

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS DE LOESS DA SEÇÃO DE
KARAM AidAN, QUATERNÁRIO DO TAJIQUISTÃO**

Vinicius Marques Montebello

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)
2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

VINICIUS MARQUES MONTEBELLO

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS DE *LOESS*
DA SEÇÃO DE KARAMAIDAN, QUATERNÁRIO DO
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.

Rio Claro - SP

2023

M773a Montebello, Vinicius Marques
Análise estratigráfica dos depósitos de loess da seção de Karamaidan, Quaternário do Tajiquistão / Vinicius Marques Montebello. -- Rio Claro, 2023
86 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. Quaternário. 4. Sedimentação e depósitos. 5. Loess. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

VINICIUS MARQUES MONTEBELLO

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS DE *LOESS*
DA SEÇÃO DE KARAMAIDAN, QUATERNÁRIO DO
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)

Prof^a. Dr^a. Vânia Silvia Rosolen

MSc. Nayara de Macedo dos Santos

Rio Claro, 30 de novembro de 2023.



Assinatura do(a) aluno(a)



Assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Arthur e Patrícia por todo amor incondicional, por sempre acreditarem em mim, por serem tão compreensivos, pela dedicação imensurável em me criar e pelo ser humano que estou me tornando, tenham certeza de que não chegaria até aqui sem vocês. A minha irmã, Lívia, minha cúmplice, que sempre esteve ao meu lado, mesmo que à distância, me tranquilizando e torcendo por mim. Amo muito vocês.

À minha namorada, Beatriz, que compartilha a vida comigo há tantos anos, que me inspira a ser minha melhor versão, que esteve ao meu lado em momentos difíceis, que comemora comigo todas as vitórias e que certamente me faz a pessoa mais feliz do mundo. Eu te amo muito e não vejo a hora de viver a vida com você.

Aos amigos que fiz ao longo dessa caminhada, em especial, à Gabriela, a irmã que a graduação me deu, por todos esses anos de companheirismo, em momentos maravilhosos e em perrengues inimagináveis. Aos alecrins dourados: Caroline, Gustavo (Hérnia) e Felipe (Salsicha), esses anos sem dúvidas foram mais leves graças a vocês!

À República Kraka-à-Toa, por serem minha casa em Rio Claro, por me acolherem desde o início da faculdade, por todas as risadas e todos os momentos de aprendizado não só sobre Geologia, mas sobre a vida. Em especial, ao Alexandre (Suspeito), pelo companheirismo ao longo da graduação e fora dela, principalmente durante a pandemia, em nossas longas chamadas no Discord.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Giancarlo Scardia por ter aceitado me orientar tão em cima da hora e por me cobrar a dar sempre o meu melhor. Aos pesquisadores do Laboratório de Datação e Análise de Sedimentos da Universidade de Tübingen e ao pesquisador Dr. Iata Anderson de Sousa, do UNESPetro, pelo suporte nas análises laboratoriais.

Por fim, a todos os professores de Geologia e funcionários da UNESP Rio Claro, muito obrigado!

“There is nothing to be afraid of, Mr. Morgan. Take a gamble that love exists and do a loving act!”

Sister Calderón

RESUMO

A região da Ásia Central, área desértica que se estende do Mar Cáspio até as fronteiras da China ocidental, além de desempenhar papel importante na dinâmica climática global do presente, abriga um extenso registro da dinâmica climática global do passado em depósitos de paleossolos e de poeira eólica, formando os *loess*. O evento de colisão continental entre a Ásia e Índia é considerado o principal responsável pela topografia atual, especialmente o Platô do Tibete e as cordilheiras Pamir e Tian Shan, proporcionando o ambiente propício para transporte e deposição de sequências de *loess* e formação de paleossolos nos sopés das montanhas. O principal objetivo deste estudo é investigar a variação granulométrica e mineralógica dos sedimentos das sequências de *loess*-paleossolo da seção Karamaidan, Tajiquistão, a fim de melhor compreender as oscilações climáticas do Quaternário na região, uma vez que a granulagem e a mineralogia do sedimento permitem interpretações acerca das propriedades da área fonte, da dinâmica do transporte, de características do ambiente deposicional e da formação dos paleossolos. A partir dos dados obtidos pelas análises granulométricas por difração de raios *laser* nas 306 amostras coletadas ao longo da seção de Karamaidan, foram geradas curvas de variação de determinadas classes granulométricas para comparar com a seção colunar da área de estudo. As análises mineralógicas por difração de raios-X foram realizadas em 9 amostras selecionadas a partir dos seus valores de susceptibilidade magnética, optando-se por amostras com valores altos e baixos para obter contraste entre períodos quando houve maior formação de óxido de ferro e argilominerais e quando houve maior precipitação de carbonatos. A integração entre os dados granulométricos e mineralógicos obtidos neste trabalho, com os dados de susceptibilidade magnética junto da comparação com a bibliografia, permitiu a interpretação acerca dos processos, ambientes deposicionais e paleoclima desta sequência.

Palavras-chave: *Loess*. Granulometria. Difração de raios-X. Karamaidan. Tajiquistão.

ABSTRACT

The region known as Central Asia, a desert area that extends from the Caspian Sea to the borders of western China, not only play an important role in the current global climatic dynamics but also has an extensive record of past global climatic dynamics in deposits of paleosols and aeolian dust, known as loess. The continental collision event between Asia and India is considered the primary cause of the current topography, especially the Tibetan Plateau and the Pamir and Tian Shan mountain ranges, ultimately providing the suitable environment for the transportation, deposition and formation of loess-paleosols sequences at the foothills of these mountains. The main objective of this study is to investigate the grain size and mineralogical variations in the sediments of the loess-paleosol sequence in the Karamaidan section in Tajikistan, to better understand the climatic fluctuations in the region during the Quaternary period, since the sediment grain size and mineralogy provide insights into the source area properties, transport dynamics and characteristics of the deposition environment. Using data obtained from laser diffraction particle size analyses from the 306 samples collected along the Karamaidan section, curves depicting variations in specific grain size classes were generated for comparison with the columnar section of the study area. Mineralogical analyses using X-ray diffraction were conducted on 9 selected samples based on their magnetic susceptibility values, with a preference for samples exhibiting high and low values to contrast periods of increase iron oxide and clay mineral formation with periods of greater carbonate precipitation. The integration of grain size and mineralogical data obtained in this study, along with magnetic susceptibility data, coupled with comparisons to the existing literature, has enabled the interpretation of processes, depositional environments, and paleoclimate of this sequence.

Keywords: Loess. Granulometry. X-ray diffraction. Karamaidan. Tajikistan.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – (A) Mapa político da Ásia Central, mostrando 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 seus principais rios e cidades; (C) Destaque para a porção oeste da Região de Subordinação à República, onde localiza-se a área de estudos.	15
Figura 2.1 – Mapa da distribuição de depósitos de <i>loess</i> na Eurásia (MUHS, 2007).	18
Figura 2.2 – Mapa da distribuição de depósitos de <i>loess</i> e de areias eólicas na América do Sul (MUHS, 2007).	19
Figura 2.3 – Mapa da distribuição de depósitos de <i>loess</i> na América do Norte (MUHS, 2007).	20
Figura 2.4 – Comparação das concentrações de SiO ₂ e Al ₂ O ₃ em depósitos de <i>loess</i> da América do Norte, Nova Zelândia, Rússia e China com a mineralogia de folhelhos, quartzo arenitos e granitoides (MUHS; BETTIS, 2003).	21
Figura 2.5 – Modelo clássico de formação de “ <i>loess</i> glacial” (MUHS, 2007).	22
Figura 2.6 – Mapa topográfico e político da Ásia Central (BRITANNICA, 2023). .	26
Figura 2.7 – Principais bacias hidrográficas da Ásia Central (MIRZABAEV, 2012).	27
Figura 2.8 – Mapa de localização da Ásia Central com relevo destacando as cordilheiras e as bacias sedimentares. Linhas verdes: fronteiras políticas e linha de costa do Mar Cáspio. ATB: Bacia Afegã-Tajik; FB: Bacia Fergana; Kyr: Quirguistão; Taj: Tadjiquistão; TFF: Falha Talas-Fergana (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017). .	28
Figura 2.9 – Subdivisões da cordilheira de Tian Shan. Linha rosa pontilhada: zonas de sutura; TFF: Falha Talas-Fergana (linha preta); NTS: Norte Tian Shan; MTS: Médio Tian Shan; STS: Sul Tian Shan; WTS: Tian Shan Ocidental; CTS: Tian Shan Central; ETS: Tian Shan Oriental (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).	29
Figura 2.10 – Clima da Ásia Central (LIOUBIMTSEVA <i>et al.</i> , 2005).	31
Figura 2.11 – (A) Localização da Bacia Tajik na Ásia Central; (B) Limites da Bacia Tajik, principais rios e as principais cordilheiras ao seu entorno. AFG: Afeganistão; CAZ: Cazaquistão; CHI: China; IND: Índia; NEP: Nepal; PAQ: Paquistão; QUI:	

Quirguistão; RUS: Rússia; TAJ: Tajiquistão; TUR: Turcomenistão; UZB: Uzbequistão.	33
Figura 2.12 – (A) Mapa geral das Montanhas Pamir e da Bacia Tajik; (B) Mapa geológico da Bacia Tajik (CHAPMAN <i>et al.</i> 2019).....	34
Figura 2.13 – Seções esquemáticas do desenvolvimento da Bacia Tajik proposto por Chapman <i>et al.</i> (2019).....	36
Figura 2.14 – Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajik. Q: Quaternário; Ng: Neógeno; Pg: Paleógeno; Cr: Cretáceo; J: Jurássico. cgl: conglomerado; sdst: arenito; mdst: argilito; sh: folhelho; mrl: marga; lmst: calcário; evap: evaporito. (GAĞAĞA <i>et al.</i> , 2020).	38
Figura 2.15 – Sucessão do depósito de <i>loess</i> e horizontes de solo da seção de Karamaidan. 1-12: pedocomplexos (Modificado de Bronger <i>et al.</i> , 1995).....	40
Figura 3.1 – Difração da luz em partículas esféricas e não-esféricas (MICROTRAC, 2023a).	44
Figura 3.2 – Microtrac S3500 (ZHANG <i>et al.</i> 2019).....	44
Figura 3.3 – Esquema do sistema de três fontes de laser e dois detectores combinados (MICROCTRAC, 2023c).....	45
Figura 3.4 – (A) Lâmina de fração total; (B) Lâmina de fração fina.	49
Figura 3.5 – (A) Proveta logo após ser agitada; (B) Proveta após um dia de decantação.....	49
Figura 3.6 – Representação da Lei de Bragg em duas dimensões (SILVA, 2013).	50
Figura 3.7 – Difratorômetro de raios-X D2 PHASER (A) e visualização interna (B) do Centro de Pesquisa UNESPetro.	51
Figura 4.1 – Curvas granulométricas gaussianas das 306 amostras analisadas. Em laranja, as curvas das amostras da seção 3.1 e em azul, as curvas das amostras da seção 3.2.....	53
Figura 4.2 – Sobreposição das curvas granulométricas gaussianas. Em laranja, as curvas das amostras da seção 3.1 e em azul, as curvas das amostras da seção 3.2.	54

Figura 4.3 – Correlação entre as curvas cumulativas percentuais das classes granulométricas com a porção superior da seção de Karamaidan. Modificado de Bronger <i>et al.</i> (1995).	56
Figura 4.4 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.1 - 20; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	59
Figura 4.5 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 21; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	60
Figura 4.6 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 23.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	62
Figura 4.7 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 28.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	63
Figura 4.8 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 30; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	65
Figura 4.9 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 20; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	66
Figura 4.10 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 21.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	68
Figura 4.11 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 26; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	69
Figura 4.12 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 27.1; (B) Difratoogramas dos argilominerais.	71
Figura 5.1 - Correlação das classes granulométricas e a estratigrafia da seção de Karamaidan.	73
Figura 5.2 – Correlação entre granulação, susceptibilidade magnética, isótopos de oxigênio do oceano e paleomagnetismo da seção de Karamaidan. As setas no perfil de susceptibilidade magnética indicam as amostras analisadas na difratometria de raios-X.	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação granulométrica de sedimentos do tipo <i>loess</i> segundo Vandenberghe (2013).	47
--	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Apresentação	13
1.2	Objetivos e justificativa	14
1.3	Localização da área de estudo	14
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.....	17
2.1.4	Mineralogia e geoquímica.....	21
2.1.5	Formação dos depósitos	22
2.1.6	Estratigrafia do loess	24
2.1.7	Informações paleoambientais em sequências de loess.....	24
2.2	Sistema Ásia Central.....	25
2.2.1	Aspectos fisiográficos	25
2.2.2	Aspectos geológicos.....	27
2.2.3	Aspectos climáticos	30
2.3	Bacia Tajik.....	32
2.3.1	Aspectos fisiográficos	32
2.3.2	Aspectos geológicos.....	34
2.3.3	Aspectos climáticos	38
2.4	Estratigrafia da seção de Karamaidan	39
3	MATERIAIS E MÉTODOS	42
3.1	Pesquisa bibliográfica	42

3.2	Análise granulométrica.....	42
3.2.1	Preparação das amostras.....	42
3.2.2	Análise granulométrica	43
3.2.3	Tratamento e interpretação de dados.....	45
3.3	Análise mineralógica por difração de raios-X (XRD)	47
3.3.1	Preparação das amostras.....	48
3.3.2	Difratometria de raios-X.....	49
3.3.3	Tratamento e interpretação de dados.....	52
4	RESULTADOS.....	52
4.1	Análise granulométrica.....	52
4.2	Análise mineralógica por difração de raios-X (XRD)	58
4.2.1	Amostra 3.1 - 20	58
4.2.2	Amostra 3.2 - 21	59
4.2.3	Amostra 3.2 - 23.5	61
4.2.4	Amostra 3.2 - 28.5	62
4.2.5	Amostra 3.2 - 30	63
4.2.6	Amostra 3.3 - 20	65
4.2.7	Amostra 3.3 - 21.5	66
4.2.8	Amostra 3.3 - 26	68
4.2.9	Amostra 3.3 - 27.1	70
5	DISCUSSÃO	72
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	77
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
	ANEXO I – Diagrama de Fluxo de Identificação de Minerais Argilosos - USGS ...	85

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Localizada no maior e mais populoso continente do planeta, a região definida como Ásia Central se estende do Mar Cáspio até as fronteiras da China ocidental e engloba os países Cazaquistão, Uzbequistão, Tajiquistão, Quirguistão e Turcomenistão (FENG *et al.*, 2011). Essa região é cercada pelo Platô do Tibete e pelas cordilheiras Pamir, Alai e Tian Shan, formadas pelo evento da colisão continental entre Ásia e Índia, o qual também foi responsável pelo fortalecimento da circulação das monções e a aridificação do continente a esse evento tectônico (ENGLAND; HOUSEMAN, 1986). Neste cinturão orogênico são encontradas diversas feições geomorfológicas como piemontes cobertos de *loess*, leques aluviais, campos de dunas eólicas e as grandes bacias endorreicas do Mar de Aral e do Lago Balkhash (DAVE *et al.*, 2023).

Depósitos de *loess* cobrem, aproximadamente, 6% da superfície continental do planeta, sendo a Europa (nos vales dos rios Reno e Danúbio) e a Ásia Central, principalmente a China, as áreas mais expressivas e mais amplamente estudadas (LI *et al.*, 2019). A maioria dos depósitos de *loess* da Eurásia estão distribuídos entre as latitudes 40°N e 60°N, cobrindo áreas ao sul dos limites das geleiras continentais ou de montanhas quaternárias na Europa Ocidental e Central, Rússia e Ásia Central (PYE, 1987). A natureza da relação entre acumulação de *loess* e paleoclima no centro do cinturão de *loess* da Eurásia é pouco compreendida, apesar da sua posição chave nos sistemas de circulação climática do hemisfério norte. Em parte, isso se deve ao panorama político-social e relativa inacessibilidade logística da região (FITZSIMMONS *et al.*, 2016).

As sequências de *loess* e paleossolos são extremamente valiosas para compreender as variações paleoambientais continentais, uma vez que, de modo geral, a acumulação de *loess* é mais intensa durante períodos glaciais e a pedogênese, em climas mais amenos dos períodos interglaciais (FITZSIMMONS; MARKOVIĆ; HAMBACH, 2012). Portanto, compreender a relação *loess*-paleossolo significa compreender as influências ambientais locais específicas e as tendências

climáticas regionais gerais entre as diferentes regiões do planeta (MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

1.2 Objetivos e justificativa

Este trabalho tem como objetivo investigar a variação granulométrica e mineralógica dos sedimentos das sequências de *loess*-paleossolo da seção Karamaidan, Tadjiquistão com o auxílio de análises de suscetibilidade magnética, a fim de compreender as oscilações climáticas do Quaternário de modo a contribuir para o aperfeiçoamento dos dados disponíveis acerca da evolução climática desta região do planeta nos últimos milhões de anos.

A somatória da análise granulométrica de sedimentos com a análise mineralógica é essencial no estudo sobre mudanças climáticas e evolução ambiental pois a granulação e mineralogia do sedimento permitem interpretações acerca das propriedades da área fonte dos sedimentos, da dinâmica do transporte e de características do ambiente deposicional, como por exemplo, distância, intensidade do vento e umidade (ÚJVÁRI, *et al.*, 2016; SCHULTE *et al.*, 2017; LIU *et al.*, 2018).

1.3 Localização da área de estudo

A seção de Karamaidan está localizada 50 km a leste de Dushanbe, capital do Tadjiquistão nas coordenadas UTM 524226,38 m E / 4269748,13 m (Figura 1.1). As principais drenagens próximas à seção são os rios Varzob, Kotarnihon e Vakhsh, este último sendo represado na Barragem de Nurek para geração de energia hidrelétrica (ONU, 2004).

A cidade de Dushanbe é o centro político, cultural e econômico do Tadjiquistão, apresentando 1.201.800 de habitantes. Está situada na confluência dos rios Varzob e Kotarnihon, cercada ao norte e nordeste pela cordilheira de Gissar com até 4.000 metros de altitude e ao sul pelas montanhas Aktau, Rangontau e Karatau, com altitude máxima entre 1.400 e 1.700 metros (HAKIMOV *et al.* 2021).

Por estar inserida em uma região de intensa sismicidade, Dushanbe está sujeita a terremotos que podem atingir máximos de 7,5 a 8 pontos na escala Richter,

contudo, nos últimos 100 anos, os terremotos atingiram no máximo de 5 a 6 pontos na escala. (HAKIMOV *et al.* 2021).

Geologicamente, Karamaidan está inserida no contexto da Bacia Tajik, uma área rebaixada cercada pelas cordilheiras Tian Shan a nordeste, Pamir a leste e Hindukush ao sul, as quais servem como área fonte dos sedimentos atuais depositados na bacia (METZGER *et al.*, 2021). As sequências sedimentares da bacia são divididas em Pré-Orogênica, composta por litotipos de transição de um sistema deposicional marinho raso para um sistema continental e em Sin-Orogênica, marcada exclusivamente por sequências continentais (DEDOW *et al.*, 2020).

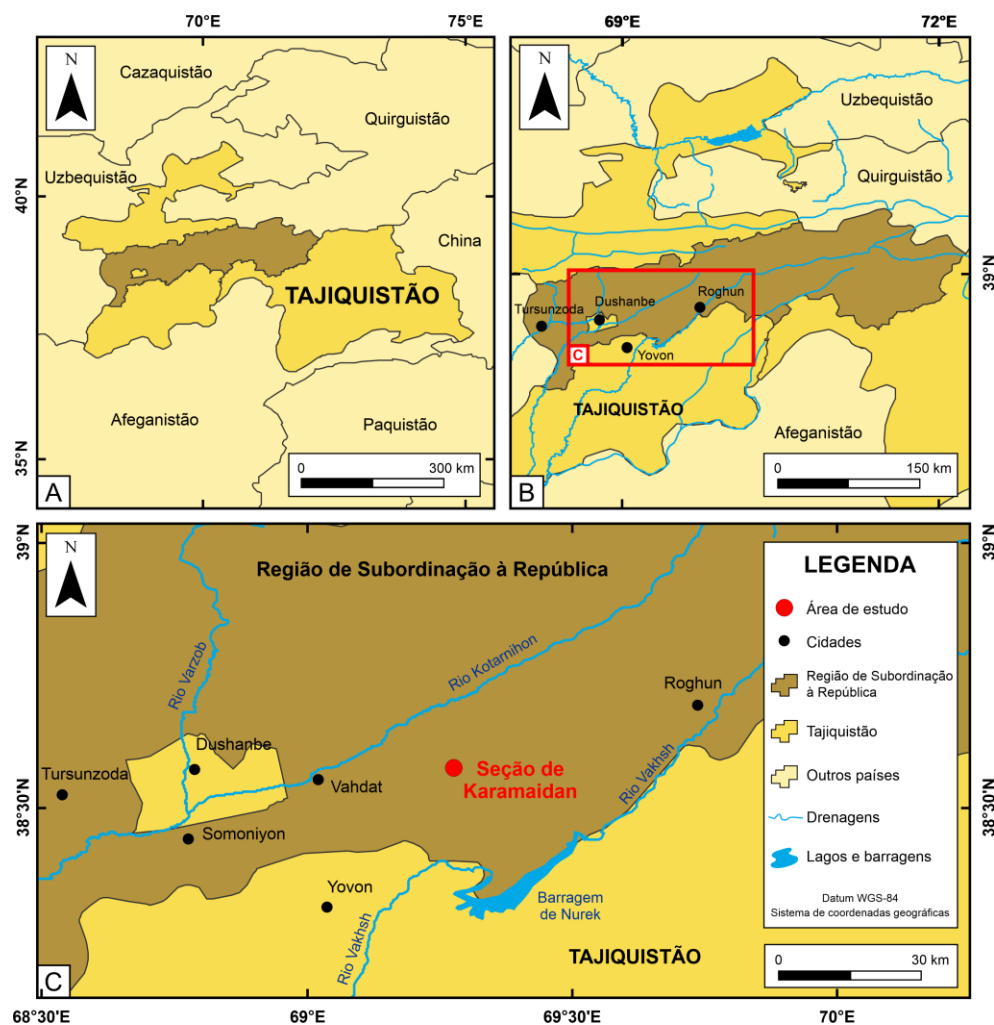


Figura 1.1 – (A) Mapa político da Ásia Central, mostrando os limites das regiões administrativas da República do Tajiquistão, com destaque para a Região de Subordinação à República; (B) Região de Subordinação à República com seus principais rios e cidades; (C) Destaque para a porção oeste da Região de Subordinação à República, onde localiza-se a área de estudos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Depósitos quaternários de *loess*

2.1.1 *Evolução do conhecimento*

As primeiras tentativas de correlação estratigráfica de depósitos tipo *loess* juntamente com modelos paleoclimáticos ocorreram no início do século XX nos trabalhos de Shimek (1902) e Soergel (1924), por exemplo. Contudo, neste estágio inicial, as correlações eram altamente especulativas (MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

Apenas em 1961, durante o congresso da União Internacional para Pesquisa do Quaternário (INQUA) em Varsóvia, Polônia, foi criada a Sub-Comissão de Estratigrafia do *Loess Europeu*, a qual obteve êxito apesar da forte competição política e o isolamento entre os estados ocidentais capitalistas e orientais comunistas da época (MARKOVIĆ *et al.*, 2018). Neste mesmo congresso, Liu e Chang apresentaram um completo e uniforme registro estratigráfico do *Chinese Loess Plateau* (CLP).

Nos estudos de Bronger e colaboradores, (BRONGER; HEINKELE, 1989; BRONGER; WINTER; SEDOV, 1998; BRONGER, 2003) tentou-se correlacionar, pela primeira vez, os depósitos da Eurásia de *loess* continental, porém, a ideia de uma resposta uniforme às mudanças climáticas globais nestes ambientes terrestres tão diversos, é o principal fator limitante desta correlação.

