

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO *LOESS* NA SEÇÃO
KARAMAIDAN, TAJIQUISTÃO**

Wesley Rodrigues de Sá

Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)

2025

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

WESLEY RODRIGUES DE SÁ

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO LOESS
NA SEÇÃO KARAMAIDAN, TAJQUISTÃO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2025

S111a Sá, Wesley Rodrigues de
Análise granulométrica de depósitos do tipo loess na seção
Karamaidan, Tadjikistão / Wesley Rodrigues de Sá. -- Rio Claro,
2025
70 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e
Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Giancarlo Scardia

1. Geociências. 2. Geologia estratigráfica. 3. Sedimentação e
depósitos. I. Título.

WESLLEY RODRIGUES DE SÁ

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO *LOESS*
NA SEÇÃO KARAMAIDAN, TAJIQUISTÃO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Giancarlo Scardia (orientador)

Dr. Iata Anderson de Sousa

Geól. Gustavo Soldado Peres

Rio Claro, 11 de novembro de 2025.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

DEDICATÓRIA

À minha família, pelo amor incondicional,
pelo apoio constante e por acreditarem em
mim em cada etapa desta caminhada. Sem
você, nada disso seria possível.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por tudo o que tem acontecido em minha vida. Sou grato pela vida que tenho, pelas pessoas incríveis que cruzaram meu caminho, pelo conhecimento adquirido, pelas experiências enriquecedoras que vivi e por ter me dado forças para alcançar meus objetivos.

Aos meus pais, Maria Aparecida e Josimar, meu mais profundo agradecimento. Foram anos de apoio incondicional — emocional, motivacional e financeiro — mesmo nos momentos mais difíceis. Em nenhum instante me faltaram suporte e encorajamento para continuar. Estendo esse agradecimento aos meus irmãos, Jesley, Lucas e Bianca, e aos meus queridos sobrinhos, pelo carinho, pela ajuda e pela presença constante ao longo dessa jornada. Agradeço também aos meus tios, João e Idete, pelo suporte e acolhimento durante a graduação.

Sou imensamente grato à minha namorada, Júlia, e à sua família, por estarem ao meu lado nos últimos anos da graduação. Obrigado pelo amor, carinho, paciência e apoio em tantas fases importantes dessa caminhada.

Agradeço ao meu grande amigo Danilo, pela amizade verdadeira e duradoura. Um irmão que a vida me deu.

Agradeço também a todos os amigos que a UNESP me proporcionou. Em especial, aos meus companheiros de Mapeamento Sedimentar e Cristalino, Jeferson (Jeff) e Thaís. E, claro, aos “Joojoólogos”: Daniel (Daniboy), Felipe (Salsicha), Gustavo (Hérnia), Lorenzo (Loló), Lucas (Formiga), Matheus (TCC) e Matheus (Fischer). Levo cada um de vocês comigo.

À República Fossa, que foi meu lar durante grande parte da graduação, sou profundamente grato pelos momentos inesquecíveis e pelas amizades que construí. A todos os moradores e ex-moradores com quem tive o privilégio de conhecer e conviver, meu muito obrigado.

Ao meu orientador, professor Giancarlo, agradeço sinceramente pela paciência, pela confiança depositada em mim, pela orientação dedicada e por todo o aprendizado, que levarei por toda a vida.

Agradeço também ao Prof. Dr. Guilherme Rafael Beltran Navarro e aos técnicos da UNESP, Matheus e Fabiano, cujo apoio foi essencial nas atividades práticas deste trabalho. Sem a colaboração de vocês, nada disso seria possível.

Por fim, agradeço à UNESP, por oferecer uma educação pública, gratuita e de qualidade, que transformou a minha vida e a de tantos outros que passaram por aqui.

RESUMO

A Ásia Central configura-se como uma vasta região continental no interior do continente asiático, exercendo influência significativa na dinâmica climática global e preservando registros importantes dessa variabilidade em depósitos quaternários de *loess* e paleossolos. A colisão entre as placas da Índia e da Ásia gerou grandes estruturas topográficas, como o Planalto Tibetano e as cadeias Pamir e Tian Shan, criando condições favoráveis ao transporte e à deposição de sedimentos eólicos. Este estudo analisa as variações granulométricas dos depósitos de *loess* da seção de Karamaidan, na borda norte da Bacia Tajique, mediante a caracterização de 77 amostras por difração a laser, correlacionadas à coluna estratigráfica local e integradas a observações de campo e dados de suscetibilidade magnética. Os resultados indicam predominância das frações silte (1.c e 1.b) e baixa participação de argila e areia, refletindo a atuação de dois mecanismos principais de transporte eólico: suspensão atmosférica de longo alcance, responsável pelo aporte contínuo de silte muito fino, e transporte de silte médio em nuvens de poeira próximas à superfície durante eventos sazonais. A integração entre granulometria e suscetibilidade magnética revelou alternância entre períodos frios e áridos, marcados por deposição primária de loess (PL1 e PL2, associados ao MIS 2 e início do MIS 4), e intervalos quentes e úmidos com maior pedogênese (PS1 e PS2, correspondentes ao MIS 3 e MIS 5e), caracterizados por maiores teores de fração fina, coloração avermelhada, nódulos carbonáticos e valores elevados de suscetibilidade. Conclui-se que a seção de Karamaidan registra de forma clara a dinâmica climática do Quaternário, refletindo oscilações entre estágios glaciais e interglaciais e evidenciando o papel dominante dos processos eólicos na construção dos depósitos, contribuindo para o avanço da compreensão da evolução paleoclimática da Ásia Central.

Palavras-chave: *Loess*. Granulometria. Ásia. Karamaidan. Tajiquistão.

ABSTRACT

Central Asia constitutes a vast continental region within the Asian continent, exerting significant influence on global climate dynamics and preserving important records of past variability in Quaternary loess and paleosol deposits. The collision between the Indian and Asian tectonic plates generated major topographic structures, such as the Tibetan Plateau and the Pamir and Tian Shan mountain ranges, creating favorable conditions for the transport and deposition of aeolian sediments. This study analyzes the grain-size variations of loess deposits from the Karamaidan section, located on the northern margin of the Tajik Basin, through the characterization of 77 samples by laser diffraction, correlated with the local stratigraphic column and integrated with field observations and magnetic susceptibility data. The results indicate a predominance of silt fractions (1.c and 1.b) and a low contribution of clay and sand, reflecting the action of two main aeolian transport mechanisms: long-range atmospheric suspension, responsible for the continuous supply of very fine silt, and near-surface transport of medium silt in dust clouds during seasonal events. The integration of grain-size data and magnetic susceptibility revealed an alternation between cold and arid periods marked by primary loess deposition (PL1 and PL2, associated with MIS 2 and early MIS 4), and warm and humid intervals with enhanced pedogenesis (PS1 and PS2, corresponding to MIS 3 and MIS 5e), characterized by higher fine-grained content, reddish coloration, carbonate nodules, and elevated susceptibility values. It is concluded that the Karamaidan section clearly records the climatic dynamics of the Quaternary, reflecting oscillations between glacial and interglacial stages and highlighting the dominant role of aeolian processes in the formation of these deposits, contributing to a better understanding of the paleoclimatic evolution of Central Asia.

Keywords: *Loess*. Granulometry. Asia. Karamaidan. Tajikistan.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 (A) Mapa político da Ásia Central, indicando os limites das regiões administrativas da República do Tajiquistão, com destaque para a Região de Subordinação à República; (B) Região de Subordinação à República com destaque para os principais rios e cidades.....	15
Figura 2 Mapa da distribuição dos depósitos de <i>loess</i> na Eurásia.....	18
Figura 3 Mapa da distribuição dos depósitos de <i>loess</i> na América do Sul.....	19
Figura 4 Mapa da distribuição dos depósitos de <i>loess</i> na América do Norte.....	20
Figura 5 Relação entre os teores de SiO ₂ e Al ₂ O ₃ em amostras de <i>loess</i> provenientes da América do Norte, Nova Zelândia, Rússia e China, em comparação com as composições típicas de folhelhos, arenitos ricos em quartzo e granitóides	21
Figura 6 Modelo clássico de formação de <i>loess</i> de origem glacial	22
Figura 7 Mapa topográfico e político da Ásia Central	27
Figura 8 Principais bacias hidrográficas da Ásia Central.....	28
Figura 9 Clima da Ásia Central	32
Figura 10 (A) Localização da Bacia Tajique na Ásia Central; (B) Limites da Bacia Tajique, principais rios e cadeias de montanhas.....	33
Figura 11 (A) Mapa geral das Montanhas Pamir e da Bacia Takique; (B) Mapa geológico da Bacia Tajique.....	35
Figura 12 Seções esquemáticas do desenvolvimento da Bacia Tajique.....	37
Figura 13 Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajique. Q: Quaternário; Ng: Neógeno; Pg: Paleógeno; Cr: Cretáceo; J: Jurássico. cgl: conglomerado; sdst: arenito; mdst: argilito; sh: folhelho; mrl: marga; lmst: calcário; evap: evaporito.	40
Figura 14 Seção estratigráfica de Karamaidan	42
Figura 15 Afloramento da seção 1 de Karamaidan	44
Figura 16 Estapas de preparação das amostras: (A) Béquer numerado contendo parte da amostra coletada; (B) Amostra desagregada; (C) Reação da amostra com HCl; (D) Amostra após retirada da estufa.....	45
Figura 17 Esquema do funcionamento da difração à laser conectado ao software	46
Figura 18 Curvas granulométricas gaussianas das 77 amostras analisadas.....	51
Figura 19 Correlação entre as curvas de porcentagem das classes granulométricas e a posição na seção	52

Figura 20 Gráfico com a soma das classes granulométricas	54
Figura 21 Correlação das classes granulométricas e a estratigrafia da seção de Karamaidan	56
Figura 22 Correlação entre a estratigrafia, a suscetibilidade magnética e as classes granulométricas	59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Apresentação	12
1.2	Objetivos e justificativas	13
1.3	Área de estudo	13
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1	Depósitos quaternários de <i>loess</i>	16
2.1.1	Evolução do conhecimento	16
2.1.2	Definição	17
2.1.3	Distribuição espacial	18
2.1.4	Mineralogia e geoquímica	20
2.1.5	Formação dos depósitos	22
2.1.6	Estratigrafia do loess	24
2.1.7	Informações paleoambientais	24
2.2	Sistema Ásia Central	26
2.2.1	Aspectos fisiográficos	26
2.2.2	Aspectos geológicos	28
2.2.3	Aspectos climáticos	30
2.3	A Bacia Tajique	33
2.3.1	Aspectos fisiográficos	33
2.3.2	Aspectos geológicos	34
2.3.3	Aspectos climáticos	38
2.3.4	Estratigrafia da seção Karamaidan	40
3	MATERIAIS E MÉTODOS	43
3.1	Pesquisa bibliográfica	43
3.2	Coleta das amostras	43
3.3	Preparação das amostras	44
3.4	Análise granulométrica	46
3.5	Método de tratamento e interpretação dos dados	48
4	RESULTADOS	51
5	DISCUSSÃO	55
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
	REFERÊNCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A Ásia Central configura-se como uma das regiões clássicas de ocorrência e estudo dos depósitos de *loess*, destacando-se pela espessa cobertura de sedimentos eólicos formados durante o Quaternário. Essa região abrange planícies, bacias intermontanas e cadeias montanhosas como Tien Shan, Pamir, Hindu Kush e Kunlun, estendendo-se por países como Cazaquistão, Uzbequistão, Tajiquistão, Quirguistão e Turcomenistão (Feng et al., 2011). O clima predominante é árido a semiárido, com verões quentes e secos e invernos frios, particularmente ao norte de Hindu Kush, sendo afetado por processos eólicos intensificados nas estações mais secas. A combinação de condições topográficas e climáticas favoreceu a deposição contínua de sedimentos finos ao longo do tempo, gerando extensas coberturas de *loess* em altitudes que podem ultrapassar os 4.000 metros, como é observado na cordilheira de Pamir e nas montanhas Kunlun (Dodonov, 2007).

O *loess*, palavra derivada do alemão *löss*, é um sedimento fino composto predominantemente por silte, com teores variáveis de argila e carbonato de cálcio que se formam a partir da acumulação de poeira transportada pelo vento (Pye, 1995). De acordo com Li et al. (2019), depósitos de *loess* cobrem cerca de 6% da superfície terrestre do planeta. Sua origem está associada a processos de intemperismo físico em regiões montanhosas, seguidos por transporte fluvial e deflação eólica, que redistribuem o material para áreas de deposição (Obruchev, 1933). Os depósitos de *loess* apresentam alta porosidade e são suscetíveis a processos como erosão, colapso e deslizamentos, especialmente quando submetidos a alterações hidrológicas ou atividades antrópicas (Dodonov, 2007).

Os depósitos de *loess* da Ásia Central possuem grande importância científica, abrangendo aspectos geológicos, paleoclimáticos e arqueológicos. As sequências de *loess*-paleossolos registram de forma contínua as variações climáticas do Quaternário, com destaque para as espessas sucessões encontradas no sul do Tajiquistão. Essas camadas de *loess* e paleossolos refletem ciclos glaciais e interglaciais e servem como base para reconstruções paleoclimáticas (Dodonov, 2007). Além disso, os depósitos de *loess* contêm importantes sítios paleolíticos associados a períodos de clima mais ameno, o que indica a ocupação humana durante os estágios interglaciais (Dodonov, 2007). A sensibilidade desses depósitos a eventos de erosão, colapsos e

atividade sísmica, aliada à crescente urbanização e agricultura intensiva em regiões como Tashkent e Dushanbe, também reforça sua relevância para estudos aplicados à geotecnia e geologia ambiental (Dodonov, 2007). Nesse contexto, compreender e correlacionar os depósitos de *loess*-paleossolo torna-se essencial, pois essas sequências oferecem subsídios tanto para o entendimento das condições ambientais locais quanto para a identificação de padrões climáticos mais amplos (Marković, et al., 2018).

1.2 Objetivos e justificativas

Este trabalho tem como objetivo analisar as variações granulométricas dos sedimentos eólicos presentes na sequência sedimentar P1 de Karamaidan, Tajiquistão, com o intuito de interpretar o ambiente deposicional, suas particularidades e fatores condicionantes ao longo do período representado por essa sequência. A pesquisa busca ampliar o entendimento sobre a evolução climática dessa região ao longo dos últimos milhões de anos, contribuindo para o avanço do conhecimento científico no tema.

Este trabalho justifica-se pela relevância de se compreender a dinâmica climática do passado, uma vez que esse entendimento contribui significativamente para a previsão de possíveis cenários climáticos futuros. Nesse contexto, a análise granulométrica se destaca como uma ferramenta essencial, por se tratar de uma propriedade física fundamental no estudo de sequências eólicas. O tamanho do grão dos sedimentos permite identificar variações paleoclimáticas e transformações ambientais ao longo do tempo (Schulte et al., 2018.; Liu et al., 2018), fornecendo subsídios para a interpretação de parâmetros como a distância de transporte, a intensidade dos ventos e os níveis de umidade no ambiente de deposição (Újvári et al., 2016).

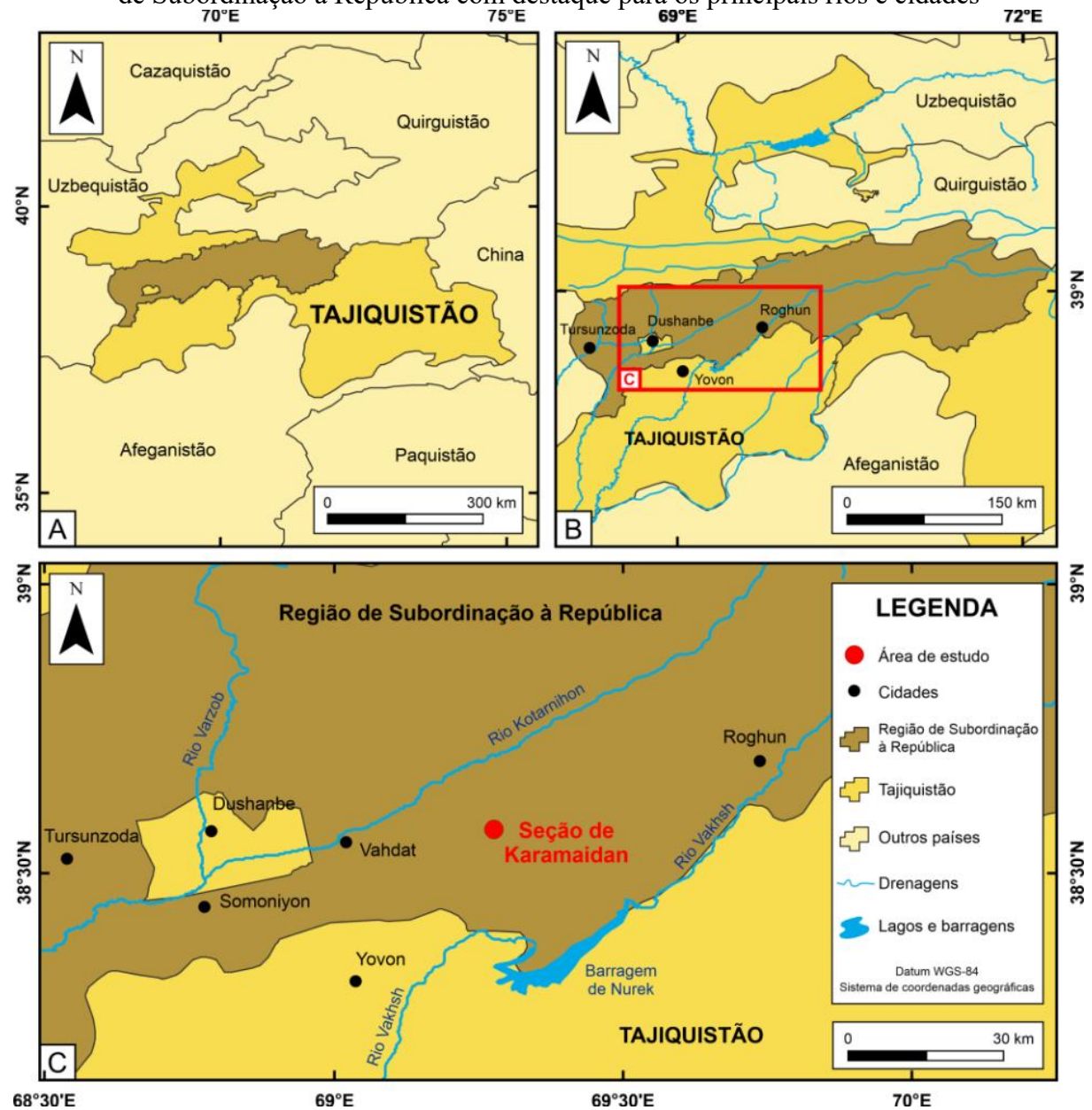
1.3 Área de estudo

A área de estudo localiza-se na borda norte da Bacia Tajique, próximo ao sopé da cordilheira de Zarafshan, entre as cordilheiras de Tian Shan, ao norte, e Pamir, a leste (Figura 1). A região apresenta um clima temperado continental, com temperatura média anual de 10,8 °C, com variações que atingem máximas de 23,1 °C em julho e mínimas de -1,7 °C em janeiro (Fick e Hijmans, 2017). A precipitação média anual é de 730 mm, concentrada no período da primavera (Aquino et al., 2024).

A Bacia Tajique corresponde a uma região tectonicamente ativa, delimitada por importantes sistemas montanhosos, como as cordilheiras de Tian Shan a noroeste, Pamir a leste e Hindukush ao sul, que atuam como principais áreas fontes de sedimentos depositados em seu interior (Metzger et al., 2021). Esta bacia abriga espessas sequências de *loess*-paleossolos, que registram uma acumulação de sedimentos desde, pelo menos, o fim do Pleistoceno inferior (limite Brunhes-Matuyama; Forster e Heller, 1994; Zhou et al., 1995).

Localizada a cerca de 40 quilômetros a oeste da área de estudo, Dushanbe, capital do Tajiquistão, serve como referência logística e geográfica para estudos na região. Sua proximidade com a Bacia Tajique facilita o acesso a locais de interesse geológico. Historicamente afetada por terremotos, a região sofreu instabilidades gravitacionais que resultaram em deslizamentos de terra, expondo naturalmente os depósitos da área de interesse. Tais exposições permitiram o desenvolvimento de investigações desde o período soviético (Dodonov, 1991).

Figura 1 (A) Mapa político da Ásia Central, indicando os limites das regiões administrativas da República do Tadjiquistão, com destaque para a Região de Subordinação à República; (B) Região de Subordinação à República com destaque para os principais rios e cidades



Fonte: Montebello (2023)

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Depósitos quaternários de *loess*

2.1.1 Evolução do conhecimento

O avanço no entendimento dos depósitos do tipo *loess* e sua relação com mudanças paleoclimáticas tem sido gradual, refletindo o desenvolvimento de métodos científicos e tecnologias ao longo do tempo. As primeiras tentativas de correlação estratigráfica entre depósitos de *loess* e modelos paleoclimáticos remontam ao início do século XX, com trabalhos pioneiros de Shimek (1902), Penck e Brückner (1909), Soergel (1924) e Laskarev (1926). No entanto, essas abordagens iniciais eram fortemente especulativas, sem bases metodológicas robustas (Marković et al., 2016).

