 2021,
744 pp. 22-37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012>

745 8. Corrêa, E., Moraes, L., Pinto, S. Estimating soil erodibility and soil
746 loss tolerance of the mideastern Sao Paulo state. Geociências, 2015, 34;
747 pp. 848-860. <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150497>

748 9. Marques, J.J.G.S.M.; Curi, N.; de Lima, J.M.; Ferreira, M.M.; Silva,
749 M.L.N.; Ferreira, D.F. Estimation of erodibility from attributes of soils with
750 argillic horizon in Brazil. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 1997, 21
751 (3); pp. 457-465. <https://doi.org/10.1590/s0100-06831997000300015>

752 10. Silva, A.M. Rainfall erosivity map for Brazil. Catena, 57, 2004; pp.
753 251-259. doi:10.1016/j.catena.2003.11.006

754 11. Hernani, L.C.; Freitas, P.L.; Pruski, F.F.; de Maria, I.C.; Castro
755 Filho, C.; Landers, J.C. Soil erosion and its impacts. In: Manzatto, C.V.,
756 Freitas Junior, E.; Peres, J.R.R. (Eds.) Uso Agrícola Dos Solos Brasileiros.
757 Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002; pp. 47-60.

758 12. Bertoni, J. C., Lombardi Neto, F. Conservação do Solo. In: Manejo e
759 conservação do solo, Oficina de Textos, 2014; pp. 111-141.

760 13. Breckle, S.W. Walter's Vegetation of the Earth: The Ecological
761 Systems of the Geo-Biosphere, Springer Berlin Heidelberg, 4nd ed., 2002;
762 p.527.

763 14. Chaves, H.M.L. Relações de aporte de sedimento e implicação de
764 sua utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias

765 hidrográficas. *Rev. Bras. Ciência do Solo*, 34, 2010; PP. 1469–1477.
766 <https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043>

767 15. Wischmeier, W.H.; Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses: a
768 guide to conservation planning. Washington, DC: USDA. Agricultural
769 handbook, 1978; p.537.

770 16. Nearing, M.A.; Foster, G.R.; Lane, L.J.; Finkner, S.C. A
771 processbased soil erosion model for USDA – Water Erosion Prediction
772 Project technology. *Transactions of the American Society of Agricultural*
773 *Engineers*, 32 (5), 1989; pp. 1587–1593.
774 <https://doi.org/10.13031/201331195>

775 17. Morgan, R. P. C.; Quinton, J. N.; Smith, R. E.; Govers, G.; Poesen,
776 J. W. A.; Auerswald, K.; Chisci, G.; Torri, D.; Styczen, M. E. The European
777 soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting
778 sediment transport from fields and small catchments, *Earth Surf. Proc.*
779 *Land.*, 23, 1998; pp. 527–544, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199806)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5)
780 [9837\(199806\)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199806)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5)

781 18. Gavrilovic, Z. The use of empirical method (Erosion Potential
782 Method) for calculating sediment production and transportation in
783 unstudied or torrential streams. In: White, W.R. (ed.), *International*
784 *Conference on River Regime*; Chichester, 1988; pp. 411–422.

785 19. Renard, K.G.; Foster, G.R.; Weesies, G.A; McCool, D.K.; Yoder, D.C.
786 Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the
787 Revised Universal Soil Loss Equation(RUSLE). *Agriculture Handbook*,
788 USDA-ARS, 703, 1997; p.407.

789 20. Morgan, R. P. C.; Nearing, M. A. *Handbook of erosion modeling*.
790 West Sussex: Wiley-Blackwell, 2011.

791 21. Karydas, G. C.; Panagos, P.; Gitas, I.Z.A classification of water
792 erosion models according to their geospatial characteristics, *International*
793 *Journal of Digital Earth*, 7 (3), 2014; pp. 229-250.
794 <https://doi.org/10.1080/17538947.2012.671380>

795 22. Iglesias M.; Uhlein A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas
796 fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista*
797 *Brasileira de Geociências*, 39(2), 2009; pp. 256-266.
798 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392256266>

799 23. Campos, J. E.; Dardenne, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da
800 Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27
801 (3), 1997; pp. 269-282.

802 24. Gaspar, M.T.P.; Campos, J.E.G. The Urucuia Aquifer System. *Rev.*
803 *Bras. Geociências*, 37, 2007; pp. 216–226. doi:10.25249/0375-
804 [7536.200737s4216226](https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226)

805 25. Cherem, L. F. S.; Varajão, C. A. C. O papel da lito-estrutura do
806 carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA):
807 aproximações iniciais. *Revista Geonorte* , 10, 2014; pp. 180-184.

808 26. Vieira, M. S. B. Estudo das vazões em períodos de recessão hídrica
809 no sistema aquífero Urucuia. Thesis (Doctorate in Applied Geosciences).
810 Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 2021.

- 811 27. Cardoso, M.R.D.; Marcuzzo, F.F.N.; Barros, J.R. Classificação
812 climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal.
813 Acta Geográfica, 8(16), 2014; pp. 40-55.
814 <https://doi.org/10.5654/actageo2014.0004.0016>
- 815 28. Hussain, Y.; Uagoda, R. GIS-Based Relief Compartment Mapping of
816 Fluvio-Karst Landscape in Central Brazilian Highlands. Int. J. Econ.
817 Environ. Geol. 11, 4, 2020; pp. 61-64.
818 <https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518>
- 819 29. Castro, R.M.; Alves, W.S.; Marcionilio, S.M.; Moura, D.M.; Oliveira,
820 D.M. Soil losses related to land use and rainfall seasonality in a watershed
821 in the Brazilian Cerrado. Journal of South American Earth Sciences, 119,
822 2022; pp. 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104020>.
- 823 30. OSGeo. Annual General Meeting 2020 Proceedings. Link:
824 <http://download.osgeo.org/osgeo/osgeo-agm-2020.pdf>
- 825 31. ESRI. (2020). ArcGIS 10.8. Link: [https://www.esri.com/en-](https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/resources)
826 [us/arcgis/products/arcgis-pro/resources](https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/resources)
- 827 32. SIEG, Sistema Estadual de Geoinformação (SIEG). Instituto Mauro
828 Borges de Estatísticas e Estudos Socioeconômicos - IMB. Link:
829 <http://www2.sieg.go.gov.br/>
- 830 33. INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. Brasília: INMET, 2021.
831 Available in: <https://portal.inmet.gov.br/>. Access at: 29/05/2023.
- 832 34. ANA, Agência Nacional de Águas. HIDROWEB v3.2.7. Séries
833 Históricas de Estações. Link:
834 <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>
- 835 35. Godoi, R. F.; Rodrigues, D. B. B.; Borrelli, P.; Oliveira, P. T. S. High-
836 resolution soil erodibility map of Brazil. Science of The Total Environment.
837 781, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146673>.
- 838 36. Nunes, J.G.S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e
839 indiretas na APA Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. Masters
840 dissertation, Universidade de Brasília, 2020. 110p.
- 841 37. INPE, Instituto nacional de Pesquisas Espaciais. Banco de Dados
842 Geomorfométricos do Brasil (TOPODATA). Link:
843 <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Access at: jun. 2022.
- 844 38. SiBCS, Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Empresa
845 Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa Solos. Ministério da
846 Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 5nd, 2021; 355p.
- 847 39. Rennó, C. D.; Soares, J. V. Conceitos básicos de Modelagem
848 Hidrológica. In: Meirelles, M. S. P.; Camara, G.; Almeida, C. M.
849 Geomática: Modelos e Aplicações Ambientais. Embrapa-DF, 1nd, 2007;
850 pp. 531-556.
- 851 40. Santos, H. G. dos; Jacomine, P. K. T.; Anjos, L. H. C. dos; Oliveira,
852 V. A. de; Lumberras, J. F.; Coelho, M. R.; Almeida, J. A. de; Araujo Filho,
853 J. C. de; Oliveira, J. B. de; Cunha, T. J. F. Sistema Brasileiro de
854 Classificação de Solos. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018.
- 855 41. Silva, A.M.; Silva, M.L.N.; Curi, N.; Avanzi, J.C.; Ferreira, M.M.
856 2009. Erosividade da chuva e erodibilidade de Cambissolo e Latossolo na

857 região de Lavras, sul de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 33:1811-1820.
858 <https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000600029>
859 42. Eduardo, N.; Carvalho, D.; Machado, R.; Soares, P.; Almeida, W.
860 Erodibility, soil cover and management and conservation practices in
861 rainfed ultisol. Rev. Bras. Ciênc. Solo, 37, 3, 2013; pp. 1-8.
862 <https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000300026>
863 43. Castro, W.; Castro, M.; Lima, J.; Oliveira, L.; Rodrigues, C.;
864 Figueiredo, C. Erodibilidade de solos do cerrado goiano. Revista em
865 Agronegócio e Meio Ambiente – RAMA, 4, 2, 2011; pp. 1-16.
866 <https://doi.org/10.17765/2176-9168.2011v4n2p%25p>
867 44. Bertoni, J. C.; Lombardi Neto, F. Conservação do Solo. In: Manejo e
868 conservação do solo, 2nd Oficina de Textos, 2014; pp. 111-141.
869 45. ANA, Agência Nacional de Águas. Sistema Nacional de Informações
870 sobre Recursos Hídricos (SNIRH). HidroWeb [Internet]. Brasília: SNIRH,
871 c2021 [citado em 05 de 05 de 2023]. Available in:
872 <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/>.
873 46. SIAGAS-CPRM, Sistema de Informações de Águas Subterrâneas -
874 Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília: CPRM, c2021.
875 Available in: <http://siagasweb.cprm.gov.br/>. Access at: 29/05/2023.
876 47. Lombardi Neto, F.; Moldenhauer, W.C. Erosividade da chuva: sua
877 distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP).
878 *Bragantia*, Campinas, 51(2), 1992. [https://doi.org/10.1590/S0006-](https://doi.org/10.1590/S0006-87051992000200009)
879 [87051992000200009](https://doi.org/10.1590/S0006-87051992000200009)
880 48. Galdino, S. Distribuição espacial da erosividade da chuva no Estado
881 de Goiás e no Distrito Federal. Campinas: Embrapa Monitoramento por
882 Satélite. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 29, 2015; p. 19.
883 49. Santos, C.N. El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas no Estado
884 do Rio Grande do Sul. Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de
885 Agronomia Eliseu Maciel, Programa de Pós-Graduação em Agronomia.
886 2008; p.140.
887 50. Valeriano, M. M.; Albuquerque, P. C. G. Topodata: processamento
888 dos dados SRTM. São José dos Campos, SP: INPE: Coordenação de
889 Ensino, Documentação e Programas Especiais (INPE-16702-RPQ/854).
890 2010, p. 79.
891 51. USGS, United States Geological Survey. Shuttle Radar Topography
892 Mission (SRTM), órbita 224 e ponto 073, Global Land Cover Facility,
893 University of Maryland, College Park, Maryland, 2000.
894 52. Zhang, H.; Yang, Q; Li, R.; Liu, Q.; Moore, D; He, P.; Ritmsema,
895 C.J.; Geissen, V. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE
896 equation LS factor. *Computers & Geosciences*, 52, 2013; pp. 177-188.
897 <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.027>
898 53. Gyssels, G.; Poesen, J.; Liu, G.; Van Dessel, W.; Knapen, A.; De
899 Baets, S. Effects of cereal roots on detachment rates of single- and
900 double-drilled topsoils during concentrated flow. *European Journal of Soil*
901 *Science*, 57, 2006; pp. 381-391. [https://doi.org/10.1111/j.1365-](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00749.x)
902 [2389.2005.00749.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00749.x)

- 903 54. MapBiomas, Classes de cobertura da terra do Brasil. Google Earth
904 Engine. Available in: <https://mapbiomas.org/ferramentas>. Access at: mai.
905 2023.
- 906 55. Oliveira, P. T. S.; Nearing, M. A.; Wendland, E. Orders of magnitude
907 increase in soil erosion associated with land use change from native to
908 cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. *Earth Surface
909 Processes and LandForms Earth Surf. Process. Landforms*, 40, 2015; pp.
910 1524–1532. <https://doi.org/10.1002/esp.3738>
- 911 56. Bertol, I.; Schick, J.; Batistela, O. Razão de perdas de solo e fator C
912 para as culturas de soja e trigo em três sistemas de preparo em um
913 cambissolo húmico alumínico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25,
914 2001; pp. 451–461. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832001000200021>
- 915 57. Durigon, V.L.; Carvalho, D.F.; Antunes, M.A.H.; Oliveira, P.T.S.;
916 Fernandes, M.M. NDVI time series for monitoring RUSLE cover
917 management factor in a tropical watershed. *International Journal of
918 Remote Sensing*. 35(2), 2014; pp. 441–453.
919 <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.871081>.
- 920 58. Pelletier, C.; Webb, G.I.; Petitjean, F. Rede Neural Convolutacional
921 Temporal para Classificação de Séries Temporais de Imagens de Satélite.
922 *Remote Sens.* 2019; 11, 5, 523. <https://doi.org/10.3390/rs11050523>
- 923 59. Gómez, C.; White, J.C.; Wulder, M.A. Optical remotely sensed time
924 series data for land cover classification: A review. *ISPRS J. Photogramm.
925 Remote Sens.* 2016; 116, 55–72.
926 <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.008>
- 927 60. Gorelick, N., Hancher, M.; Dixon, M.; Ilyushchenko, S.; Thau< D.;
928 Moore, R. Google Earth Engine: Planetary-scale Geospatial Analysis for
929 Everyone. *Remote Sensing of Environment*. 2017; 202, 18-27.
930 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- 931 61. Simoes, R.; Camara, G.; Queiroz, G.; Souza, F.; Andrade, P. R.;
932 Santos, L.; Carvalho, A.; Ferreira, K. Satellite Image Time Series Analysis
933 for Big Earth Observation Data. *Remote Sens.*, n. 13, p. 2428, 2021.
934 <https://doi.org/10.3390/rs13132428>
- 935 62. Helfer, F.; Lopes, F.; Risso, A.; Beltrame, L.; Merten, G. Estimativa
936 da perda de solo por erosão laminar na bacia hidrgráfica do rio Cuiabá
937 usando técnicas de geoprocessamento. XV Simpósio Brasileiro de
938 Recursos Hídricos. 2003.
- 939 63. Barbosa, A. M. S.; Martorano, L. G.; Dos Santos, L. S., Oliveira
940 Aparecido, L. E. Potencial erosivo das chuvas em simulador portátil em
941 diferentes coberturas do solo. *Revista ibero-americana de ciências
942 ambientais*, 9, 2018; pp. 200-209. [https://doi.org/10.6008/cbpc2179-
943 6858.2018.004.0017](https://doi.org/10.6008/cbpc2179-6858.2018.004.0017)
- 944 64. Campos, J. C. Solos do Cerrado: caracterização, classificação e
945 manejo. 2nd, Embrapa Informação Tecnológica, 2012.
- 946 65. Guimarães, M.F.; Oliveira, J.B.; Lopes, A.S. Solos do Cerrado. In:
947 L.C. Donadio; C.C. Silva; M.F. Guimarães (Org.). *Cerrado: Ecologia,
948 Biodiversidade e Conservação*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília,
949 2008; pp. 137-148.

- 950 66. Ferreira, C. F. Detecção de dolinas com apoio de modelos digitais de
951 elevação e imagens de alta resolução: estudo de caso na APA Nascentes
952 do Rio Vermelho - GO. 2020. 139 f, il. Dissertação (Mestrado em
953 Geografia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2019.
- 954 67. Fonseca, M. R.; Uagoda, R.; Chaves, H. Runoff, soil loss, and water
955 balance in a restored Karst area of the Brazilian Savanna. 2022. CATENA,
956 222, 1. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106878>
- 957 68. Environmental Systems Research Institute - ESRI. ArcGIS
958 Professional GIS for the desktop [computer program]. Version ArcGIS-
959 Pro. Redlands, CA: Environmental Systems ResearchInstitute. 2023.
- 960 69. QGIS Development Team, <YEAR>. QGIS <VERSION> Geographic
961 Information System User Guide. Open Source Geospatial Foundation
962 Project. Electronic
963 document: <http://download.osgeo.org/qgis/doc/manual/>>
- 964 70. Rosa, L. E; Cherem, L.F.; Siame, L. Soil loss in the Cerrado biome:
965 comparative study between protected and non-protected areas by
966 Conservation Units. Boletim Goiano de Geografia, 43, 1, 2023, pp.1-24.
967 <https://doi.org/10.5216/BGG.v40.62750>.
- 968 71. Inácio, E.S. B. (2005). Erosão do solo e dimensionamento de faixa
969 ciliar em sistemas de uso do solo na região sul da Bahia. 75 f. Dissertação
970 (Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo) - Universidade Federal
971 Rural de Pernambuco, Recife.
- 972
- 973 *Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained*
974 *in all publications are solely those of the individual author(s) and*
975 *contributor(s). Editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or*
976 *property resulting from any ideas, methods, instructions or products*
977 *referred to in the content.*

ARTIGO 3 - “ANALYSIS OF THE EROSION POTENTIAL AND SEDIMENT YIELD USING THE INTERO MODEL IN AN EXPERIMENTAL WATERSHED DOMINATED BY KARST IN BRAZIL”

Tavares, A.S.; Uagoda, R.E.S.; Spalevic, V.; Mincato, R.L. (2021): Analysis of the erosion potential and sediment yield using the IntErO model in an experimental watershed dominated by karst in Brazil. *Agriculture and Forestry*, 67 (2): 153-162.

DOI: 10.17707/AgricultForest.67.2.11

**André Silva TAVARES¹, Rogério Elias Soares UAGODA²,
Velibor SPALEVIC^{3,4}, Ronaldo Luiz MINCATO⁵**

ANALYSIS OF THE EROSION POTENTIAL AND SEDIMENT YIELD USING THE INTERO MODEL IN AN EXPERIMENTAL WATERSHED DOMINATED BY KARST IN BRAZIL

SUMMARY

Soil losses from water erosion jeopardize agricultural sustainability and food security for current and future generations. The research aimed to evaluate the application of the Erosion Potential Method by the Intensity of Erosion and Outflow – IntErO program in a karst watershed in a region with typical savanna climate in the northeast of the State of Goiás, Brazil. Input data were adapted according to the corresponding characteristics of tropical regions. The results indicated that the Extreme watershed has a value of 0.62 in the index (0 to 1) which defined the strength of the intensity of erosion. The river basin belongs to the category 3 of destruction with moderate erosion intensity, which indicates processes of surface erosion in the largest area of the hydrographic basin, and annual soil loss of 480.60 m³ km² yr⁻¹. According to the IntErO model calculations 16% of the eroded material reaches the outflow of the hydrographic basin, and 84% of these sediments are deposited within the Basin, inside the surface and underground caves and galleries of the karst. Calculations by the IntErO model with the Erosion Potential Method in its algorithm proved to be valuable tool in evaluating the production of sediments in tropical soils, especially in evaluating different scenarios after establishing the inputs database for Brazil and will serve as a good starting point for future evaluations.

Key words: Karst Hydrology, Erosion Potential Method, IntErO model, Soil Conservation, Sedimentology.

¹ André Silva Tavares (corresponding author: andresttavares@gmail.com), Institute of Geosciences and Geodynamics, University of Brasília, Distrito Federal, BRAZIL;

² Rogério Elias Soares Uagoda, Department of Geography, University of Brasília, Distrito Federal, BRAZIL;

³ Velibor Spalevic, University of Montenegro, Faculty of Philosophy Niksic, Department of Geography, MONTENEGRO;

⁴ Velibor Spalevic, University of Montenegro, Biotechnical Faculty Podgorica, MONTENEGRO;

⁵ Ronaldo Luiz Mincato, Institute of Natural Sciences, Federal University of Alfenas, Alfenas, Minas Gerais, BRAZIL;

Notes: The authors declare that they have no conflicts of interest. Authorship Form signed online.

Received: 11/03/2021

Accepted: 22/05/2021

INTRODUCTION

Soil is a finite natural resource that takes thousands of years to mature. Its sustainability is essential for the production of food and many other ecosystem goods and services, including climate regulation and nutrient cycling (Greiner *et al.*, 2017). However, with the current developments in erosion, urbanization and climate change, impacts that promote the reduction of its surface layers (more fertile) become a risk for current and future generations (Parsipour *et al.*, 2019; Curovic *et al.*, 2019; Spalevic *et al.*, 2020).

Water erosion is a natural process, subject to intensification according to the uses and managements adopted in agriculture. The process initiated by the impact of the raindrop breaks particles from the structure of the soil's surface layer, causing loss of arable soils and accumulation of sediments in the lower regions (EMBRAPA, 2013).

The erosion rate generally increases when the volume and velocity of surface water runoff occurs on steeper terrain with longer slope length. The adoption of conservation practices that ensure maximum vegetation cover and reduction in slope length, especially on steeper slopes and intensive cultivation, are essential to ensure the agricultural and environmental sustainability of terrestrial ecosystems (FAO, 2015). Hydrographic basins are ideal for evaluating the impacts of the intensification of water erosion processes, as it is a system with open water inlets and outlets for precipitated water, which can be drained or infiltrated. (Dyonisio, 2010).

In karst basins, Palmer (1984) draws attention to the importance of genetic aspects, especially in the hydrological bias, which shape the surface forms (lapias, canyons), the subsoil (porous medium), the vadose zone (free and gravitational flow), and the water table, with emphasis on recharge aspects (autochthonous, allochthonous). In groundwater systems, the transport of autochthonous and allochthonous sediments through conduits can imply high speeds and ascending water table, depending on the width of the underground channels (shape of the conduits), which can promote rapid flooding above the vadose or limited zone in confined flow networks (Caldeira *et al.*, 2019). Among the fine suspended material (silt, clay and sand) the fine sand particles are more easily transported, which explains the presence of sandy sedimentary fans in caves dominated by mud and gravel (Gillieson, 1996).

In this aspect, Karst systems are sensitive to small changes in land use, such as activities that promote soil erosion, siltation of rivers and pollution of the karst aquifer, which must be mitigated in order not to increase the damage caused to karst systems. Thus, the present study aims to quantify and evaluate the application of the indirect model of Intensity of Erosion and Runoff - IntErO (Spalevic, 2011), which uses equations of the Erosion Potential Method of Gavrilovic (1962; 1972, 1988). This model has been applied in basins all over the world: Greece (Efthimiou *et al.*, 2016), Iran (Mohammadi *et al.*, 2021; Khaledi Darvishan *et al.*, 2019; Gholami *et al.*, 2016; Behzadfar *et al.*, 2014), Morocco (Ouallali *et al.*, 2020; El Mouatassime *et al.*, 2019), Montenegro (Spalevic *et al.*,

2020; Spalevic *et al.*, 2016; Spalevic *et al.*, 2014; Spalevic *et al.*, 2012), Nepal (Chalise *et al.*, 2019) but also in Brazil recently (Sakuno *et al.*, 2020; Tavares *et al.*, 2019; Lense *et al.*, 2019).