As investigações de Kukla (1970) dos depósitos *loess* de Red Hill (Červený Kopec, República Tcheca e Krems-Schießstättch, Áustria) forneceram, ainda que utilizando de forma relativamente especulativa o conceito de ciclo glacial, bases para a correlação de depósitos terrestres de *loess* com sedimentos marinhos profundos, ambos registrando oscilações paleoclimáticas globais (MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

O desenvolvimento de técnicas magnetoestratigráficas baseadas no zoneamento da polaridade paleomagnética e na correlação direta entre perfis utilizando variações de suscetibilidade magnética (MS) das sequências *loess*-paleossolos atraiu o interesse da comunidade internacional para o *Chinese Loess Plateau* e culminou no desenvolvimento de um novo modelo cronoestratigráfico

para estes depósitos por Kukla e An (1989). Dessa forma, a medição da suscetibilidade magnética se tornou uma ferramenta rápida e consistente para correlações de perfis dos depósitos de *loess* da Eurásia (MARKOVIĆ *et al.*, 2012).

As melhorias recentes nas técnicas de datação absoluta numérica, como radiocarbono e luminescência, forneceram novas possibilidades de validar as correlações entre depósitos de *loess*, especialmente de sequências recentes de *loess*-paleossolo (MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

2.1.2 Definição

Muhs (2007) define depósitos do tipo *loess* como sedimentos transportados e depositados pelo vento cujas partículas sedimentares são, majoritariamente (60-90%), de tamanho silte (2-50 μm), no entanto, é possível encontrar partículas de tamanho argila (< 2 μm) e areia (> 50 μm). Ao contrário da poeira da atmosfera, o *loess* é reconhecido em campo como um corpo sedimentar distinto, geralmente formando mantos ou coberturas em paisagens pré-existentes, cuja espessura pode variar de alguns centímetros a centenas de metros (MUHS, 2007).

Estruturas sedimentares primárias em *loess* são pouco marcantes. A maioria dos depósitos é caracterizada por aspecto maciço, enquanto apenas alguns poucos apresentam estruturas acamadadas, como laminações plano-paralelas e, mais raramente ainda, laminações cruzadas (MUHS, 2007). Estruturas secundárias são mais comuns e consistem em fraturas, rizólitos (moldes radiculares compostos por óxidos de ferro ou carbonato), nódulos ou concreções carbonáticas, estrias ou faixas de oxidação ou redução, todas relacionadas a processos pedogênicos (ROUSSEAU; KUKLA, 1994).

2.1.3 Distribuição espacial

Depósitos do tipo *loess* cobrem, aproximadamente, 6% da superfície continental do planeta (LI *et al.*, 2019). As principais ocorrências de *loess* estão na Europa (nos vales dos rios Reno e Danúbio), nas porções norte (Sibéria) e central da Ásia (da China até o Mar Cáspio), na porção central dos Estados Unidos, América do Sul (pampas argentinos) e em regiões da Namíbia, Nigéria, Nova Zelândia e Austrália (LI *et al.*, 2019).

A maioria dos depósitos *loess* encontrados na Eurásia (Figura 2.1) estão distribuídos entre as latitudes de 40°N e 60°N, cobrindo áreas ao sul dos limites das geleiras continentais ou de montanhas quaternárias na Europa Ocidental e Central, Rússia e Ásia Central (PYE, 1987), com exceção da China, onde os depósitos de *loess* abrangem grandes áreas em latitudes mais baixas, as quais não estão próximas a coberturas continentais de gelo ou calotas de montanhas (LIU, 1988).

Na América do Sul existem dois principais depósitos de *loess*, o depósito dos Pampas, na Argentina Central e o depósito de Chaco, Norte da Argentina (Figura 2.2). Há ocorrência de outros depósitos na Bolívia, Paraguai, Uruguai e Brasil, no entanto, não se chegou a um consenso se estes depósitos são realmente de *loess* (ZÁRATE, 2003).



Figura 2.1 – Mapa da distribuição de depósitos de *loess* na Eurásia (MUHS, 2007).

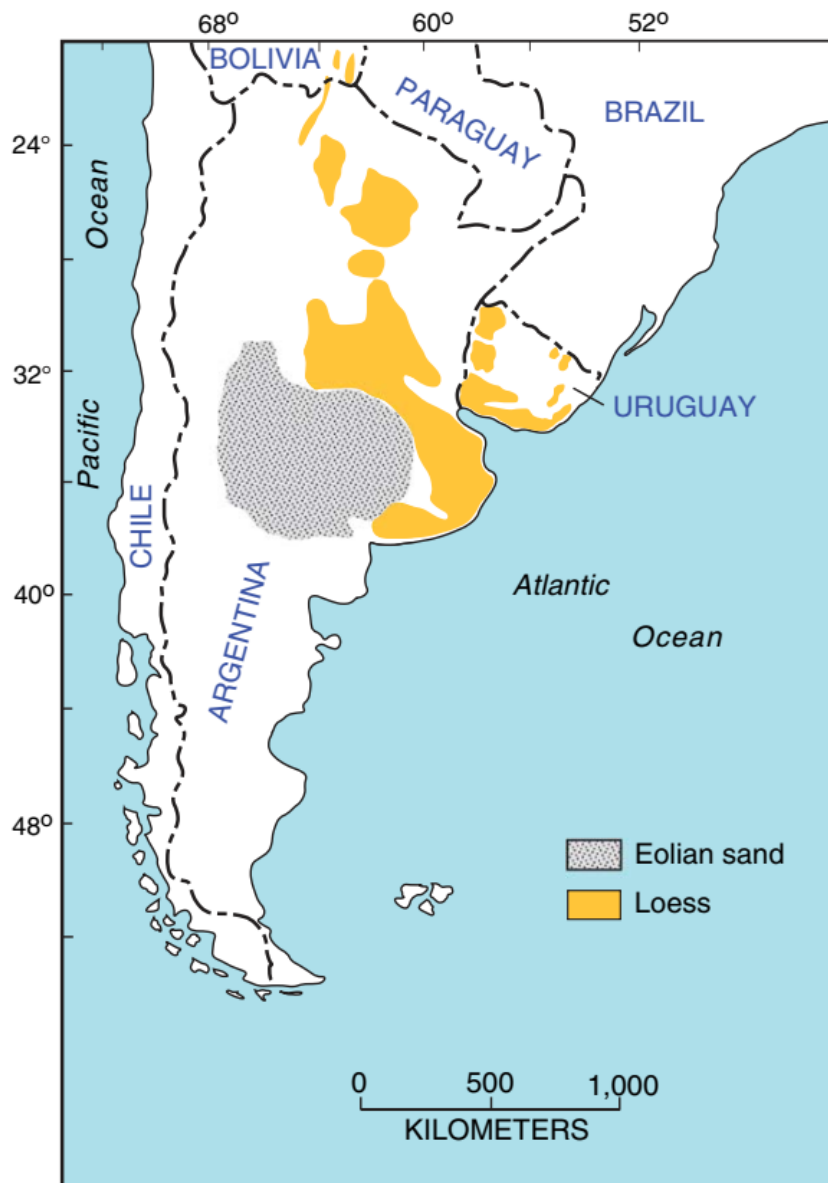


Figura 2.2 – Mapa da distribuição de depósitos de *loess* e de areias eólicas na América do Sul (MUHS, 2007).

Os depósitos de *loess* da América do Norte (Figura 2.3), principalmente na região central dos Estados Unidos, aparentam ser contínuos em menor escala, no entanto, em detalhe é facilmente identificável diferença nas espessuras que não fazem parte da tendência regional (BETTIS *et al.*, 2003). Os depósitos norte-americanos englobam regiões do Alasca; da área de Palouse, leste do estado de Washington; da planície do rio Snake e nos adjacentes planaltos do estado de

Idaho; da região das Grandes Planícies, a leste das Montanhas Rochosas; e da bacia hidrográfica do rio Mississippi (MUHS, 2007).

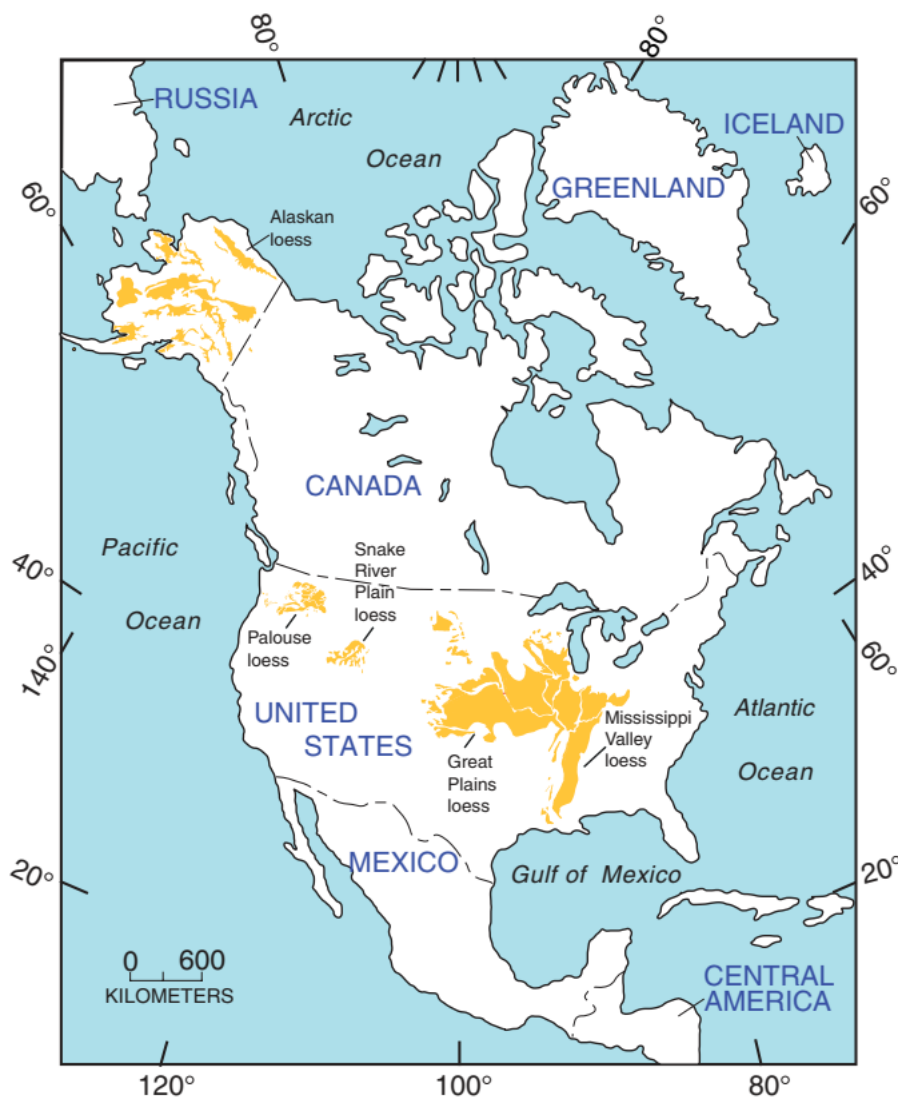


Figura 2.3 – Mapa da distribuição de depósitos de *loess* na América do Norte (MUHS, 2007).

Não são encontrados extensos depósitos de *loess* na África nem no Oriente Médio. Ocorrem alguns depósitos geograficamente limitados na Tunísia, Líbia, Nigéria, Namíbia e Israel (MUHS, 2007). Na Oceania, esses depósitos não são encontrados na Austrália, no entanto são muito comuns na Nova Zelândia, onde a estratigrafia e distribuição foram estudados extensivamente (BERRYMAN, 1993; EDEN; HAMMOND, 2003).

2.1.4 Mineralogia e geoquímica

Estudos geoquímicos em depósitos de *loess* indicam que o constituinte dominante é SiO_2 cuja concentração varia entre 45% e 75%, sendo mais comum entre 55% e 65%. Essa alta taxa de sílica reflete em maior dominância de quartzo, no entanto, encontra-se, em menor quantidade, feldspatos, micas e argilominerais, podendo ainda conter calcita e dolomita (MUHS, 2007).

Muhs e Bettis (2003), ao plotarem em um diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 a composição de amostras de *loess* dos Estados Unidos, da Nova Zelândia, da China e da Rússia (Figura 2.4), notaram que a maioria dos depósitos de *loess* se aproximam da composição de folhelhos e quartzos arenitos. Segundo os autores, quanto maiores as concentrações de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , maior será o conteúdo de argilominerais e, quanto maiores as concentrações de CaO e MgO , maior será a quantidade de calcita e dolomita, respectivamente.

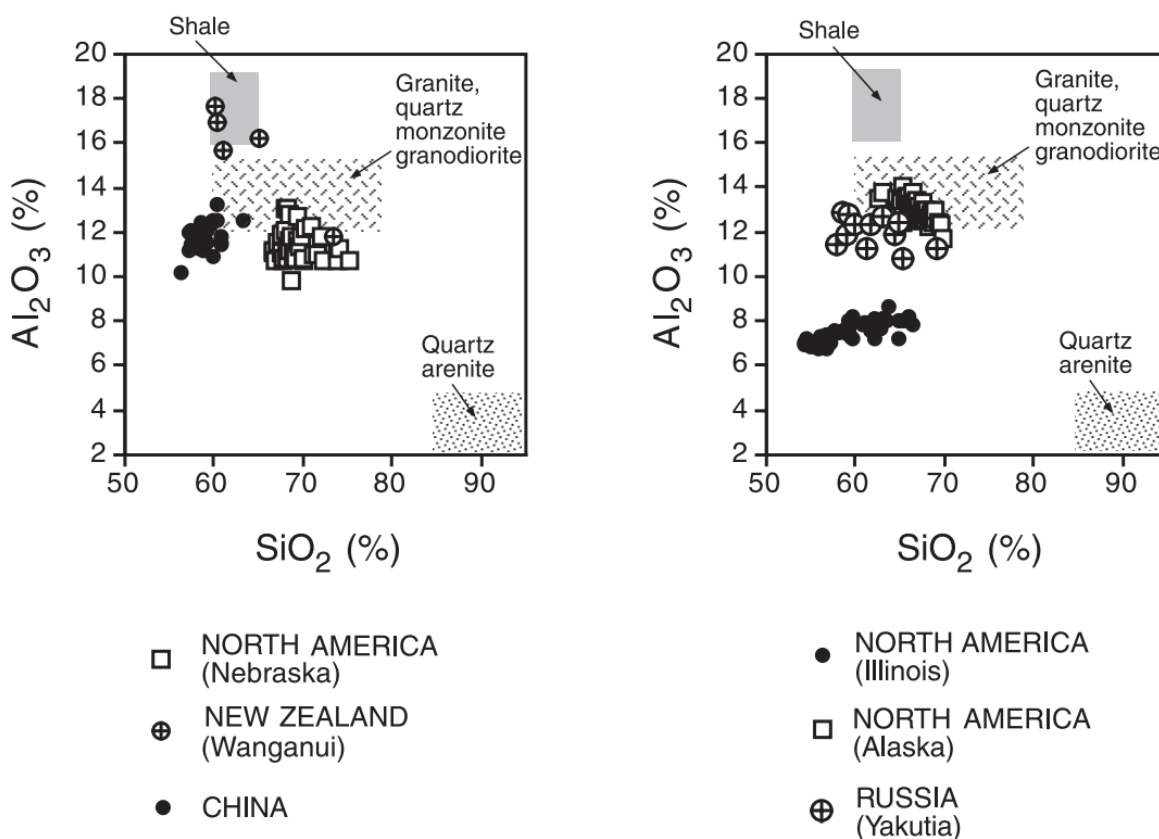


Figura 2.4 – Comparação das concentrações de SiO_2 e Al_2O_3 em depósitos de *loess* da América do Norte, Nova Zelândia, Rússia e China com a mineralogia de folhelhos, quartzos arenitos e granitoides (MUHS; BETTIS, 2003).

2.1.5 Formação dos depósitos

Tradicionalmente, os depósitos de *loess* são compreendidos como partículas de silte produzidas pela abrasão glacial de rochas cristalinas que então se depositam na forma de tilitos, os quais são retrabalhadas por processos fluviais e por fim, transportados e depositados por ação eólica (Figura 2.5). Essa visão de gênese de *loess* defende que tais depósitos são marcadores primários de períodos glaciais globais de escala continental (SMALLEY, 1966; MUHS; BETTIS, 2003; MUHS, 2007; MUHS *et al.*, 2014).

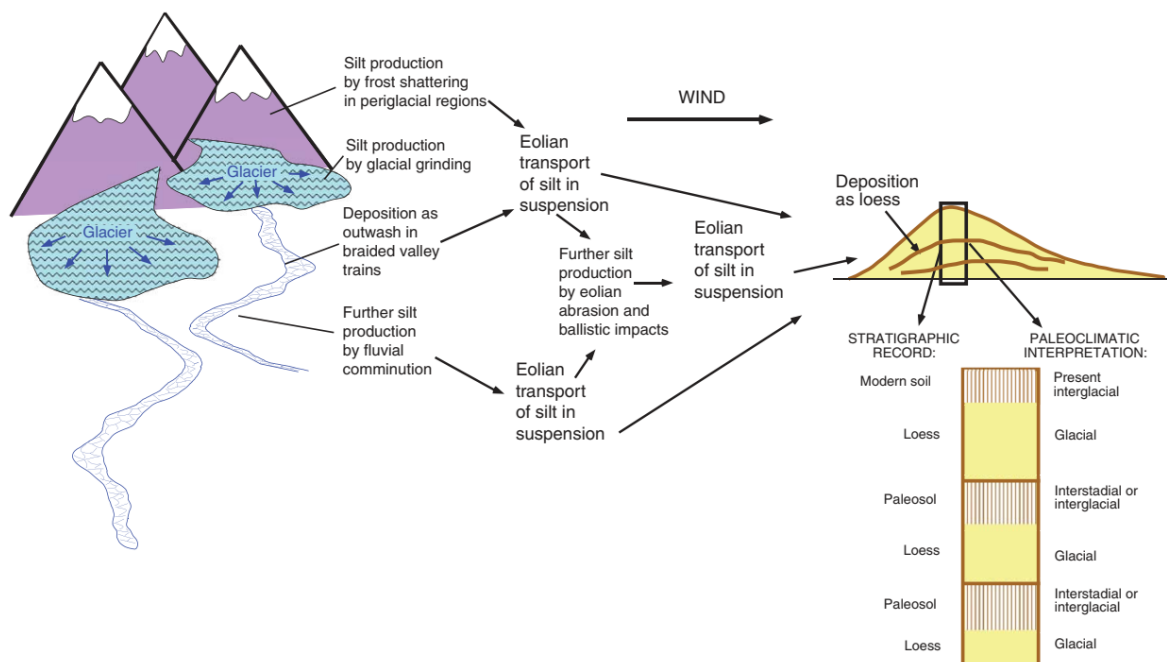


Figura 2.5 – Modelo clássico de formação de “*loess glacial*” (MUHS, 2007).

Apesar do modelo de “*loess glacial*” estar bem estruturado, há um debate que sugere a existência de depósitos de “*loess desértico*”, cujas partículas teriam sido formadas por mecanismos não-glaciais (cominuição do sedimento por abrasão eólica, impactos balísticos e intemperismo químico) em regiões áridas e semiáridas que não passaram por glaciações (SMALLEY, 1995; MUHS; BETTIS, 2003; MUHS, 2007). A China é comumente citada como exemplo de depósitos de “*loess desértico*”, no entanto, Muhs (2007) argumenta que a origem do silte destes depósitos é glacial, uma vez que as montanhas que cercam os grandes desertos chineses atualmente possuem geleiras que já foram ainda mais extensas no

passado. Portanto, os grandes desertos atuam apenas como bacias para o material silteoso formado nas montanhas e não têm relação com a produção de silte propriamente dita (SUN, 2002).

Devido essa discussão sobre a origem e formação dos depósitos de *loess*, Li *et al.* (2019) propuseram três modos de formação de depósitos tipo *loess*, classificados com base na origem do material e método de transporte: (1) Proveniência de geleira continental e transporte fluvial (CR); (2) Proveniência montanhosa e transporte fluvial (MR); e (3) Proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD).

(1) *Proveniência de geleira continental e transporte fluvial (CR)*: o material é produzido pela erosão do avanço de geleiras continentais e então é transportado por rios para as porções mais baixas, onde está sujeito à deflação. Não há grandes zonas de transição desérticas. Esse é o caso dos depósitos de *loess* da parte Central dos Estados Unidos e da Europa.

(2) *Proveniência montanhosa e transporte fluvial (MR)*: o material é gerado em altas altitudes e transportado por rios para as porções mais baixas, onde está sujeito à deflação. Não há grandes zonas de transição desérticas entre os rios e a área de deposição. Os *loess* formados deste modo são encontrados em áreas semiáridas levemente mais úmidas e frias do que aqueles formados no modo MRD. Os representantes do modo MR são encontrados no oeste dos Estados Unidos, Alaska, norte da Argentina, Europa Central e Ocidental, Sibéria, China Ocidental, sul da Ásia e Nova Zelândia.

(3) *Proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD)*: o material é gerado em altas altitudes e transportado por rios para as porções mais baixas ou até bacias desérticas, onde sofrem deflação. Normalmente, o transporte dos rios até a deposição do *loess* passa por desertos onde são transportados pelo vento por mais de 200 km de distância. A formação de zonas de transição desérticas justamente se dá pela seleção das partículas ao longo deste longínquo transporte eólico. Quando comparado aos *loess* de

proveniência montanhosa e transporte fluvial, esses depósitos ocorrem em regiões muito mais áridas.

2.1.6 *Estratigrafia do loess*

Por mais simples que pareça, a estratigrafia do *loess* é, na realidade, complexa, pois geralmente existem variados graus de intemperismo e pedogênese ocorrendo no sedimento. Segundo Muhs (2007), esses dois processos normalmente são concorrentes, quando a taxa de sedimentação é elevada, os processos pedogenéticos não conseguem acompanhar e o sedimento pouco alterado se acumula. Por outro lado, quando a taxa de sedimentação está baixa, a pedogênese se estende mais profundamente, atingindo *loess* mais antigos. Isto ocorre, pois, as condições ambientais dos períodos glaciais, como a diminuição da cobertura vegetal, o aumento da aridez, o aumento da força do vento e a diminuição da intensidade do ciclo hidrológico, são favoráveis para a disponibilidade, transporte e deposição de *loess* (KOHFELD; HARRISON, 2000; MUHS, 2007)

No caso de “*loess* desértico”, ou de proveniência montanhosa, transporte fluvial e transição desértica (MRD), como discutido anteriormente, ocorre essa mesma sequência estratigráfica de *loess*-paleossolo, onde *loess* é depositado, principalmente, durante os períodos glaciais e a pedogênese é atuante, principalmente, durante os períodos interglaciais (MUHS, 2007).

2.1.7 *Informações paleoambientais em sequências de loess*

A variação das propriedades dos depósitos de *loess* na paisagem (espessura, granulação e conteúdo de carbonato) podem fornecer uma gama de informações paleoambientais importantes (MASON, 2001; MUHS; BETTIS, 2003; MUHS, 2007). Por exemplo, a diminuição da espessura do *loess* pode refletir em uma redução da quantidade de sedimentos na direção do vento a partir da fonte; a diminuição da granulação à medida que se afasta da fonte indica diminuição da capacidade do vento de transportar a carga mais grossa, depositando-a antes da carga mais fina; a redução do conteúdo carbonático reflete uma lixiviação sin-deposicional a favor do vento, onde as taxas de deposição são menores (MUHS, 2007).

Outro meio de determinar informações paleoambientais é através de indicadores paleoecológicos como conchas preservadas de espécies de caracóis terrestres ainda existentes cuja zoogeografia é bem estabelecida. Desta forma, é possível inferir paleoclimas durante os períodos de deposição de *loess* pela identificação de táxons extralimitais, ou seja, aquelas espécies que não vivem atualmente em uma localidade onde são encontradas como fósseis (ROUSSEAU; KUKLA, 1994).

Enquanto os dados sedimentológicas e paleontológicas extraídos dos *loess* fornecem informações sobre períodos glaciais, as sequências de paleossolos em meio ao depósito de *loess* fornecem informações sobre os períodos interglaciais (KUKLA; AN, 1989).

2.2 Sistema Ásia Central

2.2.1 Aspectos fisiográficos

Feng *et al.* (2011) definem como Zona Árida da Ásia Central (ZAAC) a área desértica que se estende do Mar Cáspio a oeste até as fronteiras da China ocidental a leste, englobando os países Cazaquistão, Uzbequistão, Tajiquistão, Quirguistão e Turcomenistão (Figura 2.6). O limite norte desta vasta zona árida não é claramente definido, porém a partir da latitude 50°N se abrem as planícies da Sibéria (LIOUBIMTSEVA *et al.*, 2005). As margens sul e sudeste são delimitados pelas montanhas da Ásia Central (7450 m de altitude), no sudoeste é delimita pelas montanhas do Kopet Dagh (2000 m de altitude), as quais permitem que a precipitação oriunda das monções indianas alcance as encostas ocidentais das cordilheiras Tian Shan e Pamir-Alaï (LIOUBIMTSEVA *et al.*, 2005).