No ano de 1961 ocorreu o congresso da União Internacional para Pesquisas do Quaternário (INQUA), realizado em Varsóvia, Polônia. Nesse evento, foi criada a Subcomissão de Estratigrafia do *Loess* Europeu, com o objetivo de estabelecer uma estratigrafia comum para os depósitos europeus. Apesar da intensa tensão política entre os blocos capitalista e comunista, a iniciativa obteve êxito ao promover critérios pedostratigráficos como base metodológica para as correlações entre perfis (Marković et al., 2018). No mesmo congresso, Liu e Chang (1962) apresentaram um registro estratigráfico abrangente e uniforme do *Chinese Loess Plateau* (CLP), que se tornaria referência para estudos posteriores, apesar de um período de estagnação na produção científica chinesa nos anos seguintes.

As abordagens pedostratigráficas foram aprofundadas nas décadas seguintes pelos trabalhos de Bronger e colaboradores (Bronger, 1976; 2003; Bronger e Heinkele, 1989; Bronger et al., 1998), que propuseram a primeira tentativa de correlação continental euroasiática. No entanto, essa abordagem foi limitada por assumir uma resposta climática uniforme em ambientes diversos. Estudos em locais como República Tcheca e Áustria, possibilitaram a correlação entre depósitos continentais e registros marinhos profundos (Kukla, 1970; 1975; 1977; Fink e Kukla, 1977).

O avanço das técnicas magnetoestratigráficas a partir da década de 1980, sobretudo na China, redirecionou o foco da comunidade científica internacional para o país. Trabalhos como os de Kukla e An (1989) consolidaram um novo modelo cronoestratigráfico com base na

susceptibilidade magnética, a qual refletia processos pedogenéticos e passou a ser amplamente aplicada na correlação de perfis estratigráficos (Maher, 2016).

Por fim, o aprimoramento de técnicas de datação numérica direta, como radiocarbono e luminescência, tem ampliado significativamente a capacidade de validação de correlações entre perfis, especialmente para sequências de *loess*-paleossolos mais jovens (Marković et al., 2018).

2.1.2 Definição

Segundo Muhs (2007), o *loess* é definido como um tipo de sedimento eólico, constituído predominantemente por partículas de tamanho silte, com diâmetros entre 50 μm e 2 μm , transportado e depositado pela ação do vento. Embora a fração silte corresponda a 60-90% de sua composição, esses depósitos podem conter quantidades variáveis de areia ($> 50 \mu\text{m}$) e argila ($< 2 \mu\text{m}$). Para ser classificado como *loess*, é necessário que esse sedimento forme um corpo sedimentar reconhecível em campo, o que o distingue de poeiras finas de origem atmosférica que podem estar presentes de forma sutil em solos ou outros sedimentos (Muhs, 2007).

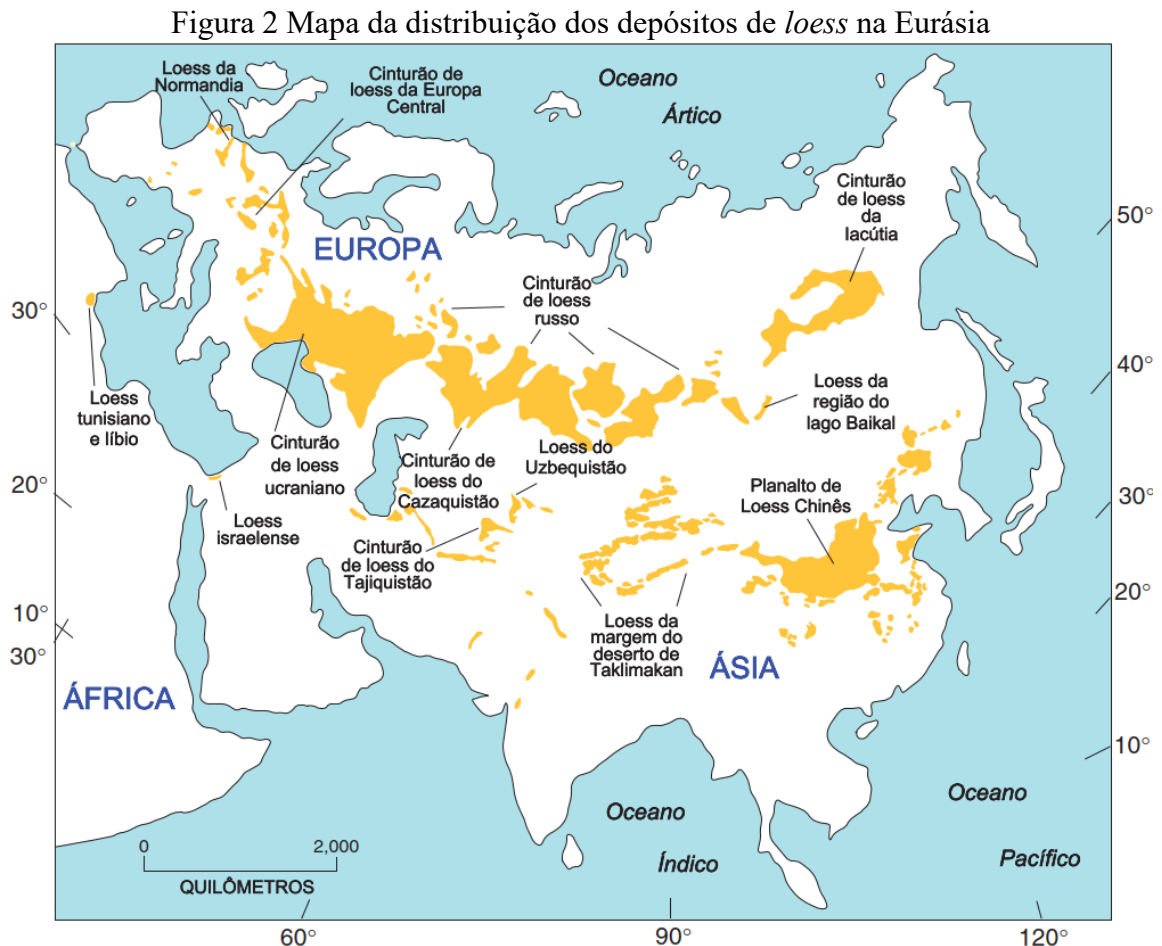
Ainda de acordo com Muhs, (2007), o *loess* comumente se deposita como uma cobertura sobre paisagens preexistentes, podendo variar de poucos centímetros até várias centenas de metros de espessura. Diferentemente de areias eólicas, sedimentos fluviais ou marinhos, suas estruturas primárias são pouco evidentes, embora em alguns casos possam ser observadas estruturas acamadadas, como laminações plano-paralelas ou, mais raramente, laminações cruzadas (Muhs, 2007). A maioria dos depósitos de *loess* apresentam-se maciços, sem estruturação clara, resultante da cimentação entre partículas por argilas e carbonatos, o que confere ao material uma resistência considerável (Muhs, 2007).

Estruturas secundárias são mais frequentes que as primárias e incluem fraturas, bioturbações, rizólitos (moldes de raízes compostos por óxidos de ferro ou carbonatos), nódulos de carbonato, concreções, bandas de oxidação ou redução e paleossolos. Embora fósseis de mamíferos ocorram ocasionalmente, os registros mais comuns são conchas de caracóis terrestres, amplamente utilizados como indicadores paleoclimáticos (Rousseau e Kukla, 1994).

2.1.3 Distribuição espacial

Os depósitos de *loess* apresentam ampla distribuição geográfica, cobrindo cerca de 6% da superfície terrestre (Li et al., 2020). Essa significativa abrangência espacial, associada à textura favorável e à mineralogia típica desses sedimentos, contribui para a formação de solos altamente férteis, com destaque para sua relevância na agricultura em diversas regiões do planeta (Muhs, 2007).

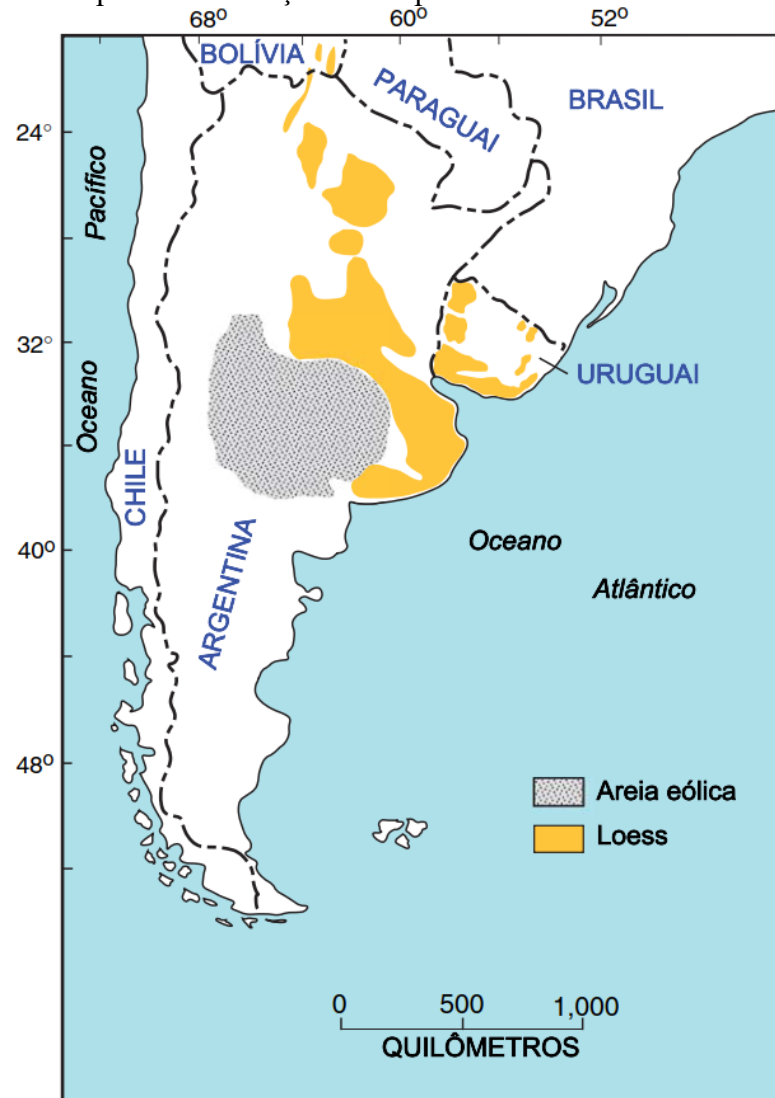
Os depósitos de *loess* estão amplamente distribuídos pela Eurásia, concentrando-se em uma faixa latitudinal que se estende entre 40° e 60° N, englobando regiões ao sul dos limites das geleiras continentais e montanhas do Quaternário (Figura 2), abrangendo partes da Europa Ocidental e Central, Rússia e Ásia Central (Pye, 1987). A China constitui uma exceção, com depósitos expressivos em latitudes mais baixas, não relacionadas a glaciações (Liu, 1988). Nas regiões subtropicais e tropicais, os depósitos de *loess* são praticamente inexistentes (Muhs, 2007).



Fonte: traduzido de Muhs (2007)

Há ocorrência de depósitos de *loess* tanto na América do Norte quanto na América do Sul. Na América do Sul, destacam-se duas faixas principais de *loess*: o *loess* dos Pampas, na Argentina central, e o *loess* do Chaco, no norte da Argentina (Figura 3). Há ainda registros menos precisos de depósitos semelhantes na Bolívia, Paraguai, Uruguai e Brasil (Zárate, 2003).

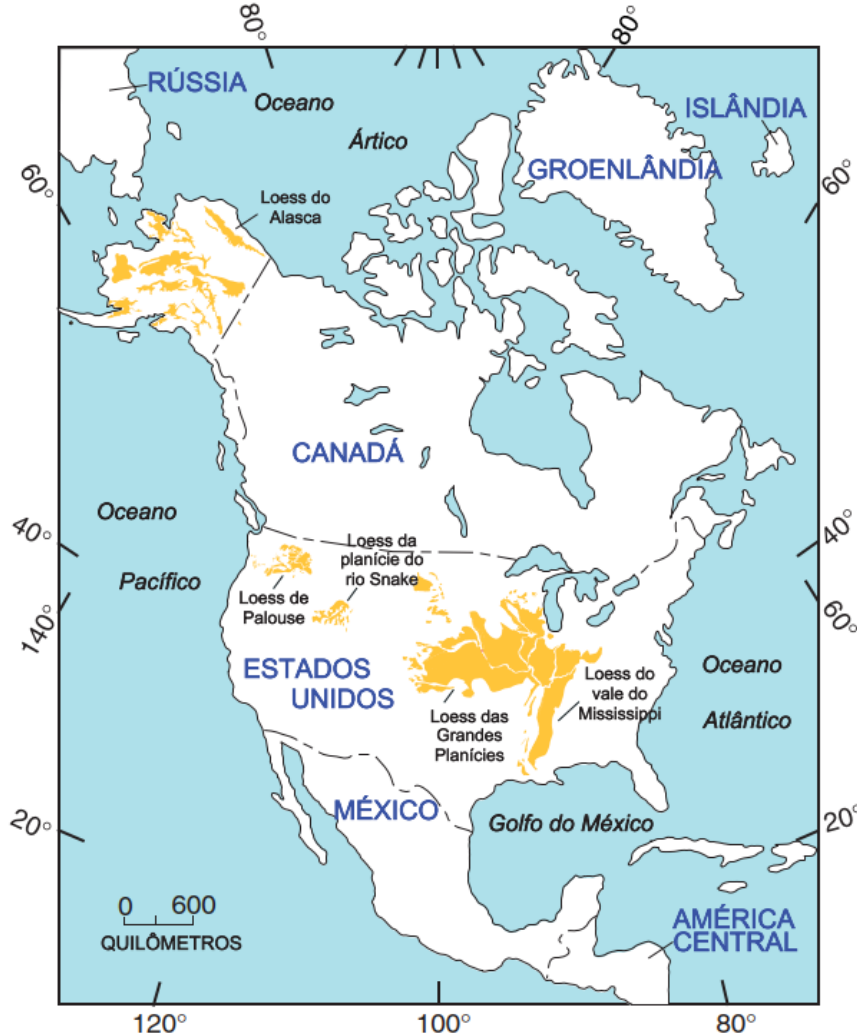
Figura 3 Mapa da distribuição dos depósitos de *loess* na América do Sul



Fonte: traduzido de Muhs (2007).

Na América do Norte, os depósitos de *loess* ocorrem em diferentes áreas (Figura 4), como o Alasca e o território adjacente de Yukon (Péwé, 1975), na região de Palouse (leste de Washington e Oregon) (Busacca et al., 2004), na planície do rio Snake e áreas elevadas de Idaho, nas grandes planícies a leste das Montanhas Rochosas e na bacia hidrográfica do Rio Mississippi (Bettis et al., 2003).

Figura 4 Mapa da distribuição dos depósitos de *loess* na América do Norte



Fonte: traduzido de Muhs (2007).

Em regiões como o continente africano e o Oriente Médio, o *loess* é pouco expressivo, ocorrendo apenas em áreas restritas da Tunísia, Líbia, Nigéria, Namíbia e Israel (Muhs, 2007). A Austrália também apresenta ausência marcante de depósitos de *loess*, embora haja evidências de processos semelhantes (Hesse e McTainsh, 2003). Já a Nova Zelândia abriga depósitos expressivos de *loess*, cuja estratigrafia e distribuição foram amplamente estudadas (Berryman, 1993; Eden e Hammond, 2003).

2.1.4 Mineralogia e geoquímica

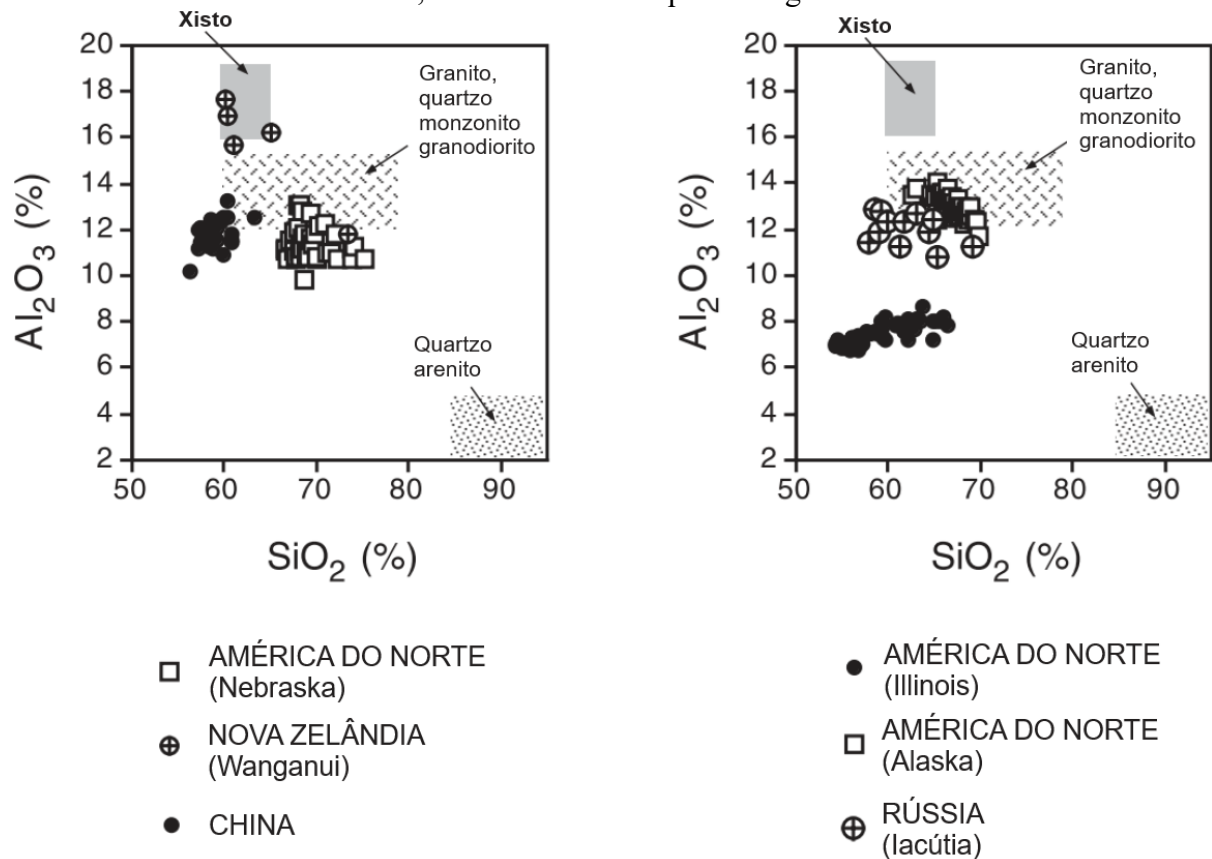
A composição mineralógica dos depósitos de *loess* é composta predominantemente por minerais primários como quartzo, plagioclásio, feldspato e mica, além de minerais carbonáticos,

como calcita e, ocasionalmente, dolomita. Também estão presentes argilominerais como a esmectita, clorita e caulinita. Minerais pesados também estão presentes, embora em quantidades reduzidas (Muhs, 2007).

Do ponto de vista geoquímico, os estudos de composição global indicam que o principal constituinte dos depósitos de *loess* é o dióxido de silício (SiO_2), com valores variando entre 45% e 75%. Esse elevado teor de sílica está diretamente relacionado ao predomínio do quartzo na fração mineral, embora feldspatos e argilominerais também contribuam significativamente para esses valores (Muhs e Bettis, 2003).

Em diagramas de SiO_2 versus Al_2O_3 (óxido de alumínio), a composição do *loess* geralmente se posiciona entre a de um folhelho e a de um quartzo arenito (Figura 5), indicando sua natureza intermediária entre sedimentos ricos em argila e aqueles dominados por quartzo (Muhs e Bettis, 2003).

Figura 5 Relação entre os teores de SiO_2 e Al_2O_3 em amostras de *loess* provenientes da América do Norte, Nova Zelândia, Rússia e China, em comparação com as composições típicas de folhelhos, arenitos ricos em quartzo e granitóides



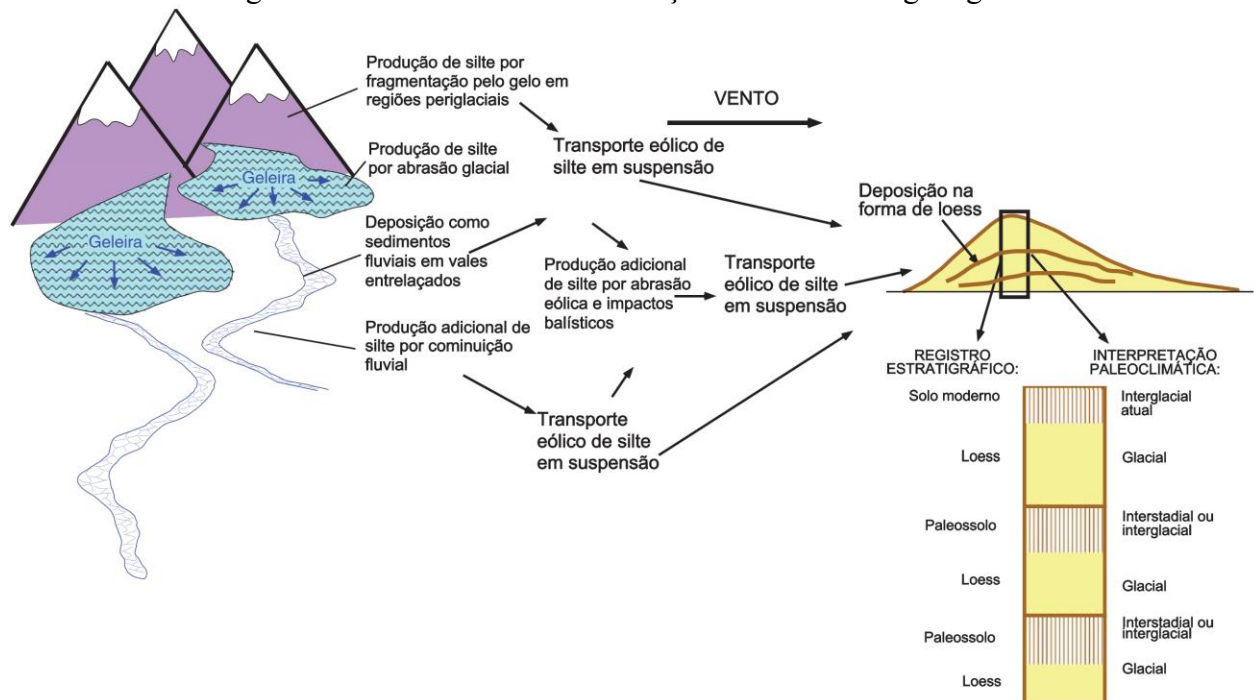
Fonte: traduzido de Muhs e Bettis (2003).