Based on the characteristics of the hydrographic basin, the program estimates the production of annual sediments associated with the intensification of water erosion at the basin scale. Such results can be useful as an indication of areas with imminent potential risk of increasing rates of soil loss from arable areas, river siltation and aquifer and surface water pollution.

MATERIAL AND METHODS

Study Area

The karst river basin of the Extrema River has an area of 27.8 km², and a rainfall regime of 1,164 mm yr⁻¹, and is located in the northeast of Goiás State, Midwest Region, Brazil (Figure 1).

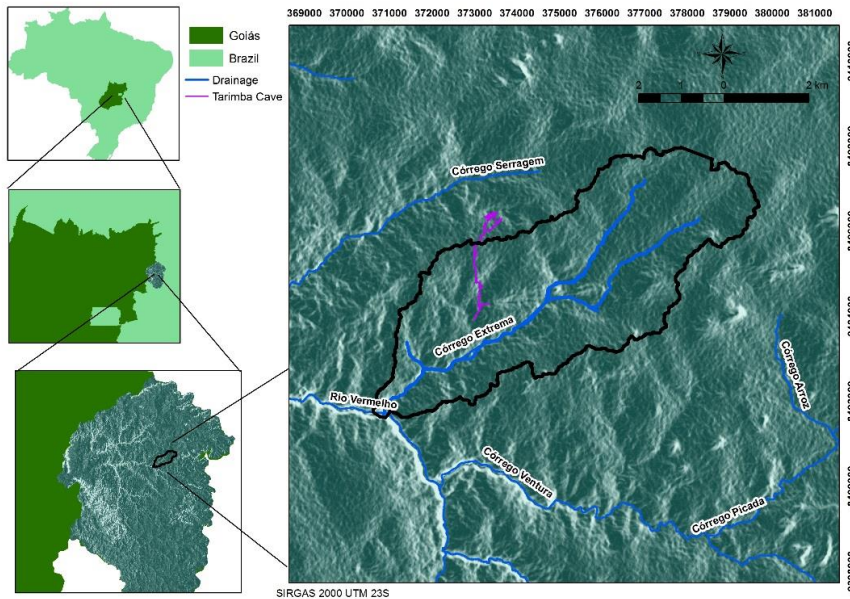


Figure 1: Location of the karstic watershed of the Extrema River with shaded relief effect.

The geomorphology surrounding the Extrema River basin is composed of the Central Chapadão (upper portion), originating from the South American surface that constitutes the Urucuia Group, formed by sandstones that present unconsolidated siliciclastic sediments, and the lower portion (Vão do Paranã) with intercalated pelitic rocks to the carbonates of the Lagoa do Jacaré Formation (Bambuú Group). In the “Lagoa do Jacaré” Formation clastochemical sediments (carbonate rocks) are favorable to karstification.

According to the Köppen-Geiger climatic classification, the climate is type tropical with dry winter (Aw) (Cardoso *et al.*, 2014). Over the past few decades,

tropical savannas worldwide have been among the most affected biomes by the suppression of native vegetation. The dry season and the deficiency of phosphorus and other nutrient minerals in the very old soils do not favor forest development, giving rise to landscapes consisting mainly of grasslands with sparse or isolated trees (Walter and Breckle, 1986). Therefore, environmental changes resulting from human activities in these ecosystems pose threats to both biodiversity and climate.

With the increasing exchange of native vegetation for pastures, added to the natural savanna climate, erosion processes are intensified in rainfall events, resulting in surface runoff with a large volume of sediment that is transported to underground channels and galleries in the karst. As it represents the classical dynamics of the fluviocarstic system in the region, the Extrema River watershed is an area with densification of karstic features that act as recharge areas through wide and distributed fractures and convections in sinks and underground flows.

In Strahler's (1957) hierarchical classification, the Extrema River configures a first-order level with a pattern of dendritic basin, with quick response to precipitation. At lower altitudes, between the domain of carbonates and siliciclastic sediments, karstic depressions occur with intensified erosive processes, from which there is capture of surface runoff by fractures and/or collapsed sinkholes, generating the accumulation of sediments in some caves above the level of base.

One hypothesis is that upper layers in adjacent caves contribute to the sediment carried by the underground flow in the Extrema cave. Possibly, the main source of sediment production in floods comes from the Tarimba cave (Figure 2), which has thick layers of preserved sedimentary rocks and a permanent flow in its interior. Another hypothesis is that the sediments originate from areas of upstream sinks, with the Tarimba cave acting as an underground stream that transports the sediments.

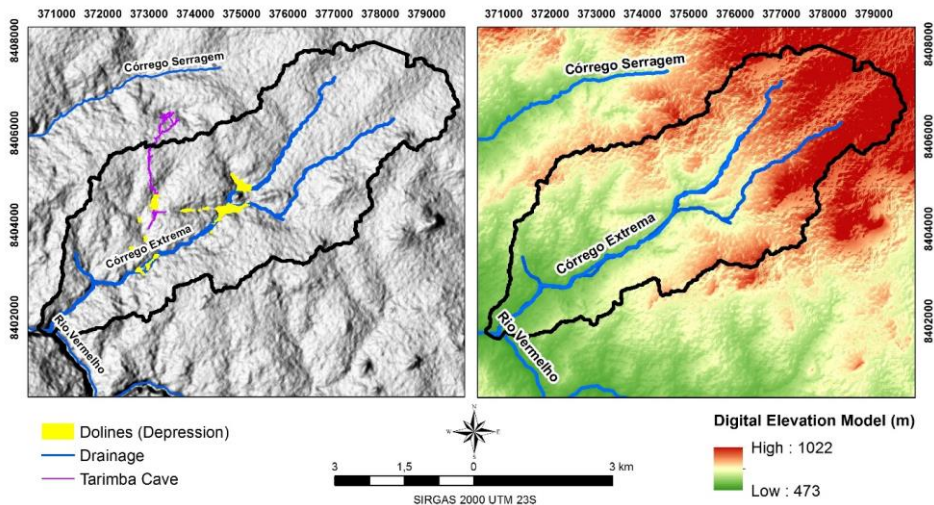


Figure 2: Depressions and connections of underground flows (Tarimba Cave) for the Extreme flow, and digital elevation model (m).

IntErO Model Application and EPM

The Intensity of Erosion and Outflow (IntErO) program package of Spalevic (2011) is based on Erosion Potential Method (EPM) of Gavrilovic (1962; 1972, 1988). The EPM is an empirically-based model that estimates soil loss and water erosion intensity determining factors that directly affect the rates of soil loss from water erosion at the scale of watersheds, such as land slope, soil resistance, field erosion, soil use and management, temperature and precipitation (Gavrilovic, 1988).

The calculations of the EPM model parameters are performed in an automatic form, in the compilation of the input data in the IntErO program. Spalevic (2011) proposed the creation of a database with twenty-six entries, including erosion, geometric, topographical, meteorological data, maximum flow and drainage system characteristics, integrating the EPM model parameters simultaneously (Table 1).

Table 1: Input data for the IntErO in Extrema watershed.

Inputs	Amount and Unit
River basin areas (F)	27.80 km ²
The length of the watershed (O)	37.09 km
The area of the bigger river basin part (F _v)	14.08 km ²
The area of the smaller river basin part (F _m)	13.72 km ²
Natural length of the main watercourse (L _v)	7.57 km
Length of the contours/isohyets (L _{iz})	115.34 km
Altitude of the first contour line (h ₀)	580 m
Incidence (Up)	100 yr
The lowest river basin elevation (H _{min})	579 m
The highest river basin elevation (H _{max})	854 m
River basin consisted of a very permeable product (f _p)	0.74
A part of the basin consisted of medium permeable rocks (f _{pp})	0.26
A part of the basin with poor water permeability rocks (f ₀)	0
A part of the river basin under forests (f _s)	0.30
A part under grass, meadows, pastures, and orchards (f _t)	0.65
A part of the basin under plough-land, and without grass (f _g)	0.05
The length of the main watercourse with tributaries I & II class	9.91 km
The distance between the fountainhead and mouth (L _m)	6.79 km
The volume of the torrent rain (h _b)	50 mm
Average annual air temperature (t ₀)	26° C
Average annual precipitation (H _{yr})	1,164 mm

Soil loss (W_{yr}) in the EPM model is estimated by Equation 1. Its algorithms are incorporated in the IntErO application (Spalevic, 2011), which calculates in an automated way, avoiding errors in manual modeling.

$$W_{yr} = T \cdot H_{yr} \cdot \pi \cdot \sqrt[2]{Z^3} \cdot R_u \quad \text{Equation 1}$$

Where: W_{yr} is total sediment production ($m^3 yr^{-1}$); T is temperature coefficient (dimensionless); H_{yr} is mean precipitation ($mm yr^{-1}$); π is the value of 3.14; Z is erosion coefficients (dimensionless); F is watershed area (km^2).

The temperature coefficient (T) is calculated according to Equation 2.

$$T = \sqrt[2]{\frac{t_0}{10}} + 0,1 \quad \text{Equation 2}$$

Where: T is temperature coefficient (dimensionless); t_0 is average air temperature ($^{\circ}C yr^{-1}$).

The erosion coefficient (Z) is obtained by Equation 3:

$$Z = Y \cdot X_a \cdot (\varphi + \sqrt[2]{I_{sr}}) \quad \text{Equation 3}$$

Where: Y is soil resistance to water erosion (dimensionless); X_a is land use and management (dimensionless); φ is degree of erosion on the ground (dimensionless); I_{sr} is average slope of the watershed (%).

The values of the Z coefficient classified according to the degree of erosion intensity (Table 2)

Table 2: The degree of erosion intensity (Z)

Categories	Erosion intensity	Erosion Coefficient (Z)	Average of Z
I	Very severe	$Z > 1.0$	$Z = 1.25$
II	Severe	$0.71 < Z < 1.00$	$Z = 0.85$
III	Moderate	$0.41 < Z < 0.70$	$Z = 0.55$
IV	Weak	$0.20 < Z < 0.40$	$Z = 0.30$
V	Very weak	$Z < 0.19$	$Z = 0.10$

RESULTS AND DISCUSSION

Gavrilovic (1972) prepared tables with values that represent the attributes (Y , X_a , φ) needed to calculate the erosion coefficient Z (Dragicevic *et al.*, 2016; 2017). However, the model was initially applied in temperate climate regions,

being necessary to adapt the values according to the characteristics of Brazilian tropical soils (Sakuno *et al.*, 2020) (Figure 3).

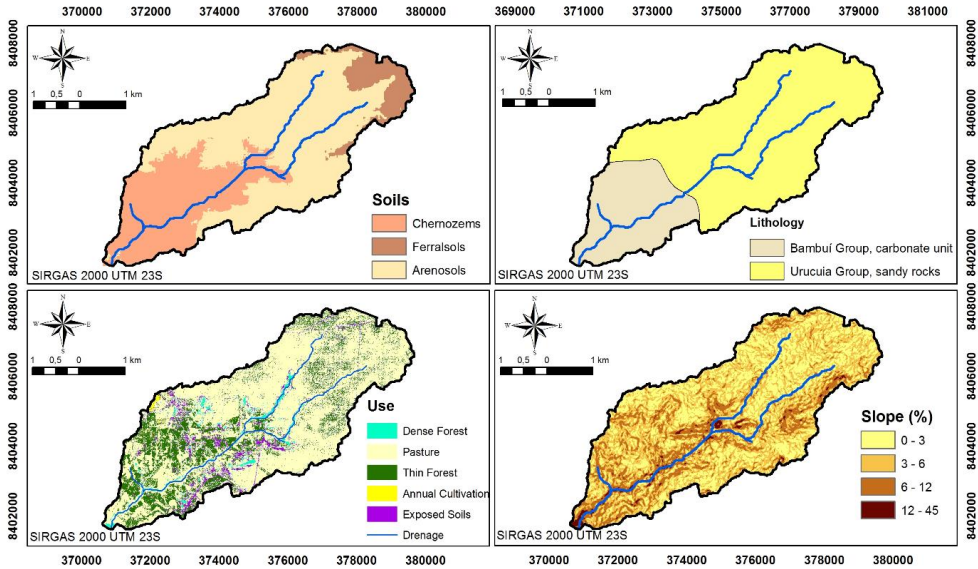


Figure 3: Cartographic base of soils, land use, lithology, and slope of the Extrema River watershed to obtain the Y , X_a and ϕ factors.

The coefficients of the river basin form (A), average river basin width (B) and watershed development (m) were calculated to be 0.95, 9.32 km, and 0.41, respectively. The value of peak discharge, with a return interval of 100 years (Q_{100}) and for a land use setup of 2021 resulted to $38.94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

The drainage density of the study river basin (G) we calculated as 0.36, what indicates that there is a low density of the hydrographic network. The factor G is an important affecting the flood hydrograph and erosion process. The index of average decline to be 8.30% shown that in the studied watershed mild slopes prevail. The Z coefficient value of 0.626 indicates that the river basin belongs to destruction category III. The resistance to the erosion process is medium, where the surface erosion is predominant.

The production of erosion material ($W \text{ yr}^{-1}$) in the Extrema watershed was calculated to be $81,927.2284 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ and the coefficient of the deposit retention (R_u) resulted in 0.163. This means that 16% of the total eroded material reaches the exit point, while the remaining 84% é deposited in irregularities of the relief inside the watershed, in the hydrological drainage system, caves and underground galleries. Calculated real soil losses per year per square kilometer for the river basin amounts to $480.60 \text{ m}^3 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$, corresponds to the results obtained in 2021. The detailed report for the hydro morphological parameters is shown in Table 3.

Table 3: Outputs data for the IntErO in Extrema watershed.

Outputs		Amount and Unit
Coefficient of the river basin form	A	0.95
Coefficient of the watershed development	m	0.41
Average river basin width	B	9.32 km
(A)symmetry of the river basin	a	0.03
Density of the river network of the basin	G	0.36
Coefficient of the river basin tortuousness	K	1.12
Average river basin altitude	H _{sr}	634.36 m
Average elevation difference of the river basin	D	55.36 m
Average river basin decline	I _{sr}	8.30 %
The height of the local erosion base of the river basin	H _{leb}	275.00 m
Coefficient of the erosion energy of the river basin's relief	E _r	38.12
Coefficient of the region's permeability	S ₁	0.48
Coefficient of the vegetation cover	S ₂	0.75
Analytical presentation of the water retention in inflow	W	0.6537 m ⁻³
Energetic potential of water flow during torrent rains	(2gDF) ^{1/2}	173.76 m km s ⁻¹
Maximal outflow from the river basin	Q ₁₀₀	38.94 m ³ s ⁻¹
Temperature coefficient of the region	T	1.64
Coefficient of the river basin erosion	Z	0.626
Production of erosion material in the river basin	W yr ⁻¹	81,927.2284 m ³ yr ⁻¹
Coefficient of the sediment retention	Ru	0,163
Real soil losses	G yr ⁻¹	13,360.31 m ³ yr ⁻¹
Real soil losses per km ²	G yr ⁻¹ km ²	480.60 m ³ km ² yr ⁻¹

CONCLUSIONS

In the last three decades, the forest area has decreased with the replacement of native vegetation for the production of pastures in the northeast region of Goiás State, Brazil. This change in land cover increases the risks to water erosion, especially in sensitive areas of karstic watersheds. The accumulation of the annual production of sediments is demonstrated through deposits inside the caves of the watersheds in the region. Studies on the origin and fate of these sediments must be carefully monitored to understand the hydrosedimentological behavior of karst systems in tropical climates. This study analyzed some factors and processes that are associated with soil losses and the production of sediments by water erosion, serving as an important indicator of areas at risk of accelerated erosion, and must be constantly evaluated and monitored. The application of the IntErO model demonstrated that the removal of sediments by water erosion in the Extreme River watershed belongs to the 3rd category of destruction ($Z = 0.62$), which is classified as medium degree. Finally, it is important to emphasize that climate change can increase soil erosion and sediment production processes in extreme rainfall events, which are increasingly common in tropical regions, which requires such processes to be evaluated annually. It is strongly recommended that this approach be considered when planning public monitoring policies.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thanks the Chico Mendes Institute for Biodiversity Conservation (ICMBio), National Water Agency (ANA), National Center for Research and Conservation of Caves (CECAV) and “Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil” This study was financed in part by CAPES – Finance Code 001.

REFERENCES

- Behzadfar, M.; Djurovic, N.; Simunic, I.; Filipovic, M. and Spalevic, V. Calculation of soil erosion intensity in the S1-6 Watershed of the Shirindareh River Basin, Iran. In Proceedings of the International Scientific Conference: Challenges in Modern Agricultural Production, Skopje, Macedonia, 11, 2014.
- Caldeira, D.M.V.S.; Uagoda, R. and Nogueira, A.M. (2019): Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientes no Brasil. *Espaço & Geografia*, 22 (1), 153-189.
- Cardoso, M.R.D.; Marcuzzo, F.F.N. and Barros, J.R. (2014). Classificação climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal. *Acta Geográfica*, 8(16), 40-55.
- Chalise, D.; Kumar, L.; Spalevic, V. and Skataric, G. (2019): Estimation of Sediment Yield and Maximum Outflow Using the IntErO Model in the Sarada River Basin of Nepal. *Water*, 11, 952.
- Curovic, Z.; Curovic, M.; Spalevic, V.; Janic, M.; Sestras, P. and Popovic, S.G. (2019): Identification and Evaluation of Landscape as a Precondition for Planning Revitalization and Development of Mediterranean Rural Settlements–Case Study: Mrkovi Village, Bay of Kotor, Montenegro. *Sustainability*, 11, 2039.
- Dragicevic, N.; Karleusa, B.; and Ozanic, N. (2017): Erosion potential method (GavriloVIC Method) sensitivity analysis. *Soil and Water Research*, 12(1): 51-59
- Dragicevic, N.; Karleusa, N. and Ozanic, N. (2016): A review of the GavriloVIC method (Erosion Potential Method) application. *Gradevinar*, 68(9); 715-725.
- Dyonisio, H.A.F. (2010): Erosão hídrica: suscetibilidade do solo. *Revista Eletrônica Thesis*, 6 (13): 15-25.
- El Moutassime, S.; Boukdir, A.; Karaoui, I.; Skataric, G.; Nacka, M.; Khaledi Darvishan, A.; Sestras, P. and Spalevic, V. (2019): Modelling of soil erosion processes and runoff for sustainable watershed management: Case study Oued el Abid Watershed, Morocco. *Agriculture and Forestry*, 65(4), 241-250
- Efthimiou, N. and Lykoudi, E. (2016) Soil erosion estimation using the EPM model. In Proceedings of the 14th International Conference of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, Greece, 25–27 May; Volume L.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2013): Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 4. ed. Brasília: EMBRAPA Solos, 376p.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (2015): World Reference Base for Soil Resources (WRB): update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO, n. 106, 203 p.
- GavriloVIC, S. (1962): A method for estimating of the average annual quantity of sediments according to the potency of erosion. *Bull. Fac. For*, 26, 151–168.
- GavriloVIC, S. (1972): Engineering of Torrential Flows and Erosion; Izgradnja: Belgrade, Serbia, 272p.
- GavriloVIC, Z. (1988). The use of empirical method (erosion potential method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. In: White, W.R. (ed.), International Conference on River Regime; 411–422. Chichester.

- Gholami, L.; Batista, P.; Behzadfar, A., Khaledi Darvishan, A. and Behzadfar, M. Application of IntErO model for soil loss estimation case study: S7-1 Watershed of Shirindareh river basin, Iran. In Proceedings of the 7th International Agricultural Symposium "Agrosym 2016", Jahorina, Bosnia and Herzegovina, 6–9 October 2016; pp. 2169–2177.
- Gillieson, D. (1986): Cave sedimentation in the New Guinea highlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11: 533–543.
- Greiner, L.; Kellera, A.; Grêt-Regameyb, A.; and Papritz, A. (2017): Soil function assessment: review of methods for quantifying the contributions of soils to ecosystem services. *Land Use Policy*, 69: 224–237.
- Khaledi Darvishan, A.; Mohammadi, M.; Skataric, G.; Popovic, S.; Behzadfar, M.; Rodolfo Ribeiro Sakuno, N.; Luiz Mincato, R. and Spalevic, V (2019): Assessment of soil erosion, sediment yield and maximum outflow, using IntErO model (Case study: S8-IntA Shirindarreh Watershed, Iran). *Agriculture and Forestry*, 65, 203–210.
- Lense, GHE; Parreiras, T.C.; Moreira, R.S.; Avanzi, J.C. and Mincato, R.M. (2019) Estimativas de perdas de solo pelo método de erosão potencial em latossolos tropicais. *Ciência e Agrotecnologia*, *Ciência e Agrotecnologia*, 43:e012719.
- Mohammadi, M.; Khaledi Darvishan, A.K.; Spalevic, V.; Dudic, B. and Billi, P. (2021): Analysis of the Impact of Land Use Changes on Soil Erosion Intensity and Sediment Yield Using the IntErO Model in the Talar Watershed of Iran. *Water*, 13: 881. <https://doi.org/10.3390/w13060881>
- Ouallali, A.; Aassoumi, H.; Moukhchane, M.; Moumou, A.; Houssni, M.; Spalevic, V. and Keesstra, S. (2020): Sediment mobilization study on Cretaceous, Tertiary and Quaternary lithological formations of an external Rif catchment, Morocco. *Hydrology Sciences Journal*, 65: 1568–1582.
- Palmer, A.N. (1984): Geomorphic interpretation of karst features. In: Lafleur, R.G. *Groundwater as a Geomorphic Agent*. Boston: Allen and Unwin, pp.173–209.
- Parsipour, H.; Popovic, S.; Behzadfar, M.; Skataric, G. and Spalevic, V. (2019): Cities expansion and land use changes of agricultural and garden lands in peri-urban villages (case study: Bojnurd). *Agriculture and Forestry*, 65(3): 173–187.
- Sakuno, N.R.R.; Guícardi, A.C.F.; Spalevic, V.; Silva, M.L.N. and Mincato, R.L. (2020). Adaptation and application of the erosion potential method for tropical soils. *Revista Ciência Agronômica*, 51, 1–10.
- Spalevic, V. (2011): Impact of Land Use on Runoff and Soil Erosion in Polimlje. Ph.D. Thesis, Faculty of Agriculture, University of Belgrade, Serbia, 260p.
- Spalevic, V.; Barovic, G.; Vujacic, D.; Curovic, M.; Behzadfar, M.; Djurovic, N.; Dudic, B. and Billi, P. (2020): The Impact of Land Use Changes on Soil Erosion in the River Basin of Miocki Potok, Montenegro. *Water*, 12, 2973.
- Spalevic, V.; Barovic, G.; Fikfak, A.; Kosanovic, S.; Djurovic, M. and Popovic, S. (2016): Sediment yield and Land usechanges in the Northern Montenegrin Watersheds: Case study of Seocki Potok of the Polimlje Region. *Journal of Environmental Protection Ecology*, 17: 990–1002.
- Spalevic, V.; Hübl, J.; Hasenauer, H. and Curovic, M. (2014). Calculation of soil erosion intensity in the Bosnjak Watershed, Polimlje River Basin, Montenegro. In Proceedings of the 5th International Agricultural Symposium "Agrosym 2014", Jahorina, Bosnia and Herzegovina, 23–26: 730–738.
- Spalevic, V.; Curovic, M.; Borota, D. and Fustic, B. (2012): Soil erosion in the river basin Zeljeznica, area of Bar, Montenegro. *Agriculture and Forestry*, 54: 5–24.
- Strahler, A.N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, Washington, 38: 913–920.
- Tavares, A.S.; Spalevic, V.; Avanzi, J.C.; Nogueira, D.A.; Silva, M.L.N. and Mincato, R.L. (2019): Modelling of water erosion by the erosion potential method in a pilot subbasin in southern Minas Gerais. *Semina: Ciências Agrárias*, 40: 555–572.