O cinturão formado ao norte das cordilheiras de montanhas Pamir, Alai e Tian Shan pela Zona Árida da Ásia Central apresenta diversas feições geomorfológicas como piemontes cobertos de *loess*, leques aluviais, campos de dunas eólicas e as grandes bacias endorreicas do Mar de Aral e do Lago Balkhash (DAVE *et al.*, 2023).

O evento de colisão continental entre a Ásia e Índia é considerado o primeiro responsável por grande parte da topografia atual, especialmente o Platô do Tibete e as montanhas Pamir e Tian Shan (ENGLAND; HOUSEMAN, 1986). O

soerguimento do Platô do Tibete é tão importante que pesquisas com abordagens tectono-climáticas associam o fortalecimento da circulação das monções e a aridificação do continente a esse evento tectônico (ENGLAND; HOUSEMAN, 1986).



Figura 2.6 – Mapa topográfico e político da Ásia Central (BRITANNICA, 2023).

As cinco principais bacias hidrográficas da Ásia Central são formadas pelos rios Amu Darya, Syr Darya, Balkhash-Alakol, Ob-Irtysh e Ural (Figura 2.7). Os rios da bacia de Balkhash-Alakol deságuam no Lago Balkhash, sudeste do Cazaquistão, já as águas do Ural, no Mar Cáspio e as da bacia de Ob-Irtysh, no Oceano Ártico (MIRZABAEV, 2012). Antes da maior parte do Mar Aral secar, os dois maiores rios da Ásia Central, Amu Darya e Syr Darya, desaguavam nele (MIRZABAEV, 2012).

Entre elas, as bacias do Amu Darya e Syr Darya são responsáveis por 90% da água fluvial da região, cobrindo 37% da área da Ásia Central, incluindo a maior parte do Quirguistão, Tadjiquistão e Uzbequistão (RUSSEL, 2018). As nascentes dos rios Amu Darya e Syr Darya localizam-se, respectivamente, nas montanhas Pamir

no Tajiquistão e Tian Shan no Quirguistão, onde a taxa de precipitação é maior (RUSSEL, 2018).

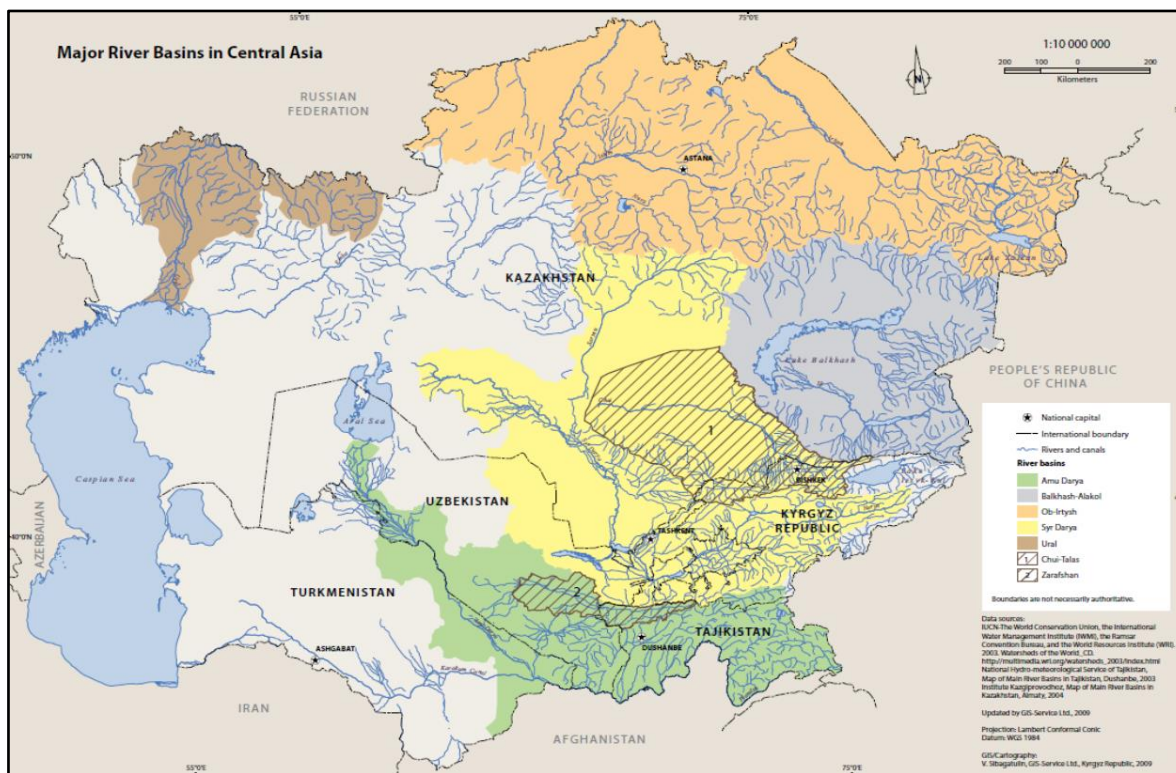


Figura 2.7 – Principais bacias hidrográficas da Ásia Central (MIRZABAEV, 2012).

2.2.2 Aspectos geológicos

A região da Ásia Central apresenta um extenso cinturão orogênico (cordilheira Tian Shan) e uma série de bacias sedimentares (Figura 2.8) com valor econômico associado a ocorrência de gás natural e petróleo localizados, principalmente, em sucessões sedimentares do Jurássico e Paleógeno (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

A história tectônica da região inicia com a acreção das principais unidades do norte da Ásia. Esses eventos acrescionais estavam associados com a colisão e subducção de múltiplos micro continentes, terrenos e arcos de ilhas durante o Paleozoico e Mesozoico (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

A margem sul da Eurásia possuía uma série de estruturas pré-cenozoicas, como zonas de sutura e extensas zonas de falhas derivadas do Gondwana (AUDET; BÜRGMAN, 2011). Tais estruturas eram suscetíveis à subsequente deformação intraplaca do Cenozoico relacionados às colisões Índia-Eurásia (Eoceno inferior e

médio) e Arábia-Eurásia (Eoceno superior – Oligoceno inferior), marcadas pela docagem de resistente litosfera continental arqueana-proterozoica com a margem sul da Eurásia, levando a formação das feições topográficas mais elevadas da região, os cinturões orogênicos de Zagros e do Himalaia (KRÖNER *et al.*, 2014). Todo esse histórico tectônico remodelou um continente cuja tectônica já era extremamente complexa (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

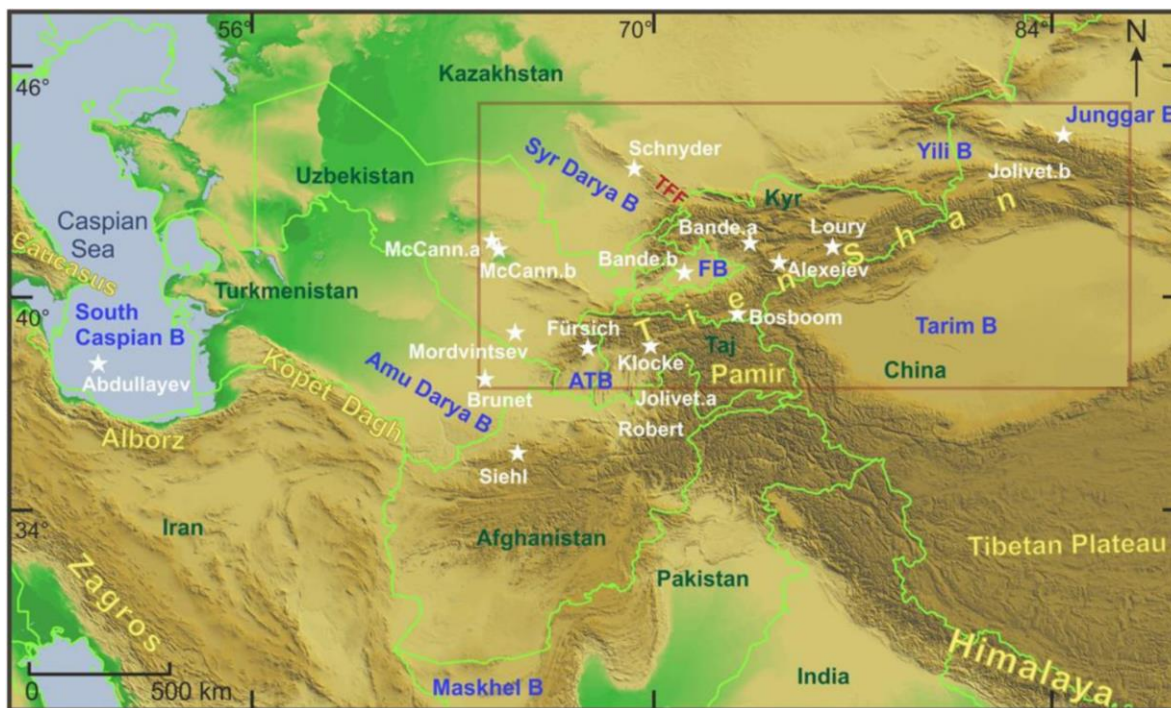


Figura 2.8 – Mapa de localização da Ásia Central com relevo destacando as cordilheiras e as bacias sedimentares. Linhas verdes: fronteiras políticas e linha de costa do Mar Cáspio. ATB: Bacia Afegã-Tajik; FB: Bacia Fergana; Kyr: Quirguistão; Taj: Tadjiquistão; TFF: Falha Talas-Fergana (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

A cordilheira de Tian Shan (Figura 2.9) possui mais de 7000 m de altitude em seu ponto mais alto e seu ponto mais baixo está a 154 m abaixo do nível do mar, se estende por mais de 2800 km em um eixo leste-oeste desde Xinjiang (noroeste da China) até o Mar Aral no Uzbequistão, passando pelo Cazaquistão e Tadjiquistão e expõe a porção sul de um cinturão orogênico fanerozoico muito maior, o Cinturão Orognico da Ásia Central (CAOB) (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

As montanhas Tian Shan são comumente divididas nos setores Ocidental, Central e Oriental com a falha transcorrente dextral Talas-Fergana sendo o limite entre os setores Ocidental e Central (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017). Esses três

Sul de Tian Shan é composta por sedimentos pelágicos parcialmente associados a espessas plataformas carbonáticas e a plataformas vulcânicas intra-placas (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

Após as colisões dos terrenos cimérios com a Eurásia no final do Triássico, uma série de novas bacias sedimentares formaram ao norte da zona de colisão principal de Ásia Central, incluindo as bacias Amu Darya e Tajik-Afegã, cujas evoluções estavam intimamente relacionadas desde o final do Paleozoico e, durante o Jurássico, essas duas bacias encontravam-se conectadas (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

Foi durante o Jurássico e Cretáceo que ocorreu um aplainamento geral do relevo formado anteriormente, dando origem ao sedimento que abasteceu as novas bacias sedimentares. São justamente esses depósitos sedimentares relacionados à sistemas orogênicos que fornecem um registro da evolução do soerguimento e consequente erosão das cordilheiras adjacentes, bem como a história das alternâncias dos sistemas deposicionais, subsidência, deformação tectônica, variações do nível do mar e do clima dentro das bacias (ALEXEIEV *et al.*, 2015).

Eventos de transgressão marinha de ocorrência regional durante o início do Cenozoico foram relacionados ao Mar Paratethys, aberto para oeste (mares Negro, Cáspio e Cáucaso) e que se estendia para leste através das bacias Amu Darya, Tajik, Fergana e Tarim (BRUNET; SOBEL; McCAN, 2017).

2.2.3 Aspectos climáticos

O clima da Ásia Central é considerado independente, já que a região está cercada por altas cordilheiras e afastada de grandes oceanos, o que garante à Ásia Central clima temperado continental extremo (Figura 2.10) (MACHALETT *et al.*, 2008). Outro fator determinante no clima da região é a alta incidência solar por causa da baixa latitude, resultando em altas temperaturas durante o dia e baixas temperaturas, oriundas das massas de ar do norte, durante a noite (MACHALETT *et al.*, 2008).

A circulação atmosférica da Ásia Central é consideravelmente afetada por duas barreiras naturais. A interação do Mar Cáspio com a cordilheira do Cáucaso forma uma barreira a oeste que impede o influxo de tempestades ciclônicas do

oeste. As altas montanhas que cercam a Ásia Central inibem a intrusão das massas de ar do sul, exercendo um impacto significativo ao separar os ventos contra-alísios em um fluxo sudeste sobre o norte da Índia e em um fluxo nordeste sobre a China (MACHALETT *et al.*, 2008).

Essa perturbação na troposfera gera complexos padrões convergentes e divergentes dos ventos que influencia o desenvolvimento da frente polar asiática e, conseqüentemente, das tempestades ciclônicas, cuja frequência está relacionada à mudança sazonal da frente polar de norte a sul e vice-versa, forçando a distribuição pluvial anual e a transição da estação quente para a fria (MACHALETT *et al.*, 2008).

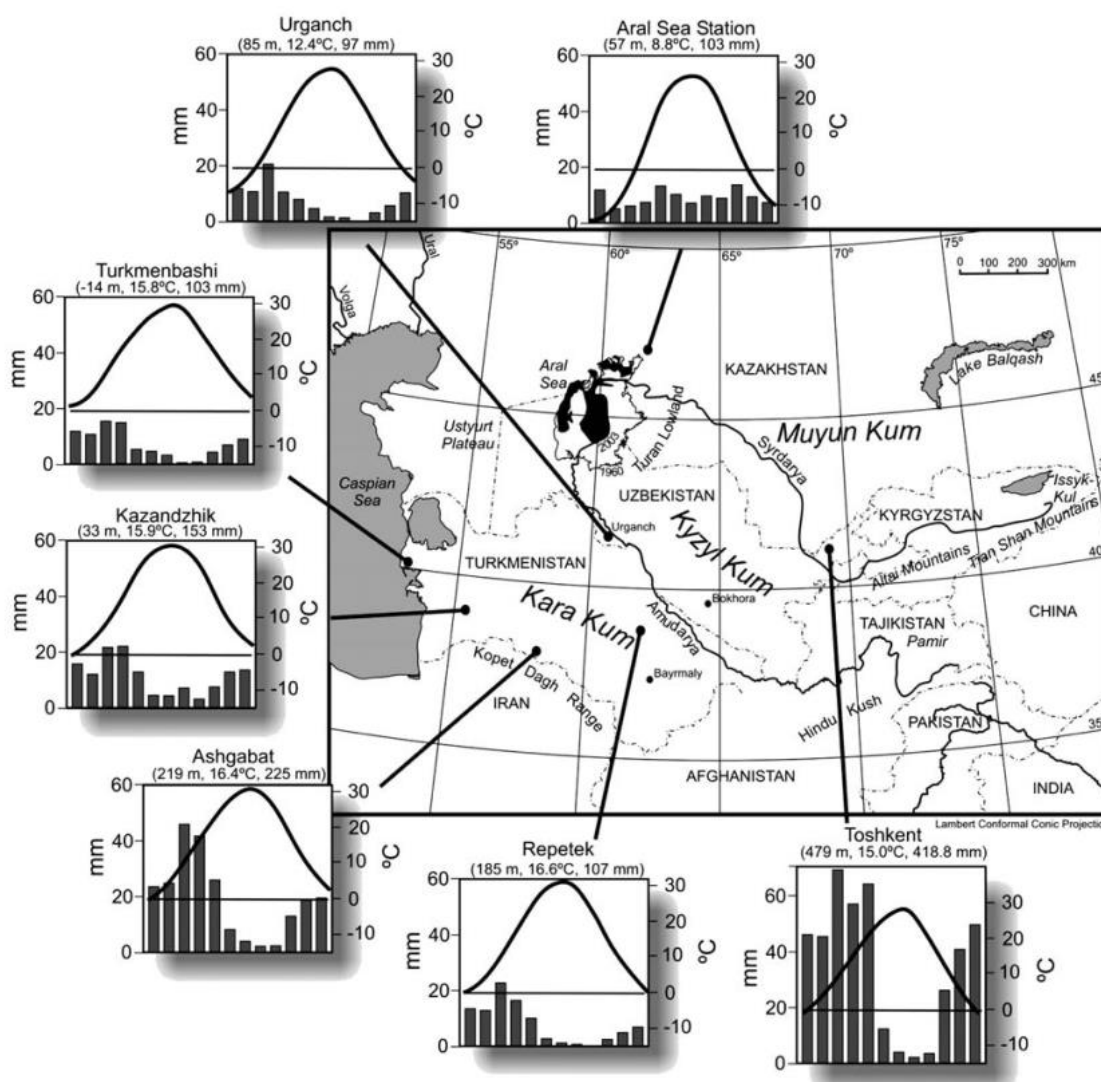


Figura 2.10 – Clima da Ásia Central (LIOUBIMTSEVA *et al.*, 2005).

No geral, a Zona Árida da Ásia Central apresenta verões quentes, secos e sem nuvens e invernos úmidos e extremamente frios ao norte e amenos ao sul. A precipitação anual está entre 155 e 270 mm. Na porção norte da ZAAC, a temperatura média no inverno é de -26 °C, enquanto no verão e primavera, se eleva para cerca de 22 °C (LIOUBIMTSEVA *et al.*, 2005). No sul da Zona Árida da Ásia Central, os invernos são menos rigorosos, com temperatura média entre -10 °C e 0 °C, no entanto, no verão e primavera, a temperatura média é de 32 °C, podendo atingir até 52 °C em algumas áreas (LIOUBIMTSEVA *et al.*, 2005).

Três principais ciclones, Cáspio Sul, Murgab e Amu Darya Superior, penetram a Ásia Central e são as principais forças responsáveis pela dinâmica de transporte de poeira eólica e, conseqüentemente, pela formação de depósitos de *loess* na região (MACHALETT *et al.*, 2008; FENG *et al.*, 2011).

2.3 Bacia Tajik

2.3.1 Aspectos fisiográficos

Localizada ao longo dos territórios do Tajiquistão, Afeganistão, Quirguistão e Uzbequistão, a Bacia Tajik é rodeada por cordilheiras de montanhas com altitudes extremas, podendo atingir valores superiores a 3000 metros (Figura 2.11). Ao sul, a região é delimitada pelas montanhas do Hindukush, a leste, pela cordilheira Pamir e, a nordeste, pela cordilheira de Tian Shan, com quase 5000 metros de altitude e principal área fonte da Bacia Tajik (METZGER *et al.*, 2021).

A geomorfologia da região está diretamente relacionada a soerguimentos tectônicos (METZGER *et al.*, 2021). Os rios Varzob, Kotarnihon e Vakhsh, transportam grande carga de sedimentos das montanhas, em altitudes entre 800 e 1000 metros e, quando seus vales são desconfinados, formam deltas nas regiões menos elevadas da bacia (KUFNER *et al.*, 2018).

Além das cordilheiras, vastos desertos com esparsa cobertura vegetal, como os desertos de Karakum e Kyzylkum, localizam-se, respectivamente, a oeste e noroeste da bacia, agindo como uma das fontes da poeira eólica que compõem os depósitos de *loess* da Bacia Tajik (DING *et al.*, 2002).

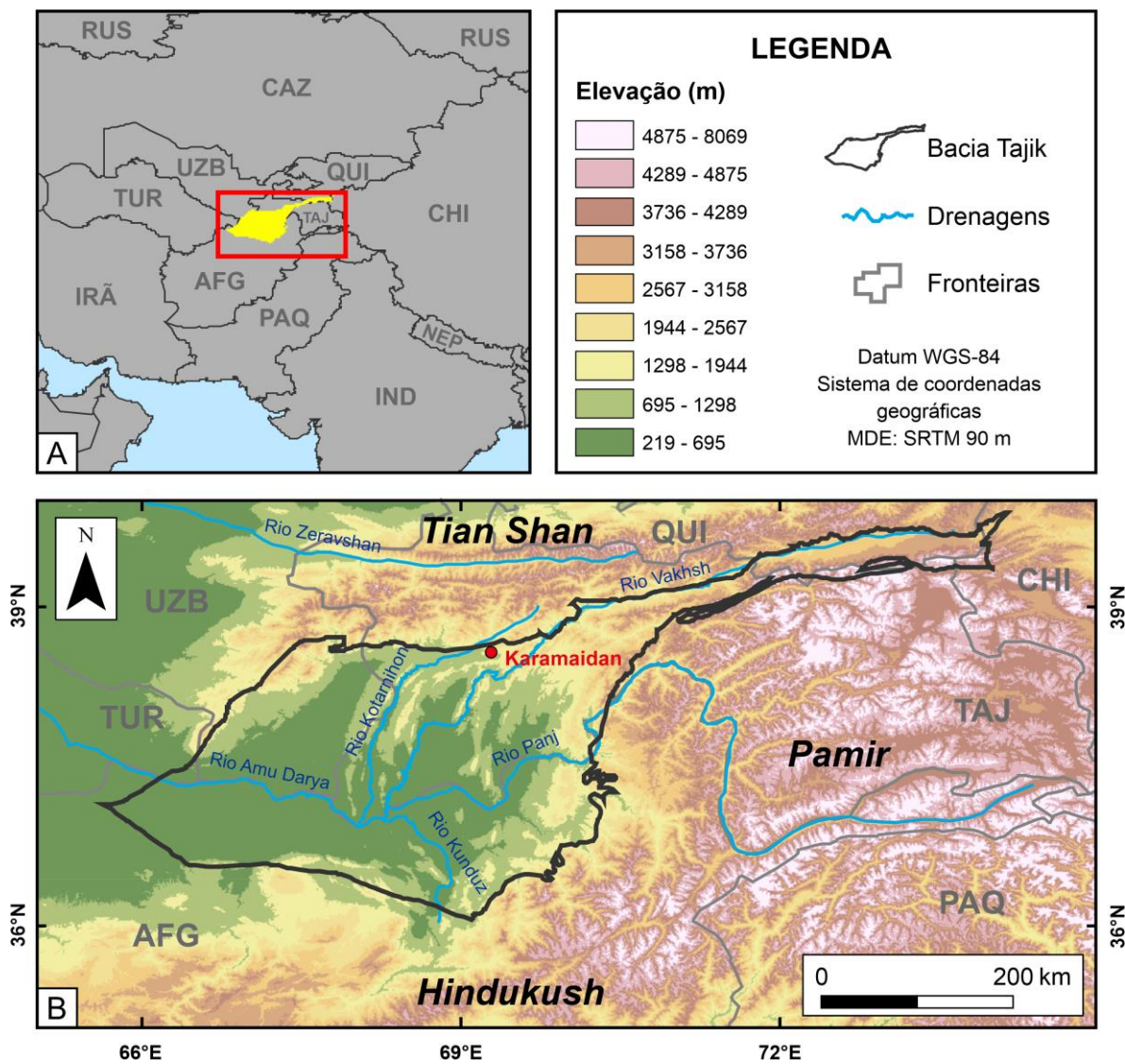


Figura 2.11 – (A) Localização da Bacia Tajik na Ásia Central; (B) Limites da Bacia Tajik, principais rios e as principais cordilheiras ao seu entorno. AFG: Afeganistão; CAZ: Cazaquistão; CHI: China; IND: Índia; NEP: Nepal; PAQ: Paquistão; QUI: Quirguistão; RUS: Rússia; TAJ: Tadjiquistão; TUR: Turcomenistão; UZB: Uzbequistão.

Quatro principais tipos de solos são encontrados na Bacia Tajik: Regossolo, solos minerais não consolidados com desenvolvimento pedológico incipiente; Xerossolo, solos pouco desenvolvidos de desertos e semi-desertos; Gleissolo solos acinzentados formados em ambiente de prolongada inundação, suficiente para propiciar a redução e remoção do ferro; e Cambissolo, solos com horizonte A com espessura insuficiente para a classe dos Organossolos, seguido de horizonte B

incipiente que apresenta argila de atividade alta e saturação por bases alta (SOMMER; PAUW, 2010).