Depósitos com maior concentração de argilominerais tendem a apresentar teores mais elevados de Al_2O_3 , Fe_2O_3 (óxido de ferro III) e TiO_2 (dióxido de titânio). Por outro lado, os depósitos com maior teor em carbonatos apresentam maiores concentrações de CaO (óxido de cálcio) e MgO (óxido de magnésio) (Muhs e Bettis, 2003).

2.1.5 Formação dos depósitos

Os depósitos de *loess* são formados predominantemente pelo acúmulo de partículas de silte transportadas e depositadas pelo vento. Tradicionalmente, considera-se que a produção dessas partículas está associada à ação glacial, em que o intemperismo físico de rochas cristalinas, mediado pelo avanço de geleiras, gera sedimentos que se depositam na forma de tilitos, sendo posteriormente retrabalhados por processos fluviais e, por fim, redistribuídos pelo vento (Figura 6). Esse modelo clássico de formação de depósitos de *loess* sustenta a ideia de que tais depósitos estão profundamente relacionados a períodos glaciais em escala continental (Smalley, 1966; Muhs e Bettis, 2003; Muhs, 2007).

Figura 6 Modelo clássico de formação de *loess* de origem glacial



Fonte: traduzido de Muhs, 2007

Contudo, a concepção exclusivamente glacial da formação do *loess* vem sendo contestada nas últimas décadas, em especial pelo surgimento da hipótese do “*loess* desértico” (Smalley, 1995; Wright, 2001; Muhs e Bettis, 2003). Esse termo refere-se à geração de sedimentos por processos eólicos em ambientes áridos e semiáridos, que não foram diretamente afetados por glaciações, a partir de mecanismos como a abrasão eólica, impactos balísticos e intemperismo químico (Smalley, 1995; Muhs e Bettis, 2003; Muhs, 2007).

A China é frequentemente apontada como o exemplo mais representativo de uma formação de *loess* de origem não glacial, no entanto, há evidências de que o sedimento presente nos desertos chineses possa ter origem glacial, oriunda das cadeias de montanhas que circundam as bacias sedimentares, as quais apresentam geleiras remanescentes e registros de glaciações passadas (Muhs, 2007). Desse modo, o material tem origem glacial e é transportado inicialmente para os desertos por ação fluvial e, posteriormente, disperso pelo vento, sendo os desertos considerados apenas como áreas de armazenamento de partículas (Sun, 2002).

A gênese dos depósitos de *loess* tem sido amplamente discutida na literatura científica, dada a diversidade de ambientes em que esses sedimentos ocorrem e os distintos processos envolvidos em sua formação. Segundo Li et al., (2019), é possível classificar os depósitos de *loess* em três grupos principais de formação com base na origem do material e nos mecanismos de transporte atuantes: (a) Proveniência de geleira continental e transporte fluvial (CR); (b) Proveniência montanhosa e transporte fluvial (MR); e (c) Proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD):

- a) Proveniência de geleira continental e transporte fluvial (CR): o material é produzido pela erosão do avanço de geleiras continentais, em seguida é transportado por rios até as áreas de deposição, onde está sujeito à deflação. Não há uma zona de transição entre o rio e a área de deposição;
- b) Proveniência montanhosa e transporte fluvial (MR): o material é gerado em áreas montanhosas, transportadas por rios e retrabalhados pelo vento, sem a presença de uma zona desértica intermediária. Não há uma grande zona de transição desértica entre o rio e a área de deposição;
- c) Proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD): o material é gerado em áreas montanhosas, em seguida são transportados por rios até as bacias desérticas ou zonas intermediárias, e são posteriormente transportados pelo vento até os

locais de deposição. Neste caso, há uma grande zona desértica entre o rio e a área de deposição.

2.1.6 Estratigrafia do *loess*

Segundo Muhs (2007), a estratigrafia dos depósitos de *loess* é complexa e resulta da interação entre deposição eólica e pedogênese. Quando a taxa de sedimentação é alta, os processos pedogenéticos são limitados, permitindo a preservação de sedimentos pouco alterados. Em contrapartida, taxas de deposição mais baixas favorecem o desenvolvimento de solos nos depósitos já acumulados (Verosub et al., 1993; Muhs et al., 2004).

Em ambientes não-glaciais, como o “*loess* desértico”, ou de proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD), observa-se uma sucessão estratigráfica semelhante àquela encontrada em ambientes glaciais. Ainda que a origem dos sedimentos não seja diretamente relacionada a processos glaciais, a deposição do *loess* tende a ocorrer preferencialmente durante os períodos glaciais, enquanto a formação de solos, evidenciada por sequências de paleossolo, é mais pronunciada nos períodos interglaciais (Muhs, 2007).

Ao contrário de outros registros do Quaternário, o *loess* não apresenta sedimentação contínua. No entanto, sua composição mineral permite a aplicação eficaz de datação por luminescência, que pode datar sedimentos com até 100 mil anos de idade (Roberts et al., 2003).

2.1.7 Informações paleoambientais

Depósitos de *loess*-paleossolo são registros importantes para a reconstrução de paleoambientes, fornecendo dados sobre dinâmicas eólicas, paleoclimas e processos pedogenéticos. Características como espessura, granulometria e teor de carbonato do *loess* variam conforme a distância da fonte, permitindo inferências sobre a direção e intensidade dos ventos (Muhs e Bettis, 2003; Muhs et al., 2004).

Embora o *loess* não preserve muitos indicadores paleoecológicos tradicionais, como pólen, ostracodes ou foraminíferos, fósseis de moluscos terrestres são comuns e úteis na reconstrução paleoclimática (Rousseau e Kukla, 1994).

Os paleossolos intercalados aos depósitos de *loess* fornecem informações sobre períodos interglaciais e têm sido estudados principalmente por meio da susceptibilidade magnética (Kukla

e An, 1989; Porter, 2001). Apesar da popularidade, essa técnica apresenta limitações devido a fatores como granulometria e taxas de sedimentação, que podem interferir nos resultados (Singer et al., 1992).

Métodos complementares, como análises morfológicas, granulométricas e geoquímicas, têm revelado graus variados de intemperismo em paleossolos, sugerindo que os períodos interglaciais passados foram mais quentes, úmidos e duradouros do que o atual (Grimley et al., 2003).

2.2 Sistema Ásia Central

2.2.1 Aspectos fisiográficos

A Ásia Central constitui uma extensa região localizada no interior do continente asiático, abrangendo os territórios do Cazaquistão, Quirguistão, Tajiquistão, Turcomenistão e Uzbequistão (Figura 7) (Alamanov et al., 2006). Esta área cobre aproximadamente 4 milhões de km², compreendendo as coordenadas entre 46°45'28.13" e 87°21'47.81" E, e 35°5'2.24" e 52°33'30.49" N (Chen e Zhou, 2015). Historicamente integrados à antiga União Soviética, os países da Ásia Central formam uma unidade natural e histórica distinta, caracterizada por condições ambientais diferentes das regiões adjacentes.

O relevo da Ásia Central é marcado por contrastes significativos, com altitudes que variam de -229 metros a 7.447 metros. A porção oriental é dominada por cadeias montanhosas elevadas, como as montanhas Pamir, Tian Shan, Pamir-Alaï e Kopet Dag, enquanto o Oeste caracteriza-se por áreas de baixa altitude, compostas por planícies e colinas (Alamanov et al., 2006; Zhang et al., 2018). O centro da região é ocupado pela Planície de Turan, com altitudes entre 100 e 200 metros, enquanto a Planície do Cazaquistão, situada ao norte, dificilmente ultrapassa os 400 metros de altitude, atingindo pontualmente 1.000 metros (Duulatov et al., 2021).

Os sistemas montanhosos atuam como áreas de formação e alimentação dos principais cursos d'água da região. O Amu Darya, cuja bacia se estende por diversos países, como o Tajiquistão, Quirguistão, Afeganistão, Irã, Uzbequistão e Turcomenistão, é um dos rios mais importantes da Ásia Central. O Syr Darya atravessa os territórios do Quirguistão, Uzbequistão e Cazaquistão. Outros rios importantes como o Tarim, Irtysh e Ili, também têm suas nascentes nas regiões montanhosas do Quirguistão e Tajiquistão (Alamanov et al., 2006).

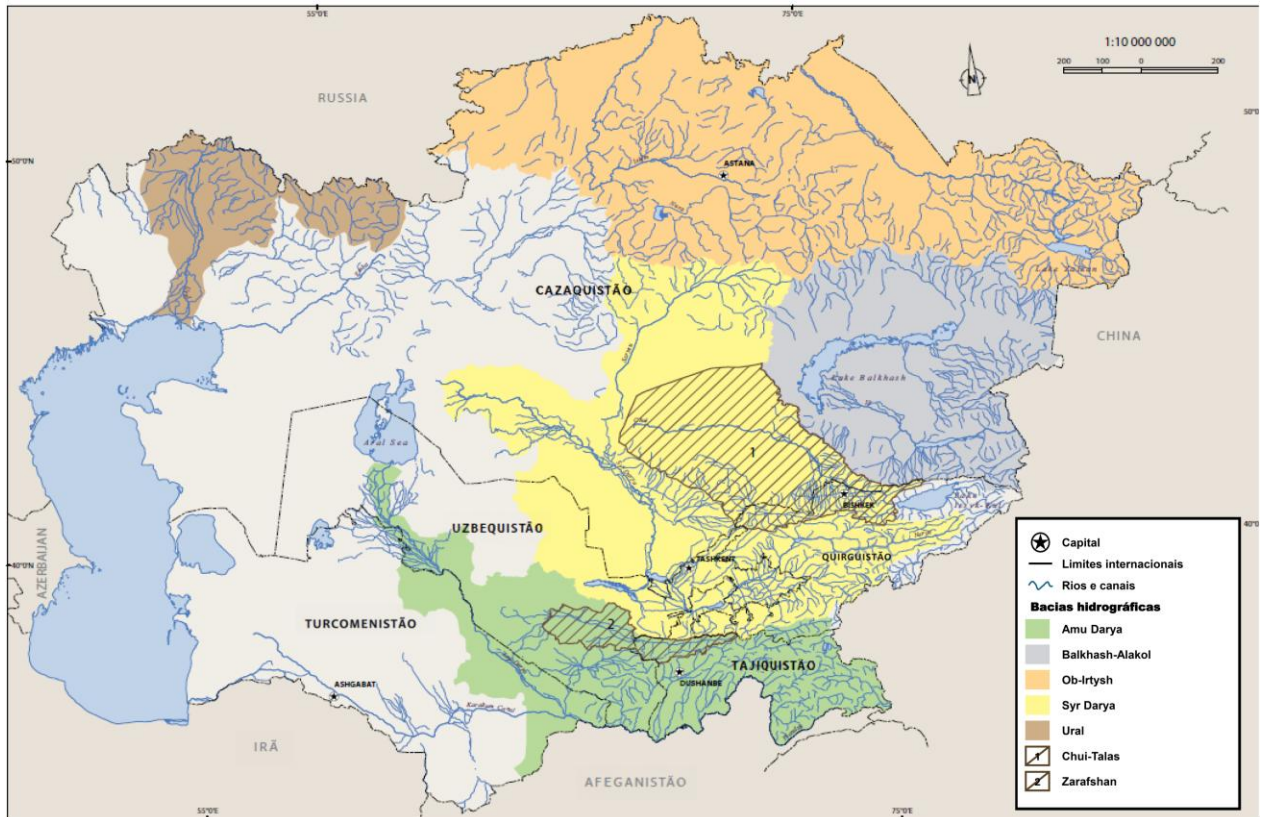
Figura 7 Mapa topográfico e político da Ásia Central



Fonte: desenhado por Martynas Bucas, Universidade de Klaipeda, in: Jelen, (2020). Traduzido pelo autor.

A rede hidrográfica da região é caracterizada pela escassez de cursos permanentes, predominando rios sazonais, temporários e corpos hídricos salinos e lacustres, especialmente nas áreas semiáridas e desérticas (Duulatov et al., 2021). Entre os corpos d'água de maior destaque, encontram-se o Mar de Aral e o Lago Balkhash, ambos localizados em bacias endorreicas, que também englobam o Mar Cáspio (Figura 8). Esses lagos sofreram reduções drásticas em seus volumes nas últimas décadas, em decorrência da diminuição do aporte fluvial, relacionado ao uso intensivo da água para irrigação (Jelen et al., 2020). As maiores formações desérticas incluem Kara Kum, Kyzyl Kum, Betpak-Dala, Moyun-Kum e Takla-Makan, com vegetação esparsa e solos frequentemente desprovidos de cobertura vegetal (Duulatov et al., 2021).

Figura 8 Principais bacias hidrográficas da Ásia Central



Fonte: traduzido de Mirzabaev (2012)

2.2.2 Aspectos geológicos

A Ásia Central é caracterizada por uma complexa evolução geológica, marcada pela presença de um extenso cinturão orogênico, representado pela cordilheira Tian Shan, e diversas bacias sedimentares de significativa importância econômica, especialmente pela ocorrência de gás natural e petróleo em sucessões sedimentares jurássicas e paleógenas (Brunet; Sobel; McCann, 2017).

A evolução tectônica da região teve início com a acreção de unidades geológicas do norte da Ásia, decorrente da colisão e subducção de múltiplos microcontinentes, terrenos e arcos de ilhas durante os períodos Paleozoico e Mesozoico (Brunet; Sobel; McCann, 2017). A margem sul da Eurásia apresentava, antes do Cenozoico, uma série de estruturas tectônicas, como zonas de sutura e extensas zonas de falhas derivadas do Gondwana, que foram posteriormente deformadas devido às colisões Índia-Eurásia, do Eoceno inferior e médio, e Arábia-Eurásia, do Eoceno superior ao Oligoceno (Audet; Bürgman, 2011). Essas colisões, que envolveram litosferas

continentais resistentes de idades arqueanas e proterozoicas, resultaram na formação de grandes cinturões orogênicos, como Zagros e Himalaia (Kröner et al., 2014).

A cordilheira Tian Shan atinge altitudes superiores a 7.000 metros e estende-se por mais de 2.800 quilômetros, desde Xinjiang, na China, até o Mar de Aral, no Uzbequistão, representando a porção sul do Cinturão Orogrênico da Ásia Central (CAOB em inglês). Estruturalmente, a cordilheira de Tian Shan é dividida em três setores principais - Ocidental, Central e Oriental - delimitados, em parte, pela falha transcorrente destrai Talas-Fergana (Brunet; Sobel; McCann, 2017). Segundo Burtman (2010), esses três setores podem ainda ser subdivididos em Norte, Médio e Sul.

A porção Norte de Tian Shan é composta por ofiolitos e sedimentos marinhos do Pré-Cambriano ao Ordoviciano inferior, sobrepostos por rochas sedimentares e vulcânicas, e engloba o continente Cazaque-Quirguiz e o cinturão vulcânico de Ili (Burtman, 2010; Alexeiev et al., 2016). A porção Médio Tian Shan, separado ao norte pela Sutura Terskey, é caracterizado por tilitos e rochas vulcânicas ácidas neoproterozoicas, além de depósitos carbonáticos e siliciclásticos de ambientes marinhos rasos (Burtman, 2010; Brunet; Sobel; McCann, 2017). Já a porção Sul de Tian Shan, separado pela sutura sul, constitui um cinturão de dobramentos e empurrões formado durante o fechamento do Oceano Turquestão, e é composto por sedimentos pelágicos, plataformas carbonáticas e plataformas vulcânicas intra-placa (McCann et al., 2013; Brunet; Sobel; McCann, 2017).

Após as colisões dos terrenos cimérios com a Eurásia no final do Triássico, formaram-se ao norte da principal zona de colisão da Ásia Central diversas bacias sedimentares, como as bacias de Amu Darya e Tajique-Afegã, cuja evolução geológica foi estritamente interligada desde o final do Paleozoico (Brunet; Sobel; McCann, 2017). Durante o Jurássico, essas bacias estavam conectadas, registrando os processos de subsidência, erosão e sedimentação pós-orogênica (Brunet; Sobel; McCann, 2017).

No Jurássico e Cretáceo, ocorreu um aplainamento geral do relevo, com a geração de sedimentos que alimentaram essas novas bacias. Esses depósitos sedimentares fornecem registros detalhados da história tectônica e paleogeográfica da região, evidenciando o soerguimento, erosão de cordilheiras adjacentes, alternância dos sistemas deposicionais, variações do nível do mar e mudanças climáticas (Alexeiev et al., 2015).

No início do Cenozoico, ocorreram eventos de transgressão marinha em escala regional, relacionados à expansão do Mar Paratethys, um mar interior que se estendia das regiões do Mar Negro, Cáspio e Cáucaso em direção ao leste, alcançando as bacias de Amu Darya, Tajique, Fergana e Tarim (Brunet; Sobel; McCann, 2017).

2.2.3 Aspectos climáticos

O clima da Ásia Central é marcado por uma forte continentalidade, evidenciada por elevadas amplitudes térmicas e baixos índices pluviométricos ao longo do ano (Alamanov et al., 2006). Essa característica resulta da combinação entre a radiação solar incidente, as condições fisiográficas da região e os padrões de circulação atmosférica. A localização da Ásia Central no interior da massa continental da Eurásia, distante das influências oceânicas, somada à presença de extensas planícies e cadeias de montanhas no Sul, contribui significativamente para a configuração climática da região (Alamanov et al., 2006).

Dentro desse contexto, destaca-se a chamada Zona Árida da Ásia Central (ZAAC), que compreende uma vasta região desde o oeste do Cazaquistão até o leste da Mongólia, incluindo o norte e centro-norte da China (Figura 9). A aridez desta zona é influenciada principalmente por dois sistemas de alta pressão: a Alta Siberiana, predominante na porção oriental, e a Alta dos Açores, atuante na porção ocidental da região (Feng et al., 2011).

Ainda segundo Feng et al. (2011) a propagação para oeste da Alta Siberiana durante os meses frios, aliada à expansão para leste da Alta dos Açores nas estações mais quentes, estabelece uma configuração persistente de alta pressão atmosférica sobre a ZAAC, fator determinante para o desenvolvimento das paisagens desérticas da região. Considerando-se estreita a relação entre ambientes desérticos e a deposição de *loess*, a delimitação dessa zona árida corresponde, também, à definição de uma extensa e contínua faixa temperada de *loess*, que se projeta do Oriente Próximo até o norte da China, entre as latitudes de 35°N e 45°N (Feng et al., 2011).