CAPÍTULO 4 – PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS

4. MONITORAMENTO DA CÉLULA CARSTICA

A célula carstica em questão é a fusão de duas microbacias hidrográficas que possuem conexões subterrâneas presentes no carste ainda coberto, do qual o córrego Extrema e Serragem estão ora superficiais ora subterrâneos, e carregam informações para além de suas delimitações topográficas. Durante o período de três anos hidrológicos (2019-2021) um esforço de monitoramento foi realizado através do registro de dados de vazão, carga sólida, precipitação, variáveis físico-químicas (pH, turbidez, condutividade elétrica), além de análises granulométricas, mineralógica e geoquímica. As observações são reveladas no artigo a seguir.

ARTIGO 4 – “DINÂMICA HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM FLUVIOCARSTE NO CERRADO BRASILEIRO”

Dinâmica Hidrossedimentológica em Fluvio-carste no Cerrado Brasileiro

André Silva Tavares^{1*}, Joaquim Ernesto Bernardes Ayer²,
Rogério Elias Soares Uagoda¹

¹ University of Brasília, Institute of Applied Geosciences and Geodynamics;
andresttavares@gmail.com / rogeriouagoda@unb.br

² Campinas State University Geoscience Institute; joaquimeba@gmail.com

* Correspondence: andresttavares@gmail.com; Tel.; 5535991721675

RESUMO

O carste é um ambiente frágil, visto que suas áreas de recarga são variadas, podendo transportar materiais de fontes distintas. Essas janelas de observação do carste subterrâneo são essenciais para entender a dinâmica do fluvio-carste em termos de entrada e saída de água e sedimentos. Logo, este estudo teve como objetivo avaliar a dinâmica hidrossedimentológica do sistema fluvio-carstico da caverna Extrema e compor uma carta síntese de fragilidades ambientais associadas ao risco de degradação espeleológica no núcleo de cavernas do Córrego Extrema. Esta área sintetiza as principais formações carsticas, como cavernas, dolinas, sumidouros e nascentes que compõem o sistema carstico da Formação Lagoa do Jacaré. Para avaliar esta interação, foi criado um modelo teórico tridimensional da área, e foram instaladas plataformas de coleta de dados na entrada e saída da caverna, com registro de nível, turbidez, variáveis físico-químicas e coletas de sedimentos em eventos de cheia. O interior da caverna Extrema possui um fluxo perene que transporta materiais de áreas fonte distintas. A descarga sólida variou de 1,082 t dia⁻¹ no sumidouro e 1,630 t dia⁻¹ na ressurgência. Isso indicou que um terço, ou 0,548 t dia⁻¹, é transportado pelo conduto carstico, originário principalmente de camadas antigas superiores da caverna Tarimba e de dolinas adjacentes. As amostras de água revelaram um grau de basicidade que variou sazonalmente, indicando relação com processos de diluição devido a contribuição de águas com baixa mineralização dos arenitos que compõe o aquífero superior. Esse diagnóstico demonstrou a sensibilidade dos parâmetros de escoamento e infiltração nas áreas de recarga, por exemplo, frente as mudanças de uso e cobertura da terra, que pode ter reflexos significativos sobre todo o sistema a jusante. De acordo com o modelo gerado, os fluxos podem ser oriundos de diferentes áreas que não estão necessariamente na bacia hidrográfica, o que eleva o risco e fragilidade hidrogeológica a contaminação via sumidouros, cavernas e fissuras carsticas que são bastante comuns visto o regime hidrológico da área.

Palavras-chave: Fluvio-carste, Erosão Hídrica, Modelagem Tridimensional, Fragilidade hidrogeológica, Aquífero carstico.

50 1. INTRODUÇÃO

51

52 A formação do carste ocorre preferencialmente em rochas
53 carbonáticas e siliciclásticas, onde os fluxos de águas superficiais e
54 subterrâneos se conectam por meio de fraturas constantemente alargadas
55 no processo de dissolução da rocha em contato com água acidulada,
56 constituindo solos rasos e com baixa capacidade de retenção de água
57 (White, 1988; Fetter, 1994). Logo, o relevo carstico é a consequência e
58 causa de uma organização hídrica subterrânea peculiar que retrata o
59 aquífero carstico, englobando desde a porção superior mais carstificada
60 (epicarste) até porções mais profundas (endocarste), que envolve a zona
61 vadosa (insaturada) e a zona freática (saturada) do aquífero (Berbert-Born
62 et al., 2016). Os caminhos de recarga podem alterar o fluxo de base local,
63 revelando um processo de evolução conforme a dissecação do relevo.
64 Assim, sedimentos fluviais podem revelar informações relevantes sobre o
65 comportamento dinâmica natural e antrópica nos processos
66 hidrossedimentológicos em ambientes carsticos (Fetter, 1994; Formosa,
67 2008; Zhao & Hou, 2019).

68 No Brasil, o carste representa entre 5 e 7% do território, mas estudos
69 sobre a dinâmica hidrossedimentológica ainda são insuficientes (Karmann,
70 2016). Sabe-se que o grau de desenvolvimento do carste varia conforme
71 as condições do clima, da vegetação e do tipo de material de origem. No
72 Cerrado o carste ganha especial importância, pois a supressão da
73 vegetação natural é crescente nas últimas décadas (Oliveira et al., 2015).
74 A vegetação nativa, adaptada as condições edafoclimáticas locais, é a
75 principal proteção do solo contra a erosão (Zhang et al., 2016). Quando a
76 cobertura é removida ocorrem altas taxas de produção de sedimentos no
77 exocarste. Isso implica em processos de lixiviação, redução dos nutrientes
78 do solo, eutrofização, poluição, assoreamentos e entupimentos de condutos
79 no endocarste podendo condicionar a mudanças de fluxo (Wacha et al.,
80 2020).

81 Nas últimas décadas o desmatamento do Cerrado atingiu números
82 alarmantes, e a expansão principalmente da pecuária extensiva vem
83 colocando em risco a biodiversidade desse ecossistema (Anache et al.,
84 2018). Nas regiões de clima tropical sazonal o carste é ainda mais sensível
85 às mudanças de condições climáticas. Potencializadas pela convergência do
86 escoamento superficial e subterrâneo, as chuvas produzem efeitos rápidos
87 e intensos tais como oscilações de grandes amplitudes nos níveis freáticos,
88 rápida inundação e sobrefluxo (extravasamento) de canais subterrâneos ou
89 rápido escoamento entre pontos de recarga e descarga (Berbert-Born et
90 al., 2016). Isso implica em alta energia erosiva e suscita intensa
91 movimentação de materiais particulados que são transportadas por fluxos
92 ora superficiais ora subterrâneos, efêmeros e perenes (Merten & Minella,
93 2006).

94 As fontes e tipos de sedimentos dendríticos são variados, pois o
95 material é pedogenizado na superfície, ora sedimentos aluviais, ou lama
96 epifreática, ou resíduos insolúveis, ou sólidos suspensos e depósitos

97 orgânicos (Ford & Williams, 2007). As zonas de deposição são observadas
98 em fraturas alargadas, abismos, sumidouros, subsidências internas, redes
99 de galerias inundadas e retroinundações (Laureano & Karmann, 2013).
100 Essas zonas de transporte de sedimentos autóctones e alóctones podem
101 implicar altas velocidades e elevação do lençol freático, o que pode
102 promover inundações rápidas acima da zona vadosa (Caldeira et al., 2019).

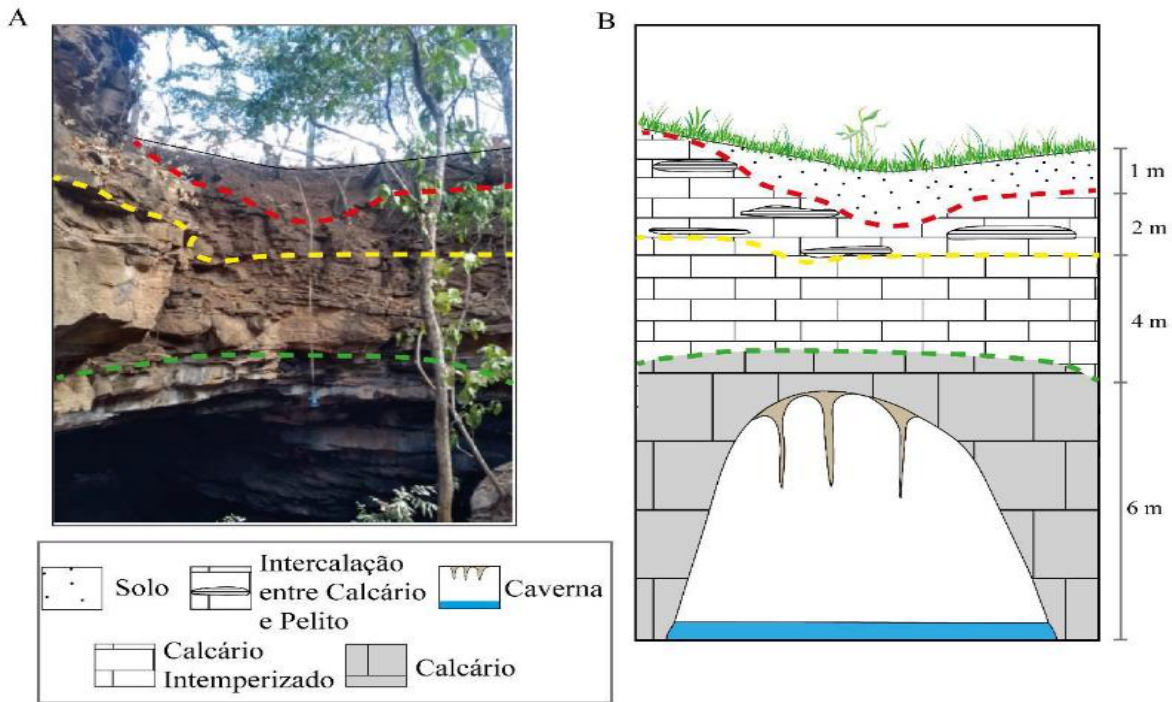
103 Nesse contexto, um dos sistemas de cavernas mais extensos do Brasil
104 está localizado no região centro-oeste (Hussain et al., 2020). Trata-se de
105 um importante exemplar da evolução de carstes cobertos, com dissecação
106 intensa do relevo, mas com processos de dissolução ainda pouco
107 desenvolvidos (Tavares et al., 2021). Na região a supressão da vegetação
108 natural contribuiu para o assoreamento dos sistemas durante o Holoceno
109 tardio e vem chamando a atenção para os riscos de poluição das águas com
110 a intensificação antrópica e a produção de sedimentos (Caldeira et al.,
111 2021).

112 A área de estudo compreende uma importante célula hidrogeológica
113 que sintetiza as principais formações carsticas da região e está sujeita a
114 interações hidrodinâmicas complexas e oriundas de áreas distantes via
115 sumidouros, cavernas e fissuras carsticas que são bastante comuns visto o
116 regime hidrológico tropical na área. Serve, portanto, de área piloto e como
117 um indicador regional para as condições de uso e manejo dos solos sobre
118 as áreas que compõem afloramentos do Grupo Bambuí.

119 Estudos recentes indicam que a estratigrafia da Formação Lagoa do
120 Jacaré (Grupo Bambuí) não é homogênea, porém devido às condições de
121 dissecação geomorfológica, é muito comum que arenitos coluvionares e
122 pelitos sobreponham os carbonatos. Assim, como um carste coberto,
123 dolinas e sumidouros servem como entradas pontuais preferenciais das
124 águas meteóricas para o sistema subterrâneo, formando rios subterrâneos
125 que também concentram águas do aquífero (Aguiar et al., 2022; Hussain
126 et al., 2020; Nunes, 2020). Na célula carstica desse estudo, entre as
127 cavernas Tarimba e Extrema, essa situação se repete (Figura 1).

128 A Tarimba é um rio subterrâneo alimentado por diversas bacias
129 hidrográficas que drenam pelitos e arenitos coluvionares e ingressam nela
130 através de dolinas e sumidouros (Vieira, 2023). O encontro com o sistema
131 Extrema (outra bacia densamente carstificada) se dá de maneira
132 subterrânea através de um sumidouro da segunda. Logo após, juntas, elas
133 se tornam superficiais em uma ressurgência. Mesmo aqui na zona de
134 descarga a estratigrafia esperada para região é respeitada: arenitos
135 coluvionares, pelitos e por fim carbonatos (calcário e marga).

136 Devido à hidrodinâmica complexa que envolve a área de recarga que
137 deságua no córrego Extrema, pequenos distúrbios nesses ambientes
138 adjacentes podem ter reflexos imprevisíveis, com consequências que
139 podem se manifestar a grandes distâncias dentro dos sistemas carsticos.
140 Devido suas conexões fissurais subterrâneas, estes sistemas
141 hidrogeológicos sofrem efeitos e interações hidrossedimentológica de
142 diferentes bacias hidrográficas, visto sua dinâmica fissural (Anache et al.,
143 2018).



144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

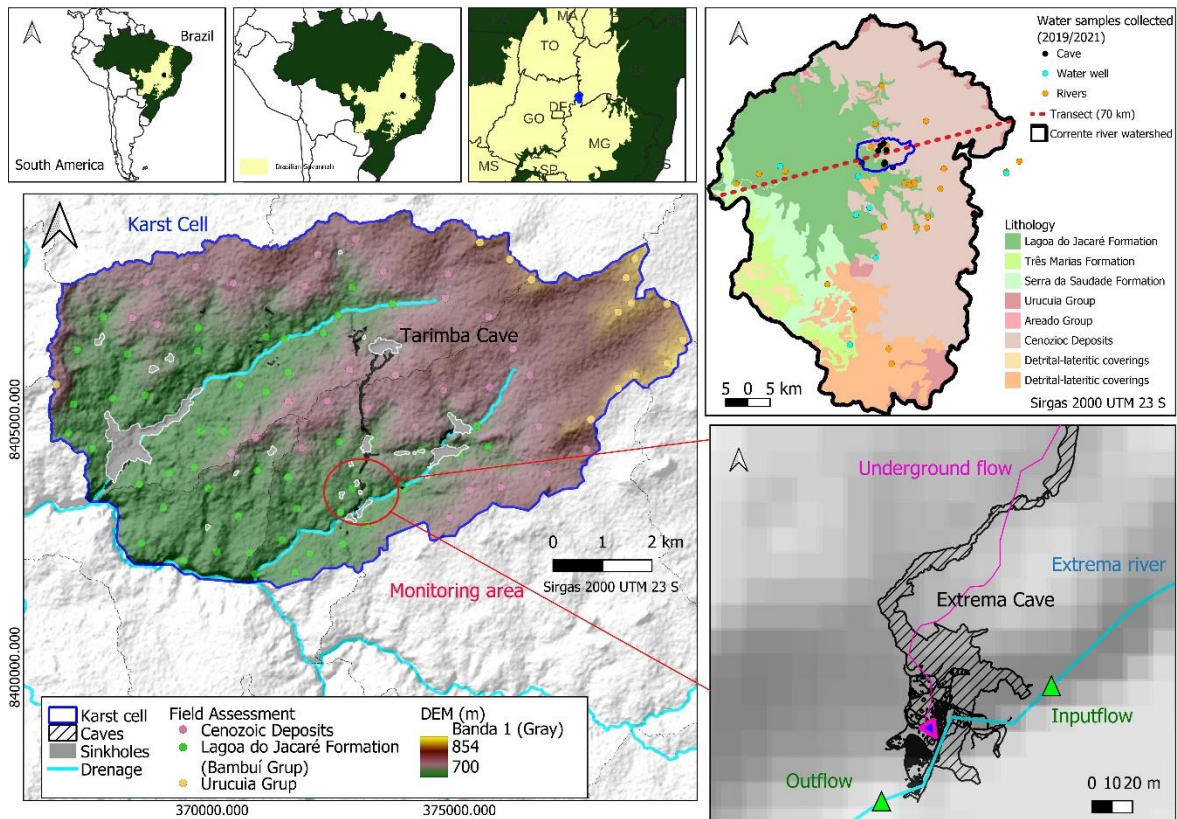
Figure 1. Exemplo da sobreposição dos arenitos coluvionares e pelitos sobre os carbonatos. Fonte: Nogueira et al. (2023).

Logo, este estudo teve como objetivo avaliar a dinâmica hidrossedimentológica no sistema fluviocarstico do sistema de cavernas do córrego Extrema, propor um modelo teórico dos fluxos hidrossedimentológicos e compor uma carta síntese de fragilidades ambientais associadas ao risco de degradação espeleológica no núcleo de cavernas. Para tanto, foi feito o monitoramento hidrossedimentológico na entrada (sumidouro) e saída (ressurgência) da caverna Extrema, visando compreender como ocorre a hidrodinâmica e evolução do sistema fluviocarstico e identificar possíveis áreas de risco e fragilidades ambientais, em busca de um uso mais sustentável deste tipo de recurso.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de Estudo

A dinâmica do fluviocarste é representada pela célula que contempla duas microbacias hidrográficas (Extrema e Serragem), com uma área de 68 km² (Figura 2). Nesse limite, vinte e cinco feições carsticas de superfície foram catalogadas, com larguras, comprimentos e profundidades diversificadas, e por vezes interconectadas. O regime climático é tropical úmido (Aw, Koppen) de invernos secos e verões chuvosos, com precipitação média anual entorno de 1.200 mm e temperatura de 25 °C (Silva et al., 2008).



175

176 Figura 2. Localização da célula carstica e os pontos de monitoramento
 177 hidrossedimentológico no interior da bacia hidrográfica do rio Corrente. Fonte: Elaborado
 178 pelos autores.

179

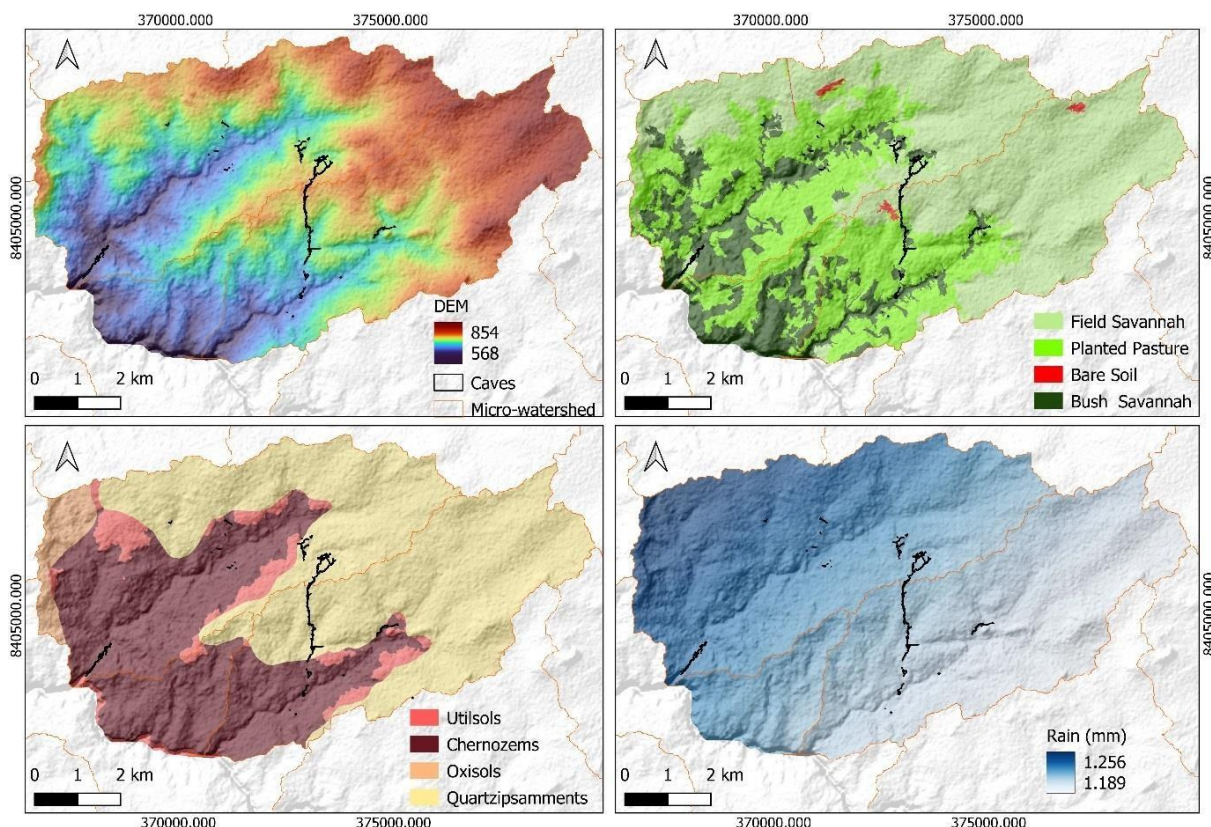
180 Na margem oeste do Cráton São Francisco (Proterozóico) ocorrem
 181 sedimentos da Bacia Sanfranciscana, que constitui as coberturas
 182 Fanerozóicas dos Grupos Areado, Urucuia e a Formação Chapadão, sobre o
 183 embasamento (porção inferior) do Grupo Bambuí (Neoproterozóico),
 184 formado por rochas carbonáticas e siliciclásticas (Campos & Dardenne,
 185 1997). Na porção leste, o Grupo Urucuia (cretáceo) é formado por arenitos
 186 quartzosos, avermelhados a brancos, de deposição eólico ou fluvial, com
 187 granulação fina a média, grãos arredondados, e rara ocorrência de matriz
 188 argilosa (Iglesias & Uhlein, 2009).