2.3.2 Aspectos geológicos

A atual Bacia Tajik é caracterizada como uma bacia *foreland* relacionada à deformação flexural causada pelas montanhas Pamir, a leste e Tian Shan, a norte e oeste (CHAPMAN *et al.*, 2019) (Figura 2.12). O desenvolvimento dessa bacia ocorreu através três principais eventos (Figura 2.13) que ocorreram no Cretáceo inferior, Cretáceo superior e Eoceno-Mioceno médios.

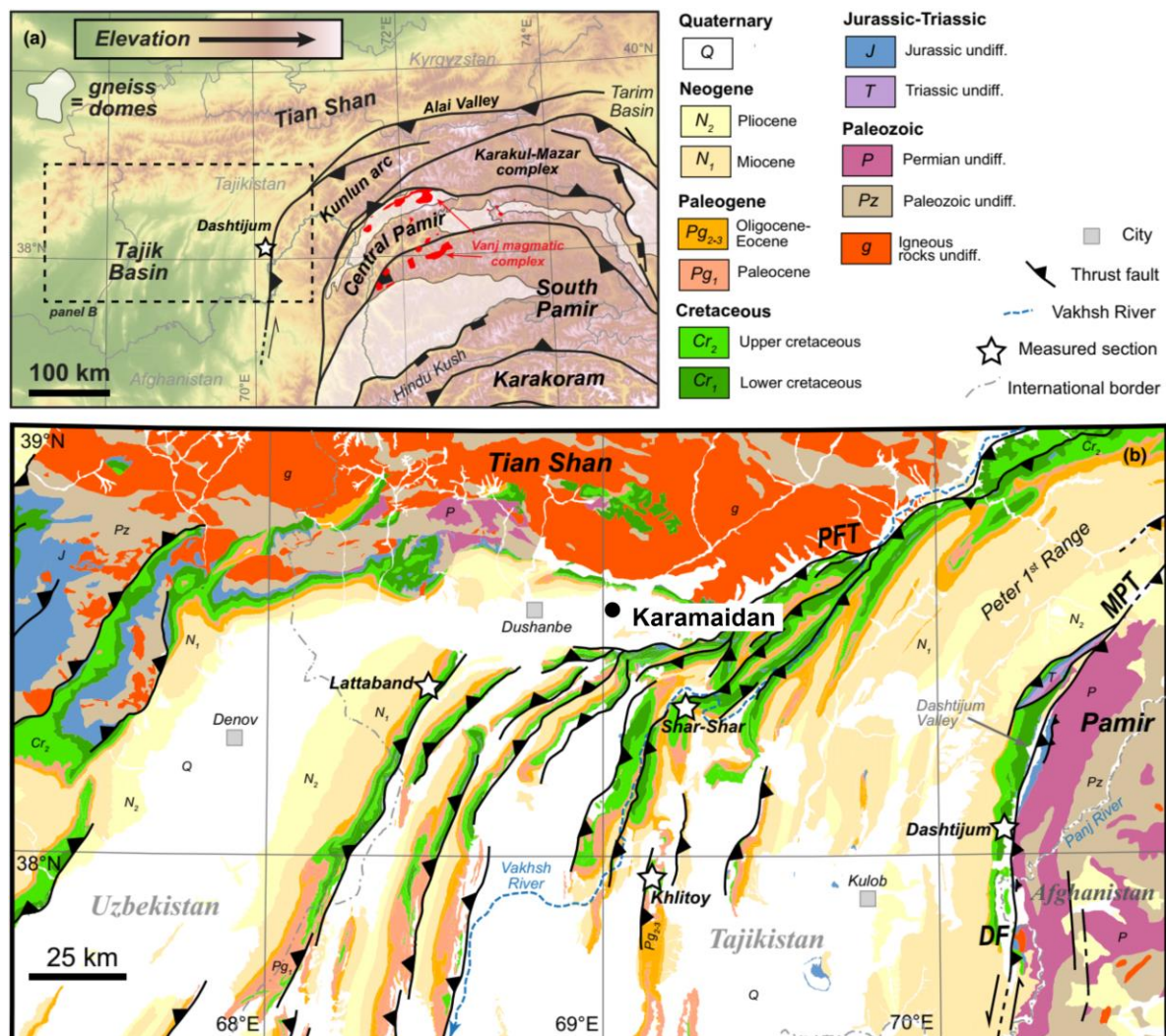


Figura 2.12 – (A) Mapa geral das Montanhas Pamir e da Bacia Tajik; (B) Mapa geológico da Bacia Tajik (CHAPMAN *et al.* 2019).

Ao longo do Cretáceo inferior e médio, a Bacia Tajik encontrava-se em um contexto de bacia *foreland* de retroarco associada ao baixo ângulo de subducção

da litosfera oceânica do Tethys sob a Ásia, responsável pela formação do arco Karakoram-Pamir Sul e pelo espessamento crustal na cordilheira Pamir (CHAPMAN *et al.*, 2019). Avançando para o Cretáceo superior e se estendendo até o Eoceno inferior, a Bacia Tajik se caracterizava como uma bacia extensional formada pelo *slab rollback* da crosta oceânica sob as montanhas Pamir, o qual causou uma extensão regional seguida da subsidência térmica na Bacia Tajik (CHAPMAN *et al.*, 2019). Por fim, o último estágio de evolução da Bacia Tajik se deu a partir do Eoceno médio e é interpretado como um sistema de bacia *foreland* associado à colisão da Índia com a Ásia (CHAPMAN *et al.*, 2019).

Internamente, a Bacia Tajik apresenta vales convexos e cordilheiras com tendências N-NE (KUFNER *et al.*, 2018). Ao norte, as dobras e cavalgamentos apresentam direção E por conta da zona de falha Ilyak. Ao sul, uma zona de falhas de transpressão ativa atravessa dobras e cavalgamentos com direção NW, os quais se conectam com aqueles do centro da Bacia Tajik (KUFNER *et al.*, 2018).

Através da datação U-Pb de zircões detríticos e da petrografia dos arenitos e conglomerados que compõem a Bacia Tajik, Chapman *et al.* (2019) sugerem as Montanhas Pamir como a principal fonte dos sedimentos fornecidos para a bacia a partir do Cretáceo.

Gağala *et al.* (2020) propõe uma coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajik (Figura 2.14). O embasamento da bacia consiste em crosta continental do Proterozoico ao Paleozoico acrescida na Ásia durante o final do Carbonífero ao início do Permiano. As rochas ígneas e metamórficas associadas a este evento de acresção e subducção encontram-se amplamente expostas no extremo oeste da cordilheira de Tian Shan (CHAPMAN *et al.*, 2019).

A deposição de sedimentos em toda a bacia iniciou durante o Jurássico inferior com arenitos fluviais, carvão e conglomerados (BROOKFIELD; HASHMAT, 2001), passando para carbonatos marinhos de água rasa com espessura de 200 a 500 metros durante o Jurássico médio (CHAPMAN *et al.*, 2019) e, durante Jurássico superior, transiciona para sucessões de evaporitos com centenas de metros de espessura (CHAPMAN *et al.*, 2019).

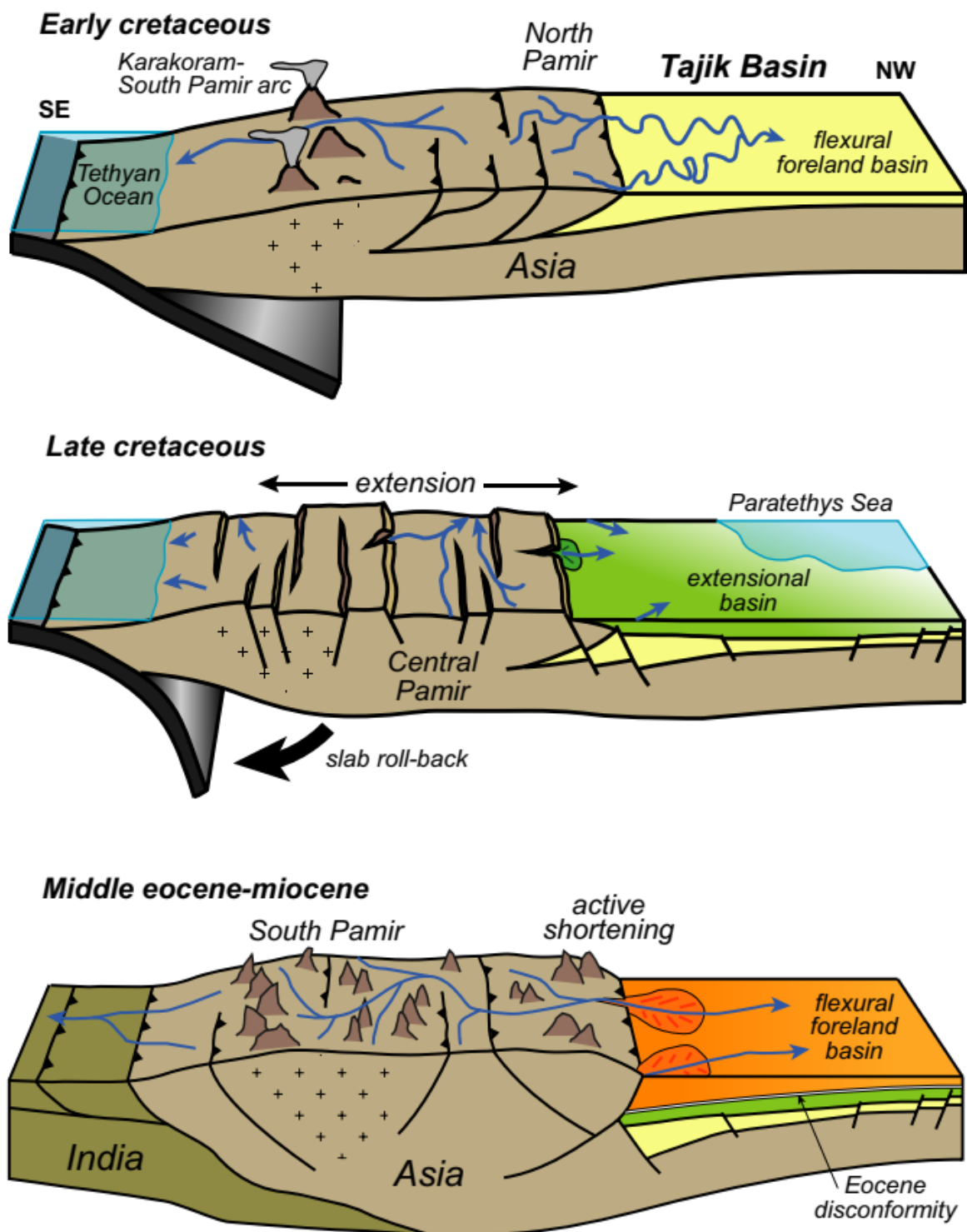


Figura 2.13 – Seções esquemáticas do desenvolvimento da Bacia Tajik proposto por Chapman *et al.* (2019).

As rochas do Paleógeno são litologicamente semelhantes às do Cretáceo superior, incluindo calcários, *mudstones* calcíferos e evaporitos (CHAPMAN *et al.*, 2019). O Eoceno da Bacia Tajik consiste em centenas de intercalações de argilitos intercalados com evaporitos, rochas carbonáticas e arenitos, sendo que, em diversos locais, essa sucessão encontra-se erodida e é separada das rochas do Oligoceno por uma leve discordância angular regional (BOSBOOM *et al.*, 2017; CHAPMAN *et al.*, 2019).

As rochas mais novas da bacia, formadas a partir do Oligoceno, são classificadas como assembleia sin-orogênica, dividida nas formações Baldshuan, Chingou, Tavildara, Karanak e Polizak.

A Formação Baldshuan, com até 1,5 quilômetros de espessura, é composta pela alternância de arenitos finos, argilitos e gipsita em seu membro inferior, arenitos grossos com estratificação cruzada e conglomerados no membro médio e arenitos finos a médios, siltitos e conglomerados menos grossos no membro superior (KLOCKE *et al.*, 2017).

Sobreposta à Formação Baldshuan, encontra-se a Formação Chingou, com origem no Mioceno, composta pela alternância regular de camadas de arenito fino e conglomerado que podem atingir 2 quilômetros de espessura (KLOCKE *et al.*, 2017).

A Formação Tavildara, do Mioceno superior, é composta por conglomerados com clastos entre seixo e calhau e raras camadas de arenito fino, podendo atingir até 5 quilômetros de espessura (KLOCKE *et al.*, 2017). Sobrepostas à Formação Tavildara estão as formações Karanak e Polizak, do Plioceno, constituídas por cascalhos com clastos entre calhau e matacão com até 3 quilômetros de espessura (KLOCKE *et al.*, 2017).

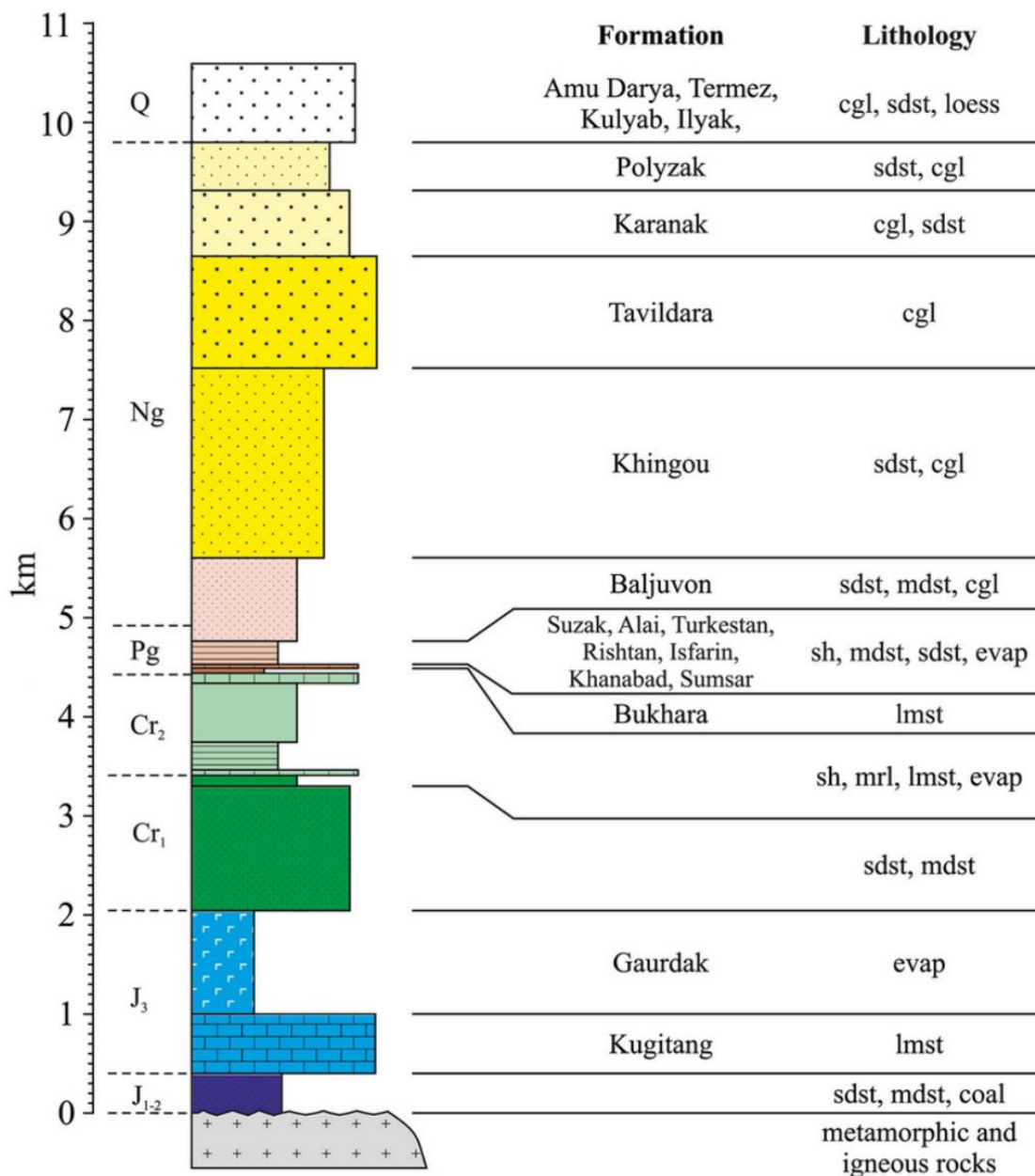


Figura 2.14 – Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Tajik. Q: Quaternário; Ng: Neógeno; Pg: Paleógeno; Cr: Cretáceo; J: Jurássico. cgl: conglomerado; sdst: arenito; mdst: argilito; sh: folhelho; mrl: marga; lmst: calcário; evap: evaporito. (GAĞAŁA *et al.*, 2020).

2.3.3 Aspectos climáticos

O clima na região da Bacia Tajik é classificado como continental, subtropical e semiárido, dominado por ventos de alta altitude oriundos do oeste e apresenta drásticas mudanças climáticas de acordo com a elevação. No entanto, não é muito diferente do clima da Ásia Central, apresentando verões quentes e secos e invernos

amenos e úmidos, temperatura média anual de 15,2 °C e precipitação anual de 654 mm (DING *et al.*, 2002).

Acredita-se que a aridificação progressiva das bacias interiores da Ásia Central seja resultado do soerguimento do Platô do Tibete e das montanhas Tian Shan (MACHALETT *et al.*, 2008). Portanto, a sedimentação de poeira eólica está fortemente relacionada às características climáticas da região, normalmente ocorrendo no verão, quando tempestades de areia são mais comuns nos desertos e os sedimentos eólicos são transportados para leste por ventos oeste e se depositam nos sopés das montanhas Pamir. Já no inverno, por causa da umidade mais elevada, as tempestades de areia basicamente desaparecem nos desertos (DING *et al.*, 2002).

2.4 Estratigrafia da seção de Karamaidan

O depósito de *loess* de Karamaidan é um pacote com mais de 100 metros de espessura de depósitos de *loess* intercalados com paleossolos cujo perfil foi gerado a partir de uma série de deslizamentos provocados por terremotos rasos de magnitude entre 5 e 7 que ocorreram em 1930 e 1943 (FITZSIMMONS *et al.* 2018).

O perfil encontra-se exposto na forma de escarpas verticais que formam um arco norte-sul de aproximadamente 500 metros de largura. É possível identificar o perfil completo na porção norte, no entanto, as partes superiores estão mais bem preservadas na porção sul e podem ser visivelmente correlacionadas em toda a escarpa (FITZSIMMONS *et al.* 2018).

A sucessão de *loess* e paleossolos da seção de Karamaidan utilizada neste trabalho foi modificada de Bronger *et al.* (1995) (Figura 2.15), no qual a seção apresenta 88 metros de espessura e é composta por 6-34% de argila (< 2 µm) e 34-48% de silte médio (6-20 µm) com pouca ou nenhuma areia. Essa alta proporção de silte em relação às outras granulações é indicativo de que o *loess* da Bacia Tajik é parcialmente derivado de áreas mais distantes. As porções superior e média do perfil apresentam grande quantidade de calcita primária em meio ao *loess*, resultado da aridez mais acentuada (BRONGER *et al.*, 1995).

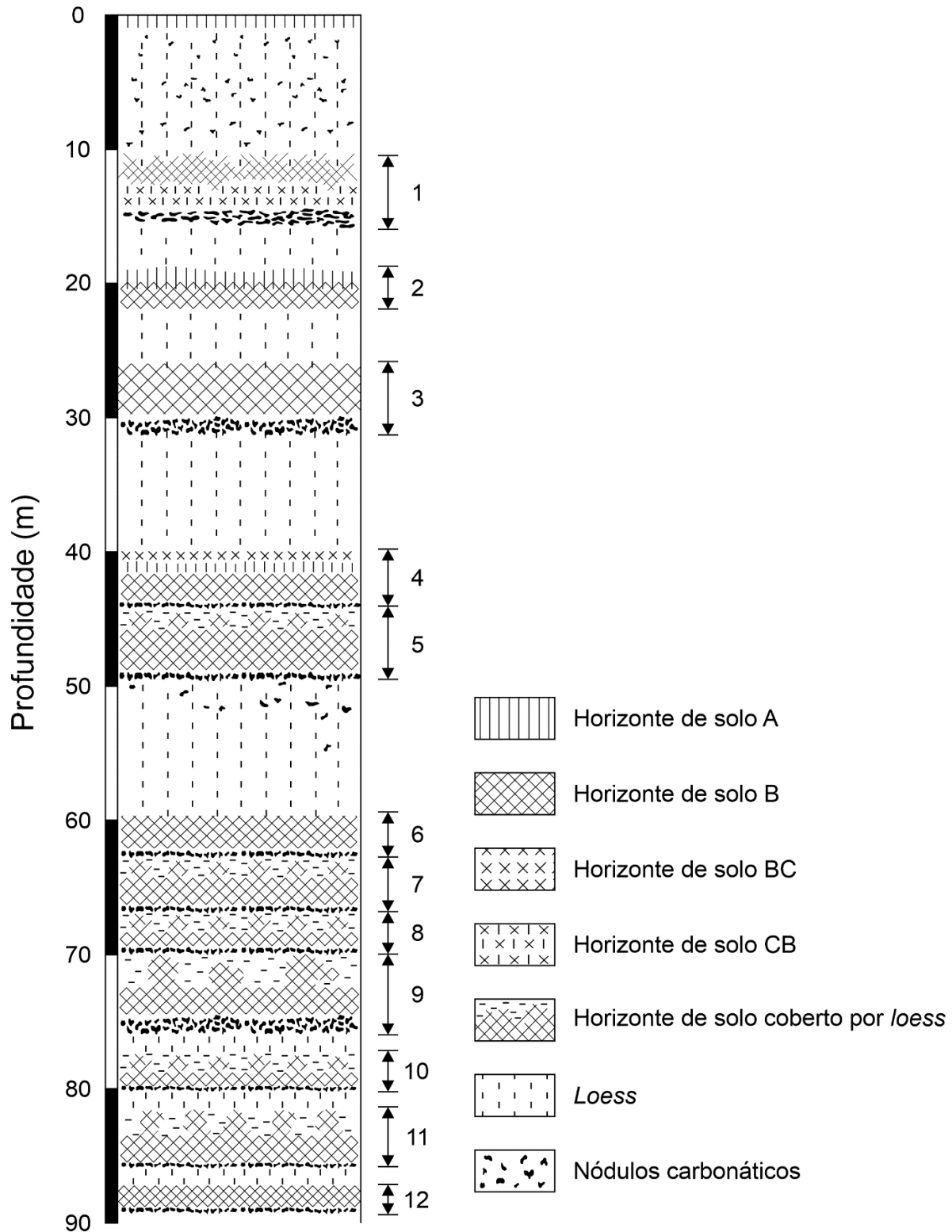


Figura 2.15 – Sucessão do depósito de loess e horizontes de solo da seção de Karamaidan. 1-12: pedocomplexos (Modificado de Bronger *et al.*, 1995).

Pedocomplexo é um agrupamento de dois ou mais horizontes de solos separados por finos depósitos pouco alterados, espessos depósitos inalterados ou por inconformidades (BRONGER *et al.*, 1995). Na seção analisada, os paleossolos foram agrupados em doze pedocomplexos cujos horizontes de solo foram transformados por processos pedogênicos após a deposição do *loess* ou de depósitos semelhantes (BRONGER *et al.*, 1995).

Para a caracterização dos horizontes de solo, Bronger *et al.* (1995) precisaram diferenciar a calcita primária da calcita secundária, já que todos os horizontes estavam enriquecidos por calcário.

A maior parte dos solos identificados foram truncados e por isso não possuem o horizonte A. Apenas nos pedocomplexos 3 e 4 esse horizonte encontra-se preservado o suficiente para identificar uma textura esponjosa rica em poros e agregados.

O horizonte B é muito bem desenvolvido nos solos identificados e apresentam nenhum ou poucos sinais de iluviação de argila (pedocomplexos 11 e 12) e, segundo Bronger *et al.* (1995), foi formado em florestas temperadas com clima levemente mais úmido. Os pedocomplexos 1, 2, 4 e a porção inferior do 3 apresentam horizonte B com iluviação de argila suficiente para serem classificados como argilosos (BRONGER *et al.*, 1995).