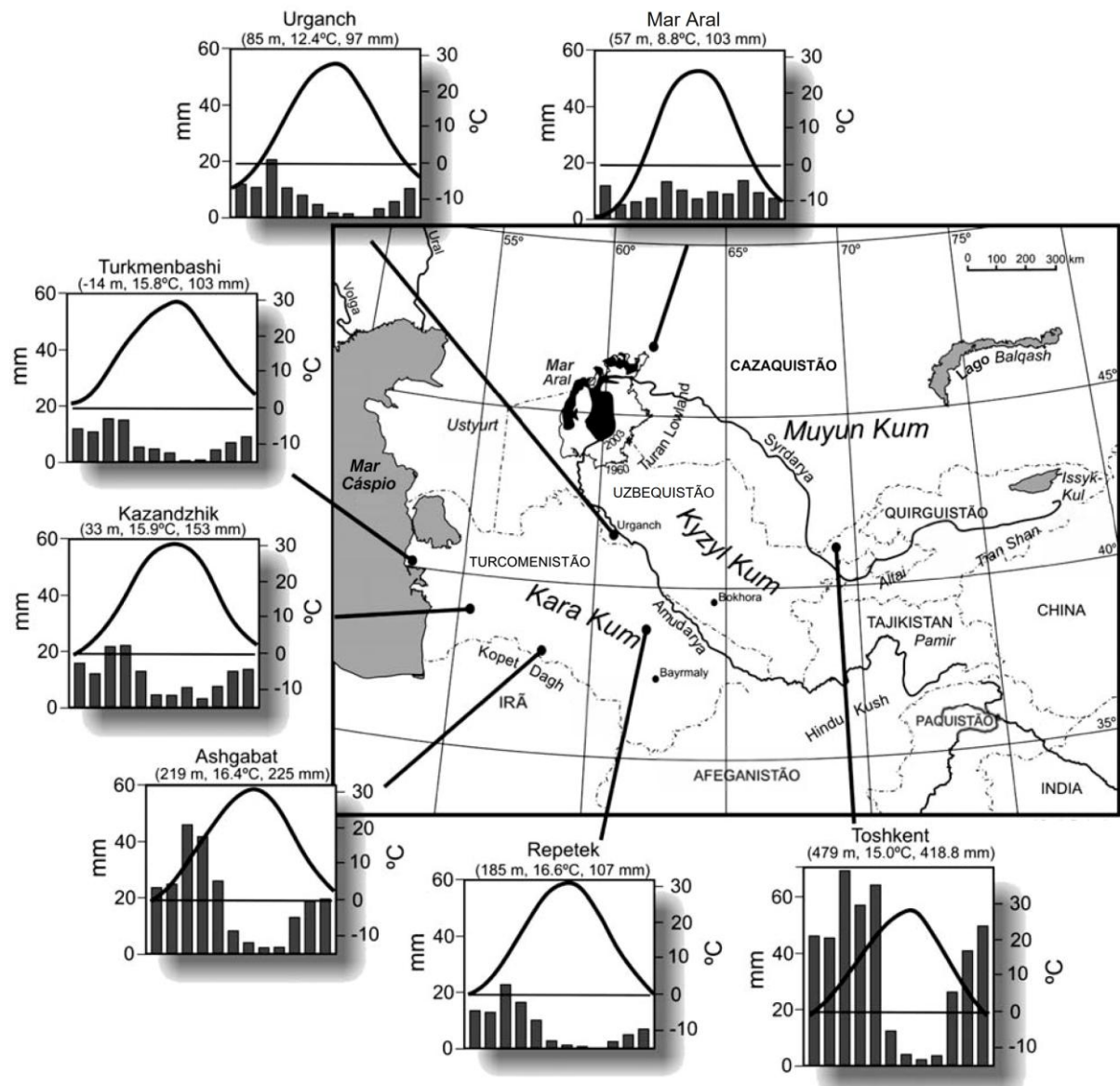
O regime climático da ZAAC é influenciado por três subsistemas atmosféricos principais: os ventos de oeste de média latitude, oriundos da Europa (Vandenberghe et al., 2006), a frente polar norte-asiática (Machalett et al., 2008) e o regime de monções asiáticas (Dettman et al., 2001). A interação entre esses sistemas resulta em padrões de precipitação distintivos entre a porção oriental e ocidental da região. Na parte ocidental da ZAAC, predominam as precipitações

durante o inverno e a primavera, enquanto na porção oriental as chuvas são mais frequentes no verão e no outono (Feng et al., 2011).

O caráter continental do clima manifesta-se em verões quentes e secos, com invernos cuja intensidade varia conforme a localização latitudinal. Nas regiões mais ao sul (Irano-Turaniana), os invernos tendem a ser úmidos e relativamente amenos, com um pico de precipitação na primavera, influenciado pela migração para o norte do ramo iraniano da frente polar. Já nas áreas mais ao norte (Cazaques), os invernos são rigorosos, com ocorrência frequente de nevascas intensas. Nessa região da ZAAC, o regime de chuvas é impulsionado principalmente pelos Ventos de oeste, intensificando-se durante a primavera e o verão, quando a influência da Alta Siberiana diminui e há maior atividade convectiva (Lioubimtseva, 2002).

A paisagem da ZAAC é dominada por desertos e semidesertos com cobertura vegetal esparsa, o que favorece a emissão de partículas de poeira e contribui para a formação de depósitos de *loess*. Registros atmosféricos indicam que a frequência anual de tempestades de poeira ultrapassa 50 dias por ano nas áreas mais áridas (Ding et al., 2002). Durante o verão, os ciclones originados na zona temperada ocidental modificam sua trajetória habitual, deslocando-se de norte a sul sobre a região do Mar de Aral e interagindo com a influência da monção indiana na área das montanhas Zagros, no Irã (Lioubimtseva, 2002).

Figura 9 Clima da Ásia Central



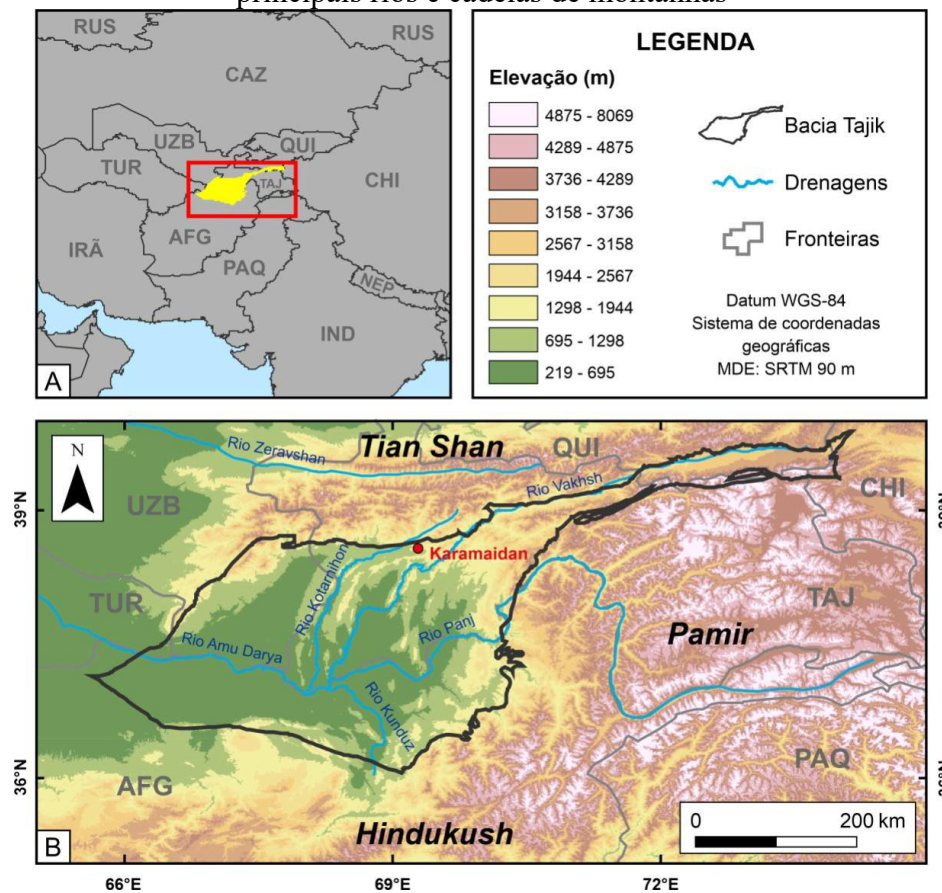
Fonte: traduzido de Lioubimtseva et al. (2005)

2.3 A Bacia Tajique

2.3.1 Aspectos fisiográficos

A Bacia Tajique está localizada na Ásia Central, abrangendo predominantemente o território do Tajiquistão, com extensões que alcançam partes do Afeganistão, Quirguistão e Uzbequistão. Sua área é delimitada por sistemas montanhosos de elevada altitude que moldam sua configuração fisiográfica. A região é cercada, ao sul, pelas montanhas do Hindukush, a Leste, pela cordilheira de Pamir e, a nordeste, pela cordilheira de Tian Shan, esta última atingindo altitudes superiores a 5.000 metros e atuando como a principal área fonte de sedimentos da bacia (Figura 10) (Metzger et al., 2021).

Figura 10 (A) Localização da Bacia Tajique na Ásia Central; (B) Limites da Bacia Tajique, principais rios e cadeias de montanhas



Fonte: Montebello (2023)

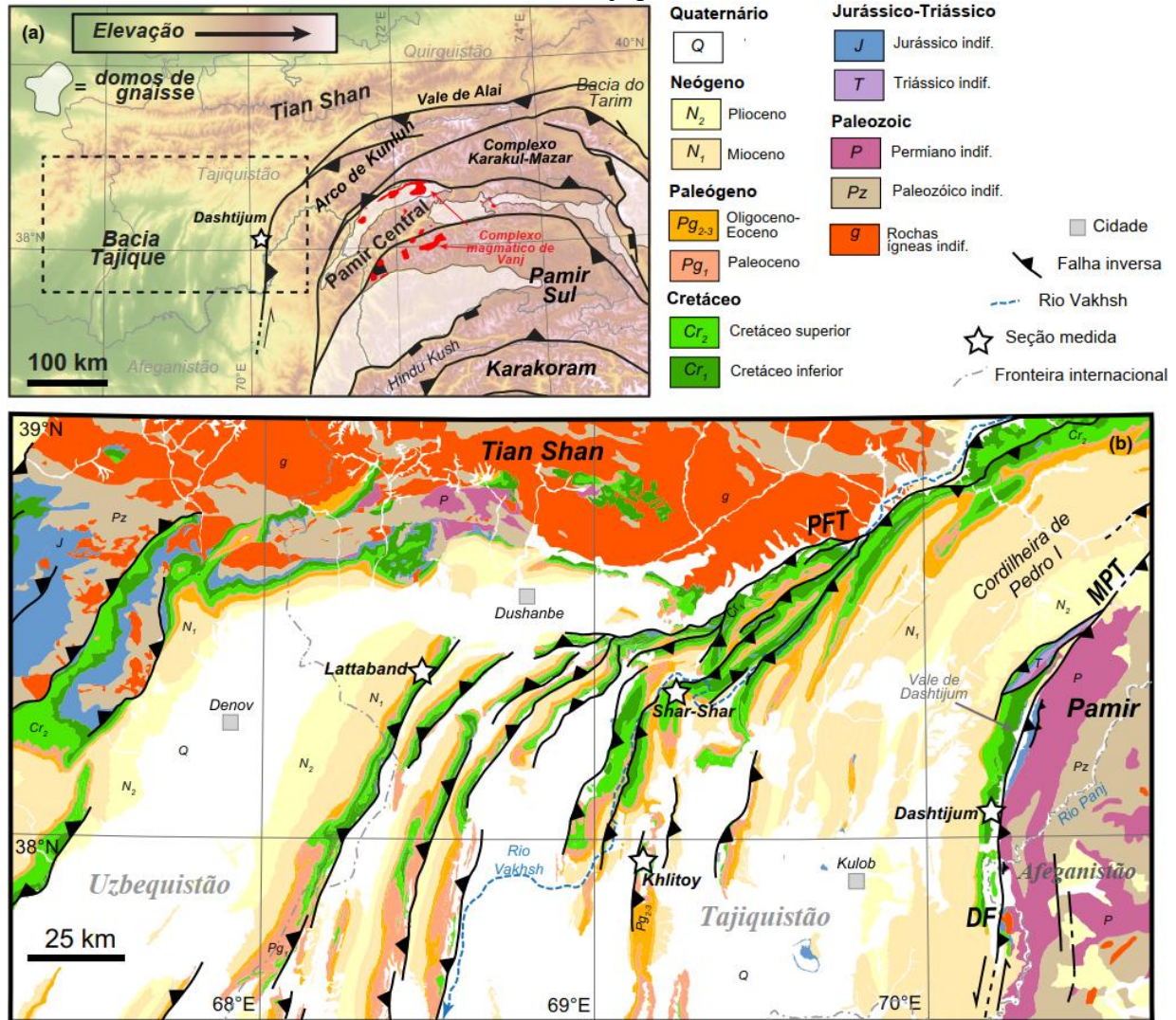
A geomorfologia da Bacia Tajique é fortemente condicionada por processos de soerguimento tectônico (Metzger et al., 2021). O relevo da bacia é ondulado, com muitas formações montanhosas e ausência de extensas superfícies planas (Wang et al., 2024). A hidrografia da bacia é caracterizada por rios entrelaçados e leques aluviais, que se desenvolvem a partir das bordas das montanhas (Klocke et al., 2017). Os rios da região transportam grande quantidade de sedimentos, especialmente em eventos de alta energia, contribuindo para a formação de depósitos fluviais espessos e mal selecionados (Klocke et al., 2017).

Nas porções oeste e noroeste da bacia, localizam-se extensas áreas desérticas de Kara Kum e Kyzyl Kum, caracterizadas por cobertura vegetal esparsa. Esses desertos atuam como importantes fontes de poeira eólica, a qual desempenha papel essencial na formação de depósitos de *loess* amplamente registrados na região (Ding et al., 2002). No território do Tajiquistão, tais depósitos ocorrem de forma disseminada, sendo encontrados tanto nas regiões de sopé das cadeias montanhosas, quanto recobrimo montanhas de menor elevação previamente existentes na Bacia Tajique (Frechen e Dodonov, 1998). A ampla distribuição de *loess* configura-se como um elemento fundamental para o desenvolvimento das atividades agrícolas e da pecuária no país (Tian et al., 2021).

2.3.2 Aspectos geológicos

A Bacia Tajique (Figura 11), em sua configuração atual, é classificada como uma bacia *foreland* (Chapman, et al., 2019). A bacia está tectonicamente localizada na confluência entre o cinturão orogênico Varisico do Sul de Tian Shan e o cinturão orogênico meso-cenozoico de Pamir-Hindu Kush, em interação com a Placa de Turan (Wei et al., 2024). De acordo com Chapman et al. (2019), sua evolução geológica é marcada por três principais eventos tectônicos, que ocorreram, respectivamente, durante o Cretáceo inferior, o Cretáceo superior e o intervalo entre o Eoceno médio e o Mioceno médio (Figura 12).

Figura 11 (A) Mapa geral das Montanhas Pamir e da Bacia Tajique; (B) Mapa geológico da Bacia Tajique



Fonte: traduzido de Chapman (2019)

A Bacia Tajique, no intervalo entre o Cretáceo inferior e médio, é interpretada como uma bacia *foreland* de retroarco. O processo de subducção para o norte da litosfera oceânica de Tétis resultou na formação do arco magmático Karakoram-Pamir Sul, além de promover o espessamento crustal na cordilheira de Pamir (Chapman et al., 2019). Do Cretáceo superior ao Eoceno inferior, a Bacia Tajique é interpretada como tendo evoluído para um regime tectônico extensional. Esse cenário estaria relacionado ao recuo da litosfera subductada (*slab rollback*), que possivelmente promoveu a distensão da crosta na região, seguido por um período de subsidência térmica lenta (Chapman et al., 2019). O estágio mais recente de evolução da Bacia Tajique

iniciou-se no Eoceno médio e está diretamente ligado ao processo de colisão continental entre a Índia e a Ásia, sendo novamente interpretada como uma bacia *foreland* (Chapman et al., 2019).

A bacia apresenta uma estrutura geológica complexa, caracterizada por um sistema de vales convexos e cordilheiras que se organizam predominantemente com orientação N-NE. Essas feições estruturais refletem o regime tectônico ativo que atua sobre a região e evidenciam os processos de deformação associados à convergência continental (Kufner et al., 2018).

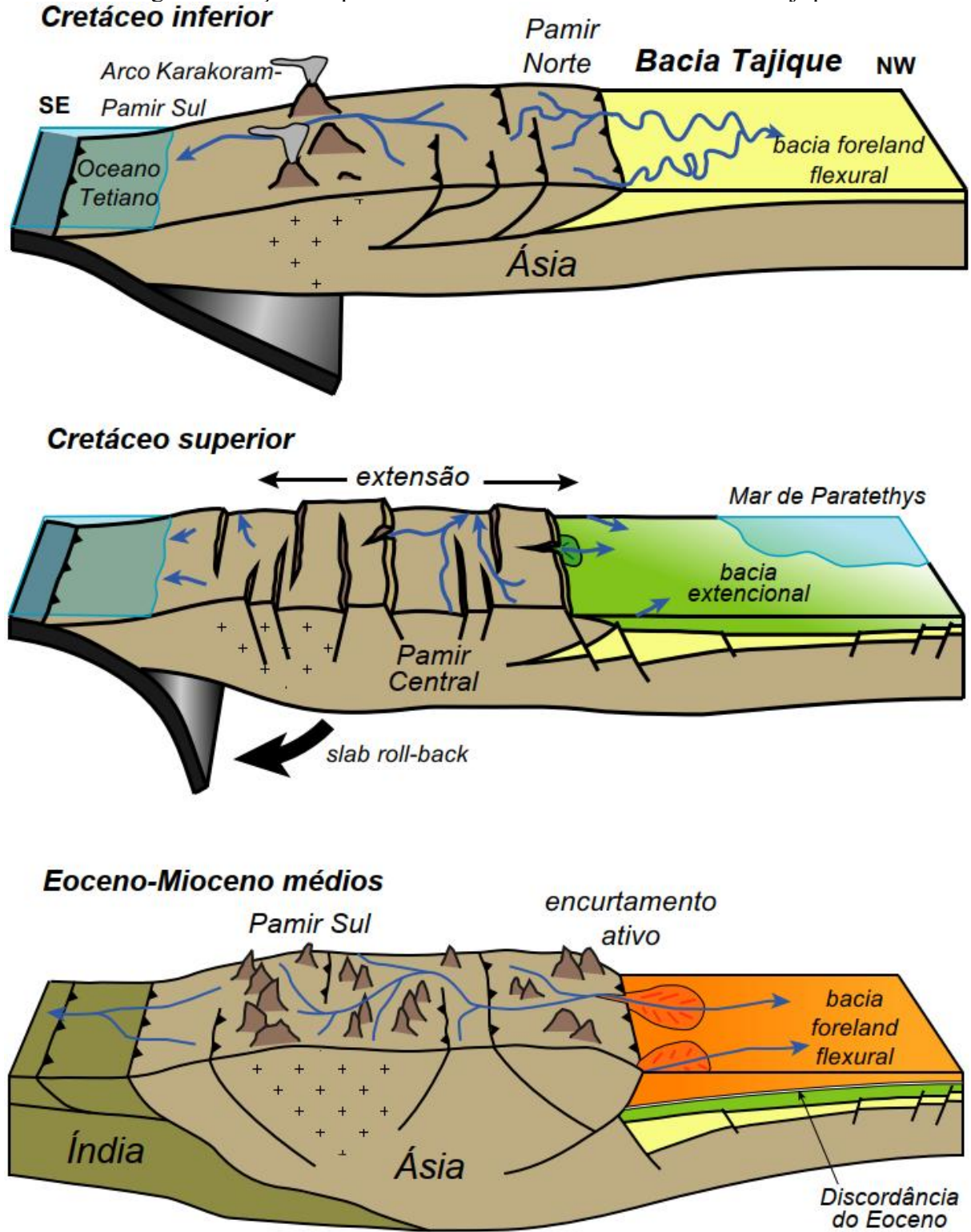
Na porção norte da bacia, destacam-se dobras de cavalgamentos com direção leste, controlados pela zona de falha Ilyak. Esta zona atua como um importante limite estrutural, responsável por reorganizar os esforços tectônicos locais e regionais (Kufner et al., 2018). Na porção sul da bacia, há a presença de uma zona de transpressão ativa, a qual atravessa dobras e cavalgamentos com direção NW (Kufner et al., 2018). Essas estruturas conectam de forma contínua às deformações localizadas na região central da Bacia Tajique, indicando um sistema de acomodação tectônica interligada ao longo do eixo da bacia (Kufner et al., 2018).

Do ponto de vista sedimentar, os depósitos presentes na bacia, compostos principalmente por arenitos e conglomerados, revelam importantes informações sobre a proveniência dos sedimentos. Análises geocronológicas por meio de datação U-Pb em zircões detríticos, associados à caracterização petrográfica dessas litologias, indicam que a principal fonte de aporte sedimentar para a bacia, a partir do Cretáceo, foi proveniente das Montanhas Pamir (Chapman et al., 2019).

Gagała et al. (2020) propõem uma coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajique (Figura 13), onde o embasamento da bacia é composto por crosta continental de idade Proterozoica a Paleozoica, acrescida ao continente asiático no intervalo entre o final do Carbonífero e início do Permiano. As rochas ígneas e metamórficas originadas nesses processos são amplamente expostas na porção oeste da cordilheira de Tian Shan (Chapman et al., 2019).

A sedimentação na bacia teve início no Jurássico inferior, com a deposição de arenitos fluviais, carvão e conglomerados (Brooksfield e Hashmat, 2001). No Jurássico médio, esta sedimentação evoluiu para carbonatos marinhos rasos, com espessura variando entre 200 e 500 metros (Chapman et al., 2019), culminando, no Jurássico superior, com a deposição de espessas camadas evaporíticas (Chapman et al., 2019).

Figura 12 Seções esquemáticas do desenvolvimento da Bacia Tajique



Fonte: traduzido de Chapman et al. (2019)

O período Cretáceo na Bacia Tajique é caracterizado por duas sequências distintas. As rochas do Cretáceo inferior são marcadas por depósitos continentais de arenitos e siltitos vermelhos de origem não-marinha, com intercalações localizadas de finas camadas de evaporitos, cuja espessura aumenta em direção à cordilheira de Pamir, chegando a cerca de 1500 metros (Burtman, 2000). Já as rochas do Cretáceo superior registram o início de ciclos de transgressão-regressão do Mar de Parathetys, sendo formadas predominantemente por folhelho marinho, calcário e evaporito de cor cinza escura a verde. A espessura do Cretáceo superior aumenta de 500-750 metros na parte central da bacia para mais de 1000 metros junto às montanhas do Pamir (Burtman, 2000).

As rochas do Paleógeno da bacia apresentam composição semelhante às unidades do Cretáceo superior, incluindo calcários, *mudstones* calcíferos e evaporitos (Chapman et al., 2019). As unidades do Eoceno são compostas por intercalações de argilitos, evaporitos, rochas carbonáticas e arenitos. Em diversas localidades, esta sequência foi erodida e é separada das unidades do Oligoceno por uma discordância angular regional (Chapman et al., 2019).