189 A Formação Chapadão representa as coberturas cenozóicas
 190 inconsolidadas da Bacia Sanfranciscana, com sedimentação areno-argilosa
 191 e níveis lateritizados e cascalhos, classificadas como: a) aluvionares, que
 192 resulta do retrabalhamento fluvial recente de diferentes materiais detríticos
 193 inconsolidados, b) coluvionares, originária da regressão do relevo, com
 194 material de fração argilosa de até 30%; c) e eluvionares, areias
 195 inconsolidadas advindas dos arenitos das distintas unidades fanerozóicas.
 196 (Campos & Dardenne, 1997).

197 Com ocorrência restrita à porção norte, o Grupo Areado corresponde
 198 a sedimentos do Eocretáceo, com variações laterais devido aos distintos
 199 ambientes de deposição (Caldeira, 2019). A decomposição dos calcários e
 200 pelitos do Grupo Bambuí geram depósitos que são compostos por argilas

201 avermelhadas comumente associadas a intensa carstificação (Auler et al.
202 2002).

203 Os solos são ora quartzarenicos no topo (Formação Chapadão) ora
204 argilosos (pelitos) e ora são chernozênicos (carbonatos). O contexto
205 predominante da superfície da célula carstica é composto por Neossolos
206 Quartzarênicos (47,24%) sob uma cobertura natural do tipo savana
207 campestre intercalada com pastagens muitas vezes não regulamentadas.
208 Também estão presentes os Latossolos Vermelho-Amarelo (16,55%),
209 Chernossolos (10,07%) e Argissolos Vermelhos (9,29%), sob
210 cobertura vegetal de mata seca além de pastagens e savana campestre
211 (Figura 3).



212
213 Figura 3. Célula carstica e suas características de solo, topografia, precipitação e uso e
214 cobertura da terra em 2021. Fonte: Elaborado pelos autores.

215
216 A deficiência de fósforo e outros nutrientes minerais nos solos da
217 região não favorecem o desenvolvimento florestal, dando origem a
218 vegetação com árvores esparsas (Breckle, 2002). Como resultado, os
219 processos erosivos são mais intensificados durante as chuvas, gerando
220 altas taxas de sedimentos que são transportados para canais subterrâneos
221 e galerias carsticas. O relevo é suave ondulado com desnível topográfico
222 282 metros no transector de 12 km, do qual é possível observar o
223 afloramento dos carbonatos, as coberturas colúvio-eluviais da Formação
224 Chapadão e os testemunhos do Grupo Urucua e Areado.

225
226

227 2.2 Modelagem Geológica Tridimensional

228

229 Para compor o modelo geológico e geométrico foram obtidos dados
230 em cerca de 500 pontos avaliados a partir de poços tubulares do Sistema
231 de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS, 2021), poços
232 encontrados em reconhecimento de campo, dados litológicos e de
233 afloramentos obtidos em campo e na literatura (Siqueira, 2017). Para
234 composição do modelo 3D foram usados pontos de reconhecimento de
235 campo nas cavernas identificadas. As formações cenozoicas foram obtidos
236 do mapa geológico (1:500.000) (Lacerda et al., 2000). As camada
237 pedologica foi avaliado em campo e a partir do mapa de solos confeccionado
238 por Nunes (2020). Além disto foi usado o mapeamento de dolinas
239 identificadas por sensoriamento remoto e veículo aéreo não tripulado
240 (vant) (Ferreira, 2020). O modelo geológico tridimensional gerado possui
241 como nível de base as cotas altimétricas do Modelo digital de elevação
242 SRTM-2.

243 A partir desses dados foram obtidos a profundidade das camadas e o
244 tipo de litologia, gerada uma tabela formato ".txt" estilo "dropdown". Do
245 cruzamento destes, foi gerada uma planilha fomato .txt estilo dropdwon
246 que, mantem as cordenadas e X e Y fixas em cada ponto avaliado e
247 diferencia a altitude a partir de um nível de base. A partir desta foi gerado
248 no software Ground Water Modeling System 10.1 (GMS), foi criando um
249 arquivo shape de pontos distribuídos como na Figura 4A que foram
250 conectadas por seções transversais (Figura 4B), indicando quais poços irão
251 ser conectados. Destas seções em branco foram geradas as seções
252 transversais (crossection) de cada camada litológica (Figura 4C), via
253 método de elementos finitos.

254 Foi então criado um arquivo shapefile como os limites da interpolação
255 do medelo geométrico. Dentro destes limites foi gerado um TIN (Triangular
256 a Irregular Network), com espaçamento de 150 metros entre as arestas
257 dos triângulos, do qual foi gerado o sólido geológico (XD) e foram cortados
258 os pefis litológicos. O software emprega o método de elementos finitos
259 (MEF), que é um procedimento numérico que determina soluções
260 aproximadas de problemas de valores sobre o contorno de equações
261 diferenciais (GMS, 2015).

262 Cumpre destacar que metdologia escolhida para modelagem foi em
263 função desta ser uma área com estratigrafia horizontal e tectônica
264 relativamente estável quando comparada a algumas áreas com altos grau
265 metamorfico e angulos de mergulho ou tectonicamente ativas. Por isto o
266 método utilizado é bastante eficiente na contrução de modelos neste tipo
267 arcabouço geológico (GMS, 2015; Ayer, 2020).

268

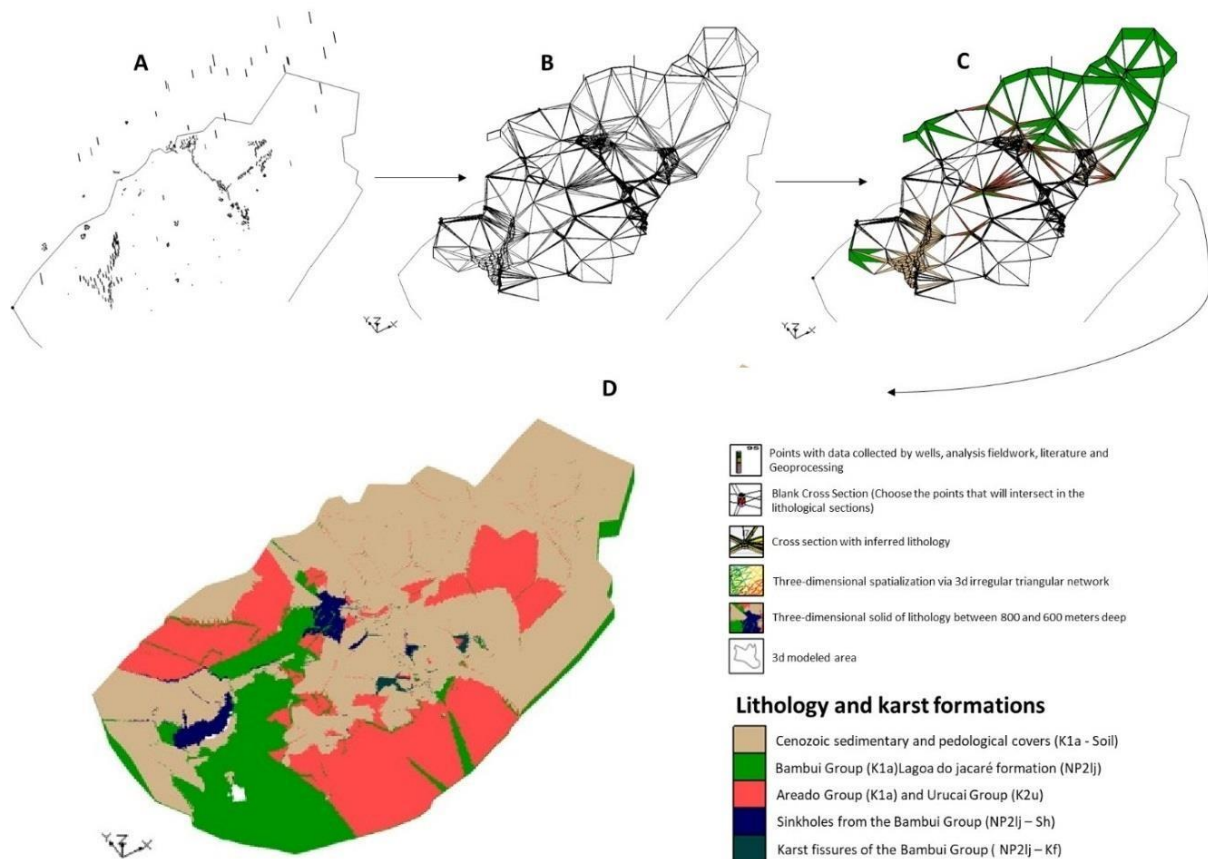
269

270

271

272

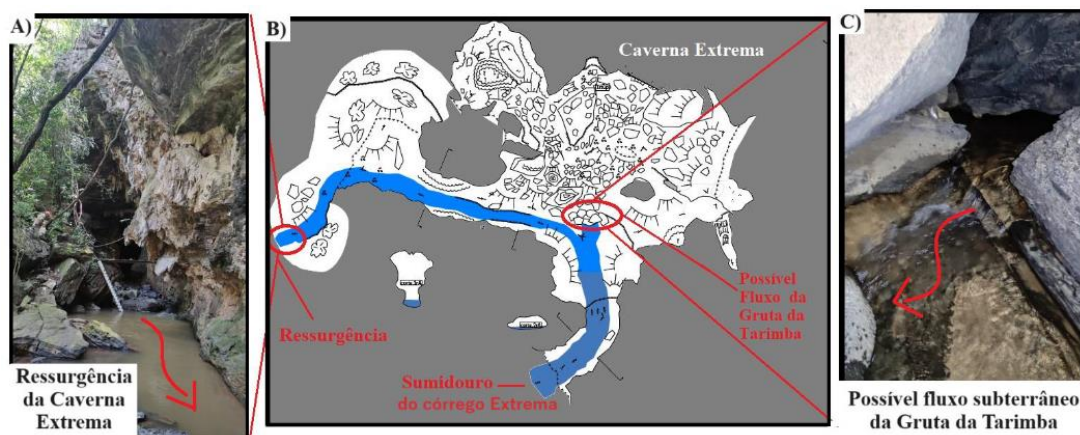
273



274
275 Figura 4: Etapas de processamento do GMS na composição das camadas litológicas. Fonte:
276 Elaborado pelos autores.
277

278 2.3 Monitoramento e Caracterização Hidrossedimentológica

279
280 Para avaliar a dinâmica hidrossedimentológica foram selecionados
281 dois pontos de monitoramento em eventos de cheia durante entre 2020 e
282 2021. No sumidouro da caverna Extrema foi instalada a primeira estação
283 de monitoramento (Figura 5), e na ressurgência o segundo ponto. Ocorre
284 a contribuição do fluxo subterrâneo adjacente que se conecta no interior
285 da caverna Extrema, proveniente da caverna Tarimba (Vieira, 2023).
286



287
288 Figura 5: Áreas de instalação das bases para o monitoramento hidrossedimentológico
289 conforme a identificação das conexões entre as cavernas Extrema e Tarimba demonstradas
290 por Vieira (2023).

291 Durante eventos de cheia, a enxurrada transporta sedimentos da
 292 superfície e também remove sedimentos depositados no carste subterrâneo
 293 trazendo materiais sólidos de fontes e idades distintas (dolinas, cavernas)
 294 (Figure 6). Devido às variações de áreas de recarga em condições
 295 edafoclimáticas a região possui alta fragilidade frente as mudanças de
 296 cobertura vegetal e aos processos intensificados de erosão e produção de
 297 sedimentos (Santos et al., 2018). As seções molhadas do córrego Extrema
 298 foram obtidas por meio de um levantamento topo-batimétrico com nível
 299 óptico Kolida e trena (Santos et al., 2001), tanto no sumidouro, quanto na
 300 ressurgência. Foram instaladas réguas linimétricas e sensores automáticos
 301 de nível modelo OTT DuoSens (Hydromet Keller série 36XW) com
 302 transdutor depressão e medições cada 15 minutos (Figura 6).
 303



304
 305 Figura 6. Instalação dos equipamentos no sumidouro e ressurgência. Fonte: Elaborado
 306 pelos autores.

307
 308 A vazão ($Q \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) foi medida por meio do método doppler acústico
 309 de velocidade (ADV - Acoustic Digital Current meter) usando o medidor
 310 portátil FlowTracker. Foi adotada a medição a vau em diferentes
 311 profundidades (USDH-48 e USDH-59), utilizando o método de integração
 312 em verticais centrais. Em alguns eventos foi possível a utilização da coleta
 313 automática, por meio do amostrador automático ISCO 6712, com sensor de
 314 nível e coletas pontuais programadas para intervalos de 30 minutos.

315 A determinação da C_{ss} (Mg L^{-1}) foi realizada por ensaio de filtração
 316 no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade
 317 de Brasília. As amostras foram decantadas (48 horas), filtradas em Milipore
 318 (0,22 mm) em bomba a vácuo, e levado à estufa para secar por 24 horas
 319 ($100 \text{ }^\circ\text{C}$), e por fim pesadas em balança de precisão. O valor obtido foi
 320 subtraído do peso inicial do filtro para conhecimento do peso real da
 321 amostra. A C_{ss} foi determinada pela razão entre a massa seca do sedimento
 322 contido na amostra e o volume total utilizado, conforme a equação (1):
 323

324
$$C_{ss} = P / V \tag{1}$$

325

326 Onde: C_{ss} = Concentração de sedimentos em suspensão (mg L^{-1}); P =
 327 Massa seca do sedimento (mg); V = Volume da alíquota filtrada (L).

328

329 A C_{ss} multiplicada por Q instantânea fornece a estimativa da descarga
 330 de sedimentos (Q_{ss}), que, integrada no tempo, indica a estimativa da
 331 produção de sedimentos em ton dia-1 (Equação 3). A Q_{ss} foi obtida
 332 conforme a equação 3, proposta por Santos et al. (2001).

333

334
$$Q_{ss} = 0,0864 * Q * C_{ss} \tag{2}$$

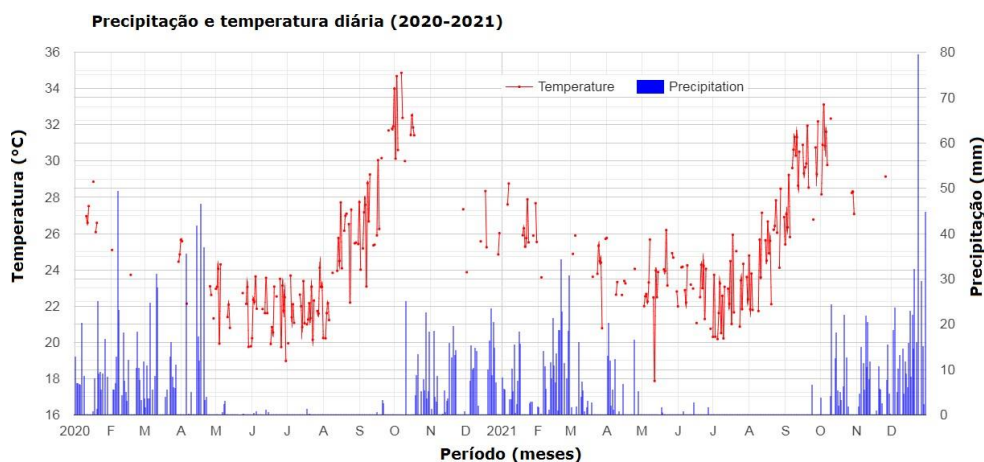
335

336 Onde: Q_{ss} = Descarga sólida total (ton dia-1); Q = Vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); C_{ss} =
 337 Concentração de sedimentos em suspensão (mg L^{-1}); 0,0864 = Constante
 338 de correção de unidades (segundos para dias / gramas para toneladas)

339

340 A turbidez foi medida automaticamente com a sonda Hydrolab DS5X,
 341 com amplitude de medição de 0 a 3000UNT (Unidade Nefelométrica de
 342 Turbidez). A estabilidade dos dados consiste em calibrar a sonda com
 343 soluções padrões de 0 UNT, 60 UNT, 700 UNT e 1000 UNT (Louzada et al.,
 344 2022). Os parâmetros de físico-químicos de temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$), pH
 345 e condutividade elétrica foram mensurados por sonda modelo Hydrolab
 346 DS5X OTT. Os resultados foram registrados e armazenados na plataforma
 347 de coleta de dados (PCD) OTT DuoSens Hydromet.

348 Para a obtenção de dados diários de chuva foi instalado o pluviômetro
 349 modelo Pluvio-OTT. Quando números errôneos eram registrados pelo
 350 pluviômetro, foi utilizada como alternativa séries temporais de precipitação
 351 por imagens de satélite (730 imagens entre 2020 e 2021) da coleção
 352 CHIRPS Daily (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station
 353 data) (ee.ImageCollection/UCSB-CHG/CHIRPS/DAILY), com resolução
 354 espacial de 1 km (0,05 graus de arco) do sensor "MODIS/061/MOD11A1",
 355 obtidas a partir do Google Earth Engine (GEE) (Figura 7). Os eventos
 356 monitorados iniciaram em fevereiro de 2020 e finalizaram em dezembro de
 357 2021. No total, foram coletadas amostras de sedimentos em 29 eventos no
 358 sumidouro e 31 na ressurgência.



359 Figura 7: Precipitação e temperatura diária da região de monitoramento por meio da
360 coleção CHIRPS Daily. Fonte: CHIRPS Daily e Google Earth Engine (GEE).

361

362 2.4 Caracterização Granulometria e Mineralógica

363 A análise granulométrica e mineralógica foi realizada nos sedimentos
364 coletados em nível ascende (50 a 200 cm), seguindo a metodologia
365 proposta pela Agência Nacional de Águas (ANA) (Umezawa, 1979; Depiné
366 et al., 2011). O fracionamento dos grãos maiores foi separado em peneiras
367 com malha de 2 mm e 1 mm. O material fino foi submetido a difração a
368 laser no aparelho Bettersize ST (LALLS - Low Angle Laser Light Scattering)
369 (Yang et al., 2015), no laboratório de geoquímica e águas da Universidade
370 de Brasília (UnB).

371 Antes disso, as amostras foram preparadas com adição de água
372 destilada e Peróxido de Hidrogênio (0.5 ml) para a eliminação da matéria
373 orgânica total, e aquecida a 50 °C em placa de metal, depois a 100 °C para
374 a eliminação do Peróxido de Hidrogênio. Após, foi adicionado o Pirofosfato
375 de Sódio (6 mg) como dispersante, e as amostras foram colocadas dentro
376 da câmara de ultrassom (1 hora) a 50W. Por meio da escala logarítmica de
377 Wentworth (Argila <0,004–0,062, Areia 0,062–2 e Grânulo >2) os
378 resultados obtidos foram compilados em gráficos (Nogueira et al., 2023).

379 Para a avaliação qualitativa dos minerais encontrados nas amostras
380 de sedimentos a técnica de difratometria de raios X (difratômetro Rigaku
381 Ultima IV) usou os critérios de análise: faixa de 2–60 °C; 5 °C/min, em
382 passo de 0,05° a partir das amostras totais (pó). Os resultados foram
383 interpretados por meio do software JADE 9 e o banco de dados ICDD
384 (Nogueira et al., 2023). As análises são executadas nas frações argila (<
385 0,002 mm) e silte (0,002 mm - 0,050 mm) (Calderano et al., 2017).

386

387 2.5 Caracterização Hidroquímica

388 Amostras de água foram coletadas na estação seca e chuvosa em
389 poços, cavernas e drenagem fluvial entre 2019 e 2021. Os pontos de coleta
390 foram orientados pelas áreas mais acessíveis no transector do Sistema
391 Aquífero Urucuia (SAU) e Sistema Aquífero Bambuí (SAB), como forma de
392 avaliar a contribuição de águas superiores em áreas de recarga para o
393 subterrâneo no carbonato.

394 As amostras foram coletadas em frascos e catalogadas no laboratório
395 de geoquímica e águas da Universidade de Brasília (UnB), filtradas e
396 conduzidas ao Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente
397 Acoplado (ICP-OES) para a identificação dos principais cátions. Os ânions
398 (F⁻, Cl⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) foram determinados por meio do
399 Cromatógrafo Iônico modelo "Dionex ICS90".

400 A alcalinidade (íon bicarbonato) foi obtida pelo Método Titulométrico,
401 utilizando H₂SO₄ 0,02N padronizado com NaOH 0,05N, por meio do
402 titulador automático "Schott" modelo "Titroline Easy", resultando no
403 seguinte cálculo: $HCO_3^- = V * M * 61000 / V_a$, onde: V = volume de ácido
404 (ml) até pH 4,3; M = molaridade do ácido; V_a = volume da amostra (ml).

405 Os parâmetros físico-químicos de Temperatura, pH e Condutividade Elétrica
406 foram medidos em campo através de Sonda Multiparâmetro portátil WTW
407 modelo "Multi350I" (ALPHA, 2012).

408

409 2.6 Fragilidades ambientais associadas ao risco de degradação
410 espeleológica do núcleo de cavernas do Córrego Extrema.

411

412 Para sintetizar as fragilidades ambientais que comprometem de forma
413 mais intensa as cavernas da área de estudo foram levantados e
414 espacializados os fatores referentes a condições ambientais e de uso e
415 manejo dos solos que poderiam resultar em alterações
416 hidrossedimentológicas, hidrodinâmicas e hidroquímicas. Para tanto foi
417 aplicado a equação de perda de solo revisada (RUSLE) como forma de
418 avaliar as áreas com alta suscetibilidade a produção de sedimentos. Foram
419 destacadas as áreas com taxas de perda de solo acima de $5 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e
420 as áreas de mata ciliar, de acordo com a lei do Código Florestal (Lei
421 12.651), para a identificação da presença ou não de áreas de preservação
422 permanente entorno dos rios.

423 O mapa detalhado de uso e cobertura da terra foi elaborado a partir
424 de aprendizagem profunda em redes neurais (TempCNN - Temporal
425 Convolutional Neural Network) usando um cubo de 24 imagens Sentinel-2
426 para o ano de 2021. O pacote em R chamado SITS (Time Series Satellite
427 Images) combinam altas resoluções temporais, espectrais e espaciais,
428 facilitando o monitoramento próximo da dinâmica da vegetação.

429 Por último foi foram empilhadas as áreas de cavernas e dolinas,
430 prioritárias para a redução dos fluxos hidrossedimentológicos. Estas
431 características foram então agrupadas em carta síntese de fragilidades
432 ambientais associadas ao risco de degradação espeleológica no núcleo de
433 cavernas do Córrego Extrema.