Os horizontes classificados como BC apresentam uma dominância das características do horizonte B em relação às características originais do *loess*, enquanto o inverso é válido para o horizonte CB. Além da razão entre a quantidade de *loess* e de material típico de horizonte B, o horizonte CB se diferencia do BC pois o primeiro ainda contém calcita primária, enquanto o segundo, não (BRONGER *et al.*, 1995).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Pesquisa bibliográfica

A etapa de pesquisa bibliográfica consistiu em levantar e compilar materiais científicos que tratem sobre os principais temas abordados ao longo do trabalho. Foi realizada uma extensa fundamentação teórica sobre os depósitos do tipo *loess* para compreender suas origens e características, tanto na área de estudo quanto em outras localidades do planeta, seguido do contexto geológico e fisiográfico da Ásia Central e da Bacia Tajik, onde está localizada a seção de Karamaidan.

Após estabelecer a base conceitual geológica da área, partiu-se para a fundamentação teórica sobre as metodologias aplicadas em análises de depósitos de *loess*. Inicialmente, foram buscadas bibliografias sobre a análise granulométrica, desde a preparação das amostras até a interpretação dos dados gerados. Em seguida, o mesmo foi feito para a análise mineralógica por difração de raios-X em depósitos de *loess*.

Por último, foi realizado um novo levantamento bibliográfico com fins de comparação entre os dados levantados e obtidos neste estudo com os resultados de outros trabalhos da literatura.

3.2 Análise granulométrica

As etapas de preparação das amostras e análise granulométrica por difração a laser foram realizadas pelo Laboratório de Datação e Análise de Sedimentos (GUZ) do Departamento de Geociências da Universidade de Tübingen, Alemanha. Os dados obtidos na análise granulométrica foram enviados para serem interpretados e os resultados apresentados neste trabalho.

3.2.1 Preparação das amostras

A preparação das amostras leva em consideração a presença de coloides no paleossolo, responsável por aderir uma partícula à outra (floculação), ocasionando interferências nas análises. Portanto, as amostras foram submetidas, durante 12 horas, a uma solução de 1,25 ml pirofosfato de sódio decahidratado ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) para manter as partículas dispersas.

3.2.2 *Análise granulométrica*

A granulometria por difração a laser é um método amplamente utilizado nas pesquisas envolvendo *loess* pois permite a distinção de classes de granulação, a determinação do arredondamento e da esfericidade da partícula, bem como a análise de parâmetros estatísticos (VANDENBERGHE *et al.*, 2006). Em uma análise por difração a laser, um feixe de luz atravessa a amostra e o tamanho da partícula é medido pela intensidade da luz dispersada. Partículas pequenas dispersam a luz em ângulos maiores, relativos ao raio laser, enquanto partículas grandes, em ângulos menores. (MICROTRAC, 2023a). Também é possível determinar a forma da partícula através do comportamento da luz após atravessá-la de forma que partículas esféricas vão apresentar o mesmo padrão de refração e partículas não esféricas podem produzir um padrão que se sobrepõem ao padrão da difração (Figura 3.1) (MICROTRAC, 2023a).

As análises foram realizadas com o modelo S3500 da Microtrac (Figura 3.2), capaz de medir partículas entre 0,02 μm e 2,8 mm. Ao longo da medição, os dados coletados foram processados através de um algoritmo criado pela Microtrac que utiliza a teoria de compensação de Mie para partículas esféricas e não-esféricas (MICROTRAC, 2023b).

O modelo S3500 utiliza o sistema patenteado de três lasers e duas matrizes de detectores, todos em posições fixas, que permite medições de dispersão de luz por um amplo espectro angular, de 0,2 até 165 graus (Figura 3.3), multiplicando efetivamente o número de sensores disponíveis para a detecção da luz dispersa (MICROTRAC, 2023c). O laser primário é responsável pela dispersão desde o eixo até cerca de 60°, a qual é detectada por uma matriz direta e outra de alto ângulo. O laser secundário é posicionado para produzir dispersão além de 60° e o terceiro laser produz retroespalhamento, detectados pelo mesmo conjunto de detectores (MICROTRAC, 2023c).

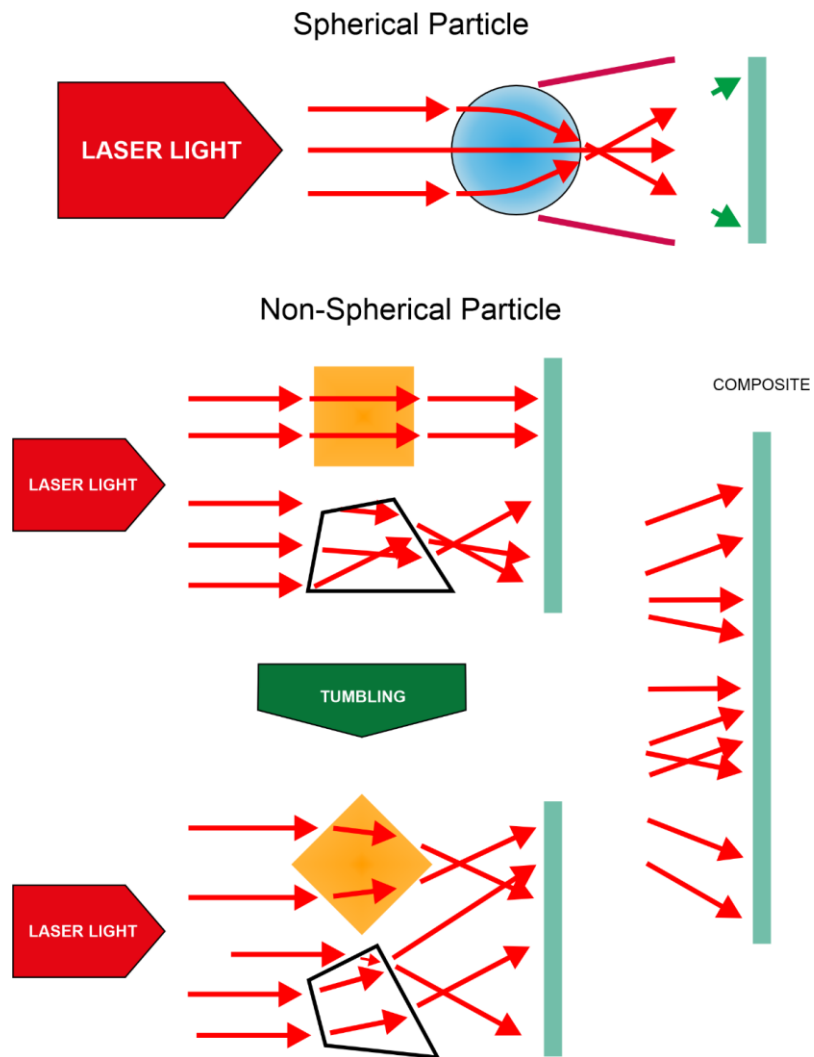


Figura 3.1 – Difração da luz em partículas esféricas e não-esféricas (MICROTRAC, 2023a).



Figura 3.2 – Microtrac S3500 (ZHANG *et al.* 2019).

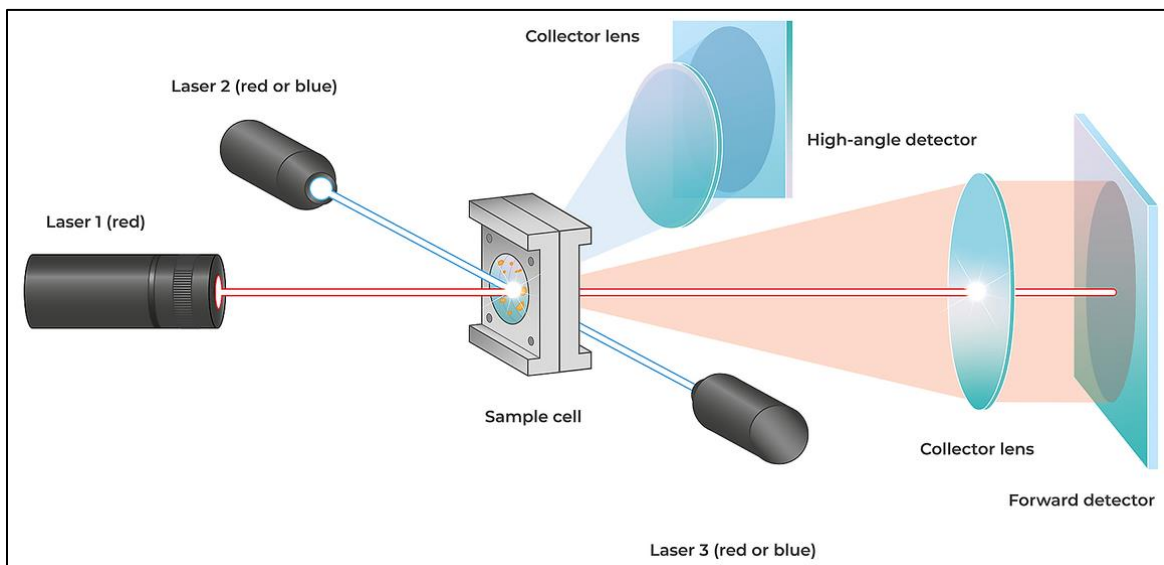


Figura 3.3 – Esquema do sistema de três fontes de laser e dois detectores combinados (MICROTRAC, 2023c).

3.2.3 Tratamento e interpretação de dados

Os dados granulométricos obtidos foram tratados no software FLEX 12.1.2.0 da Microtrac e foi extraída uma planilha contendo valores de porcentagem de 132 frações de granulação para cada amostra com um intervalo de 10 cm até 34,5 metros de profundidade e de 50 cm até 66,5 metros de profundidade. A partir destes dados, foi calculado o valor cumulativo de porcentagem de cada fração para cada amostra, possibilitando a elaboração das curvas granulométricas e a comparação visual entre elas.

A interpretação das curvas granulométricas foi feita a partir do trabalho de Vandenberghe (2013), no qual foi estabelecida uma série de categorias de sedimentos eólicos, primários e secundários (retrabalhados), de acordo com o tamanho dos grãos, o tipo de transporte, a distância de transporte e a área fonte do sedimento. Cada classe e suas respectivas características estão resumidos na Tabela 1.

Em sedimentos do tipo 1.a, a granulação geralmente é silte grosso a areia muito fina ($\sim 75 \mu\text{m}$) e o material é oriundo de uma região próxima, normalmente arenosa, como é o caso de terraços fluviais, interflúvios áridos ou mesmo dunas

eólicas pré-existentes, transportados por saltação e por nuvens de suspensão muito próximas à superfície (VANDENBERGHE, 2013).

Os sedimentos do tipo 1.b são aqueles de granulação silte médio a grosso oriundos de planícies e leques aluviais de rios glaciais e transportados por algumas dezenas de quilômetros por nuvens de suspensão próximas à superfície. Esse tipo pode ser subdividido em três classes com base no tamanho das partículas. O primeiro subgrupo (1.b.1) apresenta tamanho entre 44 e 70 μm ; o segundo subgrupo (1.b.2), entre 33 e 44 μm ; e o terceiro subgrupo (1.b.3) entre 24 e 33 μm (VANDENBERGHE, 2013).

Já os sedimentos da classe 1.c, são oriundos de lagos secos, leques aluviais e planícies de inundações, transportados por nuvens de suspensão de altas altitudes e podem ser distribuídos ao redor do mundo, uma vez que a principal granulação é silte fino e muito fino. É novamente subdividido em dois subgrupos, sendo o primeiro (1.c.1) composto por partículas de tamanho entre 12 e 24 μm e o segundo (1.c.2), entre 2 e 12 μm (VANDENBERGHE, 2013). Em sua maioria, os sedimentos do subgrupo 1.c.1 apresentam distribuição unimodal, como é o caso de uma parte do *loess* do Tajiquistão (VANDENBERGHE, 2013).

Como os sedimentos eólicos são frequentemente retrabalhados após a deposição, resultando na seleção parcial de partículas originalmente eólicas e potencial mistura com outros sedimentos, Vandenberghe (2013) define esse sedimento retrabalhado como *loess* secundário e cria uma classe dividida em fluvial (2.a) e lacustre (2.b).

O *loess* secundário fluvial (2.a) são formados pelo preenchimento de canais fluviais inativos por material de suspensão de granulação mais fina, resultando em típicas sucessões de granodecrescência ascendente. Caso *loess* seja o principal constituinte da nuvem de suspensão, suas características podem se tornarem gradualmente mais visíveis e as amostras individuais deste tipo apresentam distribuição bimodal (VANDENBERGHE, 2013).

No caso do *loess* secundário lacustre (2.b), semelhante ao processo de retrabalho fluvial, o processo de sedimentação pode causar a separação de sedimentos, mas o sedimento ainda pode manter características do material

original. Dessa forma, os componentes primários do *loess* podem frequentemente ser reconhecidos (VANDENBERGHE, 2013).

Tabela 1: Classificação granulométrica de sedimentos do tipo *loess* segundo Vandenberghe (2013).

Tipo	Classe	Tamanho	Granulação	Transporte	Distância	Área Fonte	
Loess primário	1.a	>70 µm	Silte grosso a areia muito fina	Saltação ou em nuvens de suspensão muito próximas à superfície	Centenas de metros a poucos quilômetros	Terraços fluviais, interflúvios secos, dunas pré-existent	
	1.b	1.b.1	44 - 70 µm	Silte médio a grosso	Nuvens de suspensão próximas à superfície	Dezenas de quilômetros	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	Nuvens de suspensão de alta altitude	Centenas de milhares de quilômetros	Lagos secos, leques aluviais e planícies de inundação
		1.c.2	2 - 12 µm	Silte muito fino			
Loess secundário	2.a ("fluvial")	Retrabalamento fluvial de sedimentos de <i>loess</i> depositados quando o canal está seco					
	2.b ("lacustre")	Deposição de sedimentos de <i>loess</i> em lagos após retrabalamento					

Os resultados foram representados graficamente para visualizar a variação percentual de cada fração granulométrica definida por Vandenberghe (2013) a partir da transformação da soma dos valores das frações granulométricas previamente estabelecidas no FLEX nos intervalos de granulação de Vandenberghe (2013).

3.3 Análise mineralógica por difração de raios-X (XRD)

A análise mineralógica por difração de raios-X foi realizada no difratômetro D2 PHASER da marca Bruker disponível no Laboratório de Radiações Ionizantes (LARIN) do Centro de Pesquisa UNESPetro, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, campus de Rio Claro.

Foram selecionadas 9 amostras para a confecção das lâminas de frações totais e finos. As lâminas de material fino também passaram pelo tratamento em etilenoglicol e queimado para auxiliar na determinação do argilomineral presente na amostra. O etilenoglicol (C₂H₆O₂) é um líquido orgânico amplamente utilizado como tratamento auxiliar para expandir determinados argilominerais de forma que a quantidade de expansão do mineral pode ser suficiente para identificá-lo. Alguns exemplos de argilas expansivas são esmectita, montmorilonita e vermiculita (USGS,

2001). O tratamento térmico também auxilia na identificação de minerais de argila, revelando alterações nos espaçamentos da estrutura cristalina ou a perda da estrutura em função da temperatura (USGS, 2001).

As amostras foram selecionadas a partir dos seus respectivos valores de susceptibilidade magnética, optando-se por amostras com valores máximos e mínimos para obter contraste entre períodos quando houve maior formação de óxido de ferro e argilominerais (altos valores de susceptibilidade magnética) e quando houve maior precipitação de carbonatos (baixos valores de susceptibilidade magnética).

3.3.1 Preparação das amostras

3.3.1.1 Material total para difração de raios-X

Para homogeneizar o tamanho das partículas da amostra, uma pequena quantidade é colocada em um almofariz e é desagregada com o auxílio de um pilão de ágata, para evitar possíveis contaminações e distorções nas medidas. Após a homogeneização, o material é colocado no suporte e está pronto para análise (Figura 3.4A).

3.3.1.2 Fração fina para difração de raios-X

Para a caracterização dos argilominerais, é necessária a separação da argila através da sedimentação em proveta. O material total é colocado em provetas com água destilada e dispersante hexametáfosfato de sódio 10%. Em seguida, são agitadas e armazenadas para aguardar a sedimentação do material mais grosso de um dia para o outro (Figura 3.5).

Após a sedimentação, são coletados, através do método da pipetagem, os primeiros 10 cm da coluna de água a partir do topo da proveta e armazenados em um recipiente e colocados na centrífuga FANEM Excelsa II por 20 minutos. No final da centrifugação, a fração fina decantada é transferida para um tubo de ensaio, onde, novamente, utiliza-se da pipetagem para transferir o material fino em uma lâmina de vidro esterilizada com álcool 70% (Figura 3.4B). As lâminas são levadas a uma estufa a com temperatura entre 30 e 40 °C para secagem e, posteriormente, levadas para análise no difratômetro de raios-X.

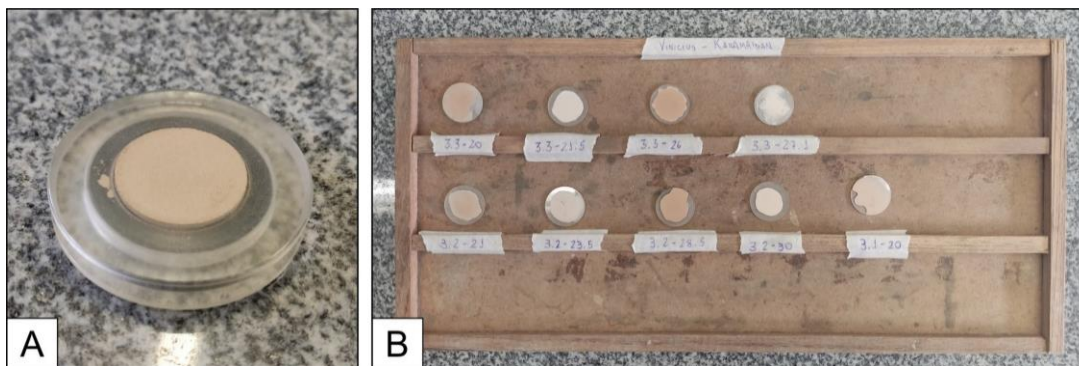


Figura 3.4 – (A) Lâmina de fração total; (B) Lâmina de fração fina.

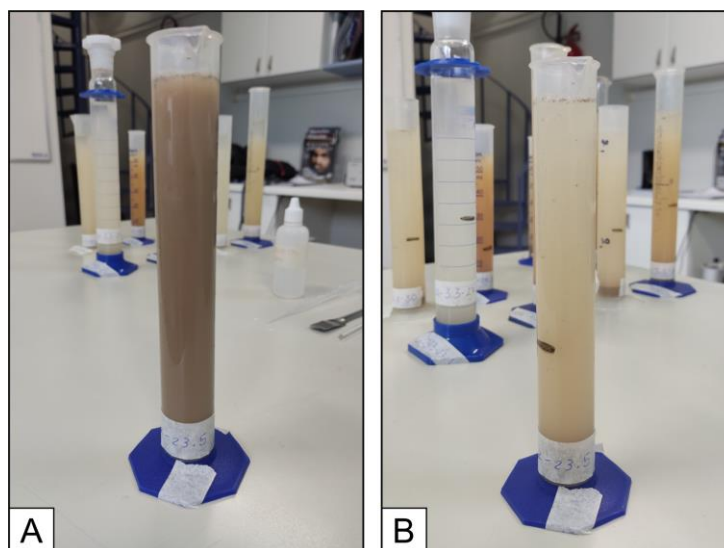


Figura 3.5 – (A) Proveta logo após ser agitada; (B) Proveta após um dia de decantação.

3.3.2 Difractometria de raios-X

A difração de raios-X (XRD) é uma técnica analítica não destrutível utilizada nas geociências para analisar a estrutura cristalina e, conseqüentemente, a mineralogia de uma amostra, seja ela sólida, líquida ou pulverizada. Em um difratômetro de raios-X, as fases cristalinas são identificadas pela comparação dos padrões de difração do raios-X de uma amostra desconhecida com os padrões de referência do banco de dados do Centro Internacional de Dados de Difração (ICDD) (PANANALYTICAL, 2023).

A difração dos raios-X ocorre quando estes raios são dispersos pelos elétrons de um material sem que haja mudança de comprimento de onda (Figura 3.6). A colisão dos raios-X causa excitação nos elétrons do material, formando uma fonte de ondas eletromagnéticas de mesma frequência e mesmo comprimento de onda

dos raios-X incidentes, deste modo, o elétron dispersa o feixe incidente. Portanto, a intensidade da dispersão depende do número de elétrons no átomo (SILVA, 2013).

Quando as dispersões são geradas por elétrons em um conjunto de átomos arranjados em planos atômicos (estrutura cristalina) cuja distância entre os planos é próxima a do comprimento de onda da radiação incidente, observa-se que as ondas refletidas por dois ou mais planos entram em fase e apresentam interferências construtivas (SILVA, 2013).

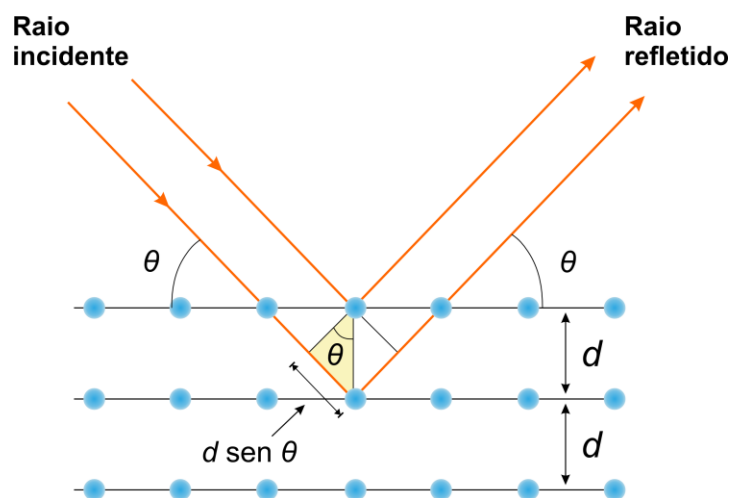


Figura 3.6 – Representação da Lei de Bragg em duas dimensões (SILVA, 2013).

Se dois ou mais planos forem considerados, as condições para a formação de um feixe difratado vão depender da diferença de caminho percorrido pelo feixe de raios-X, dada pela expressão $d = \lambda \sin(\theta)$, onde d é a distância entre os planos atômicos e θ é o ângulo de incidência entre o feixe incidente e os planos atômicos.

Caso ambos os planos refletirem os raios-X em fase, a diferença de caminho percorrido deve ser um número inteiro de comprimentos de onda e a difração se dá pela Lei de Bragg: $n \lambda = 2 d \sin(\theta)$, onde n é um número inteiro correspondente a ordem de difração dos planos do cristal e λ é o comprimento de onda da radiação X (SILVA, 2013).

Na difração de raios-X, λ , n e θ são conhecidos, a distância entre os planos atômicos (d) passa a ser o único valor não determinado. Como as distâncias interplanares de uma substância cristalina são características de cada mineral, um

conjunto de valores d em um difratograma pode identificar a substância (SILVA, 2013).

O difratômetro D2 PHASER (Figura 3.7) do Centro de Pesquisa UNESPetro utilizado para as análises mineralógicas é equipado com um contador proporcional e analisador de altura de pulso por radiação $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 1,54184\text{\AA}$), voltagem 30 kV e corrente elétrica de 10 mA. Os espectros de difração são coletados em intervalos específicos para cada tipo de identificação. A rotação do girômetro tem uma velocidade de $15^\circ/\text{min}$, passo 0,02. As fendas características usadas foram de 0,6 mm para análise de totais e 0,2 mm para as análises de fração fina (BRUNKER, 2023).

As lâminas de materiais totais foram submetidas a uma varredura de 4 a 90° para identificação de argilominerais di ou trioctaédricos na faixa de análise de $59,1^\circ$ a $62,3$. As lâminas de material fino ($< 2 \mu\text{m}$) é inicialmente submetida a uma varredura para identificação de argilominerais presentes na faixa de 2 a 28° em 2θ . Em seguida, as lâminas de material fino passam pela solvatação por etilenoglicol em recipiente fechado por 16 horas e então são novamente analisadas para identificação de argilominerais expansivos. Por último, as lâminas de material fino são aquecidas a 500°C por uma hora e são analisadas uma última vez.