As rochas mais recentes da Bacia Tajique, depositadas a partir do Oligoceno, formam uma assembleia sedimentar sinorogênica, subdividida em cinco formações: Baldshuan, Chingou, Tavildara, Karanak e Polizak. A Formação Baldshuan apresenta três membros distintos: o inferior, caracterizado pela alternância de arenitos finos, argilitos e camadas de gipsita; o médio, composto por arenitos grossos com estratificação cruzada e conglomerados; e o superior, formada por arenitos finos a médios, siltitos e conglomerados (Klocke et al., 2017). Em seguida, a Formação Chingou é constituída por camadas de arenitos finos e conglomerados (Klocke et al., 2017). Sobre esta, ocorre a Formação Tavildara, composta predominantemente por conglomerados com clastos variando entre seixos e calhaus, além de raras camadas de arenito fino (Klocke et al., 2017). As formações Karanak e Polizak são formadas, principalmente, por cascalhos com clastos de tamanhos variados, desde calhaus e matacões (Klocke et al., 2017).

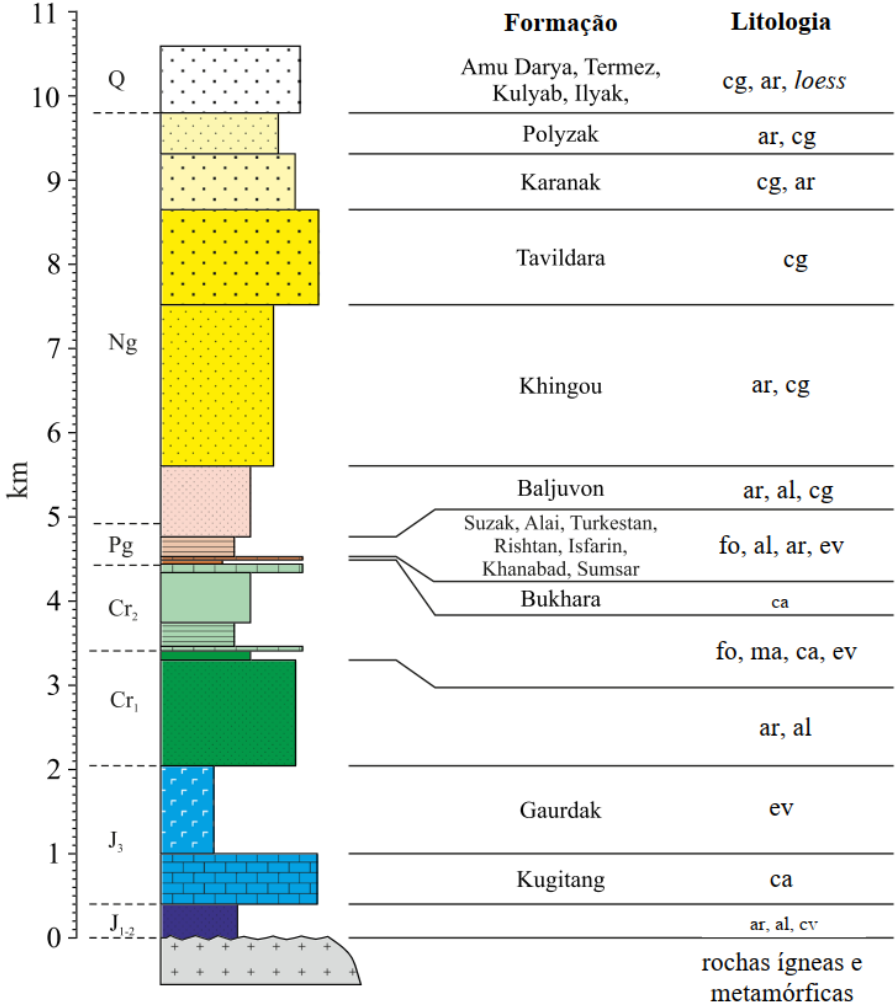
2.3.3 Aspectos climáticos

O clima na região da Bacia Tajique não difere muito do clima da Ásia Central, sendo marcado por forte continentalidade, elevadas amplitudes térmicas e baixos índices pluviométricos ao longo do ano (Alamanov et al., 2006). Apresenta verões quentes e invernos amenos e úmidos,

com temperatura média anual de 15,2 °C e precipitação média anual de 654 mm (Ding et al., 2002).

A intensificação da aridez nas bacias interiores da Ásia Central é frequentemente atribuída ao soerguimento do Platô Tibetano e da cordilheira de Tian Shan (Machalett et al., 2008). Como consequência, a deposição de poeira transportada pelo vento está ligada às condições climáticas da região. Esse processo ocorre principalmente durante o verão, quando são comuns as tempestades de areia nos desertos (Ding et al., 2002). Nessa estação, os Ventos de oeste carregam sedimentos eólicos em direção ao leste depositando-os nas encostas das montanhas Pamir. No inverno, por sua vez, a maior umidade atmosférica reduz significativamente a ocorrência dessas tempestades (Ding et al., 2002).

Figura 13 Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajique. Q: Quaternário; Ng: Neógeno; Pg: Paleógeno; Cr: Cretáceo; Cr₁: Cretáceo inferior; Cr₂: Cretáceo superior; J: Jurássico; J₁: Jurássico inferior; J₂: Jurássico médio; J₃: Jurássico superior. cg: conglomerado; ar: arenito; al: argilito; fo: folhelho; ma: marga; ca: calcário; ev: evaporito; cv: carvão.



Fonte: traduzido de Gągała et al. (2020)

2.3.4 Estratigrafia da seção Karamaidan

A sucessão estratigráfica de Karamaidan é composta por vários afloramentos que juntas representam um pacote de depósitos de *loess* com espessura máxima de acerca 100 metros, acumulados pelo menos desde o limite Brunhes-Matuyama (780 ka; Aquino et al., 2024). A exposição atual dos perfis de Karamaidan resultou de uma série de escorregamentos de massa

desencadeados por terremotos rasos de magnitude entre 5 e 7, registrados na região nos anos de 1930 e 1943 (Fitzsimmons et al., 2018).

De acordo com Aquino et al. (2024), a estratigrafia da seção estudada no presente Trabalho de Conclusão de Curso pode ser subdividida em cinco unidades principais (Figura 14). Partindo do topo, a unidade superior, denominada Solo Holoceno (HS), possui 1,95 metros de espessura, representa o solo moderno e é composta por *loess* acinzentado com evidências de bioturbação.

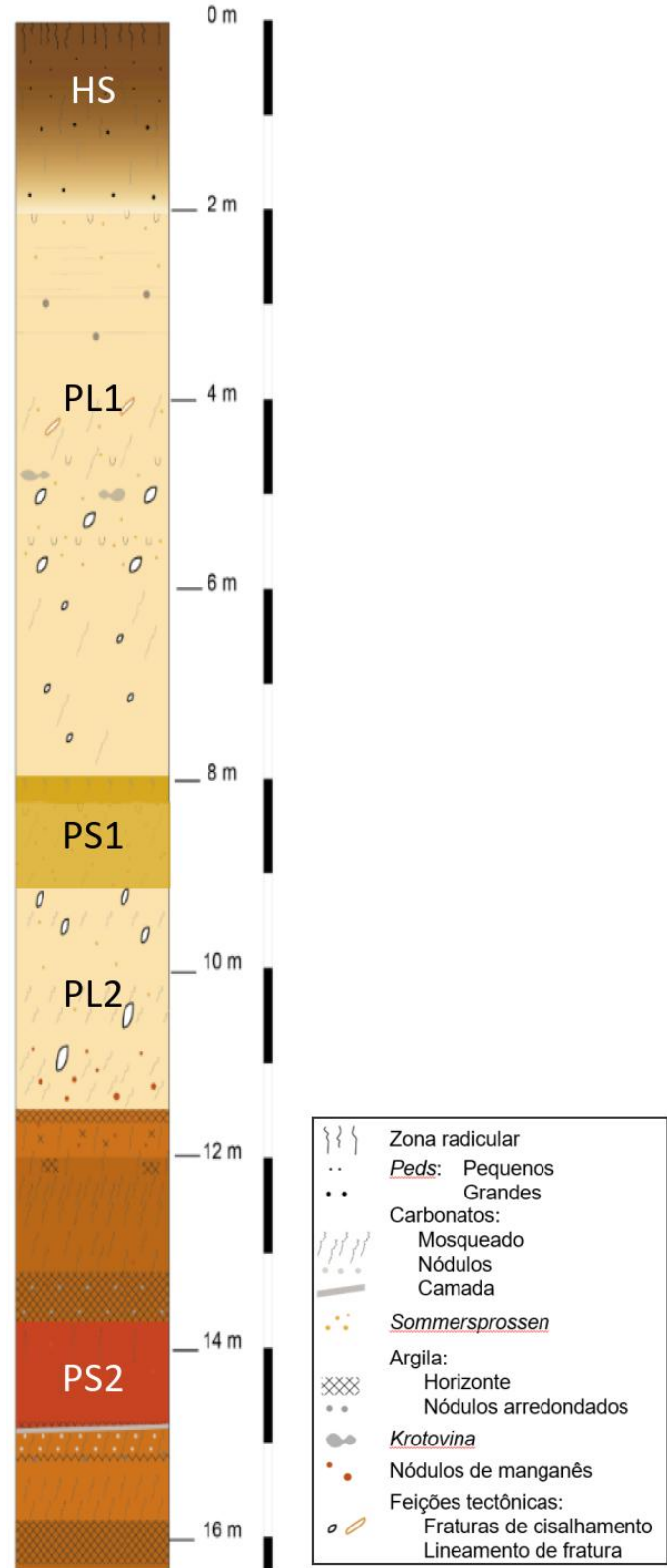
Abaixo desta, entre as profundidades de 1,95 e 8,00 metros, encontra-se uma unidade de *loess* primário (PL1), com coloração bege-amarelada, marcada pela presença de manchas carbonáticas e bolhas de ar submilimétricas (*sommersprossen*), indicativas de uma taxa relativamente elevada de deposição (Aquino et al., 2024). Nesta unidade, são observadas estruturas de *krotovina* (estruturas tubulares ou cavidades preenchidas por sedimentos, originadas a partir de atividade de organismos escavadores, como toupeiras) nas profundidades de 4,80 a 4,85 metros e 5,10 metros, além de fraturas de cisalhamento recorrentes entre 4,90 e 5,85 metros de profundidade, as quais podem estar associadas a episódios sísmicos ocorridos durante o período de sedimentação (Aquino et al., 2024).

Entre 8,00 e 9,15 metros ocorre um paleossolo pouco desenvolvido (PS1), identificado por uma mudança perceptível na coloração, resultante do enriquecimento em óxidos de ferro e da presença de nódulos carbonáticos pedogenéticos com diâmetros variando entre 1 e 2 milímetros (Aquino et al., 2024). A presença de bolhas de ar submilimétricas ao longo desta camada sugere que o processo de pedogênese ocorreu concomitantemente com a deposição rápida dos sedimentos (Aquino et al., 2024).

A unidade subsequente (PL2) compreende o intervalo entre 9,15 e 11,45 metros de profundidade e consiste em *loess* primário, apresentando manchas carbonáticas menos pronunciadas em comparação à unidade PL1 (Aquino et al., 2024).

A unidade inferior corresponde a um complexo de paleossolos bem desenvolvido (PS2), situado a partir de 11,45 metros de profundidade. Esta unidade é marcada por uma mudança acentuada na coloração, manchas carbonáticas abundantes e sedimentos de granulometria mais fina, possivelmente contendo argila (Aquino et al., 2024). Dentro desta unidade, destaca-se um sub-horizonte fortemente avermelhado no intervalo de 13,75 e 14,75 metros de profundidade (Aquino et al., 2024).

Figura 14 Seção estratigráfica de Karamaidan



Fonte: traduzido de Aquino et al. (2024)

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Pesquisa bibliográfica

Durante o desenvolvimento deste trabalho, foram realizados levantamentos bibliográficos com o objetivo de embasar teoricamente os principais temas abordados. A fundamentação teórica incluiu uma revisão sobre os depósitos do tipo *loess*, desde sua origem, características e distribuição, tanto na área de estudo quanto em outras regiões do planeta. Também foram considerados o contexto geológico e fisiográfico da Ásia Central e da Bacia Tajique, onde se localiza a seção de Karamaidan.

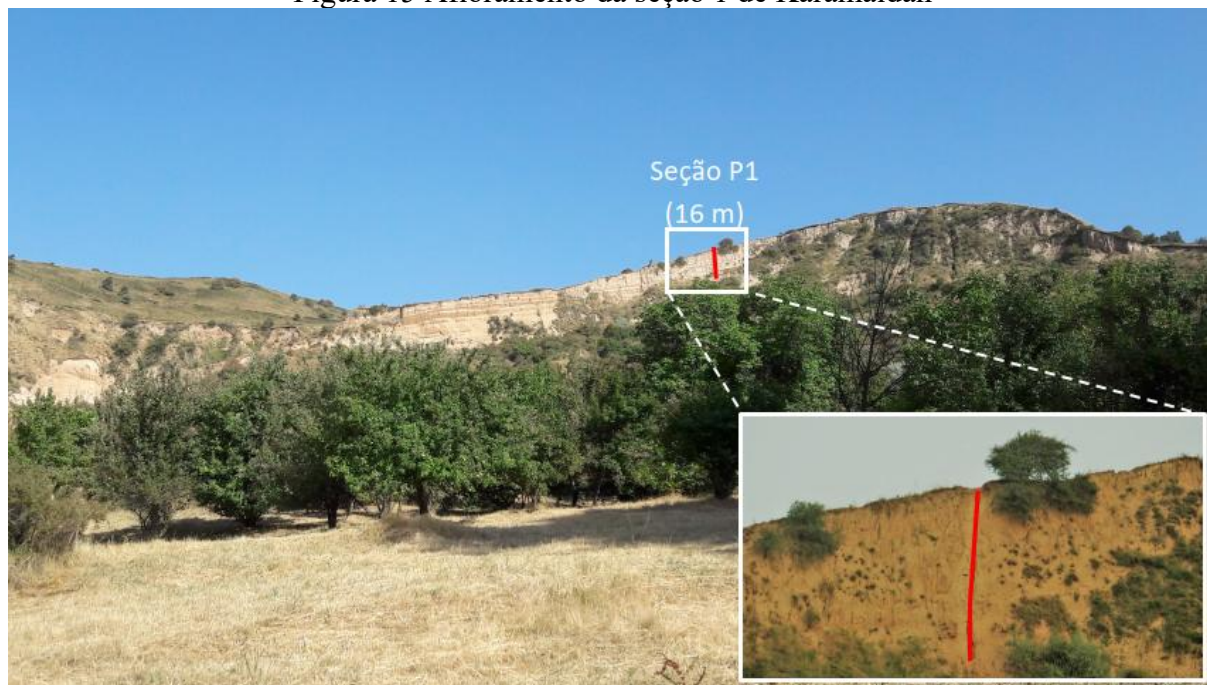
Além da caracterização geológica da área, foram levantadas referências sobre as metodologias aplicadas na análise granulométrica. A pesquisa abordou técnicas de análise granulométrica, desde a preparação das amostras até a interpretação dos dados obtidos. Além disso, foram consultados manuais técnicos dos equipamentos utilizados, a fim de se compreender com maior precisão seu funcionamento e aplicação. As fontes consultadas para realização deste trabalho foram obtidas através do meu orientador, Prof. Dr. Giancarlo Scardia, e em bases de dados digitais como o *Google Scholar*, *ResearchGate* e o *Science Direct*.

3.2 Coleta das amostras

As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas em 2018 por um grupo de pesquisadores, incluindo o Prof. Dr. Giancarlo Scardia. Essas amostras foram enviadas ao Brasil com o propósito de serem submetidas a medições e análises laboratoriais.

Para realizar a coleta de amostras no campo, foi necessário executar procedimentos de amostragem que envolveram a escavação e limpeza de uma seção com uma espessura de 16 metros. As amostras foram obtidas por meio de técnicas de rapel, iniciando a coleta a uma distância de 0,80 metros a partir do topo, a fim de evitar perturbações e alterações biológicas na superfície (Figura 15).

Figura 15 Afloramento da seção 1 de Karamaidan



Fonte: modificado de Aquino et al. (2024)

Foram coletadas amostras com aproximadamente 300 gramas de material em intervalos regulares de 10 centímetros, sendo estas acondicionadas em envelopes plásticos. Para evitar contaminação cruzada durante o manuseio das amostras, todas as embalagens foram cuidadosamente higienizadas externamente.

Neste estudo, foram analisadas 77 amostras provenientes da seção P1 de Karamaidan.

3.3 Preparação das amostras

O procedimento de preparação foi conduzido conforme descrito por Lu e An (1997). Primeiramente, os béqueres de 50 mL utilizados foram previamente pesados em balança de precisão, a fim de determinar suas massas vazias. Posteriormente, os recipientes foram devidamente identificados com nome e profundidade, de modo a evitar equívocos durante as etapas seguintes.

As amostras, previamente armazenadas em embalagens plásticas, foram retiradas e submetidas à desagregação mecânica com o auxílio de pilão e almofariz de cerâmica. Em seguida, procedeu-se ao quarteamento, no qual metade da amostra foi devolvida à embalagem original, visando a preservação de material para eventuais análises complementares.

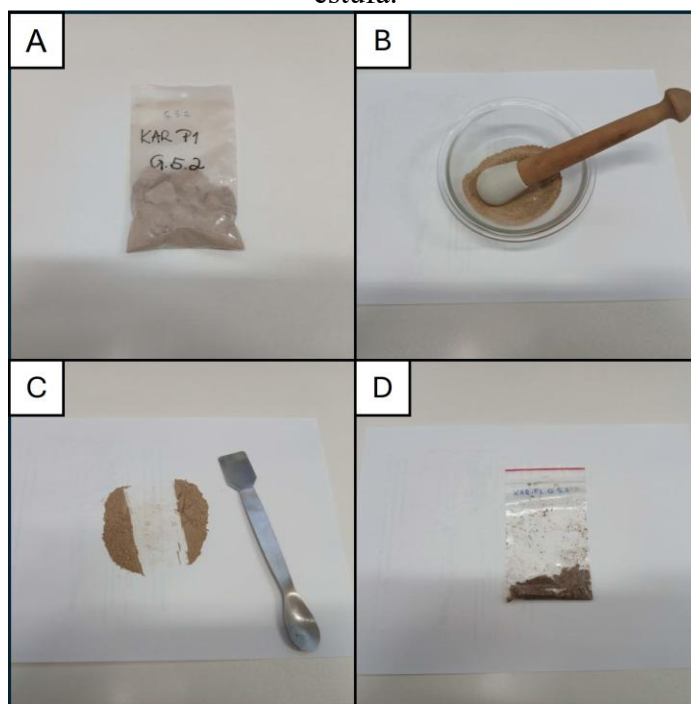
Após o quarteamento, foram transferidas aproximadamente 10g de material de cada amostra para seus respectivos béqueres de 50 ml, e realizou-se a pesagem a seco do conteúdo.

A etapa subsequente consistiu na remoção da matéria orgânica presente no sedimento. Para realizar essa tarefa, as amostras foram expostas a uma solução de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 30 volumes durante um período de 24 horas. Após essa reação, foi adicionada uma solução de ácido clorídrico (HCl) a 10% às amostras, por mais 24 horas, a fim de eliminar o carbonato pedogênico eventualmente presente.

Após a conclusão das reações, as amostras foram colocadas em uma estufa a uma temperatura aproximada de 70°C por um período de 2 dias, permitindo a evaporação dos líquidos remanescentes. Em seguida, realizou-se uma nova pesagem a seco, com o objetivo de quantificar a perda de massa das amostras durante as reações, corroborando a análise qualitativa visual realizada anteriormente.

Por fim, o material seco foi novamente desagregado com o uso do pilão e acondicionado em novas embalagens plásticas, devidamente identificadas e seladas, para que sejam encaminhadas à análise granulométrica (Figura 16).

Figura 16 Etapas de preparação das amostras: (A) Embalagem contendo a amostra coletada; (B) Amostra desagregada; (C) Quarteamento da amostra; (D) Amostra após retirada da estufa.