434

435 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

436

437 3.1 Modelo Geológico Tridimensional do Carste do Córrego Extrema

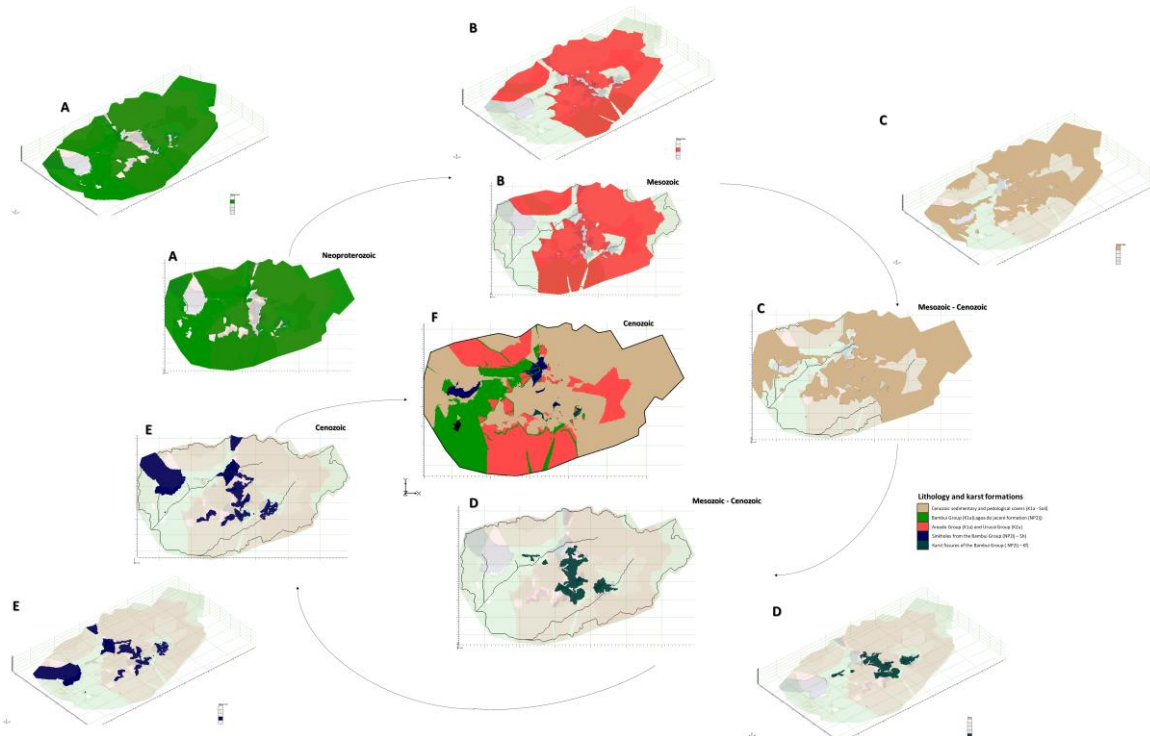
438

439 O modelo geológico, expresso na figura 8 e 9, representa a
440 arquitetura estratigráfica das formações do sistema hidrogeológico que
441 compõem a evolução do sistema carstico da caverna Extrema. O Grupo
442 Bambui (Figura 8A) é a camada mais antiga e profunda. É uma unidade
443 litológica pertencente ao Supergrupo São Francisco e constitui uma
444 cobertura sedimentar neoproterozóica situada sobre o Cráton São
445 Francisco, marcada por eventos de transgressão marinha e depósitos
446 característicos de mar raso. O Bambui é extenso e possui as formações (da
447 base ao topo) Lagoa do Jacaré, Lagoa Formosa, Serra da Saudade e Três
448 Marias. Esta disposição litológica resulta de processos geológicos em
449 ambiente marinho plataformar, cuja sedimentação foi intensamente
450 controlada pelas oscilações do nível do mar, juntamente ao soerguimento
451 da Faixa Brasília que, pelo menos localmente, foi responsável pela

452 instalação de uma bacia foreland (Chang et al., 1988; Castro, 1997;
453 Martins-Neto et al., 1997; Martins Neto & Alkmim, 2001; Baptista, 2004).

454 Os litotipos predominantes apresentam estratificações plano-
455 paralelas e cruzadas tabulares associados a eventos estruturais que levaram
456 a processos de subsidência para compensar isostaticamente o cinturão
457 orogênico. O grupo representa uma sucessão de transgressões e
458 regressões, com depósitos intercalados de tálus (diamictitos), marinhos
459 profundo e raso (Campos & Dardenne, 1997; Iglesias e Uhlein, 2009;
460 Frago, 2011).

461



462

463 Figura 8: Modelo de evolução geocronoestratigráfica da área estudada. A – Grupo Bambuí
464 (Formação Lagoa do Jacaré); B – Grupos Areado e Uruçuia; C - Cobertura Cenozóica e
465 pedológica; D - Cavernas; E - Dolinas. Fonte: Elaborado pelos autores.

466

467 A formação Lagoa do Jacaré (Figura 8A) é a unidade basal do Grupo
468 Bambuí, constituída principalmente por rochas carbonáticas. Esta é
469 composta por calcários pretos a cinza, localmente oolíticos e pisolíticos,
470 brechas intraclásticas, margas e intercalações de siltitos e folhelhos. A
471 presença de biolitito e calcarenito oolítico indica sedimentação em águas
472 rasas, com forte precipitação carbonática e influências de retrabalhamento
473 por ondas ou correntes de marés. Apresenta estruturas de laminação e/ou
474 estratificação plano-paralela e, localmente, laminação cruzada (Campos &
475 Dardenne, 1997; Iglesias e Uhlein, 2009; Frago, 2011).

476

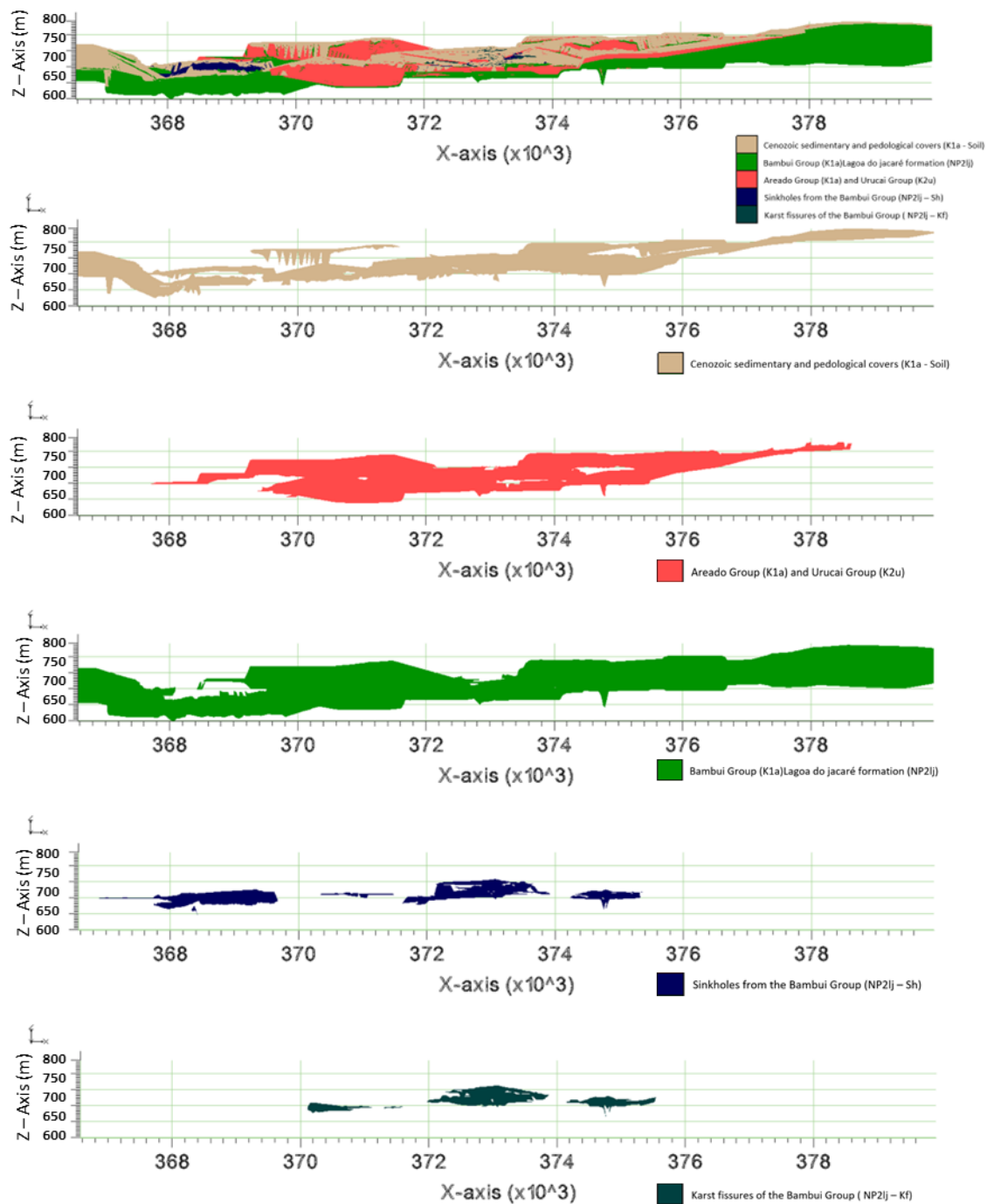
477 Sobre o grupo Bambuí estão assentadas as rochas de dois Grupos
478 litológicos, as do Grupo Areado sobrepostas pelas do Grupo Uruçuia (Figura
479 8B). Todavia, no modelo gerado não foi possível separar as mesmas a partir
480 dos métodos utilizados. O Grupo Areado teve início no Cambriano Inferior,
e é marcado por uma ampla variação de litotipos sedimentares. O Grupo

481 Areado é composto por três formações indivisíveis e/ou não presentes na
482 área, a Abaéte, a Quiricó e a Três Barras.

483 A formação Abaeté, possui predomínio de correspondente siltitos a
484 arenitos líticos, por vezes conglomeráticos, com estratificação cruzada
485 comun de leques aluviais. A formação Quiricó possui uma gama variada
486 rochas pelíticas, e subordinadamente areníticas, folhelhos, típico de
487 ambientes lacustres, enquanto a formação Três Barras possui rochas
488 areníticas, ritmitos areno-pelítico com estratificação linsen e marcas de
489 ondas, folhelhos, concreções carbonáticas, pelitos e siltitos argilosos com
490 estratificações planoparalela, cruzadas, tabular, acanalada, tangencial,
491 sigmoidal e ondulada indicando uma transição entre diferentes ambientes
492 deposicionais como flúvio, deltáico e eólico (Fragoso et al, 2011).

493 Já Grupo Urucuia (Figura 8B), resulta de um conjunto de rochas
494 siliciclásticas, de idade neocretácea, derivadas movimentos isostáticos do
495 Paleozóico (Permo-Carbonífero), que culminaram em processos tectônicos
496 estruturais, e que levaram a à abertura do oceano Atlântico Sul no
497 Mesozóico, somados a atividade neotectônica durante o Cenozóico
498 (Campos & Dardenne 1997a,b). Este grupo é formado por conglomerados,
499 arenitos e siltitos depositados em ambientes essencialmente continentais,
500 que variaram desde clima desértico, com estratificação cruzada até
501 litofácies maças de fases subaquosas. Constituída por arenitos finos a
502 grosseiros, alternados a níveis de pelitos, tendo na base arenitos
503 conglomeráticos e conglomerados (Campos & Dardenne 1997a,b; Spigolon
504 e Alvarenga, 2002). Estas formações, são na área modelada, recobertas
505 em grande parte, por coberturas cenozóicas aluvionares, coluvionares e
506 eluvionares relacionadas à Formação Chapadão, além de coberturas
507 pedológicas recentes, que também foram trabalhadas neste estudo de
508 forma associadas e indivisível.

509 Os solos, são por sua vez, são submetidos a processos de uso e
510 ocupação relacionados a atividade agropecúria, que promovem de forma
511 intensiva o dematamento, superpastejamento, além da adição de
512 compostos para manutenção das características edafológicas dos mesmos,
513 situação que tem levado a problemas de erosão e assoreamento (Tavares
514 et al., 2021). Estes processos podem contribuir para o aumento dos fluxos
515 e dissolução nos carbonatos, visto que na área a formação Bambuí é um
516 aquífero livre, e sofre diretamente os efeitos dos impactos geológicos na
517 superfície. Além disso, o aumento da erosão e da dissolução ambos podem
518 aumentar as emissões de gases estufas.



519
 520 Figura 9: Perfis das unidades geológicas da área de estudo (topo para base) e detalhe das
 521 formações carsticas sobre seções cruzadas. Fonte: Elaborado pelos autores.
 522

523 Estas formações, são na área modelada, recobertas em grande parte,
 524 por coberturas cenozóicas aluvionares, coluvionares e eluvionares
 525 relacionadas à Formação Chapadão, além de coberturas pedológicas
 526 recentes, que também foram trabalhadas neste estudo de forma associadas
 527 e indivisível. Os solos, são por sua vez, são submetidos a processos de
 528 uso e ocupação relacionados a atividade agropecúria, que promovem de
 529 forma intensiva o dematamento, superpastejamento, além da adição de

530 compostos para manutenção das características edafológicas dos mesmos,
531 situação que tem levado a problemas de erosão e assoreamento (Tavares
532 et al., 2021). Estes processos podem contribuir para o aumento dos fluxos
533 e dissolução nos carbonatos, visto que na área a formação Bambuí é um
534 aquífero fissuro-carstico, e sofre diretamente os efeitos dos impactos
535 agravados na superfície. Além disso, o aumento da erosão e da dissolução
536 ambos podem aumentar as emissões de gases estufas.

537 Neste contexto, os sistemas carsticos são expostos a processos mais
538 intensos de circulação de águas subterrâneas, o que pode afetar a
539 velocidade e a composição química da dissolução das rochas carbonáticas.
540 A formação de feições carsticas é um processo complexo, influenciado por
541 diversos fatores, com a presença de água e sua capacidade de formar ácido
542 carbônico sendo essenciais. Assim, condições ambientais como fraturas,
543 falhas, contatos entre formações, além da variação de uso da terra, são
544 situações que facilitam o escoamento subterrâneo e, de tal modo, acabam
545 facilitando a dissolução destas rochas. Neste sentido, na área do modelo
546 gerado (Figura 8) é perceptível que as fissuras/cavernas (Figura 8D) e
547 dolinas (Figura 8E) estão nas áreas de contato entre o Bambuí e o grupo
548 Areado/Urucaia, enquanto, e as mais profundas podem ser condicionadas
549 por falhas regionais, resultantes de movimentos epirogenéticos e/ou
550 dobramentos, que acabam por canalizar as águas e aumentar a dissolução
551 nestes locais, levando a abertura de fissuras (Campos & Dardenne
552 1997a,b; Spigolon e Alvarenga, 2002).

553 O aumento das taxas hidrossedimentológicas e de escoamento
554 superficial via alteração de uso e manejo, somados a inserção de
555 agroquímicos nos solos, podem, de tal modo, afetar a intensidade dos
556 processos de dissolução, hidrodinâmica, hidroquímica e preenchimentos
557 dos condutos por sedimentos, entre outros impactos, como a contaminação
558 de rios por contaminações de áreas distantes e desconhecidas dificultando
559 a mitigação deste impacto (Tavares et al., 2021).

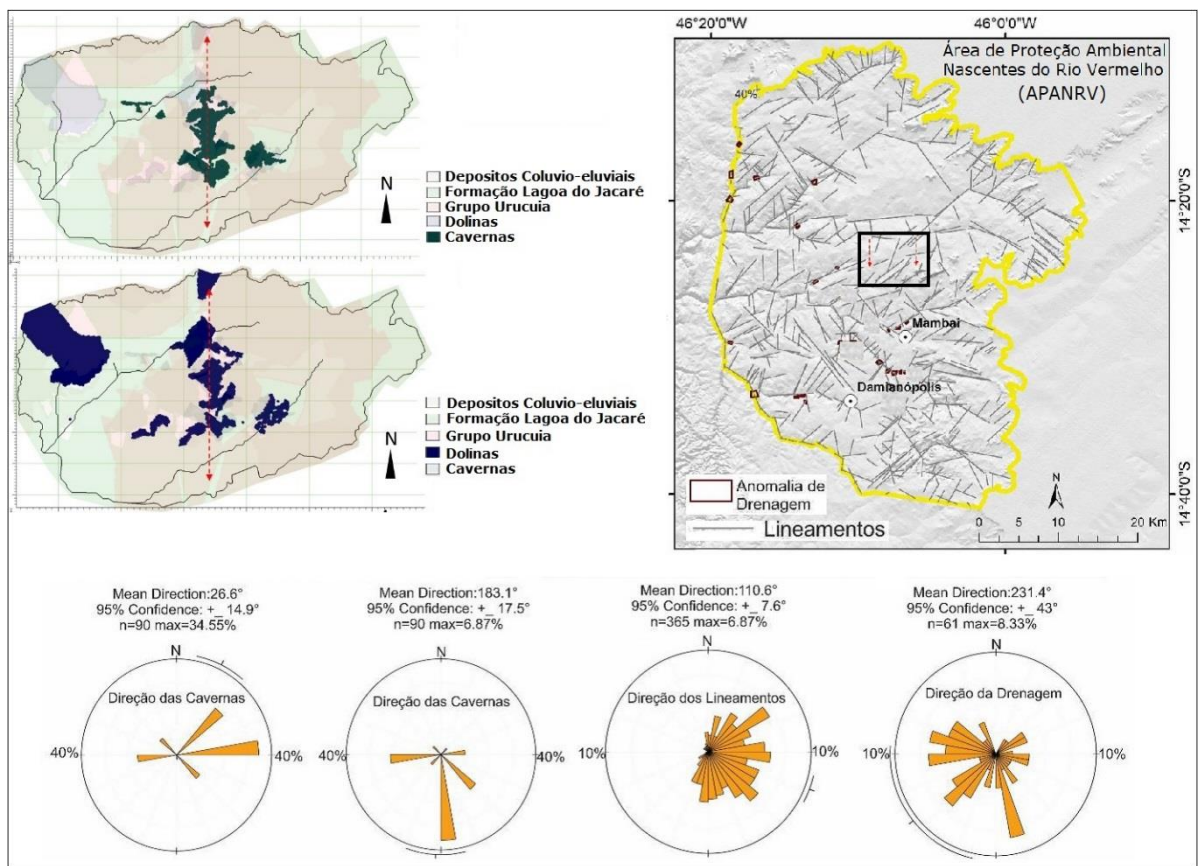
560 3.2 Avaliação da Área de Contribuição Hidrogeológica da Caverna 561 Extrema 562

563 Sabendo que o núcleo de cavernas e dolinas existentes na área
564 (Figura 8 D e E) resultam de processos de dissolução que se iniciaram desde
565 a exposição dos carbonatos, e provável que extensos sistemas fissurais
566 possam ser encontrados. Essas galerias subterrâneas são interconectadas,
567 via condutos, em áreas distantes e diferentes das unidades topográficas das
568 bacias hidrográficas. Esta condição aumenta a fragilidade natural e tende a
569 aumentar os impactos ambientais, visto a dificuldade em avaliar e
570 dimensionar a área de contribuição de águas e sedimentos dos rios na
571 região, o que torna difícil avaliar quais áreas prioritárias para mitigação dos
572 impactos hidrossedimentológicos.

573 De acordo com o modelo gerado é possível observar a direção
574 predominante das fissuras (Figura 10). É importante salientar que para a
575 gestão sustentável das áreas carsticas aflorantes ou próximas da superfície,
576 deveriam ser considerados os limites da formação carstica e não a bacia

577 hidrográfica como unidade de planejamento e gestão ambiental. Na qual o
 578 uso e manejo dos solos deveriam ser utilizados sempre com aplicação de
 579 práticas conservacionistas que visem reduzir o escoamento superficial para
 580 os condutos ou fissuras.

581



582

583 Figura 10: Alinhamento do sistema carstico mostrando o provável condicionamento
 584 estrutural na distribuição das cavernas e dolinas. Fonte: Elaborado pelos autores.
 585

586

587 Neste contexto, o arcabouço geológico e de uso e manejo dos solos,
 588 impõe um série de fragilidades a manuetenção em condições de equilíbrio
 589 dos sistemas carsticos. Portanto, a planície do córrego Extrema é um terraço
 590 fluvial formado durante o processo de captura do escoamento superficial
 591 de água para a caverna próxima (Nogueira et al., 2023). O processo atual
 592 inclui variações sazonais da vazão de pico e a contribuição de nascentes
 593 carsticas. Na estação seca, o sumidouro da caverna Extrema possui uma
 594 vazão média de 0,13 m³/s, com cota média de 25 cm. No mesmo período,
 595 a ressurgência possui vazão média de 0,20 m³/s, e cota de 30 cm. O
 596 acréscimo da vazão na ressurgência na ordem de 0,07 m³/s se deve a
 597 contribuição do fluxo subterrâneo perene que se conecta no interior da
 598 caverna.

598

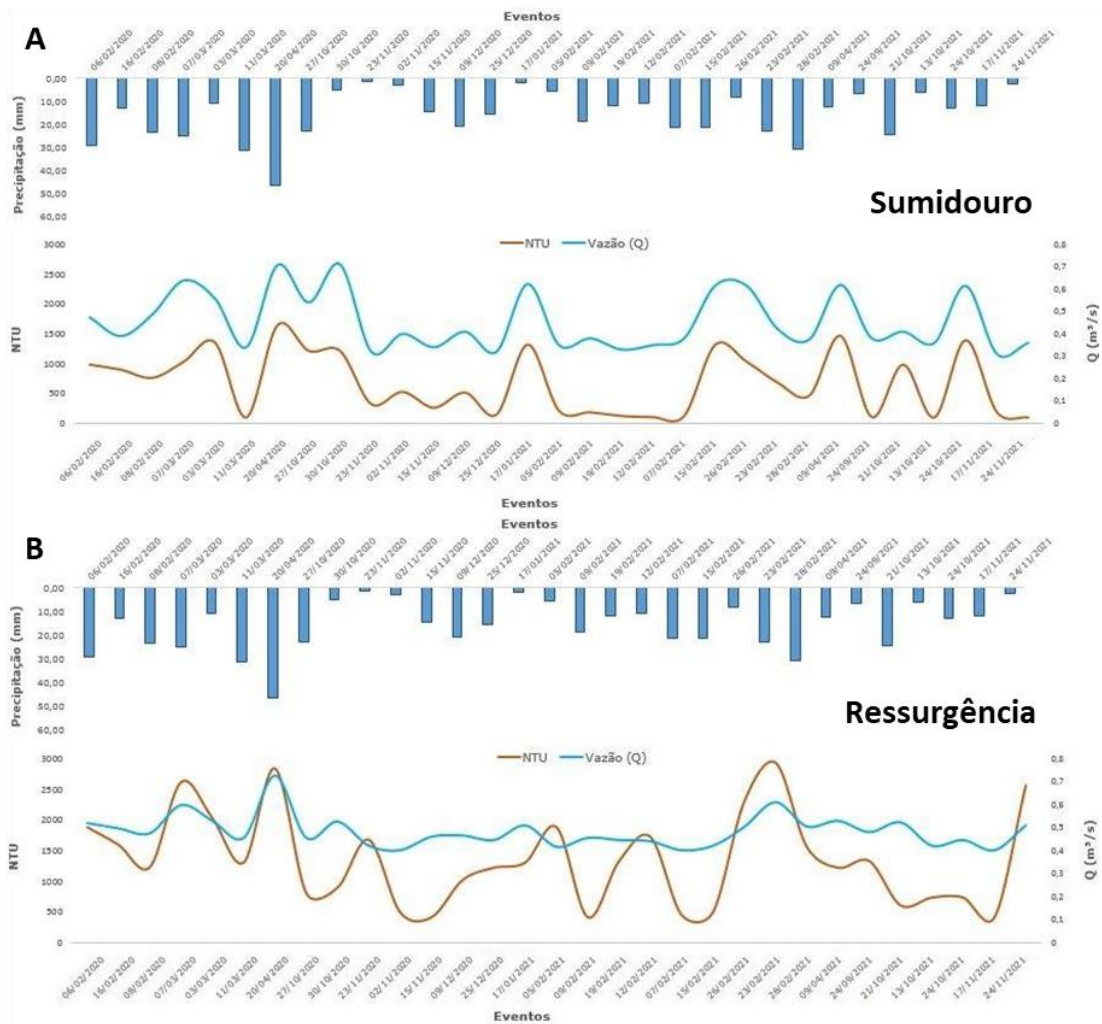
599

600

601

602

603
604
605



606
607
608
609

Figura 11: Precipitação, vazão (Q) e turbidez (NTU) nos eventos de cheia (2020-2021) no sumidouro (A) e ressurgência (B) da caverna Extrema. Fonte: Elaborado pelos autores.