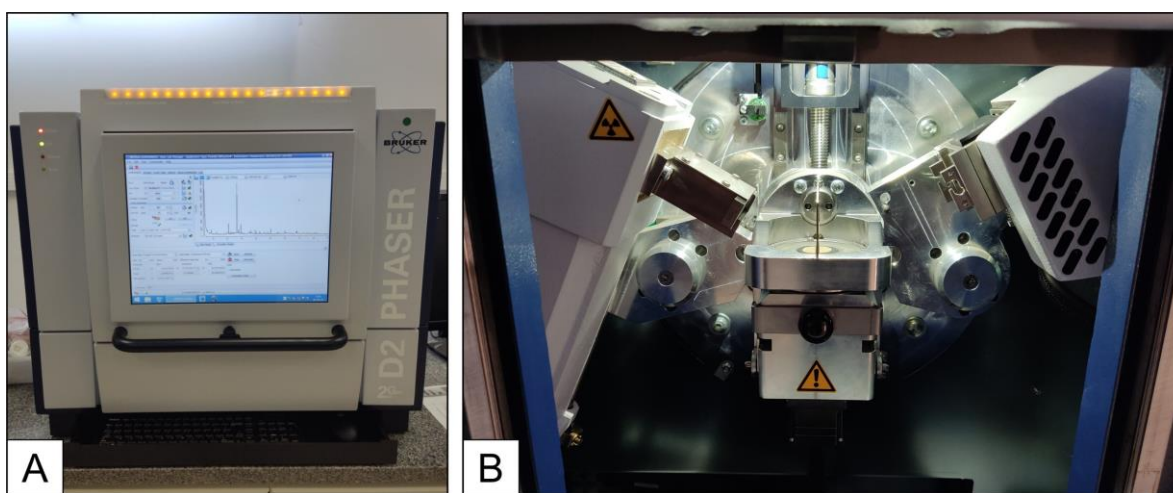


Figura 3.7 – Difratômetro de raios-X D2 PHASER (A) e visualização interna (B) do Centro de Pesquisa UNESPetro.

3.3.3 Tratamento e interpretação de dados

Os dados mineralógicos obtidos foram tratados no *software* DIFFRAC.SUITE EVA, incluso no difratômetro. Os picos dos minerais nos difratogramas gerados foram comparados com padrões existentes no banco de dados PDF-4 Minerals 2023, permitindo a identificação da mineralogia das amostras. Adicionalmente, para melhor identificação dos argilominerais, utilizou-se o diagrama de fluxo de identificação de minerais argilosos do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), disponível no Anexo I.

4 RESULTADOS

4.1 Análise granulométrica

Como mencionado anteriormente, os resultados obtidos diretamente do *software* FLEX estavam na forma de porcentagens absolutas para cada fração granulométrica determinada pelo programa, portanto, foi necessário realizar o cálculo cumulativo de cada uma das classes para confeccionar as curvas granulométricas das amostras (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Ao sobrepor as curvas gaussianas (Figura 4.2), nota-se um padrão bimodal de granulação, com uma assimetria tendendo levemente para granulação grossa.

A bimodalidade de granulação das amostras da seção 3.1 (em laranja) é representada, mais significativamente, entre 3,5% e 6%, com tamanhos entre 50 μm e 250 μm , correspondendo, respectivamente, a silte grosso e areia fina. A outra moda, com percentual menos significativo, entre 1,5% e 3%, apresenta tamanhos entre 10 μm e 30 μm , correspondentes a silte fino e silte médio, respectivamente.

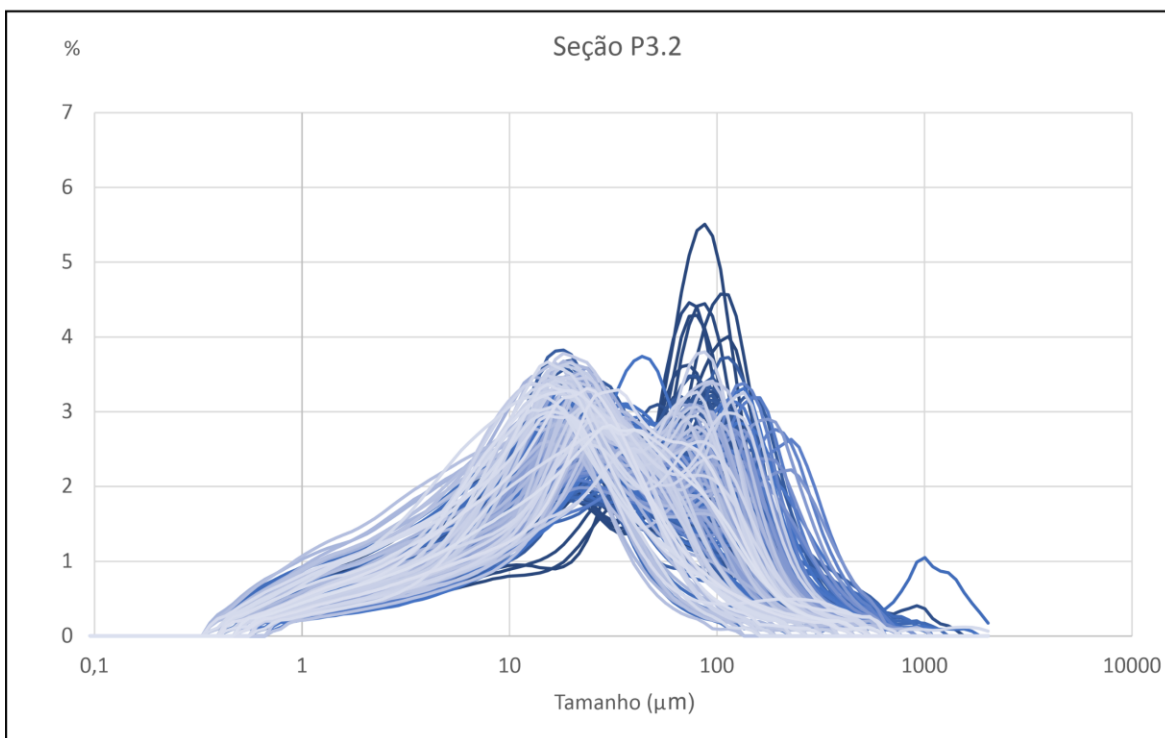
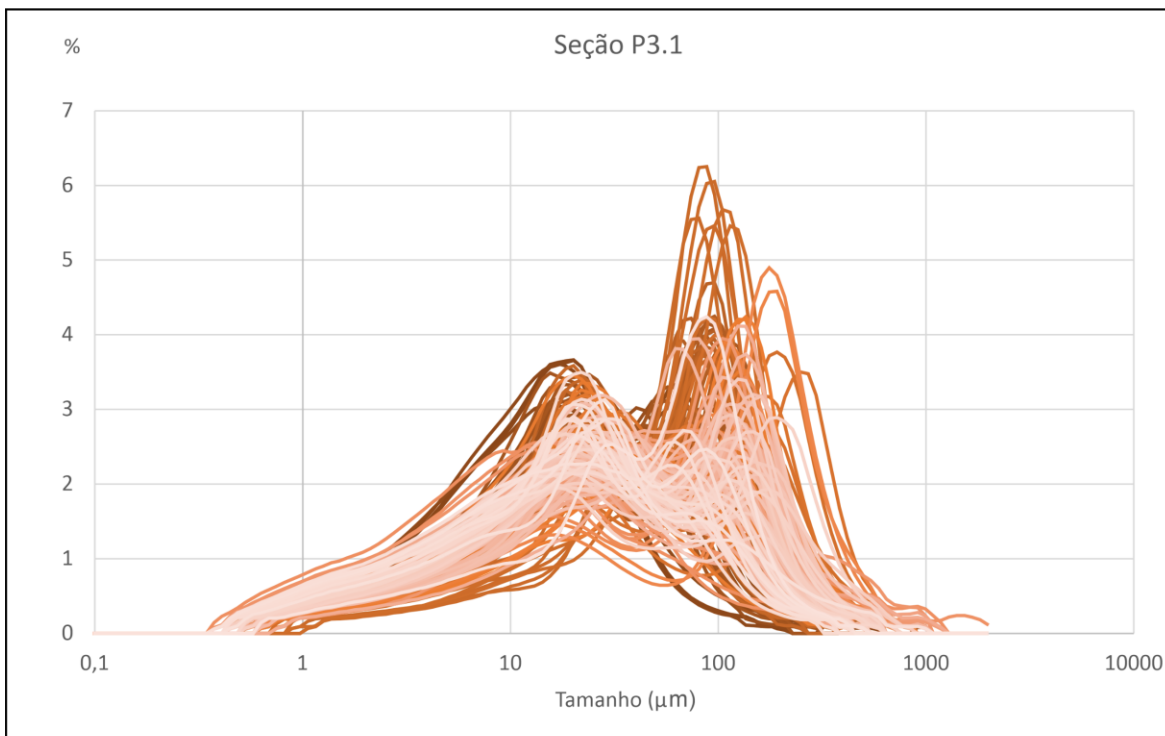


Figura 4.1 – Curvas granulométricas gaussianas das 306 amostras analisadas. Em laranja, as curvas das amostras da seção 3.1 e em azul, as curvas das amostras da seção 3.2.

No caso das amostras da seção 3.2 (em azul), a moda com percentual mais significativo, entre 3% e 5% e apresenta tamanhos entre 70 μm e 170 μm ,

correspondendo aos campos da areia muito fina e areia fina, respectivamente. A outra moda, com percentual menos significativo, entre 1% e quase 4%, apresentando tamanhos entre 10 μm e 30 μm , correspondente a silte fino e silte médio, respectivamente. Nas amostras da seção 3.2, nota-se um pico com percentual de 1% na fração de 1000 μm , correspondente ao campo da areia grossa.

A Figura 4.3 relaciona cada amostra analisada posicionada em seu nível estratigráfico na seção de Karamaidan adaptada de Bronger *et al.* (1995), com o percentual modal para cada uma das classes granulométricas estabelecidas por Vandenberghe (2013).

De modo geral, as classes granulométricas mais expressivas na seção de Karamaidan são > 70 μm , 44 - 70 μm , 12 - 24 μm e 2 - 12 μm , enquanto as demais classes não ultrapassam 12%, reforçando o padrão bimodal observado nas curvas granulométricas gaussianas, cujas frações granulométricas mais recorrentes são silte fino, silte grosso e areia muito fina.

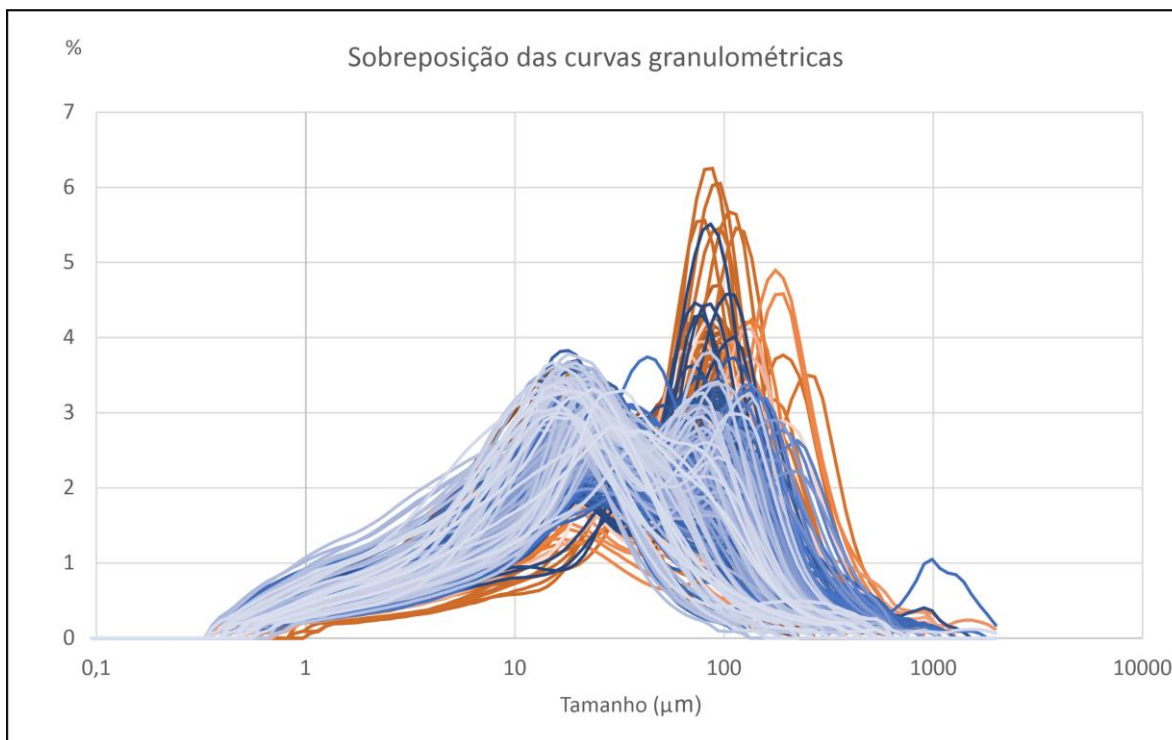


Figura 4.2 – Sobreposição das curvas granulométricas gaussianas. Em laranja, as curvas das amostras da seção 3.1 e em azul, as curvas das amostras da seção 3.2.

A classe $> 70 \mu\text{m}$, equivalente ao *loess* tipo 1.a de Vandenberghe (2013), é a classe predominante ao longo de ambas as seções. Nas amostras da seção 3.1, essa classe possui percentual modal muito mais significativo do que as demais classes, apresentando média de 27,39% e amplitude variando entre 2,7% e 59,87%. Nas amostras da seção 3.2, a predominância da classe $> 70 \mu\text{m}$ é um pouco inferior a seção 3.1, exibindo percentual médio de 21,57% e amplitude entre 1,02% e 47,68%.

Os *loess* das classes 2 - 12 μm e 12 - 24 μm , são do tipo 1.c, com granulação entre silte muito fino e silte fino, respectivamente. Na seção de Karamaidan, estão em segundo lugar no que diz respeito à expressividade do percentual modal, com valor médio e amplitude muito próximos. A média percentual da classe 2 - 12 μm é de 21,19% na seção 3.1 e 23,09% na seção 3.2, enquanto a amplitude varia entre 8,26% e 38,44% em 3.1 e entre 12,04% e 43,38% em 3.2. No caso da classe 12 - 24 μm , na seção 3.1, a média é de 19,68% e a amplitude de 8,41% a 31,38%, já na seção 3.2, apresenta média de 21,95% e amplitude entre 8,92% e 31,50%.

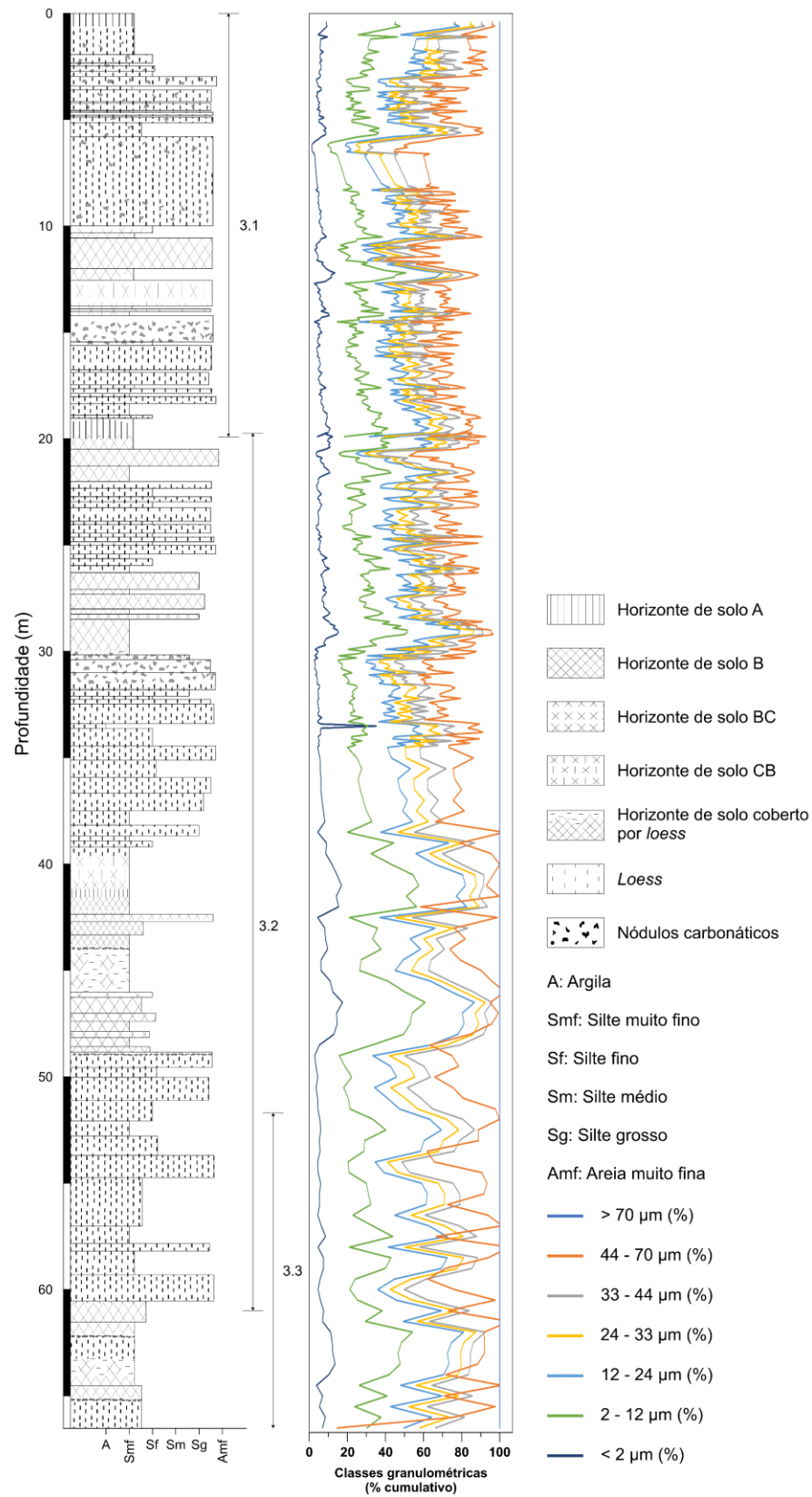


Figura 4.3 – Correlação entre as curvas cumulativas percentuais das classes granulométricas com a porção superior da seção de Karamaidan. Modificado de Bronger *et al.* (1995).

As classes de *loess* do tipo 1.b de Vandenberghe (2013) que englobam as granulações silte médio a silte grosso, são as de menor expressividade na seção de Karamaidan. Entre elas estão as classes 1.b.1, 1.b.2 e 1.b.3, com tamanhos 44 - 70 μm , 33 - 44 μm e 24 - 33 μm , respectivamente.

Iniciando pela classe 44 - 70 μm , é a com maior expressividade dentro da classe 1.b, apresentando média de 12,49% e amplitude entre 4,03% e 22,16% na seção 3.1, média de 12,05% e amplitude entre 3,12% e 19,92% na seção 3.2. Seguindo a 1.b.1 em expressividade, a classe 1.b.3, com tamanho 24 - 33 μm , possui apenas uma amostra com percentual acima de 10%, enquanto as demais, estão abaixo. Apresenta percentual modal com média de apenas 6,4% e amplitude entre 3,09% e 9,72% na seção 3.1, média de 7,63% e amplitude entre 4,63% e 10,10% na seção 3.2. Por fim, a classe 1.b.2, correspondente aos tamanhos 33 - 44 μm , é a de menor expressividade no perfil. Apresenta o menor percentual modal de média e amplitude. Na seção 3.1, a média é de 6,40% e a amplitude entre 2,45% e 8,78%, enquanto na seção 3.2, média de 6,84% e amplitude entre 3,51% e 10,56%.

A classe < 2 μm corresponde à fração argilosa das amostras e não é equivalente a nenhuma classe de Vandenberghe (2013). Em ambas as seções, essa classe apresenta menor expressividade que as classes 24 - 33 μm e 33 - 44 μm , com médias de 5,96% e 7,03%, amplitudes entre 1,34% e 13,45% e 2,69% e 35,20% nas seções 3.1 e 3.2 respectivamente.

4.2 Análise mineralógica por difração de raios-X (XRD)

Ao todo foram gerados 36 difratogramas, sendo 9 de fração total, 9 de fração fina total, 9 de fração fina submetida a solvatação por etileno glicol e 9 de fração fina submetida a solvatação e a aquecimento a 500 °C. Os difratogramas obtidos foram analisados e interpretados no *software* DIFFRAC.SUITE EVA a partir da comparação com padrões existentes, os quais permitiram a identificação dos minerais presentes em cada amostra. A nomenclatura das amostras indica de qual seção foi extraída (número antes do hífen) e a qual profundidade pertence (número após o hífen).

No geral, os principais minerais identificados foram quartzo, calcita, albita, anortita, clinocloro (ou clorita), caulinita, muscovita e orlovita ($\text{KLiTiSi}_4\text{O}_{11}\text{F}$), sendo este último um mineral do grupo das micas característico das montanhas Alai, na cordilheira Tian Shan no Tajiquistão (AGAKHANOV *et al.*, 2011) Em algumas amostras, vermiculita e tremolita mostraram picos significativos.

4.2.1 Amostra 3.1 - 20

A única amostra analisada da seção 3.1 apresenta picos referentes ao quartzo bem-marcados em 3,34354 Å e 4,25722 Å, albita, marcados em 3,19342 Å e 6,39104 Å e calcita, em 3,03364 Å, 1,91095 Å e 1,87428 Å. Muscovita e orlovita são, respectivamente, bem-marcados em 9,97603 Å e 9,96026 Å, adicionalmente, a orlovita também é representada pelo pico em 4,48020 Å. Picos de 7,12160 Å e 14,24590 Å caracterizam o clinocloro, do grupo das cloritas, como argilomineral do principal da amostra, indicado no difratograma da Figura 4.4, o que foi posteriormente confirmado na lâmina de material fino (curva preta) após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), uma vez que não houve deslocamento, colapso ou outra alteração dos picos após o tratamento da lâmina. Picos de menor expressão em 8,45337 Å, caracterizam actinolita, 3,53999 Å caracterizam anatásio (óxido de titânio) e 3,23937 Å, titanita.