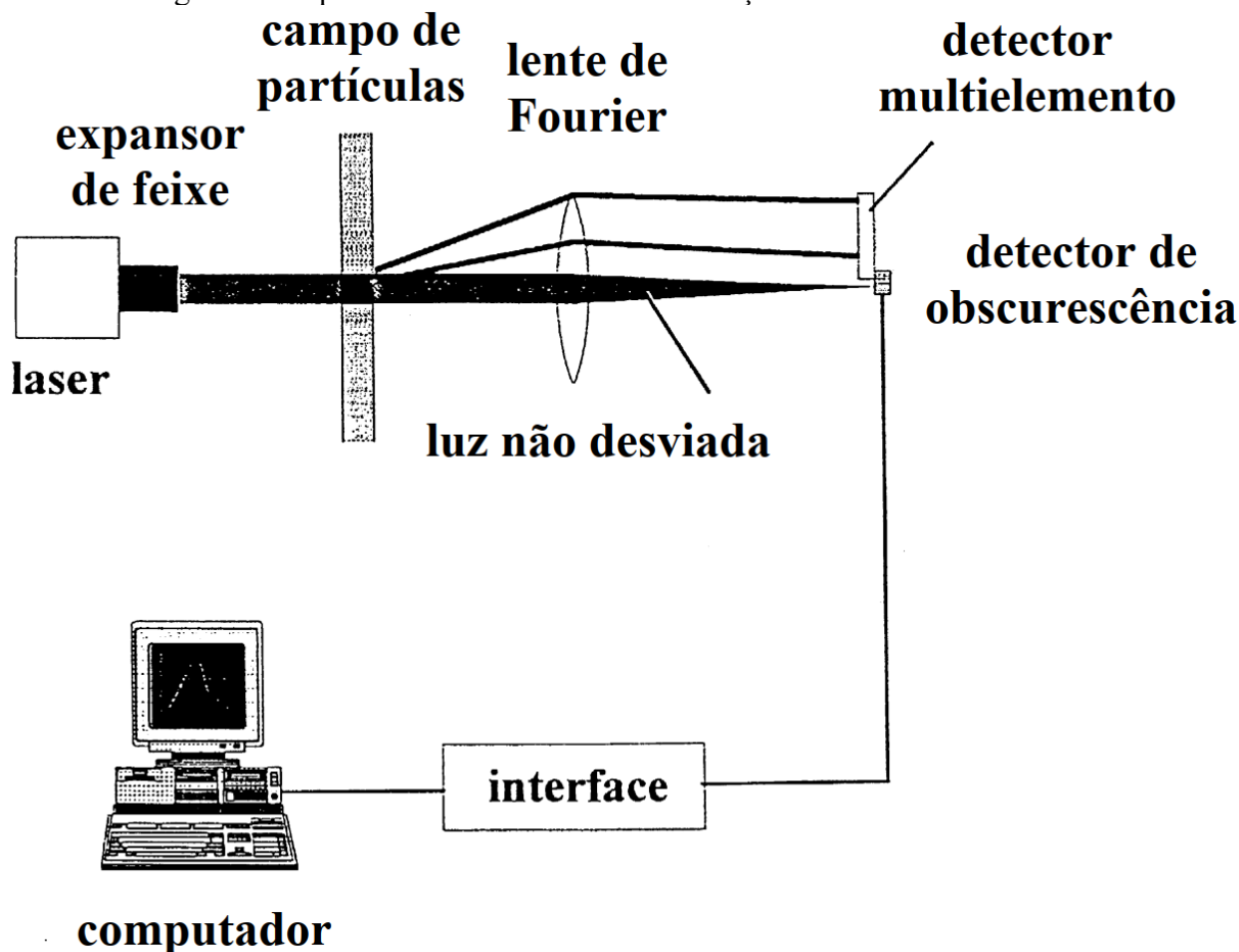
3.4 Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada por meio do método de difração a laser, utilizando o equipamento Malvern Mastersizer 2000, pertencente ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), campus de Rio Claro.

A técnica utilizada baseia-se no princípio da difração a laser, que consiste na passagem de um feixe de laser por uma amostra de partículas altamente dispersas. A medição do tamanho das partículas é realizada a partir da detecção da intensidade da luz difratada, resultante da interação entre o feixe de laser e as partículas presentes na amostra (Figura 17).

O Malvern Mastersizer 2000 possui 52 detectores em uma única lente e, portanto, pode medir uma ampla faixa de tamanhos de partículas em uma única análise (Callesen; Keck; Andersen, 2018).

Figura 17 Esquema do funcionamento da difração à laser conectada ao software



Fonte: traduzido de Ma et al. (2000)

O procedimento de análise inicia-se com o preparo da amostra em uma concentração adequada. O equipamento então registra o padrão de dispersão da amostra utilizando seus detectores, cada um responsável por captar a difração em um intervalo angular específico. O sistema realiza mais de 2000 registros instantâneos (*snapshots*) por medição, em um intervalo de apenas 1 milissegundo, a fim de garantir maior representatividade estatística dos dados. Em seguida, o *software* do equipamento processa essas informações e apresenta os resultados em diferentes formatos gráficos e numéricos.

Antes da introdução da amostra, é realizada uma etapa denominada *Measuring Background* (medição de referência), na qual o sistema é calibrado utilizando um béquer de vidro de 1 L contendo 800 mL de água ozonizada, sem a adição de material particulado. Essa medição serve como referência para eliminar ruídos e interferências na leitura. Após essa etapa, a amostra é gradualmente adicionada até que se atinja o nível ideal de obscurecimento, que corresponde à fração da luz atenuada pela presença das partículas em suspensão. O intervalo ideal de obscurecimento varia entre 10% e 20%, conforme indicado pelo próprio *software* do equipamento. Para garantir uma dispersão eficiente, foi adicionado à suspensão o agente dispersante hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{40}$), seguido pela ativação do ultrassom por 15 segundos, promovendo a desagregação de partículas floculadas.

A análise consiste na realização de três medições consecutivas, com intervalos de 10 segundos entre elas. O *software* calcula automaticamente a média dos resultados obtidos. Para cada medição, é gerado um gráfico representando a Distribuição do Tamanho de Partículas (*Particle Size Distribution - PSD*) da amostra analisada. O sistema apresenta resolução contínua para tamanhos de partículas variando entre 0,02 μm e 10000 μm , conforme descrito por Sochan et al. (2014).

Após a geração dos gráficos de distribuição de tamanho de partículas, é realizada a limpeza dos condutos responsáveis pelo transporte da solução, a fim de evitar contaminação cruzada entre amostras subsequentes. Para esse procedimento, utilizou-se um béquer plástico de 1 L contendo 800 mL de água deionizada, com circulação por aproximadamente 30 segundos. Em seguida, o processo é repetido com nova água deionizada e um béquer limpo, garantindo a completa eliminação de resíduos da amostra anterior. Após a finalização da limpeza, um béquer de vidro limpo, contendo 800 mL de água deionizada é posicionado no equipamento para que se possa dar início à medição da próxima amostra.

3.5 Método de tratamento e interpretação dos dados

Os dados das análises granulométricas foram obtidos por meio do equipamento Malvern Mastersizer 2000, o qual registra e armazena automaticamente todos os dados gerados durante o processo. Ao término das análises, os dados foram exportados para planilhas no *software* Microsoft Excel, permitindo a organização e visualização dos resultados por meio de gráficos. Esses gráficos apresentam a distribuição de tamanhos de partículas, expressas em curvas gaussianas, individualizadas para cada uma das 77 amostras analisadas.

Cada análise conduzida pelo equipamento abrangeu 100 frações de tamanhos distintos de partículas, entre 0,01 μm e 10000 μm , definidas pelo *software* do Malvern Mastersizer 2000.

A Interpretação dos dados adquiridos foi conduzida de acordo com o trabalho de Vandenberghe (2013), o qual estabelece uma classificação de sedimentos eólicos primários e secundários (retrabalhados), considerando aspectos como o tamanho dos grãos, os mecanismos e distâncias de transporte e as áreas fontes de origem. Os detalhes dessas classes estão no Quadro 1.

Os sedimentos do tipo 1.a, segundo Vandenberghe (2013), são compostos predominantemente por silte grosso a areia muito fina (em torno de 75 μm) e originam-se de áreas proximais e arenosas, tais como terraços fluviais, dunas pré-existentes e interflúvios secos. O transporte se dá por saltação e por nuvens de suspensão próximas à superfície (Vandenberghe, 2013).

A classe 1.b compreende sedimentos de silte médio a grosso, com partículas variando entre 25 e 65 μm , os quais correspondem à chamada “poeira grossa” descrita por Stuut et al. (2009). Sua origem está relacionada principalmente a planícies aluviais e leques aluviais de rios glaciais (Vandenberghe, 2013). O transporte ocorre por meio de nuvens de suspensão próximas à superfície, ao longo de algumas dezenas de quilômetros. Esta classe é subdividida em três subgrupos conforme a granulometria: 1.1 (44-70 μm), 1.b.2 (33-44 μm) e 1.b.3 (24-33 μm) (Vandenberghe, 2013).

A classe 1.c compreende sedimentos finos, transportados em nuvens de suspensão muito altas ao longo de todo o ano por distâncias relativamente grandes (Vandenberghe, 2013). Esta classe é subdividida em dois subgrupos, com base no valor modal do tamanho dos grãos. O subgrupo 1.c.1 apresenta tamanho modal em torno de 19 μm , caracterizando-se como silte fino. Já o subgrupo 1.c.2 corresponde a fração argila, com tamanho modal em torno de 4 μm

(Vandenberghe, 2013). Esses dois subgrupos compõem a chamada “poeira fina”, conforme definida por Stuut et al. (2009).

Sedimentos de eólicos frequentemente sofrem modificações após sua deposição, resultantes de processos de retrabalhamento. Essas dinâmicas pós-deposicionais promovem uma seleção parcial das partículas originalmente transportadas pelo vento e, em muitos casos, envolvem a incorporação de outros tipos de sedimentos. Conforme proposto por Vandenberghe (2013), esses depósitos são classificados como *loess* secundários, subdivididos nas classes fluvial (2.a) e lacustre (2.b).

O *loess* do tipo 2.a (fluvial), forma-se a partir do preenchimento de canais fluviais inativos por sedimentos finos transportados em suspensão. Esse processo deposicional pode gerar sequências com tendência granulométrica decrescente, marcadas por uma diminuição progressiva dos grãos ao longo da sucessão. Quando o *loess* compõe uma parte significativa da nuvem em suspensão, suas propriedades texturais tornam-se gradualmente perceptíveis. De modo característico, as amostras desse grupo apresentam distribuição bimodal de tamanho de partículas (Vandenberghe, 2013).

Já o *loess* 2.b (lacustre), passa por um processo de retrabalhamento semelhante ao fluvial, no qual a sedimentação também pode provocar a separação dos sedimentos. Entretanto, nesse ambiente, o sedimento ainda pode manter características do material original, permitindo a identificação frequente de características primárias do *loess* (Vandenberghe, 2013).

Dado que os resultados das análises granulométricas foram interpretados com base na classificação proposta por Vandenberghe (2013), foram elaborados gráficos de variação percentual para cada fração definida pelo autor. Para isso, os dados obtidos no *software* do Malvern Mastersizer 2000 foram reorganizados em novos intervalos granulométricos correspondentes às classes estabelecidas por Vandenberghe.

Quadro 1 Tipos de *loess* e suas características, de acordo com Vandenberghe (2013)

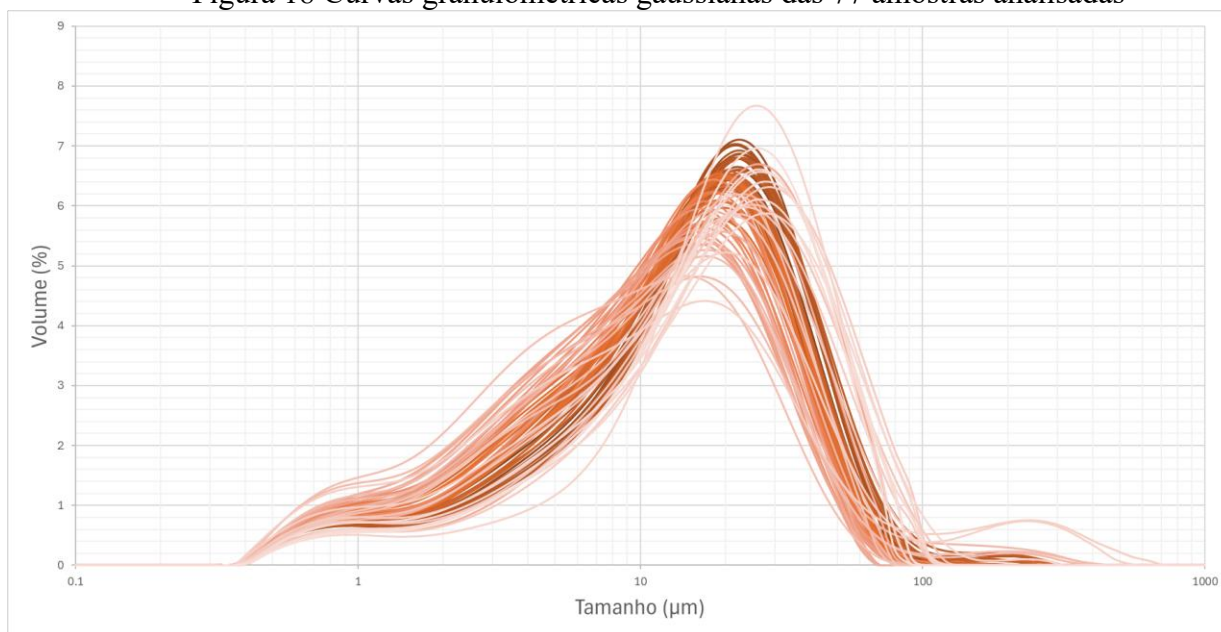
Tipo	Classe		Tamanho	Granulação	Transporte	Distância	Área fonte
Loess primário	1.a		>70 μm	Areia muito fina	Saltação ou em nuvens de suspensão muito próximas à superfície	Centenas de metros a poucos km	Terraços de rios, interflúvios secos dunas pré-existent
	1.b	1.b.1	44 - 70 μm	Silte médio a grosso ("poeira grande")	Próximo à superfície, em nuvens de suspensão	Dezenas de km	Planícies aluviais e leques aluviais de rios glaciais
		1.b.2	33 - 44 μm				
		1.b.3	24 - 33 μm				
	1.c	1.c.1	12 - 24 μm	Silte fino e argila ("poeira pequena")	Nuvens de suspensão muito altas	Centenas a milhares de km	Planícies aluviais e leques aluviais de rios glaciais
		1.c.2	2 - 12 μm				
Loess secundário	2.a ("fluvial")		Retrabalhamento de sedimentos de loess por rios e deposição quando o canal seca				
	2.b ("lacustre")		Deposição de sedimentos de loess em lagos após retrabalhamento				

Fonte: modificado de Job (2019)

4 RESULTADOS

Os dados obtidos por meio do Malvern Mastersizer 2000 foram expressos em porcentagens absolutas, distribuídas em 100 classes de tamanho (entre $0,01\ \mu\text{m}$ e $10000\ \mu\text{m}$) definidas pelo software do equipamento. A partir dessas informações, procedeu-se ao cálculo das porcentagens acumuladas de cada fração, o que possibilitou a construção de curvas granulométricas gaussianas para cada uma das 77 amostras analisadas (Figura 18).

Figura 18 Curvas granulométricas gaussianas das 77 amostras analisadas

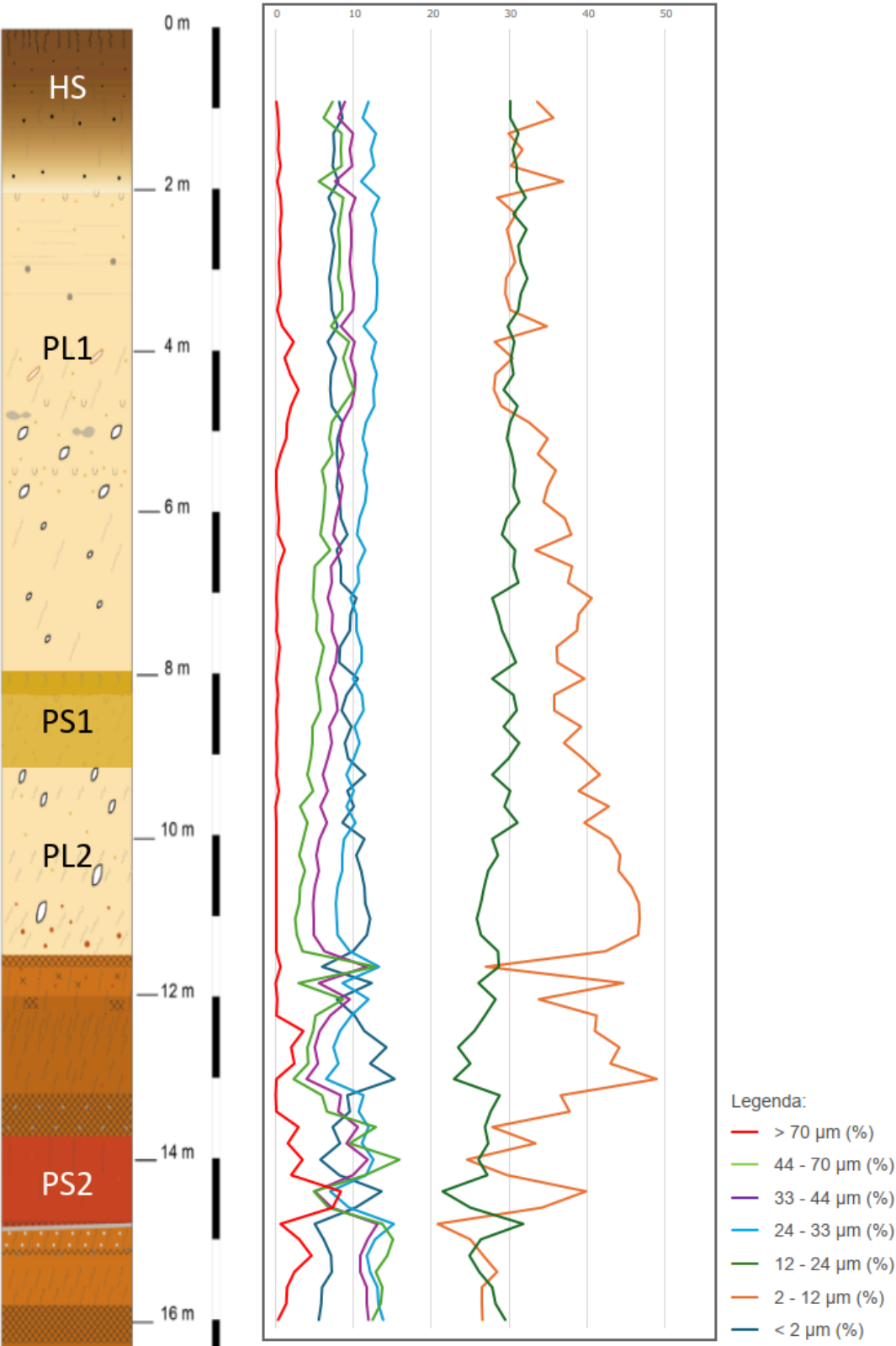


Fonte: autor

As curvas granulométricas obtidas revelam, em sua maioria, uma distribuição predominantemente unimodal ou levemente bimodal, sendo que a porcentagem mais significativa (entre 4% e 7%) possui tamanho entre $10\ \mu\text{m}$ e $40\ \mu\text{m}$ (silte). Observa-se também uma acentuada redução na frequência das partículas imediatamente após o pico principal. Em determinadas amostras, identifica-se a presença de uma cauda ou um pico secundário com percentual menos significativo (até 1%), que correspondem a materiais mais grosseiros (areia), com dimensões superiores a $100\ \mu\text{m}$.

A figura 19 mostra a porcentagem modal para cada uma das 7 classes granulométricas estabelecidas por Vandenberghe (2013) baseadas na tabela 1 correlacionando com a estratigrafia feita por Aquino et al. (2024).

Figura 19 Correlação entre as curvas de porcentagem das classes granulométricas e a posição na seção



Fonte: modificado de Aquino et al. (2024)

De modo geral, as frações mais expressivas da seção correspondem às classes 2 - 12 μm , 12 - 24 μm e 24 - 33 μm , enquanto as demais frações, representadas pelas classes < 2 μm , 33 - 44 μm , 44 - 70 μm e > 70 μm , apresentam porcentagem modal inferiores a 16% ao longo de toda a seção.

A classe > 70 μm , que corresponde à areia muito fina e fina, é pouco significativa, com amplitude modal variando entre 0,00% e 8,32%, e média de 0,94%. De acordo com a classificação proposta por Vandenberghe (2013), essa fração integra a classe do tipo 1.a.

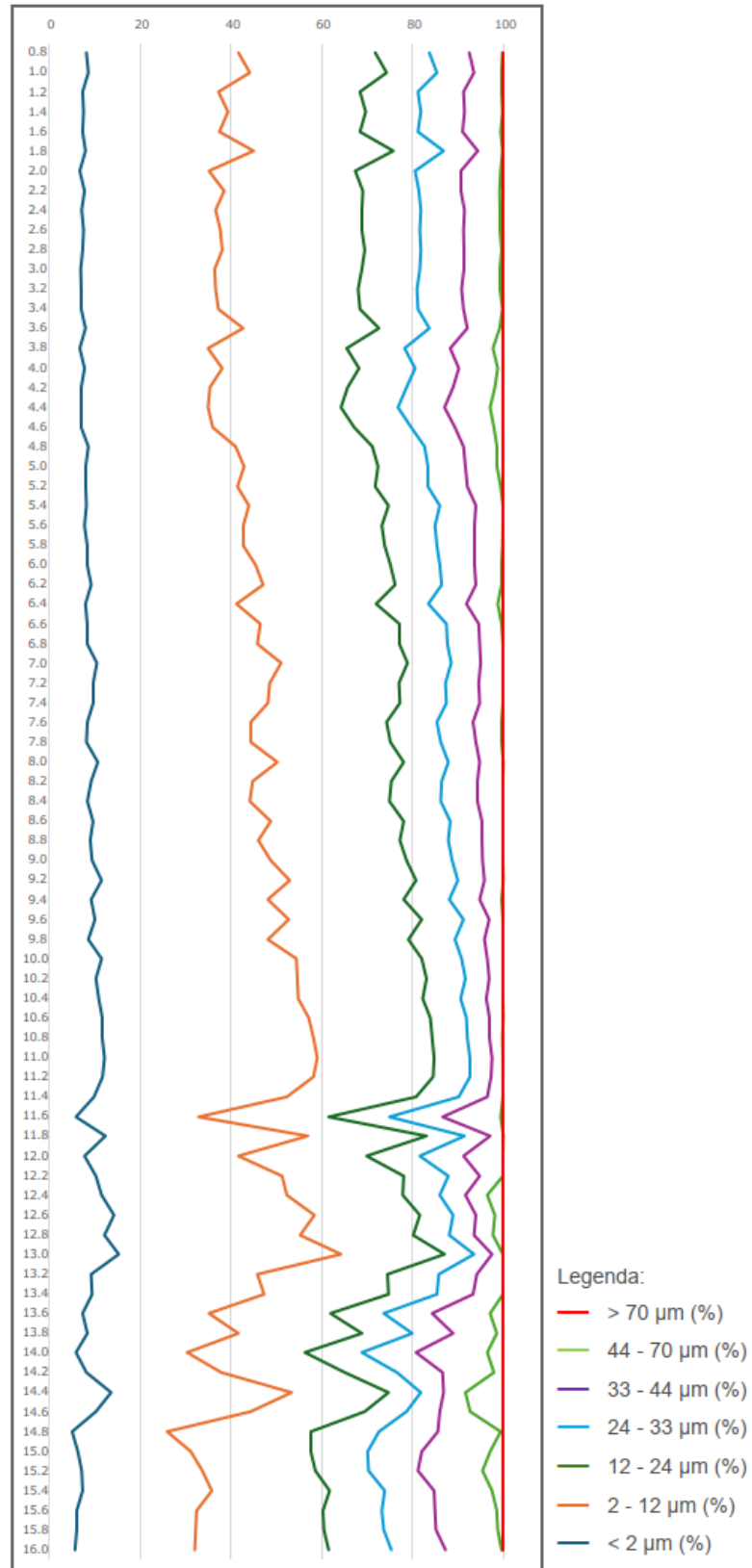
As classes de maior granulação dentro do intervalo de silte grosso a médio, segundo Vandenberghe (2013), são compreendidas no tipo 1.b. A fração 44 - 70 μm , associada ao subtipo 1.b.1, apresenta média de 7,08%, com variação entre 2,32% e 15,84%. Já a classe 33 - 44 μm , vinculada ao subtipo 1.b.2, exibe média de 8,19%, variando entre 3,97% e 31,01%. A classe 24 - 33 μm , por sua vez, correspondente ao subtipo 1.b.3, apresenta valores entre 6,50% e 15,12%, com média de 10,94%. É possível observar que as curvas de distribuição desses 3 subtipos mantêm comportamento semelhante ao longo da seção estudada.