610 Nos eventos de cheia a vazão de pico é cinco vezes maior, alcançando
611 $1,0 \text{ m}^3/\text{s}$ no sumidouro e $1,18 \text{ m}^3/\text{s}$ na ressurgência, com cotas de até 2
612 metros. Nesses eventos, a resposta da turbidez em relação a vazão (Q) é
613 instantânea, e em cheias com precipitação de 50 mm (20/04/2020) ou
614 mais, alcançou valores superiores a 3000 NTU no fluxo da ressurgência e
615 2000 NTU no sumidouro (Figura 12). Esta situação demonstra como o
616 escoamento subterrâneo tem grande importância nos fluxos do córrego
617 Extrema quando ele sai na ressurgência.

618 A concentração de sólidos suspensos (C_{ss}) e a turbidez (NTU) foram
619 correlacionadas com a vazão (Q) pontual. A relação entre a Q e a C_{ss} no
620 sumidouro, serve como um indicador das taxas de erosão nas vertentes
621 (encosta) do canal fluvial assim como do volume de particulado carregado
622 pelo escoamento superficial (Williams, 1972). A relação entre a Q e a C_{ss}
623 na ressurgência é expressa pela maior contribuição de materiais mais
624 grosseiros que são expelidos pelo conduto para a caverna Extrema (Figura

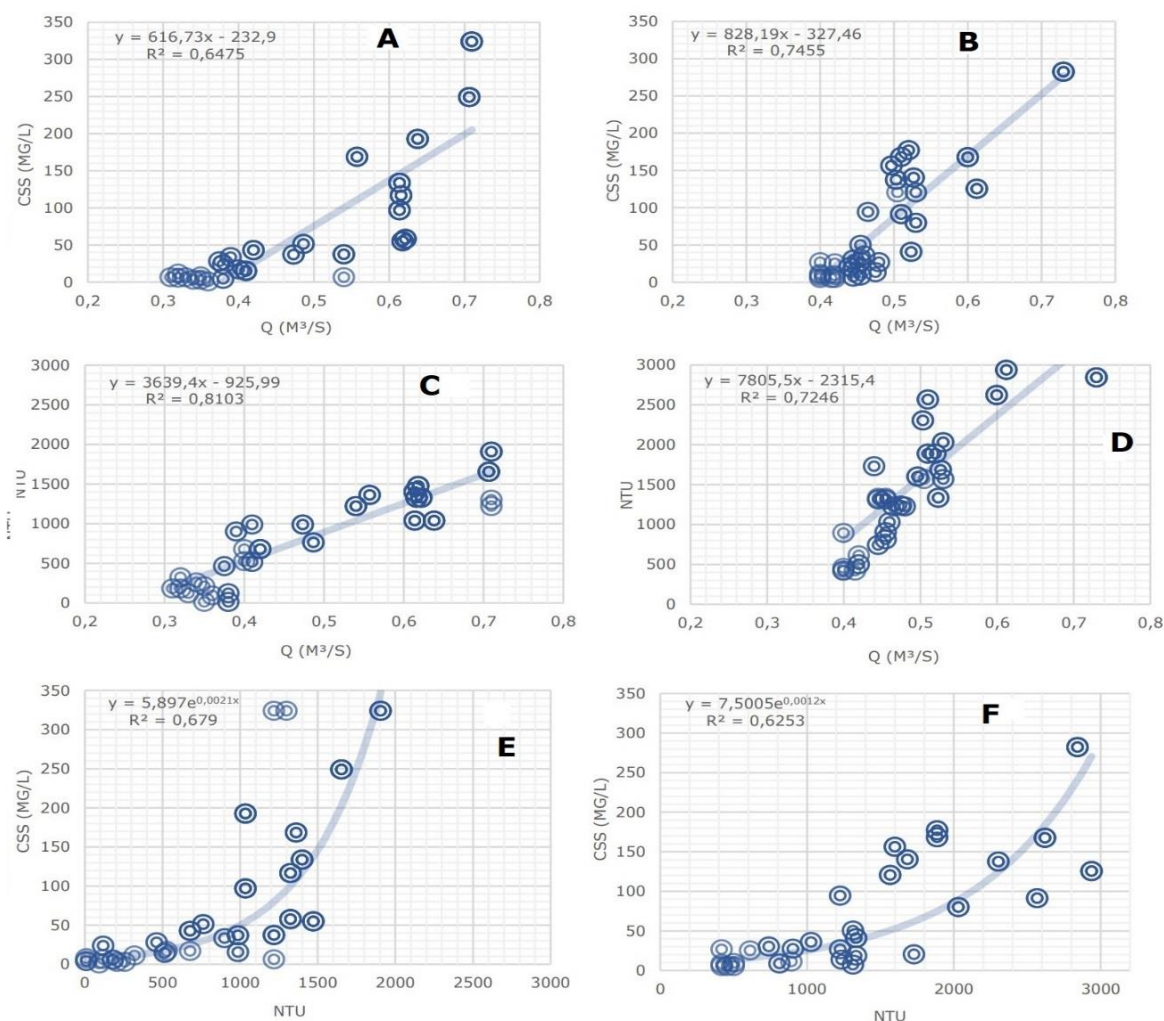
625 12), visto maior energia dos fluxos de água na ressurgência. Esta condição
626 tende arrastar as partículas leves de silte e argila e depositar a areia, e os
627 padrões de oscilação, podem ainda servir como parâmetros para avaliar a
628 relação entre o pico de C_{ss} como um antecipador de picos de altas Q (Manz
629 et al., 2010).

630 A correlação moderada entre turbidez e C_{ss} demonstrou que as
631 partículas menores (silte e argila), encontradas em maior concentração no
632 sumidouro, responderam melhor na detecção do turbidímetro, enquanto as
633 frações de material mais arenoso geraram alguns resultados errôneos,
634 acima do limite detectável. A C_{ss} pode estar relacionada a fatores diversos
635 além da descarga, a exemplo da cobertura da terra e da disponibilidade de
636 sedimentos desagregados (Louzada et al., 2022). Uma boa correlação foi
637 encontrada entre a turbidez e Q nos dois pontos analisados. A resposta da
638 turbidez foi rápida conforme o aumento de Q. A descarga sólida média
639 (Q_{ss}) variou de 1,082 t dia⁻¹ no sumidouro e 1,630 t dia⁻¹ na ressurgência.
640 Isso indicou que cerca de um terço (0,548 t dia⁻¹) é transportado por
641 enxurrada pelo conduto carstico.

642 Diante disto, é possível inferir que a contribuição hidrogeológica, via
643 fissuras carsticas, atua como fonte de recarga de água para o sistema da
644 caverna Extrema, sendo inclusive em alguns momentos, normalmente
645 durante os eventos de chuva, a principal contribuição de água na área de
646 ressurgência. Esta condição resulta em um aumento da variedade, forma e
647 tamanho das partículas clásticas, porém, em composição química e
648 mineralógica os sedimentos são mais homogêneos. Isto pode ser explicado
649 pela disposição e tipo da litologia predominante sobre as áreas sob os
650 carbonatos, visto que as áreas de contribuição da caverna Extrema cortam
651 terrenos ricos em rochas arenosas, resultando em uma baixa variação
652 mineralógica nos sedimentos lavados na ressurgência da caverna, que são
653 de forma geral predominantes ou oriundos do intemperismo e erosão de
654 rochas e solos ricos em silicatos.

Sumidouro

Ressurgência



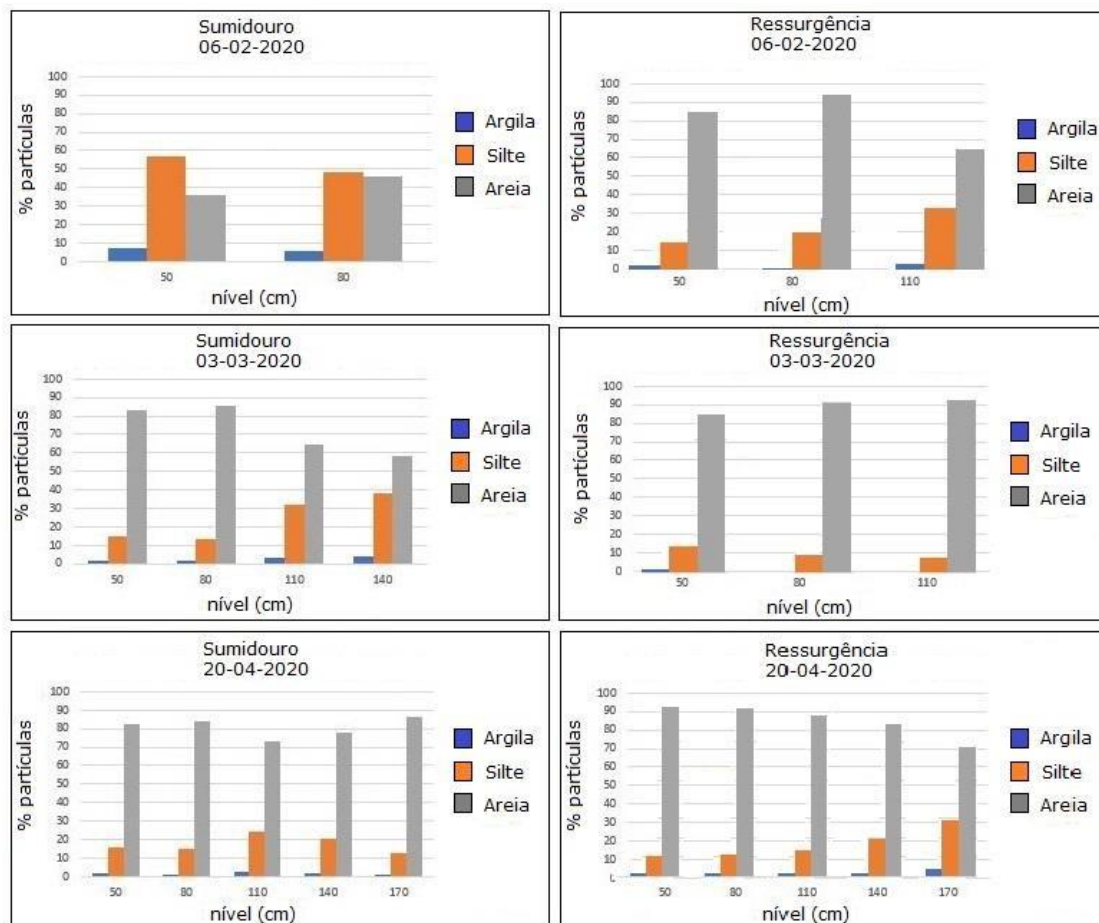
655
656
657
658
659
660
661
662
663
664
665
666
667
668
669
670
671
672
673
674
675

Figura 12: Correlação dos registros de vazão (Q) e sólidos em suspensão (C_{ss}) nos eventos de cheia (2020-2021) no sumidouro (A) e ressurgência (B), Turbidez (NTU) e C_{ss} no sumidouro (C) e ressurgência (D), e Q e NTU no sumidouro (E) e ressurgência (F). Fonte: Elaborado pelos autores.

Além deste material de áreas adjacentes a caverna, o material mais grosseiro destas se origina das formações sobrepostas ao grupo Bambuí, que por dissolução, eluviação e desabamento contribuem com os sedimentos encontrados no interior das cavernas (como a Tarimba e a Extrema), além de constituírem grande parte das cabeceiras das próprias bacias hidrográficas que drenam para as cavernas. Condição esta que gera depósitos sedimentares que variam de fragmentos de rochas insolúveis e clastos resultantes do abatimento de tetos, galerias e dolinas adjacentes, com tamanho e formas variadas. No sumidouro o material sedimentar possui maior quantidade de partículas finas (silte e argila) oriundas da vertente de encosta do leito e depósitos orgânicos, assim como dos solos.

Assim, a hipótese de que as camadas de sedimentos acolmatadas em cavernas adjacentes contribuem juntamente ao escoamento superficial para a sub-bacia do córrego Extrema, pode ser evidenciada, por exemplo, em alguns eventos (11/03/2020 e 09/02/2021) que registraram cheias apenas

676 na ressurgência, confirmando a contribuição do fluxo subterrâneo na
 677 caverna Extrema de forma determinante na recarga do sistema (Figura 13).
 678 Nos eventos de inundação o material grosseiro é suspenso rapidamente
 679 nos condutos estreitos pelos o quais o fluxo perene alcança a saída no
 680 interior da caverna Extrema.
 681



682
 683 Figura 13. Granulometria dos sedimentos em nível de ascendência durante alguns eventos
 684 de cheia no sumidouro e ressurgência da caverna Extrema. Fonte: Elaborado pelos
 685 autores.
 686

687 O transporte de sedimentos alóctones por meio do conduto resulta
 688 em altas velocidades e fluxo freático ascendente promovendo inundação
 689 rápida acima da zona vadosa. É possível que a principal fonte de
 690 sedimentos da caverna extrema seja originado da caverna Tarimba, que
 691 possui espessas camadas de sedimentos e fluxo de água perene em seu
 692 interior (Caldeira et al., 2021). Outra hipótese é a de que os sedimentos
 693 vêm diretamente de dolinas a montante, que são direcionados por fissuras
 694 para a caverna da Tarimba, que por sua vez leva via conexão fisural
 695 subterrânea os sedimentos pela enxurrada até a area de ressurgência.

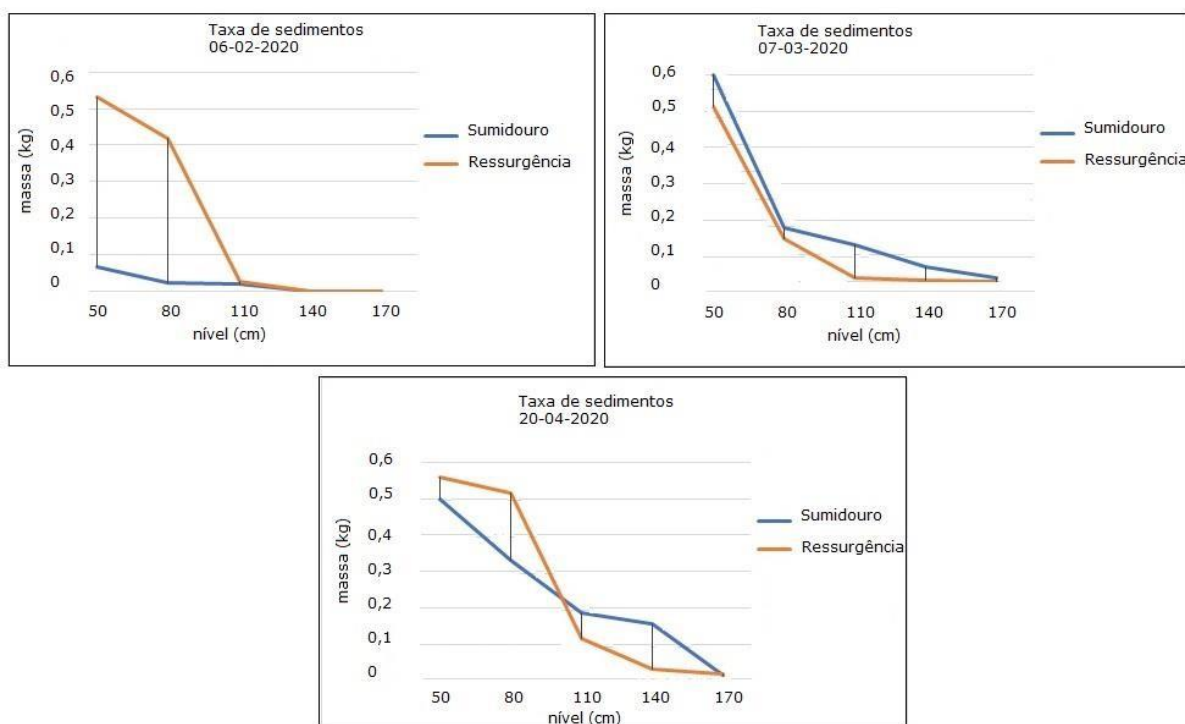
696 No âmbito da zona de recarga, todo aporte concentrado de água deve
 697 ser tratado com atenção especial, pois envolve locais de rápido acesso da
 698 água para o meio subterrâneo, com baixa capacidade de depuração e
 699 filtragem natural. Esse contexto demonstra a fragilidade do sistema em
 700 caso de poluição das águas originárias de fontes distintas que desaguam

701 na bacia do córrego Extrema, na qual as partículas finas, que possuem
702 maior capacidade de adsorção de nutrientes, são facilmente transportadas
703 e podem provocar processos futuros de eutrofização (Nie et al., 2015).

704 Uma vez que a disponibilidade dos mananciais subterrâneos de
705 regiões a jusante pode ser diretamente dependente do volume e da
706 qualidade das águas que são injetadas nesse pontos, os impactos podem
707 alcançar grande magnitude social e econômica. Diante disto, é
708 recomendável que toda área carstica adjacente deva ser tratada como área
709 de contribuição para os fluxos dos rios que correm nestas, portanto, o
710 manejo adequado deve ser o mais conservativo possível (Berbert-Born et
711 al., 2016).

712 De acordo com o modelo de fluxo global de sedimentos em redes
713 subterrâneas de Bosch e White (2007), o material fino suspenso (silte,
714 argila e areia) as partículas de areia fina são transportadas mais facilmente,
715 o que explica a presença de leques sedimentares arenosos na ressurgência
716 da caverna Extrema, dominadas por lamas e cascalhos (Figura 14). De
717 acordo com Ford e Williams (2007) a movimentação dos sedimentos tem
718 início quando a tensão de cisalhamento excede o valor crítico observado,
719 ou seja, a velocidade da água esta acima da velocidade de transporte e é
720 intensa o suficiente para iniciar a erosão das camadas coesivas de
721 sedimentos, o que mantém os sedimentos suspensos ou em saltitamento
722 (Gillieson, 1996).

723



724
725 Figura 14. Variação da contribuição das taxas de sedimentos (kg) coletados em nível de
726 ascendência durante eventos de cheia no sumidouro e ressurgência da caverna Extrema.
727 Fonte: Elaborado pelos autores.



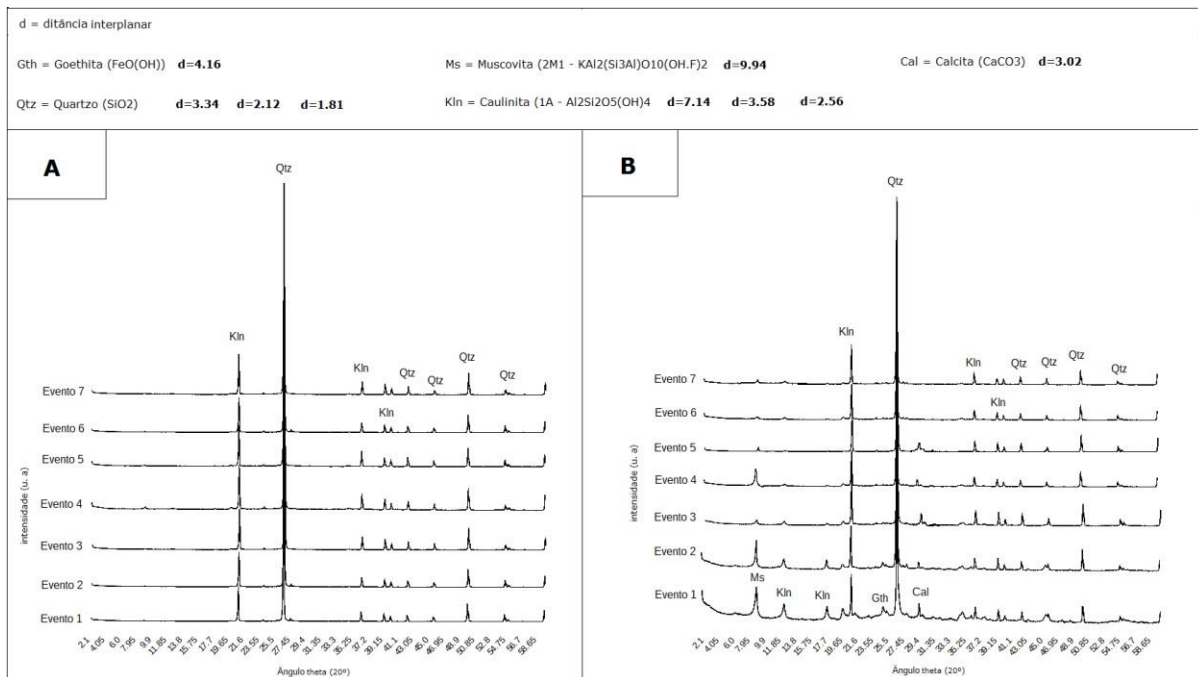
728
 729 Figura 15. Após eventos de cheia leques sedimentares mais abrasivos podem ser
 730 observados na ressurgência (A), enquanto um material predominantemente mais argiloso
 731 é visto no sumidouro (B). Fonte: Elaborado pelos autores.