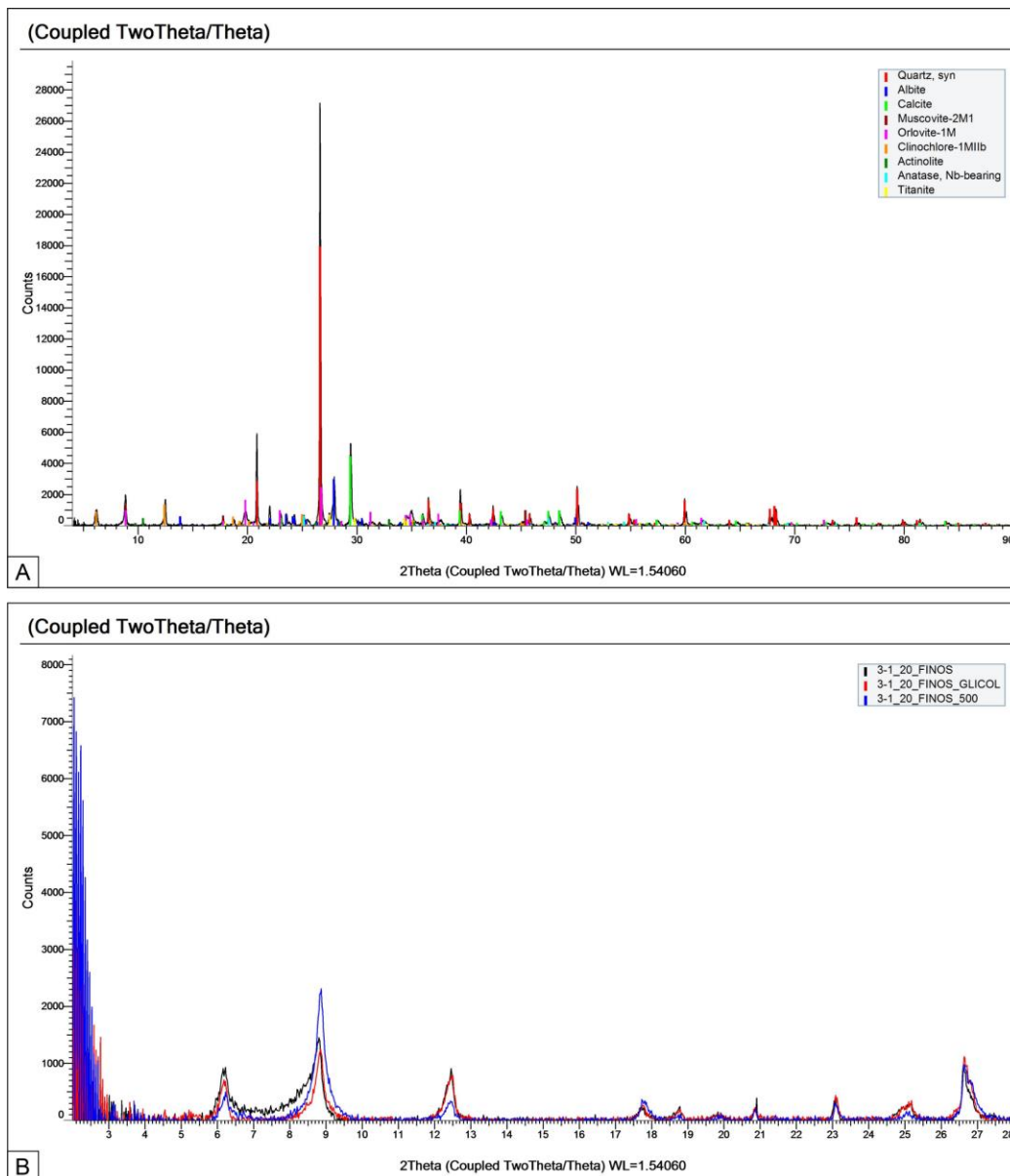


Figura 4.4 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.1 - 20; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.2 Amostra 3.2 - 21

A primeira amostra da seção 3.2 apresenta pico referente ao quartzo muito bem-marcado em 3,34343 Å, além dos picos em 4,25469 Å e 2,28154 Å. O segundo mineral com picos mais marcantes é a calcita em 3,03609 Å (principal), 1,91276 Å e 1,87584 Å. A albite dá espaço para o plagioclásio mais cálcico, a anortita, com pico representativo em 3,19393 Å. Novamente as micas são marcadas pela muscovita em 9,97257 Å e orlovita em 4,48018 Å. No difratograma da Figura 4.5,

clinocloro e caulinita, com picos em 14,15553 Å e 7,12894 Å, respectivamente, foram apontados como os argilominerais da amostra, sendo confirmado na lâmina de material fino (curva preta) após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), uma vez que não houve deslocamento, colapso ou outra alteração dos picos após o tratamento da lâmina. Picos de menor expressão em 8,40559 Å dá indícios de tremolita na amostra.

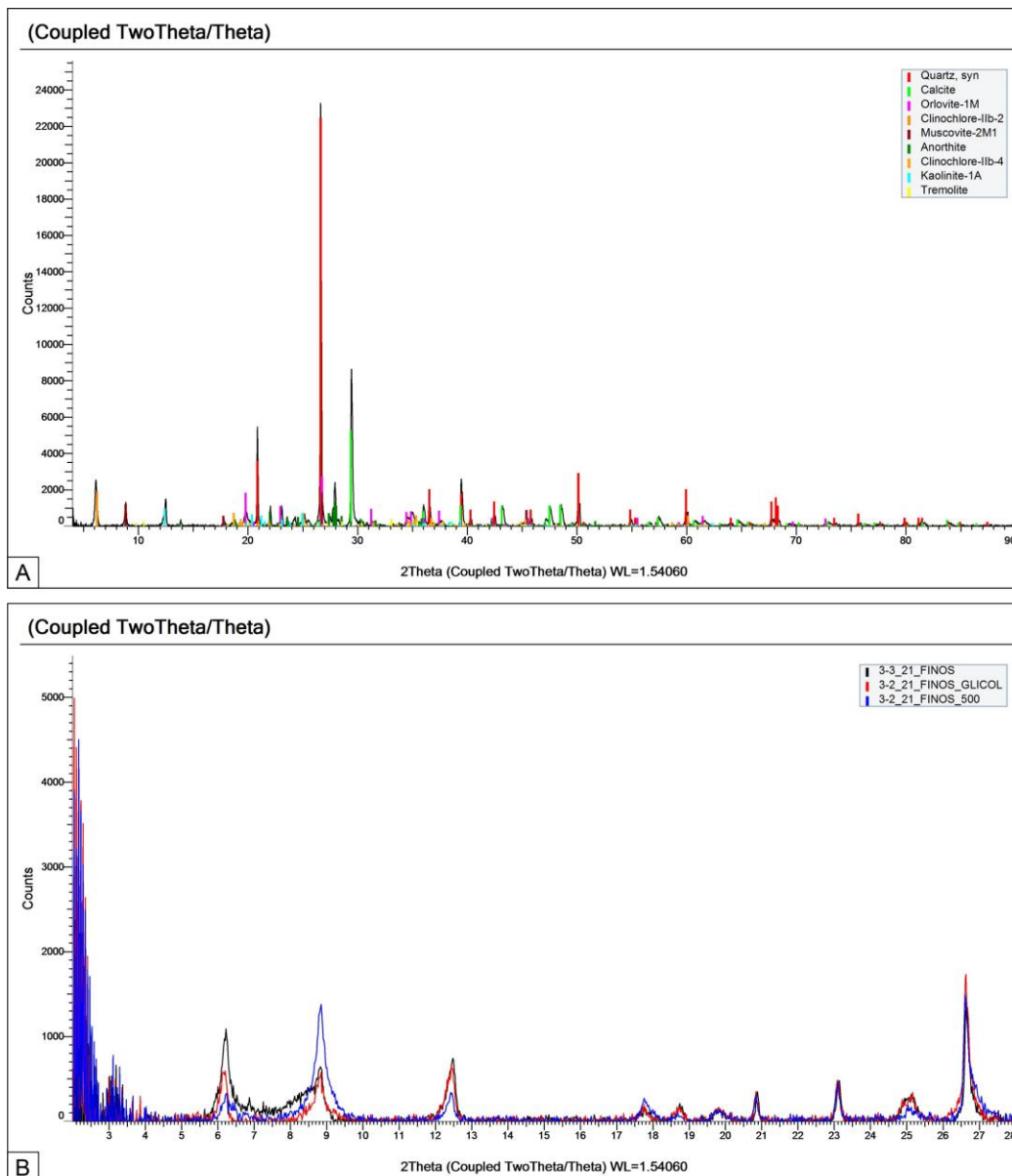


Figura 4.5 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 21; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.3 Amostra 3.2 - 23.5

Mais uma vez, o pico do quartzo é o mais bem-marcado em 3,34348 Å e 4,25502 Å, seguido da calcita em 3,03617 Å, 1,91270 Å e 1,87584 Å. Dessa vez, a albita e a anortita ocorrem concomitantemente nos picos 3,19628 Å e 3,19373 Å, respectivamente. Orlovita (4,48031 Å e 9,95950 Å) e muscovita (9,97146 Å) novamente são as micas com picos característicos. Há também ocorrência de óxidos de potássio e magnésio na forma de birnessita (7,07456 Å) e de alumínio como bayerita (4,71333 Å), além de hornblenda magnésiana, com pico em 8,41275 Å, porém com menor relevância. Nesse caso, o pico de argilominerais na análise (Figura 4.6) indicou a vermiculita como principal mineral (14,40420 Å), confirmado pela lâmina de material fino (curva preta) após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), mostrarem o colapso do pico de ~14 Å para ~10 Å da curva de 500 °C, característico da vermiculita.

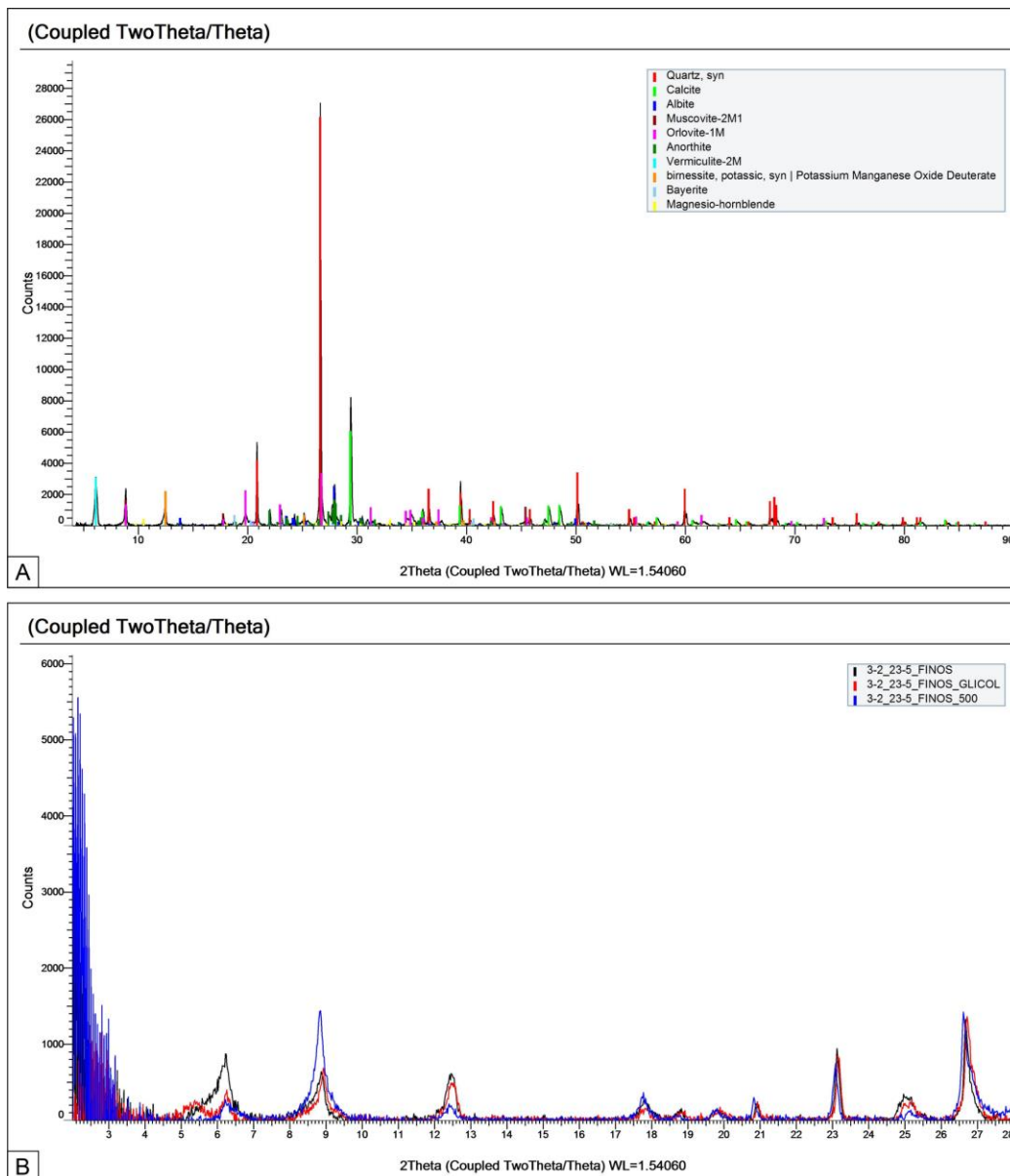


Figura 4.6 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 23.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.4 Amostra 3.2 - 28.5

A amostra 28.5 é a com menor pluralidade mineral, sendo o pico do quartzo o melhor representado em 3,34361 Å e 4,25531 Å, seguido da calcita em 3,03612 Å e da albita em 3,19396 Å. As micas são novamente representadas pela orlovita, com picos em 4,47992 Å e 9,96079 Å e pela muscovita em 9,96816 Å. Por fim, o provável argilomineral característico da amostra é o clinocloro, com picos em 7,12163 Å e 14,24133 Å na análise total (Figura 4.7), o que foi posteriormente

confirmado pela lâmina de material fino (curva preta) após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), uma vez que não houve deslocamento, colapso ou outra alteração dos picos após o tratamento da lâmina.

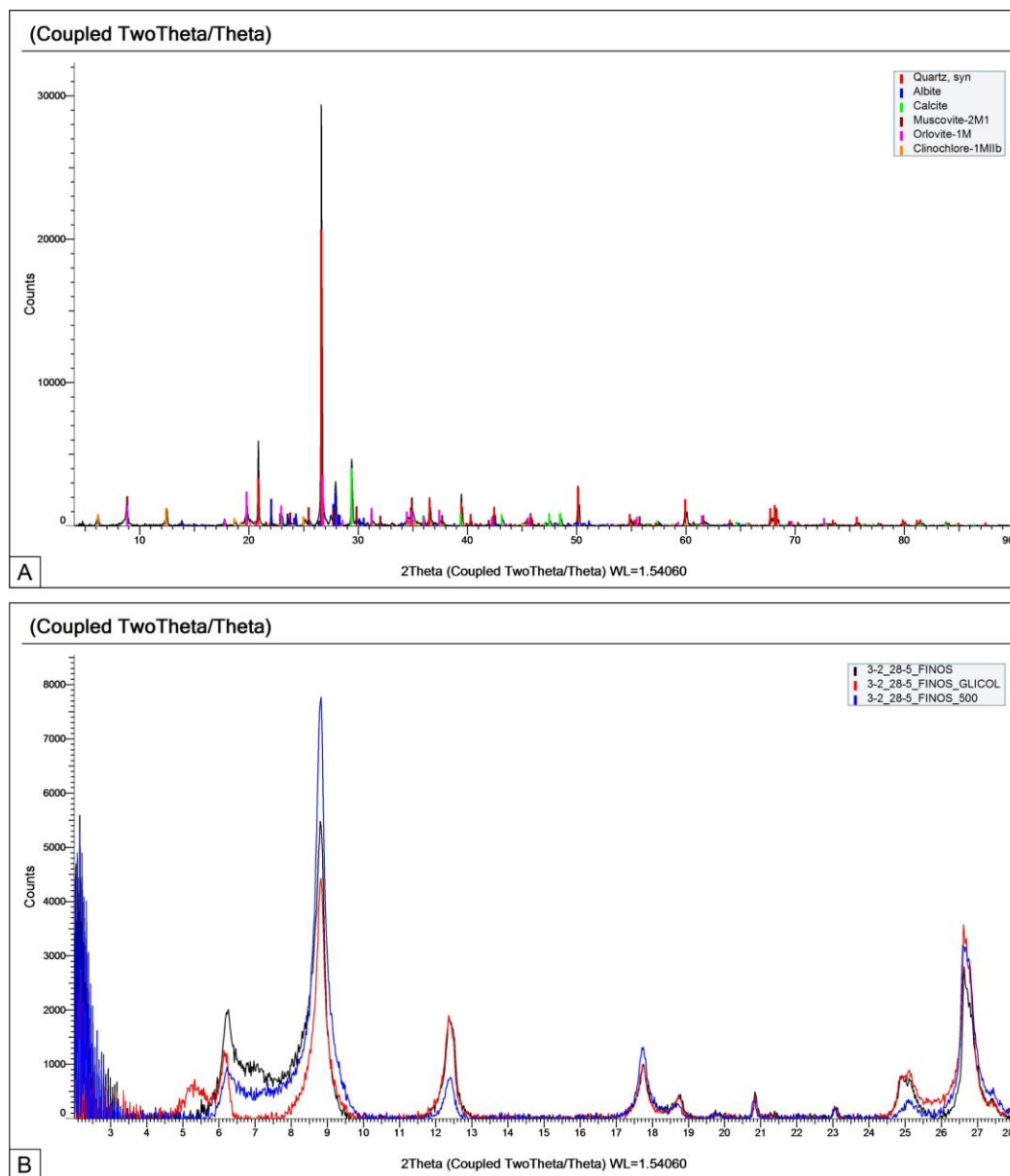


Figura 4.7 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 28.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.5 Amostra 3.2 - 30

Essa é a primeira amostra em que os picos do quartzo (3,34321 Å, 4,25533 Å e 2,45671 Å) e da calcita (3,03548 Å, 2,28473 Å, 1,91233 Å e 1,87530 Å)

apresentam intensidade semelhante e são os melhores representados. Albita e anortita ocorrem da mesma forma da amostra 28.5 desta mesma seção, apresentando picos representativos em 3,19626 Å e 3,18056 Å, respectivamente. As micas são novamente representadas pela orlovita (4,47992 Å e 9,96079 Å) e muscovita, sendo que o pico da muscovita em 9,97238 Å ocorre com mais intensidade do que nas amostras anteriores. Os argilominerais clinocloro (pico em 14,15017 Å) e caulinita (pico em 7,12824 Å) identificados na análise total (Figura 4.8), são confirmados na análise da lâmina de material fino (curva preta) após a solvatação com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), uma vez que não houve deslocamento, colapso ou outra alteração dos picos após o tratamento da lâmina. A tremolita ocorre com menor representatividade e é marcada pelo pico de 8,40735 Å.

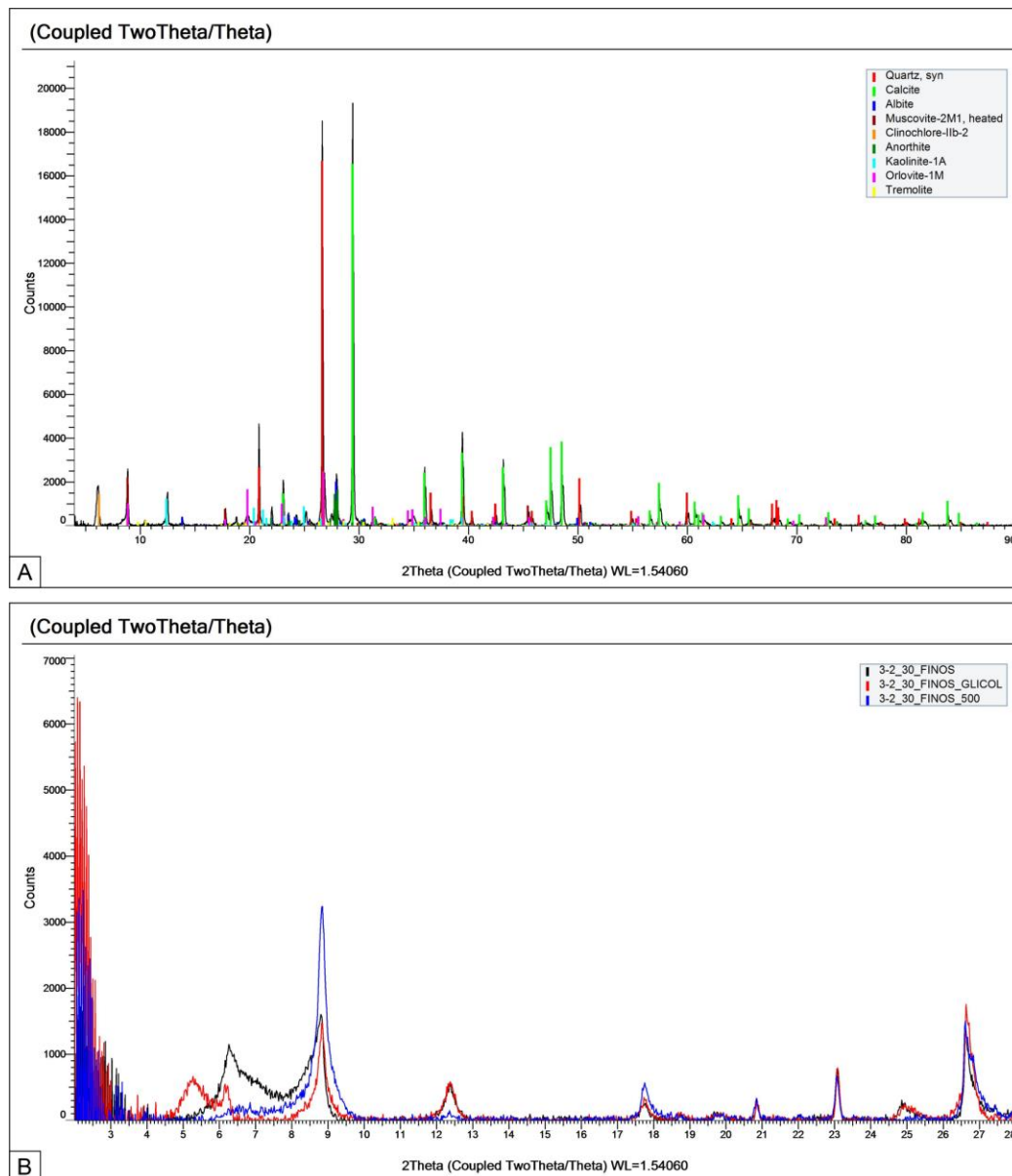


Figura 4.8 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.2 - 30; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.6 Amostra 3.3 - 20

Os picos do quartzo voltam a ser os melhores representados na amostra em 3,34506 Å, 4,25634 Å e 2,8190 Å, seguido do pico da calcita em 3,03682 Å, da albite em 3,19616 Å e da anortita em 3,19383 Å. A orlovita apresenta picos bem-marcados em 4,48025 Å, 9,95649 Å e 3,33010 Å e a muscovita em 9,97027 Å. Novamente clinocllore e caulinita, com picos em 14,26898 Å e 7,12662 Å, respectivamente, foram os argilominerais identificados na amostra de material total (Figura 4.9) e

confirmados pela não alteração, deslocamento ou colapso dos picos após as análises do material fino (curva preta), material fino solvatado (curva vermelha) e aquecido a 500 °C (curva azul).

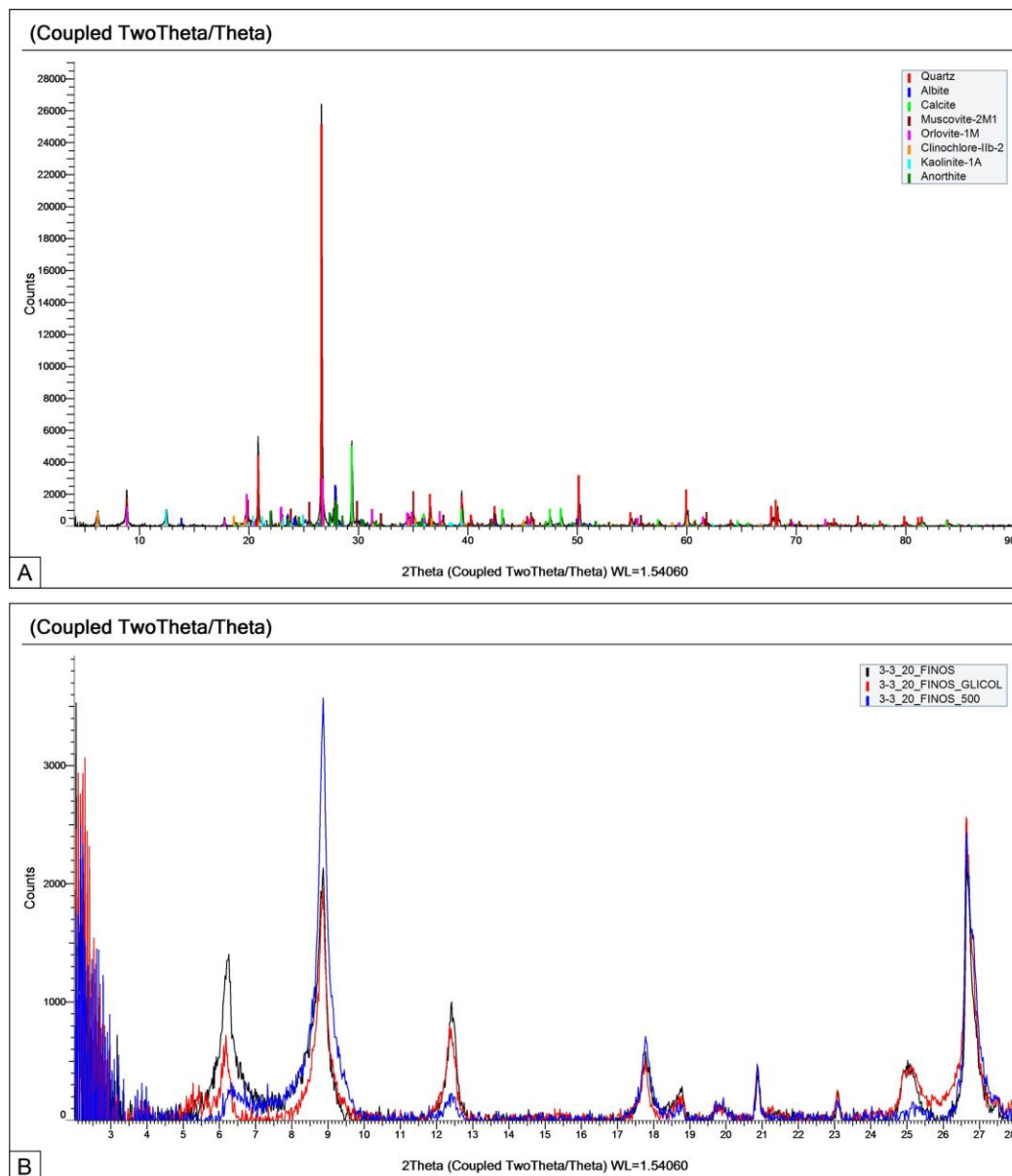


Figura 4.9 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 20; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.7 Amostra 3.3 - 21.5

Semelhante ao que ocorre na amostra 3.2-30, os picos de quartzo (3,34330 Å e 4,25484 Å) e calcita (3,03551 Å, 2,28481 Å, 1,91236 Å e 1,87530 Å) apresentam intensidade semelhante e são os melhores representados na amostra. Há

ocorrência de albita (3,19601 Å) e anortita (3,18053 Å) simultaneamente. Muscovita e orlovita ocorrem apenas nos picos 4,98823 Å e 4,48021 Å, respectivamente, sendo o pico 9,95660 Å agora melhor representativo da mica fluorflogopita. Diferente das amostras até então, foram identificados três picos principais de argilominerais na análise de minerais totais (Figura 4.10): clinocloro em 14,10721 Å, vermiculita em 14,33321 Å e caulinita em 7,13012 Å, sendo a caulinita e a vermiculita confirmados na lâmina de material fino (curva preta) após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), mostrarem o colapso do pico de ~14 Å para ~10 Å da curva de 500 °C, característico da vermiculita.