As frações 12 - 24 μm e 2 - 12 μm correspondem aos *loess* do tipo 1.c, segundo a mesma classificação. A classe 12 - 24 μm , atribuída ao *loess* do tipo 1.c.1, apresenta variação entre 21,45% e 32,30%, com média de 28,89%, enquanto a classe 2 - 12 μm , correspondente ao subtipo 1.c.2, varia de 20,83% a 49,01%, com média de 35,24%. Estas frações predominam na seção, sendo classificadas por Vandenberghe (2013) como argila de silte fino.

Por fim, a classe < 2 μm , embora não enquadrada na classificação de *loess* proposta por Vandenberghe (2013), representa a fração argilosa do depósito. Essa classe apresenta amplitude modal entre 5,00% e 15,25%, com média de 8,72% ao longo de toda a seção.

Com base nesses dados, elaborou-se um gráfico acumulativo no qual as porcentagens das sete classes granulométricas foram somadas progressivamente (Figura 20). A primeira classe representa isoladamente os sedimentos < 2 μm , em seguida, soma-se a fração seguinte (2 - 12 μm), e assim sucessivamente até a classe final (> 70 μm), totalizando 100%. Esse gráfico tem como finalidade ilustrar visualmente as transições e variações de distribuição granulométrica ao longo da seção.

Figura 20 Gráfico com a soma das classes granulométricas



Fonte: autor

5 DISCUSSÃO

Com base nos dados obtidos por meio da análise granulométrica apresentados no capítulo anterior, associados à interpretação dos dados de susceptibilidade magnética e anotações de campo, é possível interpretar a evolução ambiental e climática da área de estudo, com foco na identificação dos processos responsáveis pela formação e a deposição de *loess* na região.

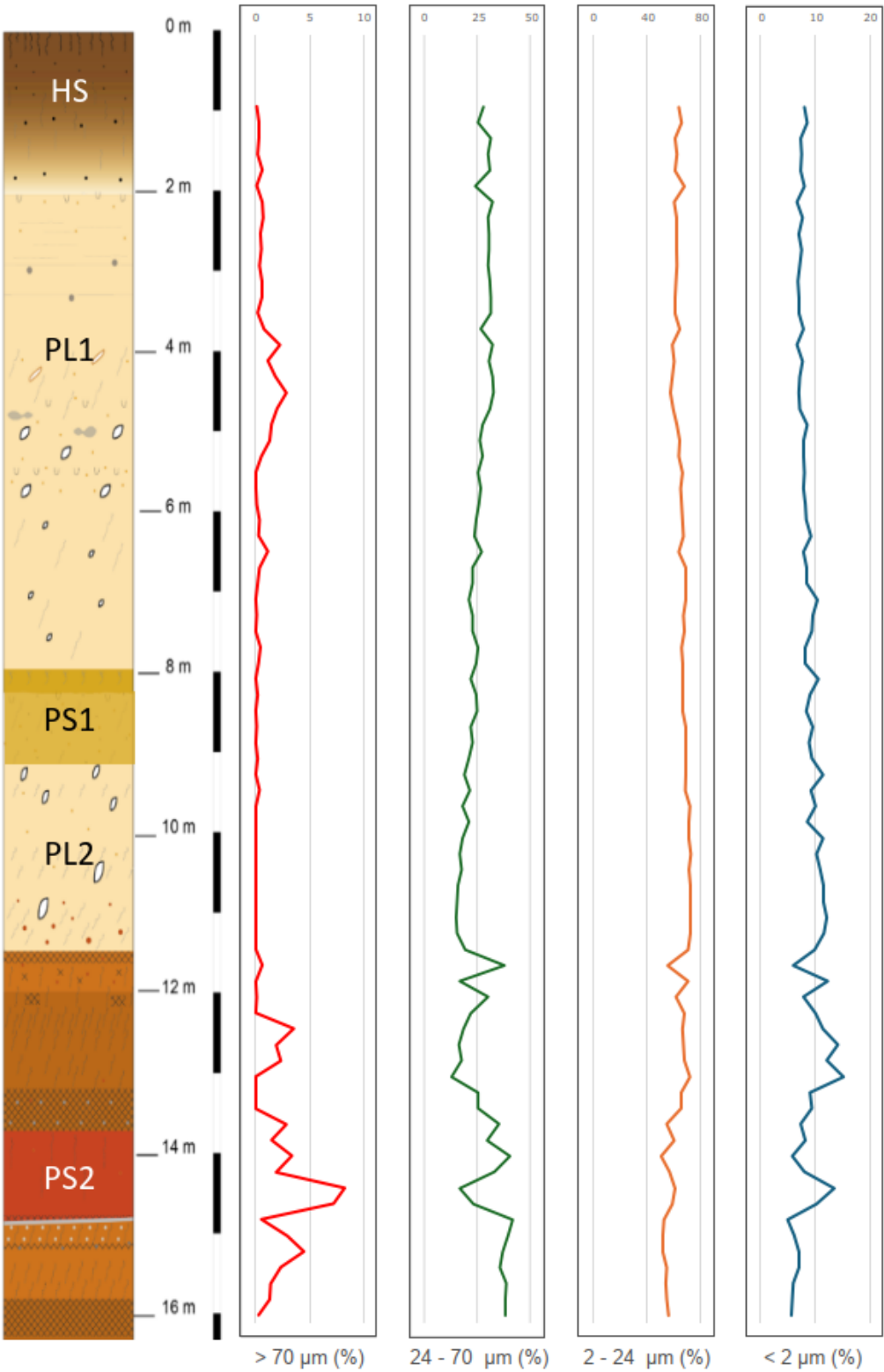
A análise dessa evolução parte de três premissas. A primeira refere-se às características típicas dos depósitos de *loess*, cuja formação está associada a períodos glaciais, marcados por condições áridas, baixas temperaturas e atividade eólica. Esses depósitos resultam de um processo que envolve a erosão glacial, o transporte por rios glaciais dos sedimentos e posterior deposição pelo vento.

A segunda premissa diz respeito aos critérios adotados para a caracterização granulométrica dos sedimentos, especialmente os parâmetros propostos por Vandenberghe (2013), que fornecem uma base teórica sólida para a identificação e interpretação de feições associadas à gênese e à dinâmica desses depósitos em diferentes contextos geográficos.

Por fim, é essencial considerar os dados já disponíveis na literatura sobre a seção de Karamaidan, como os apresentados recentemente por Aquino et al. (2024), que oferece uma base comparativa importante. Ao confrontar os resultados obtidos neste trabalho com estudos prévios, busca-se aprimorar a compreensão sobre a cronologia e os mecanismos de variação climática registrada nos sedimentos analisados.

A análise e o tratamento dos dados granulométricos obtidos em laboratório possibilitam uma compreensão integrada entre as propriedades dos sedimentos e as características dos depósitos de *loess* presente na seção estudada. A figura 21 a seguir apresenta uma correlação entre a coluna estratigráfica da seção P1 de Karamaidan e as curvas que indicam a variação percentual das classes granulométricas presentes em cada amostra analisada ao longo do perfil.

Figura 21 Correlação das classes granulométricas e a estratigrafia da seção de Karamaidan



Fonte: modificado de Aquino et al. (2024)

A definição das classes granulométricas por meio de métodos estatísticos contribui para a identificação mais precisa dos processos envolvidos na deposição dos sedimentos, revelando padrões relacionados à dinâmica sedimentar e às condições ambientais que atuaram durante a sua formação. Por sua vez, a leitura estratigráfica da sequência sedimentar fornece subsídios para interpretações em escala mais ampla, permitindo inferir os eventos geológicos e climáticos que moldaram a evolução do depósito ao longo do tempo.

A fração argilosa ($< 2 \mu\text{m}$) apresenta baixa representatividade ao longo da seção analisada, com média de 8,72% e valor máximo de 15,25%. Observa-se que, em determinados intervalos estratigráficos, picos de argila coincidem com aumentos na concentração de silte fino ($2 - 24 \mu\text{m}$), indicando a possibilidade de deposição simultânea dessas duas classes granulométricas em certos episódios. No entanto, é importante destacar que os processos eólicos responsáveis pelo transporte e deposição de silte, normalmente não possuem competência para depositar partículas tão finas quanto as da fração argilosa. A deposição de argila geralmente ocorre em ambiente de baixa energia, como planícies de inundação associadas a sistemas fluviais, ou pode ter origem pedogênica, resultante de processos de alteração *in situ*.

A hipótese da formação supérgena dos argilominerais presentes na seção de Karamaidan encontra respaldo nos dados mineralógicos apresentados por Montebello (2023). Nesse estudo realizado numa sequência sedimentar próxima à área investigada, identificaram-se caulinita e vermiculita como os principais argilominerais. A presença desses minerais sugere processos de intemperismo químico: a caulinita é geralmente derivada da alteração de feldspatos e aluminossilicatos, enquanto a vermiculita resulta da transformação de minerais ferromagnesianos como flogopita, biotita e clorita.

A fração silte, subdividida nas classes granulométricas de $2 - 24 \mu\text{m}$ (silte fino) e $24 - 70 \mu\text{m}$ (silte médio a grosso), evidencia a atuação de dois regimes eólicos distintos na deposição sedimentar ao longo da seção analisada. O primeiro processo, de ocorrência contínua ao longo do ano, é responsável pelo transporte do silte tipo 1.c (muito fino a fino) em nuvens de suspensão de alta altitude, podendo alcançar distâncias de centenas a milhares de quilômetros (Vandenberghe, 2013). O segundo processo, de caráter mais episódico, está associado a eventos ciclônicos ou tempestades de poeira, particularmente durante a primavera, sendo capaz de transportar o silte da classe 1.b (médio a grosso) em suspensão próxima à superfície por dezenas de quilômetros (Vandenberghe, 2013).

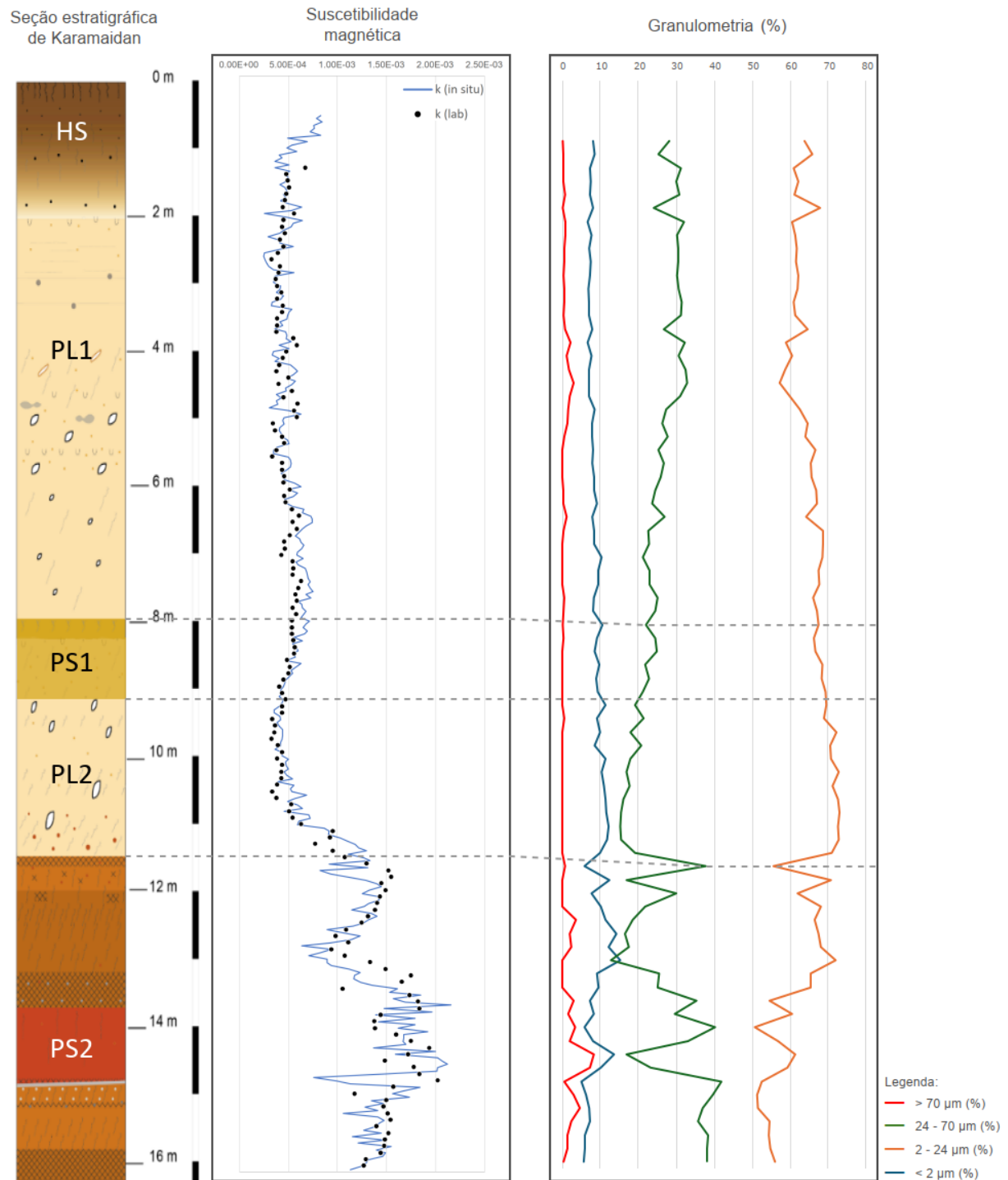
A análise dos dados granulométricos revela uma expressiva predominância do silte 1.c em toda a seção, com média percentual de 64,13% e valor máximo de 72,98%, apresentando discreta redução a partir dos 13,0 metros de profundidade. O silte 1.b, por sua vez, mantém-se relativamente constante ao longo da maior parte da seção, com média de 26,21% e valor máximo de 41,48%, apresentando um aumento em sua proporção na porção mais inferior da seção.

A dominância do silte fino (1.c) ao longo da seção sugere um regime deposicional contínuo, controlado por processos eólicos de longa distância, mesmo durante períodos climáticos relativamente mais úmidos. Tal padrão reforça a interpretação de que as condições para a deposição de *loess* se mantiveram ativas ao longo do tempo registrado na seção, com variações no tipo de silte depositado refletindo flutuações nos mecanismos de transporte e intensidade dos eventos atmosféricos.

A fração arenosa, corresponde à classe $> 70 \mu\text{m}$, é associada ao *loess* do tipo 1.a, conforme a descrição proposta por Vandenberghe (2013). Essa fração possui origem proximal, estando relacionada a fontes sedimentares próximas à área de deposição, uma vez que seu transporte eólico se dá predominantemente por saltação, limitando seu deslocamento a centenas de metros ou poucos quilômetros. Ao longo da seção analisada, essa fração apresenta baixa representatividade, com média percentual de apenas 0,94% e valor máximo de 8,32%.

Os teores mais elevados dessa fração concentram-se a partir de 14,0 metros de profundidade, com posterior redução a partir de 15,2 metros. A análise da figura 22 revela que o aumento da fração arenosa nesta porção da seção está relacionado à presença de nódulos carbonáticos remanescentes, que não foram completamente desagregados durante as etapas de cominuição e ataque químico com HCl. Esses resíduos carbonáticos, ao serem contabilizados como partículas mais grossas, elevam artificialmente o percentual da fração arenosa, alterando a percepção da verdadeira distribuição granulométrica desta classe nesse intervalo. Assim, não se observa um comportamento inversamente proporcional entre as frações silte e areia, como seria esperado caso houvesse, de fato, incremento efetivo de material arenoso.

Figura 22 Correlação entre a estratigrafia, a suscetibilidade magnética e as classes granulométricas



Fonte: modificado de Aquino et al. (2024)

No que se refere à suscetibilidade magnética, os dados obtidos em campo e em laboratório evidenciam variações significativas ao longo da seção, as quais acompanham mudanças nos

processos pedogenéticos e deposicionais. Os menores valores de suscetibilidade magnética concentram-se entre 0,8 e 8,0 metros, intervalo correspondente à unidade de *loess* primário (PL1), depositados durante o Último Máximo Glacial (MIS 2 - *Marine Isotope Stage* - Estágio de Isótopo Marinho). Esse intervalo é marcado por baixos teores de argila, ausência de pedogênese significativa e predominância de silte, indicando um ambiente frio e árido, com deposição de sedimentos eólicos ativos e contínuos.

Entre 8,0 e 9,15 metros, observa-se uma alteração de cor distinta que, diferentemente do anteriormente interpretado, não está associado ao enriquecimento de óxidos de ferro. A análise granulométrica mais os dados de suscetibilidade magnética não indicam aumento da fração argila nem elevação dos valores de suscetibilidade magnética, afastando a possibilidade de concentração de minerais ferrimagnéticos. A coloração escura dessa camada parece estar relacionada à presença de matéria orgânica residual que não foi completamente removida durante o ataque químico com H_2O_2 . Segundo Aquino et al. (2024), o PS1 se formou durante o interglacial MIS 3.

A unidade subsequente, entre 9,15 e 11,45 metros, é novamente dominada por valores baixos de suscetibilidade magnética, compatíveis com uma nova deposição de *loess* primária, identificada como PL2. A homogeneidade textural, a ausência de feições pedogenéticas e a predominância do silte indicam um retorno às condições frias e áridas do início do MIS 4 (Aquino et al., 2024).

A partir de 11,45 metros, observa-se um aumento progressivo e expressivo dos valores de suscetibilidade magnética, que se estendem até o final da seção (16,00 metros), caracterizando o paleossolo intensamente desenvolvido PS2. De acordo com Aquino et al. (2024), essa unidade foi formada durante o interglacial MIS 5e. O PS2 apresenta os maiores valores de suscetibilidade magnética de toda a seção, refletindo intensa formação de minerais ferromagnéticos secundários, elevados teores de argila, nódulos carbonáticos e forte coloração avermelhada. Trata-se de um intervalo que representa longa estabilidade da superfície, sob clima quente e úmido, com forte intemperismo químico.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise granulométrica realizada para a seção de Karamaidan revelou predominância das classes 1.c (silte muito fino a fino), 1.b (silte médio), 1.a (silte grosso a areia fina) e, em menor proporção, da fração argila, conforme classificação proposta por Vandenberghe (2013).

A distribuição dessas classes granulométricas permitiu inferir a atuação de dois mecanismos distintos de transporte eólico responsáveis pela deposição do material. O primeiro, de caráter contínuo ao longo do ano, é marcado pelo transporte de partículas de silte fino por suspensão atmosférica em grande altitude, possibilitando o deslocamento de sedimentos por longas distâncias, da ordem de centenas ou até milhares de quilômetros. O segundo mecanismo é mais localizado e ocorre em condições específicas, como durante a primavera, tempestades de poeira ou eventos ciclônicos, promovendo o transporte de silte médio em nuvens de suspensão próximas à superfície por dezenas de quilômetros.

Quanto à fração argilosa, esta pode ter múltiplas origens. No contexto da seção de Karamaidan, a presença de minerais como caulinita, vermiculita e clinocoro (Montebello, 2023), indica uma gênese supérgena, relacionada à alteração de minerais primários, como feldspatos, aluminossilicatos, micas (flogopita e biotita), clorita, piroxênios e anfibólios. Tal ocorrência sugere contribuição significativa de processos pedogenéticos.

A interação entre os dados de granulometria e suscetibilidade magnética possibilitou identificar dois regimes climáticos distintos ao longo do perfil: um mais quente e úmido, associado ao aumento da pedogênese e à maior concentração de argilas, refletido nos elevados valores de suscetibilidade magnética observados na porção inferior da seção. E outro mais ameno e seco, representado por menor alteração do material e baixos valores de suscetibilidade magnética.