732
 733 O fluxo de enxurrada turbulento nos eventos de cheia conduz o
 734 material retrabalhado à depósitos a jusante no leito do córrego Extrema,
 735 restando pouco material disponível na ressurgência da caverna Extrema. É
 736 notável que a origem dos sedimentos está associada à escarpa erosiva do
 737 Grupo Urucuia (arenitos), que compõe a cabeceira das bacias, enquanto os
 738 processos de captura fluvial ocorrem na Formação Lagoa do Jacaré (pelito
 739 carbonatado), onde a forma do relevo dos vales (côncavos) e os
 740 afloramentos calcários nas bordas dão lugar ao confinamento dos
 741 sedimentos fluviais (Nogueira et al., 2023).

742
 743 **3.3 Mineralogia e Hidroquímica no Sistema Carstico da Caverna Extrema**

744 Através do padrão difratométrico dos compostos cristalinos presentes
 745 nos sedimentos coletados nos períodos de cheia foi encontrado um maior
 746 número de planos associadas ao quartzo (Figura 16). No entanto, houve a
 747 presença de argilominerais do tipo 2:1 principalmente nas
 748 amostras da ressurgência. Esses argilominerais possuem maior capacidade
 749 adsortivas quando comparada com argilas mais intemperizadas (do tipo
 750 1:1) (Pereira et al., 2020). Normalmente, os solos com baixo grau de

751 desenvolvimento pedogenético apresentam argilominerais com alta
 752 capacidade de troca cationica (CTC) e alta saturação por bases. A formação
 753 de caulinita, por exemplo, está associada a cenários de clima quente e
 754 úmido, com drenagem livre e baixo pH, condições comuns em regiões
 755 tropicais e que contribuem para a grande abundância deste mineral na
 756 fração argila dos Latossolos (Resende et al., 2014). Os teores de caulinita
 757 e goethita, por exemplo, apresentaram capacidade discriminante e podem
 758 ser usadas como traçadores na identificação de áreas fonte sedimentos
 759 (Miguel et al., 2014).
 760

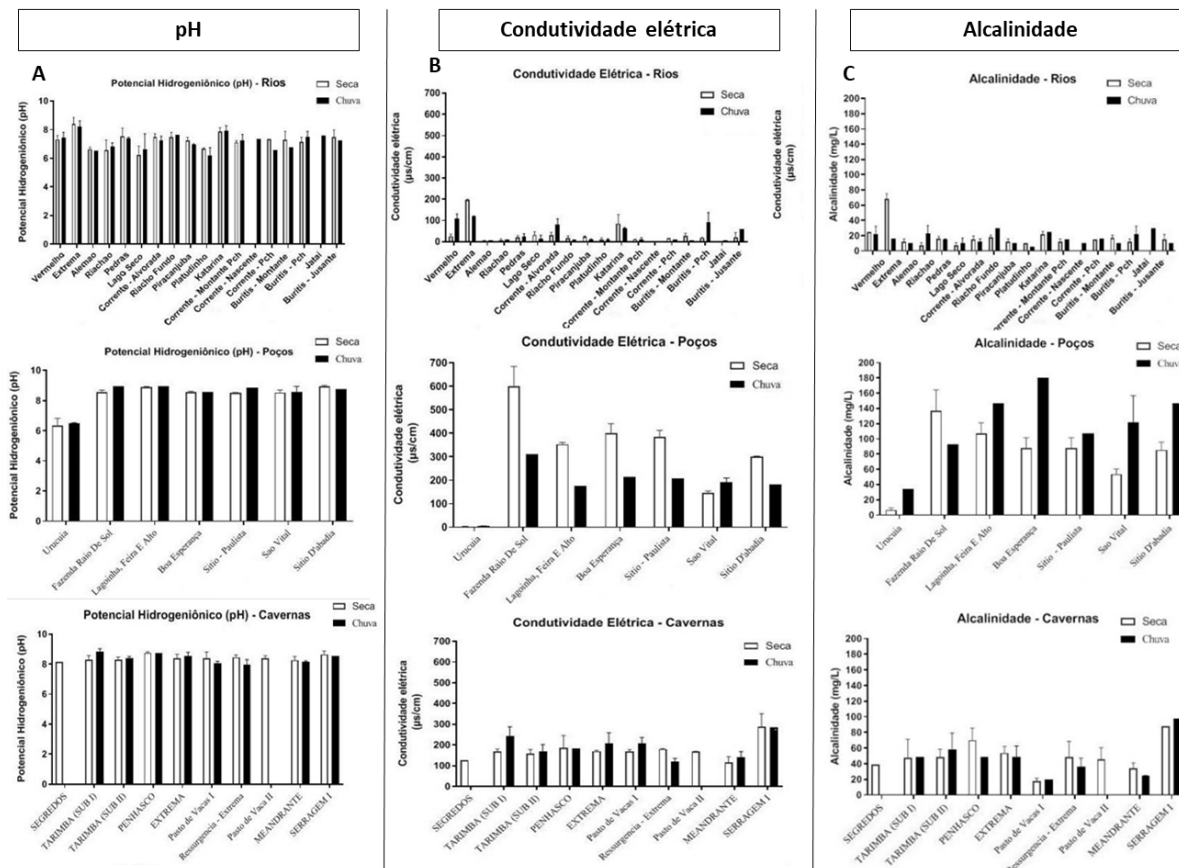


761 Figura 16. Difratoograma de raios x (DRX) para fração total de sedimentos coletados em
 762 eventos de cheia no sumidouro (A) e ressurgência (B) da caverna Extrema. Fonte:
 763 Elaborado pelos autores.
 764

765 As amostras de água coletadas na célula carstica e no entorno da
 766 mesma são oriundas de sistemas distintos, e foram confirmadas a partir de
 767 elementos geoquímicos. O valor médio do pH nas amostras de água
 768 superficial e subterrâneas sob os arenitos foi de 5,7 e 6,1, respectivamente,
 769 não ocorrendo variação sazonal para os valores encontrados. Esses valores
 770 são considerados ligeiramente ácidos, devido a composição do substrato
 771 com baixa mineralização. Já nas amostras em rios intercalados (ora
 772 superficiais ora subterrâneos) houve uma variação maior nos valores de pH
 773 (6,2 e 8,5) com forte associação sazonal, com valores mais elevados nos
 774 períodos de seca. Isso pode estar associada a maior diluição química no
 775 período chuvoso devido a contribuição de águas superiores (arenito) e o
 776 aumento de partículas de CO₂, que afeta fundamentalmente o pH.

777 As amostras coletadas em meio aos carbonatos (em caverna e poço)
 778 variou entre 8,1 e 8,6, indicando um grau de basicidade conforme os
 779 valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 (pH entre 6,0 e 9,0),
 780 não provocando modificações significativas no ambiente aquático, sendo

781 consideradas levemente alcalinas. Não houve variação sazonal
 782 dos valores de pH para esse grupo de amostras (Figura 17).
 783



784
 785
 786 Figura 17: Média sazonal das concentrações de pH, condutividade elétrica e alcalinidade
 787 das amostras fluviáteis e subterrâneas (poço e caverna) entre 2019 e 2021.
 788

789 A condutividade elétrica, parâmetro relacionado a presença de íons
 790 dissolvidos na água (Ca^{+} , Mg^{+} , K^{+} , Na^{+} , CO_3 e outros) apresentou variação
 791 sazonal no grupo de amostras em águas subterrâneas. Os valores mais
 792 elevados foram no período seco (maio/agosto) (até 540 uS/cm). No período
 793 chuvoso (novembro/fevereiro) o valor médio alcançou 310 uS/cm. No
 794 arenito os valores variaram entre 3,17 e 3,37 uS/cm. A redução da
 795 condutividade elétrica no período chuvoso pode estar relacionada a diluição
 796 dos íons de bicarbonato na contribuição das águas do aquífero poroso,
 797 devido à ausência de sais na formação dos arenitos (Figura 18).

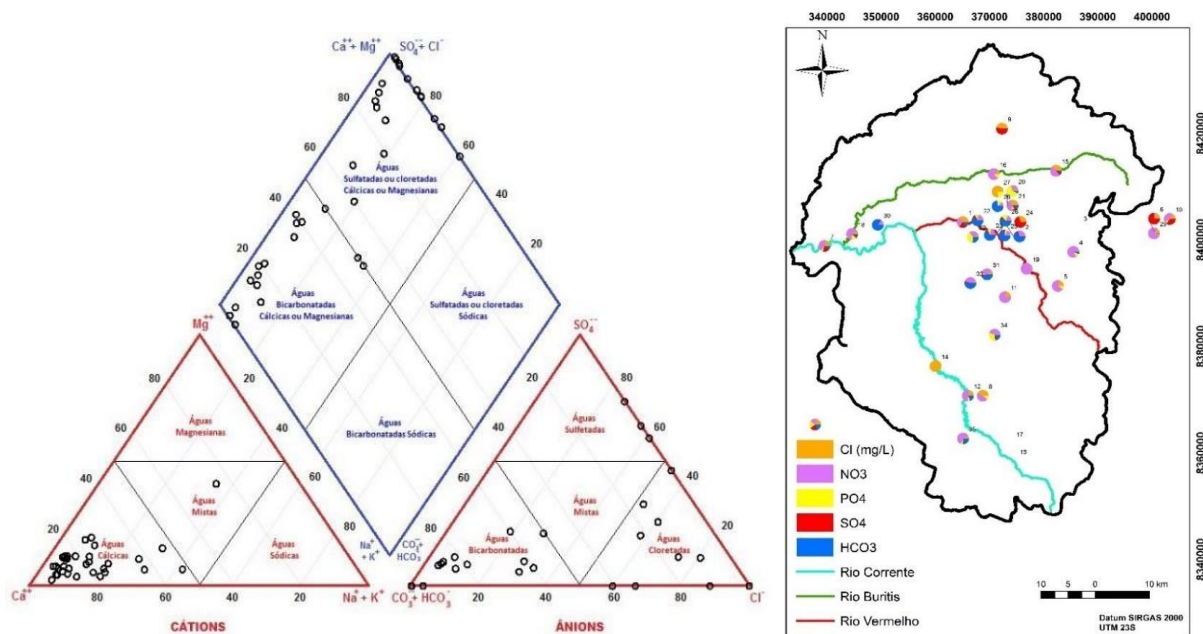
798 Nas amostras coletadas nos rios em meio aos carbonatos a variação
 799 dos valores sazonalmente foi maior. Os valores mais elevados foram
 800 verificados no período chuvoso (108,6 uS/cm). No período de seca os
 801 valores alcançaram apenas 23,5 uS/cm. Com exceção do córrego Extrema,
 802 que apresentou maiores valores na seca. A dinâmica dos rios ora superficial
 803 hora subterrânea é uma possível explicação para o aumento dos valores de
 804 condutividade no período chuvoso, devido a contribuição dos fluxos
 805 subterrâneos ricos em íons de bicarbonato.

806 A ausência ou presença de carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^{-})
 807 e íons de hidróxido (OH^{-}), expressos em termos de íons derivados de

808 carbonatos de cálcio (CaCO_3), pode ser indicada conforme as variações dos
 809 teores de alcalinidade (mg/L). Esses íons básicos reagem quimicamente
 810 com soluções ácidas, ocorrendo a reação de neutralização. A variação
 811 média dos teores de alcalinidade das amostras coletadas em rios, cavernas
 812 e poços, variaram entre 14,64, 48,8 e 122 mg/L, respectivamente. A
 813 correlação entre os valores de pH e alcalinidade revelou grupos distintos de
 814 água para o grupo de amostras superficiais e subterrâneas.

815 Para representar os distintos grupos de água quanto aos íons
 816 dominantes foi utilizado o diagrama triangular de Piper (Figura 18), que
 817 ilustra as relações iônicas e permite caracterizar as águas associadas aos
 818 diferentes tipos litológicos. Nos três eixos triangulares do diagrama são
 819 demonstradas as concentrações dos cátions Ca^{2+} , Mg^{2+} e $\text{Na}^+ + \text{K}^+$,
 820 enquanto o triângulo de ânions é composto pelos íons Cl^- , SO_4^{2-} e
 821 alcalinidade ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Portanto, cada análise resultou em um ponto
 822 no triângulo de ânions e outro ponto respectivo no triângulo de cátions,
 823 sendo projetados diagonalmente e paralelamente até o seu ponto de
 824 interseção no losango central (Mizuno, 2012).

825



826
 827 Figura 18: Diagrama de Piper para as amostras fluviais e subterrâneas e os principais
 828 ânions encontrados nas amostras coletadas no transecto, durante 2019 e 2021. Fonte:
 829 Elaborados pelos autores.

830

831 As águas avaliadas apresentam predominância dos íons de Ca^{2+} ,
 832 seguido pelo íon Mg^{2+} , e as coloca como águas cálcicas bicarbonatadas
 833 ($\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$) ao sul da célula carstica, na Formação Lagoa do Jacaré. Os
 834 teores elevados de nitratos (NO_3^-) e sulfatos (SO_4^{2-}) em alguns pontos
 835 podem estar associados à adubos nitrogenados utilizados no cultivo
 836 agropecuário, com destaque para as águas superficiais na transição entre
 837 os arenitos e os carbonatos, classificadas como sulfatadas ou cloretadas,
 838 indicando a infiltração da superfície destes compostos, especificamente ao
 839 norte da célula carstica, sob o sistema Urucuia.

840 As águas subterrâneas (cavernas e poços) os teores de fosfato (PO_4^{3-}
841) são mais elevados e podem estar associados a lixiviação em áreas
842 cultivadas e dissolução de substâncias húmicas e fúlvicas presentes nos
843 sedimentos aluvionares gerados pela decomposição da matéria orgânica.
844 Na distribuição dos pontos as maiores concentrações de ácido nítrico
845 (HNO_3^-) estão nas amostras coletas em cavernas, enquanto o NO_3^- e SO_4^{2-}
846 predominam nas áreas mais elevadas (arenitos).

847 848 3.4 Áreas prioritárias para conservação do núcleo de cavernas do Córrego 849 Extrema

850 O uso e manejo dos solos pode alterar a dinâmica do escoamento
851 superficial, intensificando processos de erosão, assoreamento,
852 eutrofização, levando moléculas introduzidas pelos cultivos agropecuários
853 e efluentes domésticos e industriais, para dentro das águas de células
854 carsticas como as do córrego Extrema. Esta dinâmica tende a gerar
855 impactos difusos, ou seja, oriundo de diversas áreas mas que se
856 retroalimentam e potencializam os impactos nestas áreas de formações
857 carsticas, visto sua conexão com áreas distante via fissuras. Essa situação
858 coloca em risco a sobrevivência de comunidades aquáticas, além do
859 abastecimento das populações que usam a água destes rios para consumo
860 humano. Associados a isto, a intensificação dos fluxos hidrogeológicos nos
861 carste tende a aumentar a dissolução destas rochas carbonáticas, liberado
862 ainda mais gases de efeito estufa (GEE), tanto dos solos quanto das rochas.

863 Neste sentido, estes ambientes merecem atenção especial visto a sua
864 alta capacidade em emitir GEE, e devem ser, portanto, manejados de forma
865 sustentável. Neste sentido a aplicação de práticas conservacionistas e
866 zoneamento de uso e ocupação devem ser sempre incentivados e utilizados
867 de forma sistemática.

868 A figura 19 e 20 indicam as áreas de maior fragilidade a intensificação
869 e interação hidrodinâmica entre as águas superficiais e subterrâneas, que
870 podem impactar de forma negativa a caverna Extrema e o núcleo de
871 cavernas do rio Corrente. Essas áreas representam os locais de
872 características naturais com alto declive, solos frágeis, cobertura do solo
873 de baixo vigor e densidade vegetal, áreas de preservação permanente não
874 vegetadas, e as áreas onde estão localizadas as dolinas e as cavernas
875 identificadas. Portanto, devem ser destinadas ao uso sustentável, com
876 necessária adoção de práticas de reflorestamento e conservacionista nos
877 usos agrosilvopastoris.

878 A delimitação das áreas prioritárias com maior fragilidade frente aos
879 processos hidrossedimentológicos é essencial para a gestão sustentada
880 como mencionado anteriormente. Áreas que apresentaram perdas de solo
881 acima de $5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ se encontram próximas as cavidades e devem ser
882 avaliadas todos os anos.

883

884

885

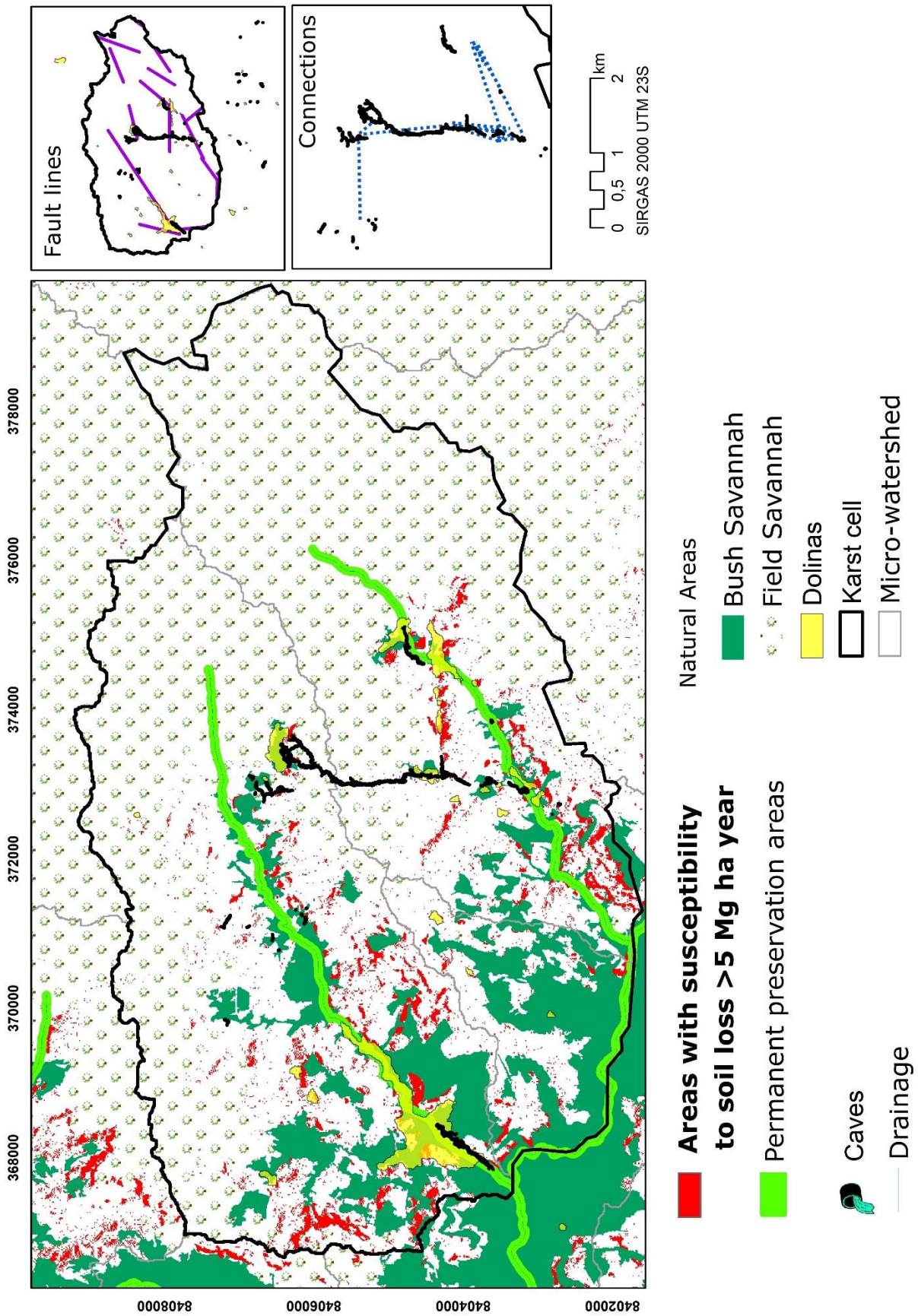
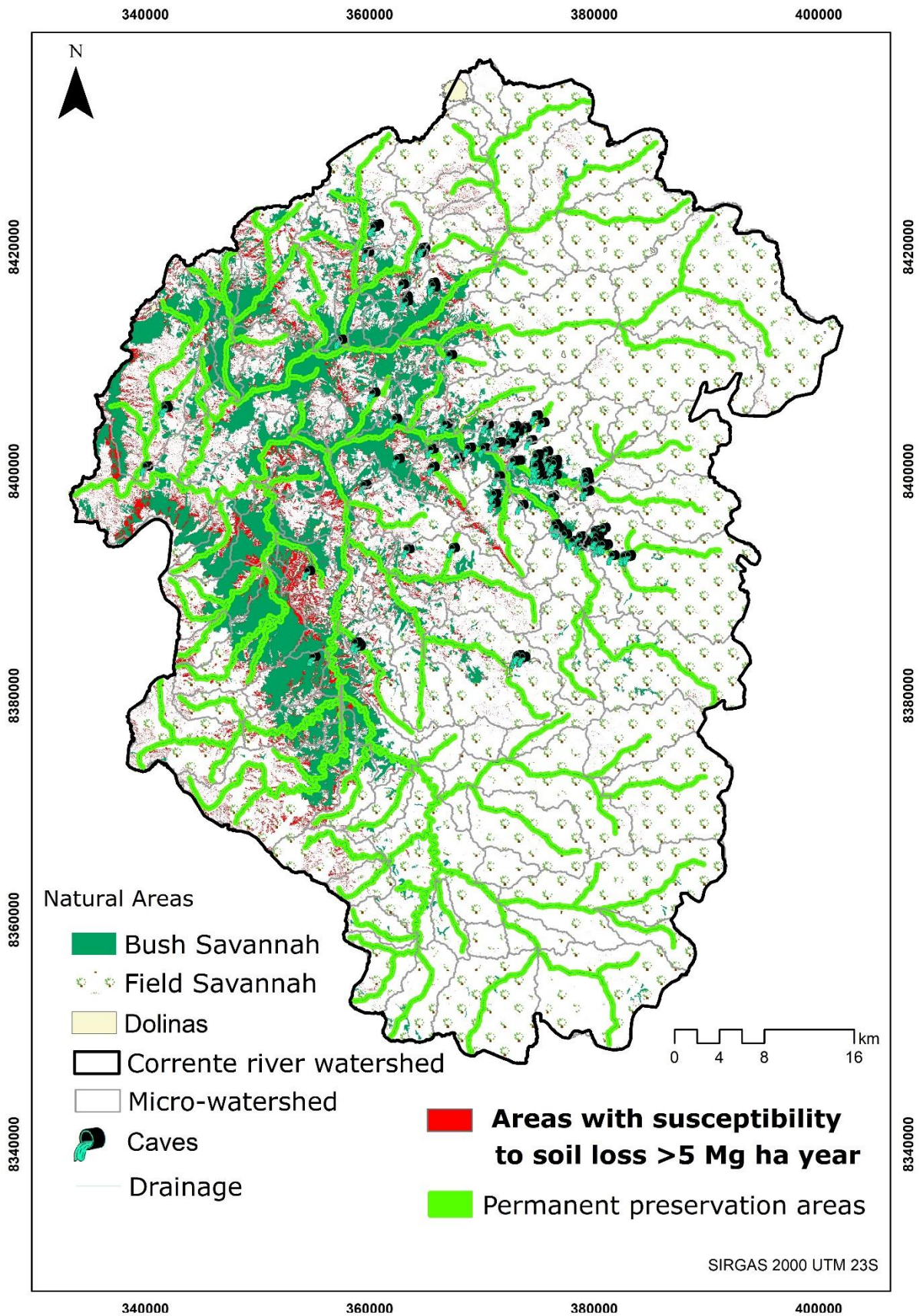


Figura 19: Mapa de fragilidades ambientais associados a risco de degradação do núcleo de cavernas do Córrego Extrema. Fonte: Elaborado pelos autores.