Por fim, ressalta-se a importância da realização de estudos complementares na própria seção de Karamaidan e em áreas vizinhas, visando aprofundar a compreensão da dinâmica deposicional e pedogenética local, bem como aprimorar a reconstrução do paleoambiente da região.

REFERÊNCIAS

- ALAMANOV, S. K.; LELEVKIN, V. M.; PODREZOV, O. A.; PODREZOV, A. O. Climate Change and Water Resources in Central Asia; United Nations Environment Program (UNEP) and World Wildlife Fund (WWF): Bishkek, Kyrgyzstan; Moscow, Russian, p. 190, 2006.
- ALEXEIEV, D.V et al. The stratigraphic, sedimentological and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian. In: BRUNET, M.-F.; McCANN, T.; SOBEL, E.R. **Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range**. 1st ed. Londres: The Geological Society of London, p.231-269, 2015.
- ALEXEIEV, D. V.; KRONER, A.; HEGNER, E.; ROJAS-AGRAMONTE, Y.; BISKE, Yu. S.; WONG, J.; GENG, H.Y.; IVLEVA, E. A.; MÜHLBERG, M.; MIKOLAICHUK, A. V.; LIU, D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin. **Gondwana Research**, v. 39, p. 261–291, 1 nov. 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X16300065> .
- AQUINO, A., SCARDIA, G.; PRUD’HOMME, C., DAVE, A. K.; LEZZERINI, M.; JOHANSSON, A. E.; MARQUER, L.; SAFARALIEV, N.; LAUER, T.; FITZSIMMONS, K. E. Variability in geochemical weathering indices in loess over the last full glacial cycle at Karamaidan, central Asia (Tajikistan). **Frontiers in Earth Science**, v. 12, 22 fev. 2024. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/journals/earth-science/articles/10.3389/feart.2024.1347910/full> .
- ARTHUR BETTIS, E. Last Glacial loess in the conterminous USA. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, n. 18-19, p. 1907–1946, set. 2003. Disponível em: <https://research.aber.ac.uk/en/publications/last-glacial-loess-in-the-conterminous-usa/> .
- AUDET, P., BÜRGMANN, R. Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. **Nature Geosci**, v. 4, 2011, p. 184–187. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/ngeo1080> .
- BERRYMAN, K. R. Distribution, age, and deformation of Late Pleistocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand. **Tectonics**, v. 12, n. 6, p. 1365–1379, dez. 1993. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/93TC01543> .
- BRONGER, A. Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. **Kieler geographische Schriften**. 45 Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Kiel, Kiel. 1976
- BRONGER, A. Correlation of loess–paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. **Quaternary International**, v. 106-107, p. 11–31, jan. 2003. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618202001593> .

BRONGER, A.; HEINKELE, T. H. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and environmental implications. **Geoderma**, v. 45, n. 2, p. 123–143, nov. 1989. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0016706189900463> .

BRONGER, A.; WINTER, R.; HEINKELE, T. Pleistocene climatic history of East and Central Asia based on paleopedological indicators in loess–paleosol sequences. **CATENA**, v. 34, n. 1-2, p. 1–17, 1 dez. 1998. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0341816298000782?via%3Dihub> .

BROOKFIELD, M. E.; HASHMAT, A. The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan). **Earth-Science Reviews**, v. 55, n. 1-2, p. 41–71, out. 2001.

Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825201000368> .

BRUNET, M.-F.; SOBEL, E. R.; MCCANN, T. Geological evolution of Central Asian Basins and the western Tien Shan Range. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 427, n. 1, p. 1–17, 2017. Disponível em: <https://www.lyellcollection.org/doi/full/10.1144/sp427.17> .

BURTMAN, V. S. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir-Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene. **Tectonophysics**, v. 319, n. 2, p. 69-92, 2000. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195100000226> .

BURTMAN, V. S. Tien Shan, Pamir, and Tibet: History and geodynamics of phanerozoic oceanic basins. **Geotectonics**, v. 44, n. 5, p. 388–404, 12 out. 2010. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1134/S001685211005002X> .

BUSACCA, A. J., BEGÉT, J. E., MARKEWICH, H. W., MUHS, D. R., LANCASTER, N.; SWEENEY, M. R. Eolian sediments. In: GILLESPIE, A. R.; PERTER; S. C.; ATWATER, B. F. **The Quaternary period in the United States**: Elsevier, Amsterdam, 2004. p. 275–309.

CALLESEN, I.; KECK, H.; ANDERSEN, T. J. Particle size distribution in soils and marine sediments by laser diffraction using Malvern Mastersizer 2000—method uncertainty including the effect of hydrogen peroxide pretreatment. **Journal of Soils and Sediments**, v. 18, n. 7, p. 2500–2510, 5 mar. 2018. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11368-018-1965-8> .

CHAPMAN, J. B. et al. The Tajik Basin: A composite record of sedimentary basin evolution in response to tectonics in the Pamir. **Basin Research**, v. 32, n. 3, p. 525–545, 6 jul. 2019.

Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/bre.12381> .

CHEN, X. ZHOU, Q. **Ecological and Environmental Remote Sensing in Arid Zone-A Case Study of Central Asia**. Science Press, Beijing, 2015.

DEDOW, R.; FRANZ, M.; SZULC, A.; SCHNEIDER, J. W.; BRÜCKNER, J.; RATSCHBACHER, L.; GAGALA, L. RINGENBACH, J.-C.; RAJABOV, M.; GADOEV, M.; OIMAHMADOV, I. Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India-Asia Collision Zone: 3. Preorogenic to Synorogenic Retro-foreland Basin Evolution in the Eastern Tajik Depression and Linkage to the Pamir Hinterland. **Tectonics**, v. 39, n. 5, maio 2020. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2019TC005874> .

DETTMAN, D. L.; KOHN, M. J.; QUADE, J.; RYERSON, F. J.; OJHA, T. P.; HAMIDULLAH, S. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. **Geology**, v. 29, n. 1, p. 31, 2001. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/29/1/31/191939/Seasonal-stable-isotope-evidence-for-a-strong?redirectedFrom=fulltext> .

DING, Z. L., RANOV, V., YANG, S. L., FINAEV, A., HAN, J. M., WANG, G. A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 200, p.387-400, 2002. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X02006374> .

DODONOV, A. E. Loess of Central Asia. **GeoJournal**, v. 24, n. 2, p. 185-194, 1991. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00186015> .

DODONOV, A. E. Loess Records | Central Asia. In: SCOTT, A. E. **Encyclopedia of Quaternary Science**. Elsevier, 2007. p. 1418-1429.

DUULATOV, E.; CHEN, X.; ISSANOVA, G.; OROZBAEV, R.; MUKANOV, Y.; AMANAMBU, A.C. **Current and Future Trends of Rainfall Erosivity and Soil Erosion in Central Asia**. Springer: Cham, Switzerland, 2021.

EDEN, D. N.; HAMMOND, A. P. Dust accumulation in the New Zealand region since the last glacial maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2037–2052, 2003. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379103001689?via%3Dihub> .

FENG, Z.; RAN, M.; YANG, Q. L.; ZHAI, X. W.; WANG, W.; ZHANG, X. S.; HUANG, C. Q. Stratigraphies and chronologies of late Quaternary loess-paleosol sequences in the core area of the central Asian arid zone. **Quaternary International**, v. 240, p. 156-166, 2011. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618210004088> .

FICK, S. E.; HIJMANS, R. J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. **Internacional Journal of Climatology**, v. 37, p. 4302–4315, 2017. Disponível em: https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.5086?utm_source=researchgate .

FINK, J., KUKLA, G. J. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. **Quaternary Research**, v. 7, i. 3, p. 363–371, maio 1977. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(77\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(77)90027-8) .

FITZSIMMONS, K. E.; DAVE, A. K.; JOHANSSON, A. E.; MARQUER, L.; PRUD'HOMME, C.; SCARDIA, G.; SAFARALIEV, N. Palaeoclimate perspectives from the Silk Road: a field

campaign in southern Tajikistan. **Quaternary Australasia**, v. 35, p.11-13, dez. 2018. Disponível em: <https://aqua.org.au/wp-content/uploads/2018/12/AQUA-Quaternary-Vol-35-December-2018-web.pdf>.

FORSTER, T.; HELLER, F. Loess deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 128, p. 501-512, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90166-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90166-X).

FRECHEN, M., DODONOV, A. E. Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. **Geologische Rundschau**, v. 87, p. 2–20, 1998. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s005310050185>.

GAĞAŁA, L.; RATCHBACHER, L.; RINGENBACH, J.-C.; KUFNER, S.-K.; SCHURR, B.; DEDOW, R.; ABDULHAMEED, S.; LE GARZIC, E.; GADOEV, M.; OIMAHMADOV, I. Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India-Asia Collision Zone: 1. Structure, Kinematics, and Salt Tectonics in the Tajik Fold-and-Thrust Belt of the Western Foreland of the Pamir. **Tectonics**, v. 39, p.1-32, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019TC005873>.

GRIMLEY, D. A.; FOLLMER, L. R.; HUGHES, R. E.; SOLHEID, P. A. Modern, Sangamon and Yarmouth soil development in loess of unglaciated southwestern Illinois. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 225–244, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00039-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00039-2).

HESSE, P. P.; McTAINSH, G. H. Australian dust deposits: modern processes and the Quaternary record. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2007–2035, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00164-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00164-1).

HUAYU, L.; ZHISHENG, A. Pretreatment methods in loess-palaeosol granulometry. **Chinese Science Bulletin**, v. 42, n. 23, p. 237-240, 1997.

JELLEN, I.; ANGELIJA, B.; FRANCESCO C.; SILVESTRI, T.; FORREST, K. L. **The geography of Central Asia**. Switzerland: Springer Cham, 2020.

JOB, G. B. **Análise granulométrica de depósitos do tipo loess no Charyn Canyon, Cazaquistão**. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2019. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/server/api/core/bitstreams/fb73f2f3-b489-411f-9a62-6bb99ae228be/content>.

KLOCKE, M.; VOIGT, T.; KLEY, J.; PFEIFER, S.; ROCKTÄSCHEL, T.; KEIL, S.; GAUPP, R. Cenozoic evolution of the Pamir and Tien Shan Mountains reflected in syntectonic deposits of the Tajik Basin. **Geological Society. London**, Special Publications, v. 427, p. 523–564, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/SP427.7>.

KRÖNER, A.; KOVACH, V.; BELOUSOVA, E.; HEGNER, E.; ARMSTRONG, R.; DOLGOPOLAVA, A.; SELTMANN, R.; ALEXEIEV, D. V.; HOFFMANN, J. E.; WONG, J.; SUN, M.; CAI, K.; WANG, T.; WILDE, S. A.; DEGTYAREV, K. E.; RYTSK, E. Reassessment

of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, v. 25, p.103-125, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023> .

KUFNER, S.-K.; BERND, S.; RATSCHBACHER, L.; MURODKULOV, S.; ABDULHAMEED, S.; ISCHUK, A.; METZGER, S.; KAKAR, N. Seismotectonics of the Tajik Basin and Surrounding Mountain Ranges. *Tectonics*, v. 37, p. 2404-2424, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2017TC004812>.

KUKLA, G. J. Correlations between loesses and deep-sea sediments. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, v. 92, n. 2, p. 148-180, 1970. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/11035897009453674>.

KUKLA, G. J. Pleistocene land—sea correlations I. Europe. *Earth-Science Reviews*, v. 13, p. 307-374, 1977. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90125-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90125-8)

KUKLA, G. J.; AN, Z. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 72, p. 203-225, 1989. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90143-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90143-0).

KUKLA, G. J.; BUTZER, K.W.; ISAAC, G. L. Loess stratigraphy of central Europe. In: BUTZER, K. W.; ISAAC, G. L. *After the Australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene*, The Hague: Mouton, p. 99-188, 1975.

LASKAREV, V. Deuxieme note sur le loess des environs de la Belgrade. *Geoloski anali Balkanskoga poluostrva*, v.8, p. 1–19, 1926.

LI, Y.; SHI, W.; AYDIN, A.; BBEROYA-EITNER, M. A.; GAO, G. Loess genesis and worldwide distribution. *Earth-Science Reviews*, 2020, vol. 201, p. 102947. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102947>

LIOUBIMTSEVA, E. Arid environments. In: SHAHGEDANOVA, M. (Ed.). *Physical Geography of Northern Eurasia*. Oxford University Press, Oxford, 2002.

LIOUBIMTSEVA, E.; COLE, R.; ADAMS, J. M.; KAPUSTIN, G. Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia. *Journal of Arid Environments*, v. 62, n. 2, p. 285-308, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2004.11.005>

LIU, T. S. *Loess in China*. Beijing, Ocean Press Berlin: Springer-Verlag, 1988.

LIU, T., CHANG, T. The “Huangtu” (Loess) of China. Rept. In: **Rept.** 6th INQUA Congress, 1961, Warsaw. 4. pp. 503– 534, 1962.

LIU, X.; SUN, Y.; VANDENBERGHE, J.; LI, Y.; AN, Z. Palaeoenvironmental implication of grain-size compositions of terrace deposits on the western Chinese Loess Plateau. *Aeolian research*, v. 32, p. 202-209, 2018.

LU, H. Y.; AN, Z. S. Pretreatment methods in loess–palaeosol granulometry. **Chinese Science Bulletin**, v. 42, p. 237-240, 1997. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/BF02898920> .

MA, Z.; MERKUS, H. G.; DE SMET, J. G.; HEFFELS, C.; SCARLETT, B. New developments in particle characterization by laser diffraction: size and shape. **Powder Technology**, v. 111, p. 66-78, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0032-5910\(00\)00242-4](https://doi.org/10.1016/S0032-5910(00)00242-4)

MACHALETT, B.; OCHES, E. A.; FRECHEN, M.; ZOLLER, L.; HAMBACH, U.; MAVLYANOVA, N. G.; MARKOVIC, S. B.; ENDLICHER, W. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front, **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 8, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007GC001938>

MAHER, B. A. Palaeoclimatic records of the loess/palaeosol sequences of the Chinese Loess Plateau. **Quaternary Science Reviews**, v. 154, p. 23-84, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.004>

MARKOVIĆ, S.B.; FITZSIMMONS, K.E.; SPRAFKE, T.; GAVRILOVIĆ, D.; SMALLEY, I.; JOVIĆ, V.; SVIRČEV, Z.; GAVRILOV, M.B.; BEŠLIN, M. The history of Danube loess research. **Quaternary International**, v. 399, p. 86–99, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.071>

MARKOVIĆ, S. B.; STEVENS, T.; MASON, J.; VANDENBERGHE, J.; YANG, S.; VERES, D.; HAO, Q. Loess correlations – Between myth and reality. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 509, p. 4-23, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.04.018>

MCCANN, T.; NURTAEV, B.; KHARIN, V.; VALDIVIA-MANCHEGO, M. Ordovician-Carboniferous tectono-sedimentary Evolution of the North Nuratay region, Uzbekistan (westernmost Tian Shan). **Tectonophysics**, v. 590, p.196-312, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.031>

METZGER, S.; GAĞAŁA, L.; RATSCHBACHER, L.; LAZECKÝ, M.; MAGHSOUDI, Y.; SCHURR, B. Tajik Depression and Greater Pamir Neotectonics From InSAR Rate Maps. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 126, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2021JB022775>

MIRZABAEV, A. **Climate volatility and change in Central Asia: Economic impacts and adaptation**. 2012. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias) – Universidade Rheinische Friedrich-Wilhelms de Bonn, Faculdade Superior de Agricultura, Bonn, 2012.

MONTEBELLO, V. M. **Análise estratigráfica dos depósitos de loess da seção de Karamaidan, Quaternário do Tajiquistão**. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2023.

MUHS, D. R. Loess Deposits: Origins and Properties. **Encyclopedia of Quaternary Science**, p. 1405-1418, 2007. Disponível em: <https://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/1306/>

MUHS, D. R.; BETTIS, E. A. III. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. Boulder, CO: **Geological Society of America Special Paper**, v. 370, pp. 53–74, 2003.

MUHS, D. R.; MCGEEHIN, J. P.; BEANN, J.; FISHER, E. Holocene loess deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. **Quaternary Research**, v. 61, p. 265–276, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.02.003>

OBRUCHEV, V. A. The problem of loess. In: **Rept.** 2th INQUA Congress, 1932, Moscow. pp. 115–137, 1933.

PENCK, A., BRÜCKNER, E. **Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen**. Tauchnitz, Leipzig, 1909.

PÉWÉ, T. L. Quaternary geology of Alaska. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 835, p. 1–145, 1975. Disponível em: <https://doi.org/10.3133/pp835>.

PORTER, S. C. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial–interglacial cycle. **Earth-Science Reviews**, v. 54, n. 1-3, p. 115-128, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00043-5)

PYE, K. **Aeolian Dust and Dust Deposits**. Londres: Academic Press, 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/C2013-0-05007-4>

PYE, K. The nature, origin and accumulation of loess. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, n. 7-8, p. 653–667, 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X)

ROBERTS, H. M.; MUHS, D. R.; WINTLE, A. G.; DULLER, G. A. T.; BETTIS III, E. A. Unprecedented last glacial mass accumulation rates determined by luminescence dating of loess from western Nebraska. **Quaternary Research** v. 59, n. 3, p. 411–419, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00040-1](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00040-1)

ROUSSEAU, D. D.; KUKLA, G. Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section, Nebraska, based on land snail assemblages and magnetic susceptibility. **Quaternary Research**, v. 42, n. 2, p. 176–187, 1994. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/qres.1994.1067>

SCHULTE, P.; SPRAFKE, T.; RODRIGUES, L.; FITZSIMMONS, K. E. Are fixed grain size ratios useful proxies for loess sedimentation dynamics? Experiences from Remizovka, Kazakhstan. **Aeolian research**, v. 31, p. 131-140, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2017.09.002>

SHIMEK, B. The loess of Natchez, Mississippi. **American Geology**, v. 30, p. 279–299, 1902.

SINGER, M. J.; FINE, P.; VEROSUB, K. L.; CHADWICK, O. A. Time dependence of magnetic susceptibility of soil chronosequences on the California coast. **Quaternary Research**, v. 37, n.3, p. 323–332, 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90070-Y](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90070-Y)

SMALLEY, I. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 36, n.3, p. 669-676, 1966. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74D7153C-2B21-11D7-8648000102C1865D>

SMALLEY, I. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, n. 7-8, p.645-651, 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00046-1)

SOCHAN, A.; POLAKOWSKI, C.; ŁAGÓD, G. Impact of optical indices on particle size distribution of activated sludge measured by laser diffraction method. **Ecological Chemistry and Engineering S**, v. 21, n. 1, p. 137-145, 2014.

SOERGEL, W. **The Diluvial Terraces of Ilm and Their Importance for the Subdividing the Ice Age**, Jena, Germany, 1924.

STUUT, J.-B.; SMALLEY, I.; O'HARA-DHAND, K. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. **Quaternary International**, v.198, n. 1-2, p. 234–345, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.10.007>

SUN, J. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 203, n. 3-4, p.845-859, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00921-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00921-4)

TIAN, S.; SUN, J.; ZHANG, Z.; ABDULOV, S.; CAO, M.; GADOEV, M.; OIMAHMADOV, I. Loess deposits in the Tajik Basin, Central Asia: chronology, provenance and palaeoclimatic implications since the Last Glacial. **Boreas**, v. 50, n. 1, p. 147–166, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/bor.12467>

ÚJVÁRI, G.; KOK, J. F.; VARGA, G.; KOVÁCS, J. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. **Earth-Science Reviews**, v. 154, p. 247- 278, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>

VANDENBERGHE, J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. **Earth-Science Reviews**, v. 121, p. 18-30. 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.001>

VANDENBERGHE, J.; RENSSSEN, H.; HUISSTEDEN, K.; NUGTEREN, G.; KONERT, M.; LU, H.; DODONOV, A.; BUYLAERT, J. P. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 2380-2389, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.017>

VEROSUB, K. L.; FINE, P.; SINGER, M. J.; TENPAS, J. Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. **Geology**, v. 21, p. 1011–1014, 1993. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<1011:PAPIOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1011:PAPIOT>2.3.CO;2)

- WANG, Q.; TANG, X.; LEI, J.; JIA, J.; MURODOV, D.; WANG, B.; YAO, Z.; WANG, X.; CHEN, J. Paleoclimatic significance of the organic carbon isotopes of the Tajikistan loess in arid Central Asia, on orbital timescales since the last interglacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 653, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112425>
- WEI, Y.; ZHIFENG, J.; YIQIONG, Z.; JINYOU, H.; XUEKE, W.; MINGJUN, Z.; REN, J.; YUE, Z.; YING, P. Physical modelling of salt structural deformation in the Tajik Basin: insights into the formation of complex fold-and-thrust structures. **Frontiers in Earth Science**, v. 12, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1478591>
- WRIGHT, J. S. “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. **Geomorphology**, v. 36, p. 231-256, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00060-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00060-X)
- ZÁRATE, M. A. Loess of southern South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 1987–2006, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00165-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00165-3)
- ZHANG, G.; BIRADAR, C. M.; XIAO, X.; DONG, J.; ZHOU, Y.; QIN, Y.; ZHANG, Y.; LIU, F.; DING, M.; THOMAS, R. J. Exacerbated grassland degradation and desertification in Central Asia during 2000–2014. **Ecological Applications**, v. 28, p. 442–456, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/eap.1660>
- ZHOU, L. P., DODONOV, A. E., SHACKLETON, N. J. Thermoluminescence dating of the orkutsay loess section in Tashkent region, Uzbekistan, Central Asia. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 721-730, 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00056-9](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00056-9)