889
890
891
892
893

Figura 20: Mapa de fragilidades ambientais associados a risco de degradação do núcleo de cavernas do rio Corrente. Fonte: Elaborado pelos autores.

894 4. CONCLUSÕES

895

896 Durante eventos de cheia a caverna Extrema é retroalimentada por
897 materiais ora advindos de depósitos em camadas superiores (cavernas) ora
898 advindos de dolinas adjacentes. É possível que o material expelido tenha
899 como principal fonte a caverna Tarimba, que possui depósitos de
900 sedimentos abrasivos, que também foram encontrados na ressurgência da
901 caverna Extrema, interconectadas por um fluxo subterrâneo perene.

902 No sumidouro da caverna Extrema, houve a maior concentração de
903 partículas menores (argila e silte), associadas a processos de erosão e
904 escoamento de encosta e do leito. A descarga solida média (Q_{ss}) variou de
905 1,082 t dia⁻¹ no sumidouro e 1,630 t dia⁻¹ na ressurgência. Isso indicou
906 que um terço (0,548 t dia⁻¹) é transportado pelo conduto carstico em
907 eventos de inundação.

908 Além disso, distintos grupos de águas foram observadas entre os
909 Grupos Urucuia e Bambuí. As amostras coletadas na Formação Lagoa do
910 Jacaré indicaram um grau de basicidade que variou sazonalmente,
911 indicando no período chuvoso uma relação com processos de diluição, na
912 contribuição de águas com baixa mineralização do aquífero superior
913 (arenitos).

914 Esse diagnóstico reforça a tese da contribuição de águas de fontes
915 distintas e a sensibilidade dos parâmetros de escoamento e infiltração
916 superficial nas áreas de recarga, por exemplo, frente as mudanças de uso
917 e cobertura da terra, que pode ter reflexos significativos sobre todo o
918 sistema a jusante. Por um lado, o sistema carstico drena sob dolinas e
919 microbacias, por exemplo, o fluxo no interior da caverna Tarimba, enquanto
920 outros fluxos, como o córrego Extrema, advém das cabeceiras dos arenitos.

921 As mudanças na cobertura vegetal natural podem promover impactos
922 de caráter físico, como a erosão decorrente, mas também de ordem
923 química, como a redução da disponibilidade de CO₂ e do poder dissolutivo
924 das soluções nas áreas desprovidas de vegetação, ou o incremento do CO₂
925 com renovação das soluções saturadas, em locais de acumulação de
926 matéria orgânica.

927 É importante salientar que o monitoramento hidrossedimentológico
928 em ambiente carstico requer grande esforço logístico, no planejamento e
929 na execução de técnicas em campo. De tal modo, os dados dessa pesquisa
930 podem servir como subsídio a pesquisas futuras no âmbito da produção e
931 deposição de sedimentos em meios carsticos no Cerrado brasileiro.
932 Reforçando que o monitoramento permanente é necessário para dar
933 suporte à exploração sustentada das águas superficiais e subterrâneas na
934 região.

935 A síntese de fragilidades ambientais em um mapa, possibilitou
936 identificar áreas prioritárias que já estão em avançado grau de degradação,
937 e portanto oferecem riscos a manutenção do equilíbrio
938 hidrossedimentológico no núcleo de cavernas do córrego Extrema.

939

940

941 REFERÊNCIAS

942

- 943 Aguiar, A.C.N., Hussain Y., Borges, W., Uagoda, R. (2022). Continuity among
944 three-consecutive Brazilian caves established by a geophysical approach.
945 Conference: 10th International Conference on Geomorphology, At: Coimbra,
946 Portugal. <https://doi.org/10.5194/icg2022-424>
- 947 Anache, J.A.A., Flanagan, D.C., Srivastava, A., Wendland, E.C. (2018). Land use
948 and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in
949 the Brazilian Cerrado. *Sci. Total Environ.* 622–623, 140– 151.
950 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.257>
- 951 APHA, American Public Health Association (2012). Standard methods for the
952 examination of waste waters, 22. Washington: American Public Health
953 Association.
- 954 Auler, A. S., Rubbioli, E., Brandi, R. (2002). As grandes cavernas do Brasil.
955 GBPE. Belo Horizonte. 228.
- 956 Ayer, J. E. B. (2020). Modelagem geológica, geofísica e ambiental do Sistema
957 Aquífero Guarani, Ribeirão Preto – SP. Tese (doutorado) – Universidade
958 Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Campinas, SP.
- 959 Berbert-Born, M. L. C., Trajano, E., Calux, A. S., Barbosa, E. P., Ribeiro, L. C. B.,
960 Macedo Neto, F. (2016). O carste, um tipo particular de ambiente. In Guia de
961 boas práticas ambientais na mineração de calcário em áreas carsticas.
962 Campinas: Sociedade Brasileira de Espeleologia.
- 963 Breckle, S.W. (2002). *Walter’s Vegetation of the Earth: The Ecological Systems*
964 *of the Geo-Biosphere*, Springer Berlin Heidelberg, 4nd, 527.
- 965 Bosch, R.F.; White, W. B. (2007). Lithofacies and transport of clastic sediments
966 in karstic aquifers. *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records*
967 *of Paleoclimate*, 1-22.
- 968 Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A. M., Garnier, J., Sawakuchi, A. O.,
969 Hussain, Y. (2021). Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in
970 the Tarimba Cave, Central Brazil, *Quaternary International*, 580, 22-37.
971 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012>
- 972 Caldeira, D.M.V.S., Uagoda, R., Nogueira, A. M. (2019). Dinâmica dos
973 sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientes
974 no Brasil. *Espaço & Geografia*, 22, 1, 153-189.
- 975 Calderano, S. B., Duarte, N. M., Gregoris, G. (2017). Análise Mineralógica das
976 frações Argila e Silte por Difratometria de Raios-X. in: 3: Teixeira, P. C.,
977 Donagemma, G. K., Fontana, A., Teixeira, W. G. *Manual de métodos de*
978 *análise de solo*. Embrapa Solos, Brasília-DF, 3nd, 573.
- 979 Campos, J. E. G. E., Dardenne, M. A. (1997). Estratigrafia e sedimentação da
980 bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27, 269-282.
981 <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1997269282>
- 982 Chaves, H.M.L. (2010). Relações de aporte de sedimento e implicação de sua
983 utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias hidrográficas. *Rev.*
984 *Bras. Ciência do Solo* 34, 1469–1477. [https://doi.org/10.1590/s0100-](https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043)
985 [06832010000400043](https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043)
- 986 CONAMA, Conselho Nacional Do Meio Ambiente (2005). Resolução 357.
987 Classificação das águas, de 17 de março de 2005. Diário Oficial da União,
988 Seção 1, Brasília, DF.
- 989 Depiné, H.; Pinheiro, A.P.; Kaufmann, V.; Silva, M.R. (2011). Transporte de
990 sedimentos em suspensão em áreas agrícolas em diferentes escalas espaciais.
991 *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 16, 1, 97-104.

992 Ferreira, C. F. Detecção de dolinas com apoio de modelos digitais de elevação e
 993 imagens de alta resolução: estudo de caso na APA Nascentes do Rio Vermelho
 994 (2020). 139 f, il. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília.
 995 Fetter, C.W. (1994) Applied Hydrogeology. 3rd Edition, Macmillan College
 996 Publishing Company, New York.
 997 Fonseca, M.R.S., Uagoda, R., Chaves, H.M.L. (2021). Rates, factors, and
 998 tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta- analysis of
 999 runoff plot data. 121 Earth Surf. Process. Landforms 1–14.
 1000 <https://doi.org/10.1002/esp.5273>
 1001 Ford, D.C. Williams, P. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. John
 1002 Wiley, Chichester, 562. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
 1003 Gillieson, D. (1996). Cave sedimentation in the new Guinea highlands. Earth
 1004 Surface Processes and Landforms, 11, 340.
 1005 Gaspar, M.T.P., Campos, J.E.G. (2007). The Urucuia Aquifer System. Rev. Bras.
 1006 Geociências, 37, 216–226. Available at: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226>.
 1007
 1008 GMS, Groundwater Modeling System (2015). User Manual (10.3)Aquaveo.
 1009 Hussain, Y., Uagoda, R., Borges, W., Nunes, J., Hamza, O., Condori, C.,
 1010 Aslam, K., Dou, J. and Cárdenas-Soto, M. (2020). The potential use of
 1011 geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water
 1012 infiltration. Water. <https://doi.org/10.3390/w12082289>.
 1013 Iglesias M., Uhlein A. (2009). Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas
 1014 fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. Revista
 1015 Brasileira de Geociências, 39, 2, 256-266. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392256266>
 1016
 1017 Jeannin, P., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J., Duran, L., Gill, L.,
 1018 Hartmann, A., Johannet, A., Jourde, H., Kavousi, A., Liesch, T., Liu, Y., Lüthi,
 1019 M., Malard, A., Mazzilli, N., Pardo-Igúzquiza, E., Thiéry, D., Reimann, T.,
 1020 Schuler, P., Wöhling, T., Wunsch, A. (2021). Karst modelling challenge 1:
 1021 Results of hydrological modelling, Journal of Hydrology, 600.
 1022 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126508>.
 1023 Karmann, I. (2016). Carste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e
 1024 registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas
 1025 realizadas no âmbito do IGc USP. Tese (Livre Docência em Espeleologia). 62f.
 1026 Instituto de Geociência. Universidade de São Paulo- USP: São Paulo.
 1027 Lacerda Filho, J. V. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil
 1028 (2000). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal:
 1029 1:500.000. Goiânia: CPRM. (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB). 200p. il.
 1030 Laureano, F. V. Karmann, I. (2013). Sedimentos clásticos em sistemas de
 1031 cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão.
 1032 Revista Brasileira de Geomorfologia, 14, 1.
 1033 Louzada, R. S., Tavares, A. S., Uagoda, R. (2022). Monitoring of Flow and
 1034 Suspended Solid Load in Rainfall Events in the Ribeirão do Gama Basin/DF.
 1035 Revista Brasileira de Geomorfologia, 23, 3.
 1036 <https://doi.org/10.20502/rbg.v23i3.2134>
 1037 Manz, R. E., Santos, I., Paula, E. V. (2010). Monitoramento automático do
 1038 transporte de sedimento em suspensão por meio do turbidímetro de alta
 1039 performance. Anais. IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos.
 1040 Departamento de Geografia, UFPR, Curitiba-PR, 1-14,
 1041 Merten, G.H., Gomes Minella, J.P. (2006). Impact on sediment yield due to the
 1042 intensification of tobacco production in a catchment in Southern Brazil. Cienc.
 1043 Rural 36, 669–672. <https://doi.org/10.1590/S0103-84782006000200050>

1044 Miguel P., Dalmolin R.S.D., Pedron F.A., Moura-Bueno J.M. (2014). Variáveis
1045 mineralógicas preditoras de fontes de produção de sedimentos, em uma bacia
1046 hidrográfica do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 38, 783-796.
1047 <https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000300010>

1048 Mizuno, M. G. M. (2012). Hidroquímica das águas subterrâneas do Distrito
1049 Federal. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de
1050 Brasília, UnB, Brasília-DF, 135.

1051 Nogueira, A. M., Caldeira, D., Uagoda, R., Mendes, L., Pupim, F. N. Sedimentary
1052 records in dry karstic valleys: The case of Mambai, central Brazil (2023).
1053 *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104338,
1054 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104338>.

1055 Nie, S., Li, H., Yang, X., Zhang, Z., Weng, B., Huang, F., Zhu, G., Zhu, Y.
1056 (2015). Nitrogen loss by anaerobic oxidation of ammonium in rice
1057 rhizosphere. *ISME J.*, 9, 2059-2067. <https://doi.org/10.1038/ismej.2015.25>

1058 Nunes, J.G.S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na
1059 APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambai-GO (2020). Dissertação de
1060 Mestrado, Universidade de Brasília. 110p.

1061 Oliveira, P.T.S., Nearing, M.A., Wendland, E. (2015). Orders of magnitude
1062 increase in soil erosion associated with land use change from native to
1063 cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. *Earth Surf.*
1064 *Process. Landforms* 40, 1524–1532. <https://doi.org/10.1002/esp.3738>

1065 Pereira, T.T.C., Oliveira, F.S., Freitas, D.F., Damasceno, B.D., Dias, A.C. (2020).
1066 A Mineralogia dos Solos Tropicais: Estado da Arte e Relação com o Uso e
1067 Manejo. *Geonomos*, 28, 1, 1-14.
1068 <https://doi.org/10.18285/geonomos.v28i1.29650>

1069 Resende M., Curi N., Rezende S.B., Corrêa G.F., Ker J.C. (2014). Pedologia:
1070 base para distinção de ambientes. Editora UFLA, Lavras, 378.

1071 Santos, H. G., Jacomine, P. K. T., Anjos, L. H. C., Oliveira, V. A., Lumberras, J.
1072 F., Coelho, M. R., Almeida, J. A., Araujo Filho, J. C., Oliveira, J.B., Cunha, T. J.
1073 F. (2018). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Embrapa Solos. 5nd.
1074 Brasília, DF. 355p.

1075 Santos, I., Fill, H.D., Sugai, M.R.V.B., Buba, H., Kishi, R.T., Marone, E., Lautert,
1076 L.F. (2001). Hidrometria aplicada. Curitiba, Instituto de Tecnologia para o
1077 desenvolvimento, p.372.

1078 Sezen, C., Bezak, N., Bai, Y., Šraj, M. (2019). Hydrological modelling of karst
1079 catchment using lumped conceptual and data mining models. *Journal of*
1080 *Hydrology*, 576, 98-110. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.036>

1081 SIAGAS, Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (2021). Serviço
1082 Geológico do Brasil. Disponível em: [https://siagasweb.sgb.gov.br/
1083 layout/visualizar_mapa.php](https://siagasweb.sgb.gov.br/layout/visualizar_mapa.php)

1084 Silva, F. A. M., Assad, E. D., Evangelista, B. A. (2008). Caracterização climática
1085 do bioma Cerrado. In: Sano, S. M., et. al (Org). Cerrado: ecologia e flora, 1.
1086 Brasília-DF: Embrapa Informação Tecnológica, 3.

1087 Siqueira, D. (2017). Mapeamento geológico do Parque Natural Municipal do
1088 Pequi – Mambai/GO. Trabalho Final de Curso (Geologia). Rio de Janeiro:
1089 UFRJ/IGeo, 60.

1090 Tavares, A.S., Uagoda, R.E.S., Spalevic, V., Mincato, R.L. (2021). Analysis of the
1091 erosion potential and sediment yield using the IntErO model in an
1092 experimental watershed dominated by karst in Brazil. *Agric. For.* 67, 153–
1093 162. <http://doi.org/10.17707/AgricultForest.67.2.11>

- 1094 Tavorá, B. E. (2017). Zona Ripária de Cerrado: processos hidrossedimentológico.
1095 Tese (Doutorado). Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Universidade de
1096 Brasília, 132.
- 1097 Umezawa, P. K., (1979). Previsão de deplúvio (Washload) em rios de áreas
1098 elevadas. Dissertação (Mestrado em Hidrologia Aplicada). Universidade
1099 Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 232.
- 1100 Vanwallegghem, T., Gómez, J.A., Infante Amate, J., González de Molina, M.,
1101 Vanderlinden, K., Guzmán, G., Laguna, A., Giráldez, J. V. (2017). Impact of
1102 historical land use and soil management change on soil erosion and
1103 agricultural sustainability during the Anthropocene. *Anthropocene* 17, 13–29.
1104 <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.01.002>
- 1105 Wacha, K.M., Papanicolaou, A.N.T., Abban, B.K., Wilson, C.G., Giannopoulos,
1106 C.P., Hou, T., Filley, T.R., Hatfield, J.L. (2020). The impact of tillage row
1107 orientation on physical and chemical sediment enrichment. *Agrosystems,
1108 Geosci. Environ.* 3, 1–17.
1109 <https://doi.org/10.1002/agg2.20007>
- 1110 White, W. B. *Geomorphology and hydrology of karst terrains* (1988). Oxford:
1111 Oxford University Press, 464.
- 1112 Williams, P.W. (1972). Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea.
1113 *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3, 761-796.
- 1114 Yang, X., Zhang, Q., Li, X., Jia, X., Wei, X., Shao, M. (2015). Determination of
1115 soil texture by laser diffraction method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 79, 1556- 1566.
1116 <https://doi.org/10.2136/Ssaj2015.04.0164>
- 1117 Zhang, J.Y., Dai, M.H., Wang, L.C., Zeng, C.F., Su, W.C. (2016). The challenge
1118 and future of rocky desertification control in karst areas in southwest China.
1119 *Solid Earth* 7, 83– 91. <https://doi.org/10.5194/se-7-83-2016>
- 1120 Zhao, L., Hou, R. (2019). Human causes of soil loss in rural karst environments:
1121 a case study of Guizhou, China. *Sci. Rep.* 9, 1–11.
1122 <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35808-3>

CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Avaliar a dinâmica hidrossedimentológica em ambiente carstico é um desafio que requer grande esforço logístico, de monitoramento e uma base de dados que torne possível avaliar as variáveis ambientais de superfície e subterrâneas. Uma gama de pesquisadores do Brasil e do mundo desenvolveram metodologias para auxiliar na simulação da dinâmica hidrológica e sedimentológica em meios carsificados (Capítulo 2). Contudo, as particularidades desses ambientes, que envolve a combinação de subsistemas universais (geomorfológico, geoquímico, deposicional, armazenamento, transmissão da água, entre outros) tornam a formulação de modelos globais uma tarefa muito complexa. Mas, adaptações de modelos convencionais como K-SWAT, SWATMOD, HYMKE, MIKE SHE, entre outros, vêm sendo utilizados como alternativas em regiões que possuem séries históricas de longos períodos disponíveis, visto a necessidade que requer os modelos mais robustos.

Em regiões onde a disponibilidade de dados é escassa, o esforço amostral é necessário para a construção de uma base de dados que inicie uma aproximação sobre a dinâmica das variáveis ambientais locais. Um aspecto importante para compreender os processos iniciais que podem acarretar em mudanças significativas na dinâmica hidrossedimentológica do carste é a erosão hídrica e a produção de sedimentos frente às mudanças de uso e cobertura da terra. Nesse contexto geral, este estudo (Capítulo 3) avaliou uma bacia hidrográfica regional inserida na transição entre formações geológicas (arenitos e calcários) e de usos e cobertura da terra (natural e agropecuária intensiva).

A bacia hidrográfica do rio Corrente (no nordeste de Goiás) é uma região com condições edafoclimáticas típicas do Cerrado brasileiro, e que sofreu um desmatamento de 151 mil hectares entre 1990 e 2021. Cerca de 52% dessas áreas são ocupadas hoje por pastagens, o restante deu origem à expansão de áreas urbanizadas, pequenas centrais hidrelétricas (PCHs), mineração, áreas agrícolas, entre outros usos. Esse avanço sobre áreas nativas refletiu sobre as taxas de perda de solo no período. No ano de 1990 a taxa de perda de solo média variou entre 2,93 e 20,57 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Em 2021 esse valor variou entre 5,98 e 41,86 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Parte desses materiais são depositados em feições carsticas superficiais e galerias subterrâneas, transportando elementos que podem ser nocivos e promover a contaminação das águas. Essa vulnerabilidade das áreas carsticas, diante as inúmeras áreas de recarga, é o principal fator de risco à poluição, e as coletas discretas de água para análises laboratoriais é uma importante ferramenta na gestão da qualidade da água, além de permitir avaliar os impactos das mudanças de uso e cobertura da terra.

Como forma de avaliar a entrega de sedimentos dentro de uma célula carstica na região, a área experimental da microbacia do córrego Extrema foi selecionada para o monitoramento. No córrego Extrema o modelo EPM (*Erosion Potential Method*) por meio do programa IntErO (*Intensity of Erosion and Outflow*), revelou uma taxa de entrega estimada em $16.967 \text{ Mg ano}^{-1}$, e perda de solo média de $6,10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e máxima de $104.047 \text{ Mg ano}^{-1}$. No entanto, a taxa de entrega de sedimentos pode ser maior visto as diferentes áreas de recarga, por vezes desconhecidas, que podem aumentar o valor do material conduzido aos condutos carsticos. Todavia, essa avaliação é uma importante aproximação das condições superficiais das taxas de solo que variavelmente são guiados para as cavernas na região.

Por fim, seguindo o contexto de compreensão do geral para o particular, a taxa de descarga sólida na entrada e saída da caverna Extrema foi estimada durante eventos de inundação (Capítulo 4). No sumidouro da caverna foram registrados 29 eventos, com descarga sólida média $1,082 \text{ t dia}^{-1}$. Na ressurgência, alimentada pelo fluxo de enxurrada de áreas de recarga adjacentes, foram registrados 31 eventos com descarga sólida média $1,630 \text{ t dia}^{-1}$. Isso indicou que um terço ($0,548 \text{ t dia}^{-1}$) é transportado pelo conduto carstico em eventos de inundação. De acordo com as análises realizadas, é possível que o material expelido tenha como principal fonte a caverna Tarimba, que possui depósitos de sedimentos abrasivos, que também foram encontrados na ressurgência da caverna Extrema.

O grau de basicidade que variou sazonalmente nas amostras coletadas reforça a tese da contribuição de águas de fontes distintas e a sensibilidade dos parâmetros de escoamento e infiltração superficial nas áreas de recarga, e expõe a necessidade de monitorar as mudanças de uso e cobertura da terra, que pode ter reflexos significativos sobre todo o sistema a jusante.

Assim, os dados dessa pesquisa podem servir como subsídio a pesquisas futuras no âmbito da produção e deposição de sedimentos em meios carsticos no Cerrado brasileiro. Reforçando que o monitoramento permanente é necessário para dar suporte à exploração sustentada das águas superficiais e subterrâneas nessas regiões.