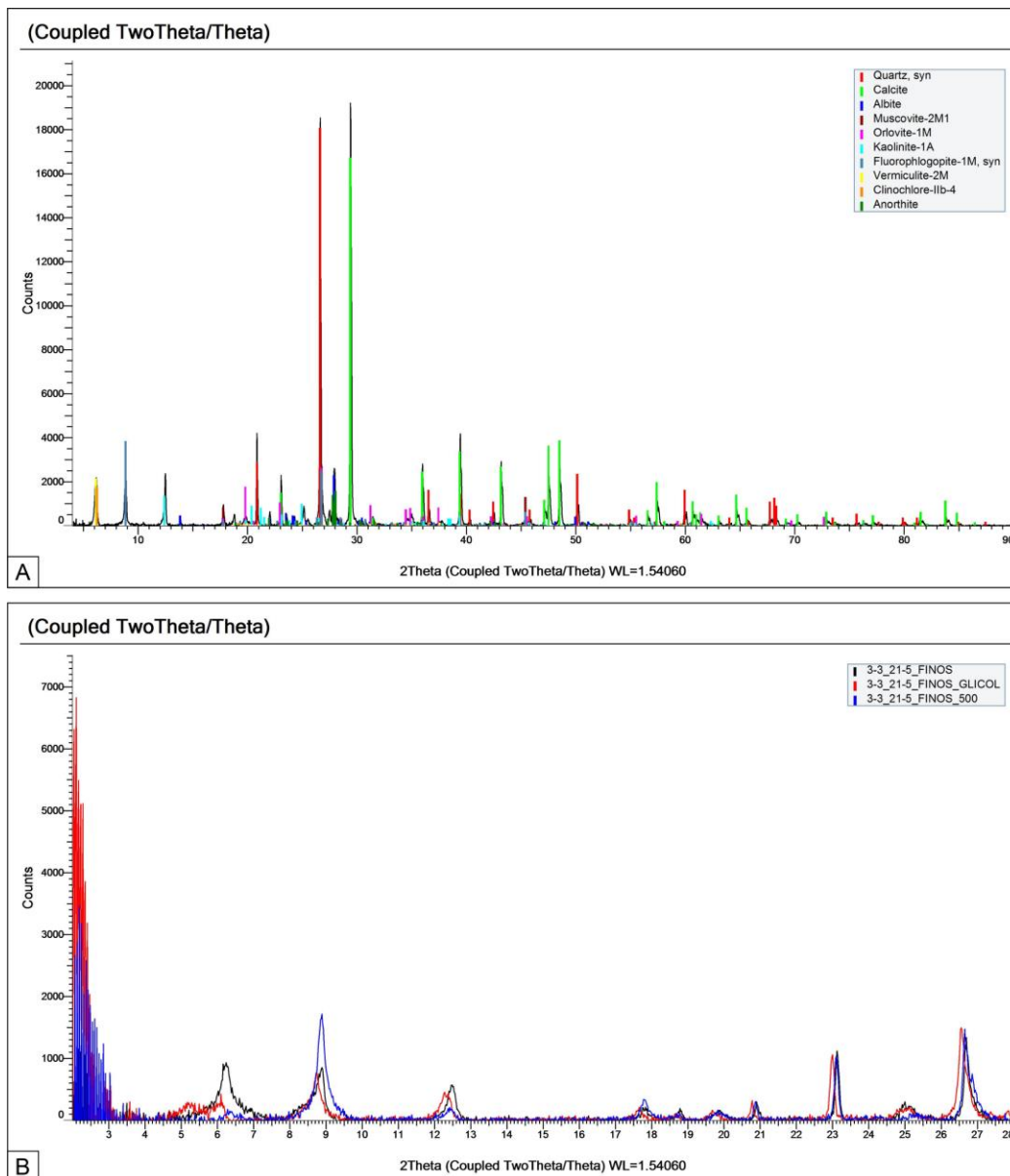


Figura 4.10 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 21.5; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.8 Amostra 3.3 - 26

Nesta amostra, o pico do quartzo em $3,34333 \text{ \AA}$ é o mais significativo, também ocorrendo em $4,25517 \text{ \AA}$ e $1,81806 \text{ \AA}$. Ao comparar com as outras amostras, nota-se que a calcita é praticamente inexistente, apresentando um único pico relevante em $3,03589 \text{ \AA}$. Os plagioclásios albita e anortita apresentam picos representativos em $3,19626 \text{ \AA}$ e $3,19876 \text{ \AA}$, respectivamente. A orlovita e a muscovita repetem seus picos padrões em $4,48093 \text{ \AA}$, $9,96447 \text{ \AA}$ e $9,95042 \text{ \AA}$ e os

argilominerais identificados na análise total (Figura 4.11) foram, novamente, o clinocloro (14,21008 Å) e a caulinita (7,12966 Å), confirmado pela análise dos materiais argilosos (curva preta), após as análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), os quais não mostraram deslocamento, colapso ou outra alteração significativos dos picos. Há indícios pouco significativos de tremolita em 8,40331 Å.

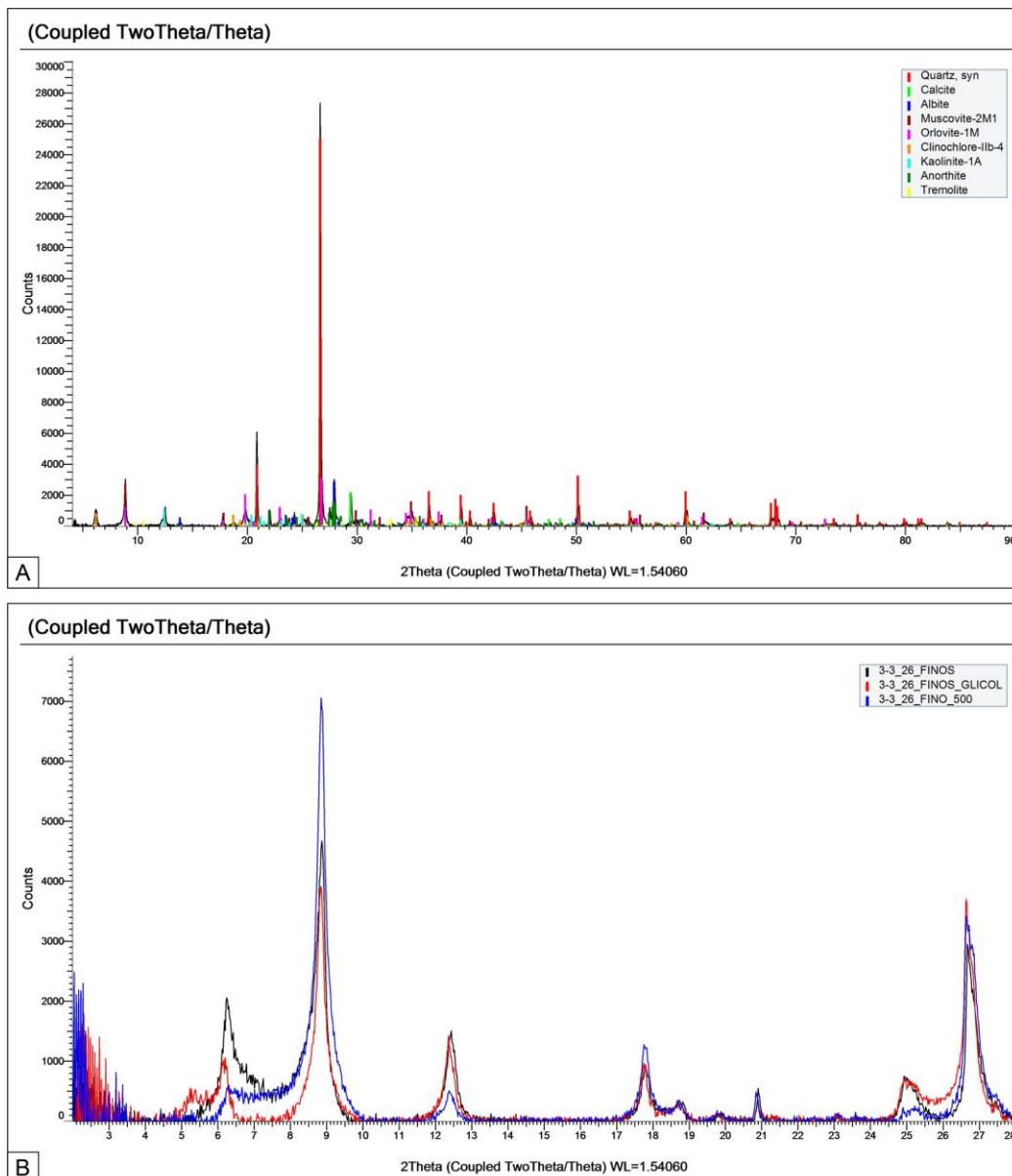


Figura 4.11 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 26; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

4.2.9 Amostra 3.3 - 27.1

Por último, a amostra 27.1 da seção 3.3 exhibe a maior quantidade de picos característicos da calcita, com valores em 3,03641 Å, 2,28535 Å, 2,09487 Å, 1,91306 Å e 1,87580 Å, atingindo cerca de 23.000 contagens no pico de 3,03641 Å. O quartzo aparece com apenas um pico característico bem-marcado em 3,34487 Å, atingindo 11.000 contagens, menos da metade da calcita. Os picos da albita (3,19614 Å) e anortita (3,18033 Å) são pouco expressivos. Já no caso das micas, a muscovita não apresenta nenhum pico muito expressivo, enquanto a orlovita é determinada pelos picos 4,46170 Å, 4,97790 Å e 9,95117 Å. Os argilominerais foram determinados na análise de totais (Figura 4.12) pelos picos de 14,15320 Å, característico do clinocloro, 14,34728 Å da vermiculita e 7,13295 Å da caulinita e, após análise das lâminas de material fino (curva preta), das análises com o etilenoglicol (curva vermelha) e o aquecimento a 500 °C (curva azul), foram confirmados os picos da caulinita e da vermiculita por causa do colapso do pico de ~14 Å para ~10 Å da curva de 500 °C, característico da vermiculita.

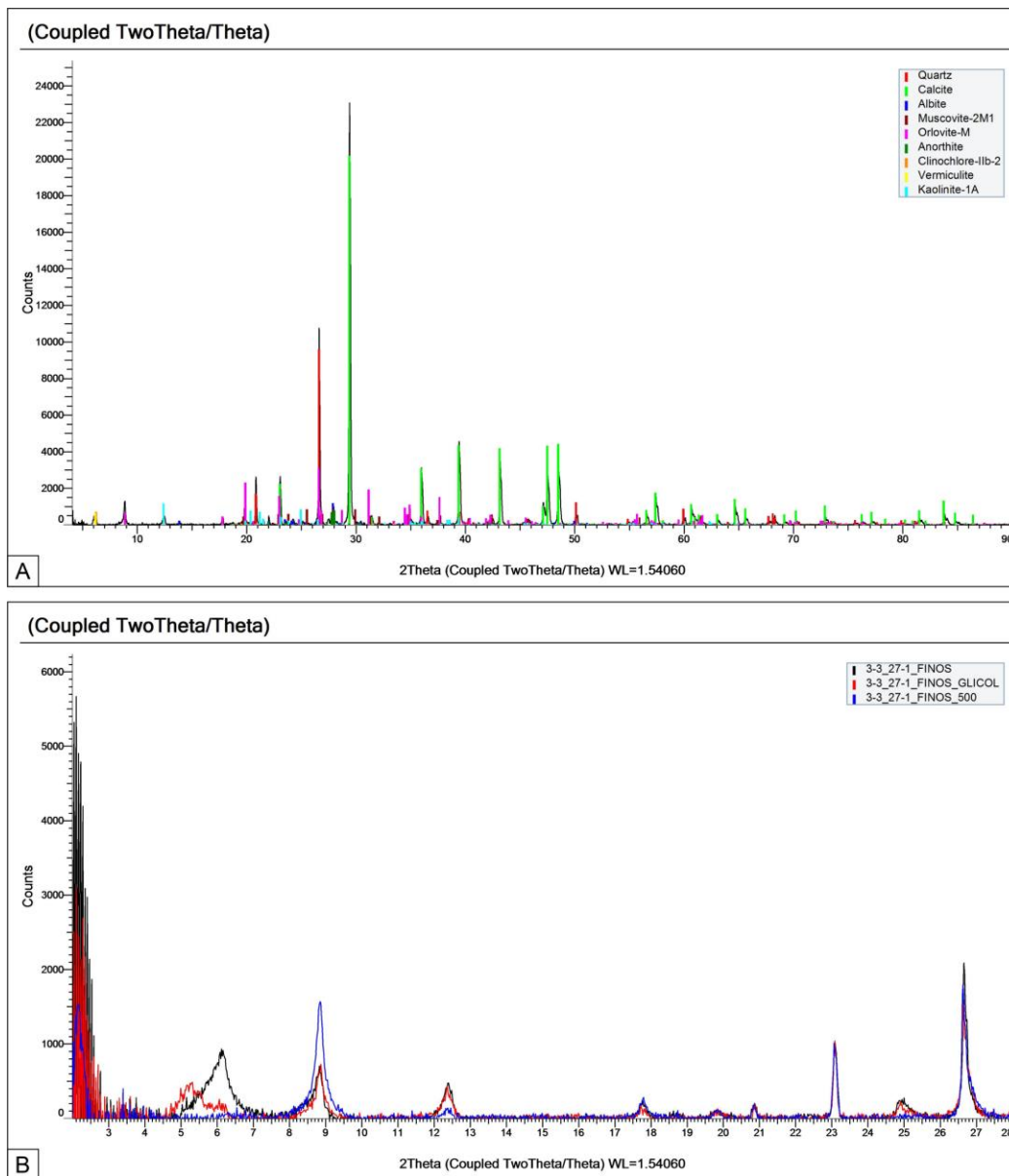


Figura 4.12 – (A) Difratoograma de análise total da amostra 3.3 - 27.1; (B) Difratoogramas dos argilominerais.

5 DISCUSSÃO

A partir dos resultados obtidos pelas análises granulométrica e mineralógica apresentados anteriormente, juntamente com a correlação de dados de susceptibilidade magnética e paleomagnetismo, se faz interpretações acerca da evolução ambiental e climática da área no âmbito da caracterização de condições e processos que favoreceram a deposição do *loess* na região.

Para compreender tal evolução e processos, parte-se de três premissas.

A primeira são as características do depósito de *loess*, os quais se formam em períodos glaciais, onde a aridez e as baixas temperaturas são dominantes e há interação da erosão por geleiras com o transporte por rios glaciais e ação eólica até a deposição por este último processo.

Em segundo lugar, as ferramentas para sua classificação, no caso, os parâmetros de classificação granulométrica de depósitos de *loess* de Vandenberghe (2013), os quais permitem uma análise fundamentada destes depósitos e suas relações processuais e espaciais.

Por último, deve-se considerar estudos prévios de sedimentologia, susceptibilidade magnética e paleomagnetismo da seção de Karamaidan como os de Forster e Heller (1994) e Bronger *et al.* (1995) e comparar os resultados obtidos, com o intuito de refinar ainda mais os registros da evolução climática da região.

O tratamento dos resultados obtidos com as análises granulométrica e mineralógica e a comparação destes dados com a susceptibilidade magnética e paleomagnetismo, permite uma visualização integrada das características do depósito de *loess* com as do próprio sedimento. A Figura 5.1 correlaciona a coluna estratigráfica de Karamaidan com as curvas granulométricas percentuais de cada amostra ao longo da seção, permitindo a visualização mais precisa do processo responsável pela deposição de cada tipo de *loess*. A Figura 5.2 correlaciona os dados de granulação com a susceptibilidade magnética, isótopos de ^{18}O marinho e paleomagnetismo, permitindo a identificação das características climáticas sob as quais os sedimentos que formam a seção de Karamaidan se depositaram.

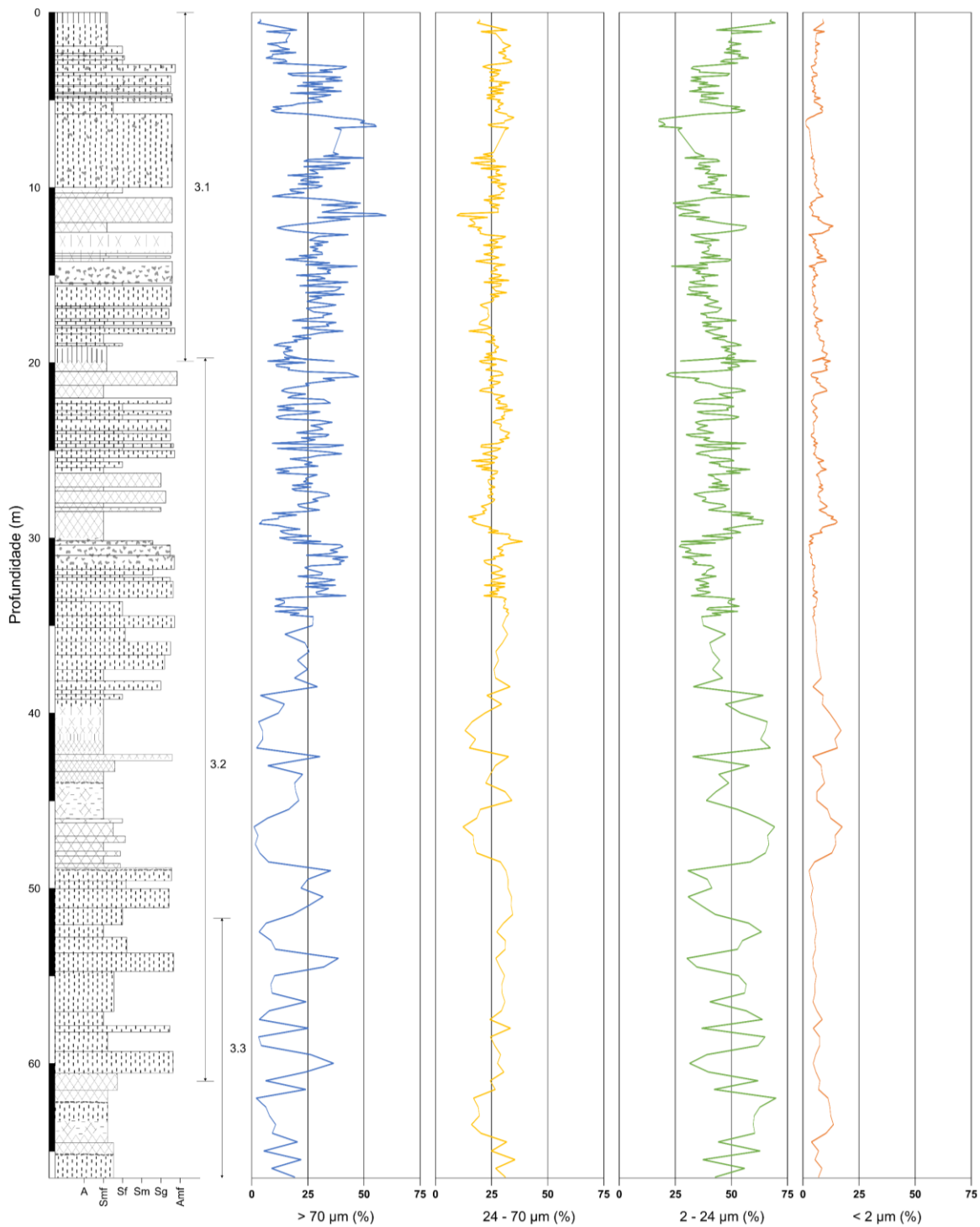


Figura 5.1 - Correlação das classes granulométricas e a estratigrafia da seção de Karamaidan.

A argila, representada pela classe $< 2 \mu\text{m}$, é a classe de Vandenberghe (2013) de menor expressividade ao longo da seção, apresentando valor médio próximo a 6% e valor máximo de 17%. Nota-se também que em alguns picos de

silte fino, há também picos de argila, sugerindo que ambas as frações podem ocorrer simultaneamente em determinadas ocasiões. No entanto, processos eólicos, responsáveis pelo transporte de silte, normalmente não possuem competência para depositar argila, cuja deposição ou se dá em planícies de inundação de sistemas fluviais, ou pode apresentar origem pedogênica.

A hipótese da origem supérgena dos argilominerais da seção de Karamaidan é corroborada pela análise mineralógica realizada neste trabalho, a qual revelou caulinita e vermiculita como os principais argilominerais encontrados nas amostras. A caulinita normalmente é produto de alteração de feldspatos e aluminossilicatos, enquanto a vermiculita, de flogopita, biotita, clorita e outros filossilicatos ferromagnesianos. Há também ocorrência de clinocloro nas amostras, cuja origem pode ser relacionada à alteração de piroxênios, anfibólios e biotita (NAVARRO *et al.*, 2017).

É possível extrair dois processos eólicos distintos responsáveis pela deposição do silte na seção de Karamaidan, uma vez que encontra-se silte fino (2 – 24 μm) e silte médio (24 – 70 μm) ao longo de toda a seção. O primeiro processo, atuante o ano todo, é responsável pelo transporte do silte do tipo 1.c (muito fino a fino) em nuvens de suspensão de alta altitude por centenas ou milhares de quilômetros. O segundo processo, atuante em eventos ciclônicos ou em tempestades de poeira ocorrentes durante a primavera, é capaz de carregar o silte tipo 1.b (médio) por dezenas de quilômetros em nuvens de suspensão próximas à superfície. Através da análise gráfica, nota-se uma abundância percentual do silte 1.c ao longo de toda a seção, com um leve aumento percentual na porção inferior, enquanto o silte 1.b, mantém percentual praticamente constante ao longo de toda a seção. O predomínio do sedimento 1.c indica que a deposição desse material é constante em toda a seção, sugerindo que, mesmo durante períodos mais úmidos, havia processos de deposição de *loess*.

A fração de silte grosso a areia fina, representada pela classe > 70 μm , corresponde ao *loess* do tipo 1.a de Vandenberghe (2013), de origem é proximal à área fonte, uma vez que o transporte se dá através da saltação, sendo capaz de transportar as partículas por apenas centenas de metros ou poucos quilômetros.

Essa fração possui maior expressividade na porção superior da seção (até ~ 35 metros de profundidade), enquanto na porção inferior, sua presença é mais discreta e há predominância da fração silte (classes 1.b e 1.c), havendo, porém, alguns picos significativos no percentual de areia em determinados pontos. Os processos de deposição de areia e silte são antagônicos, de modo que, quando os percentuais da fração areia são mais elevados, os de silte são menos expressivos. Isso é notável na transição da porção superior para a porção inferior da seção, onde há queda do percentual da areia e aumento expressivo do percentual do silte fino.

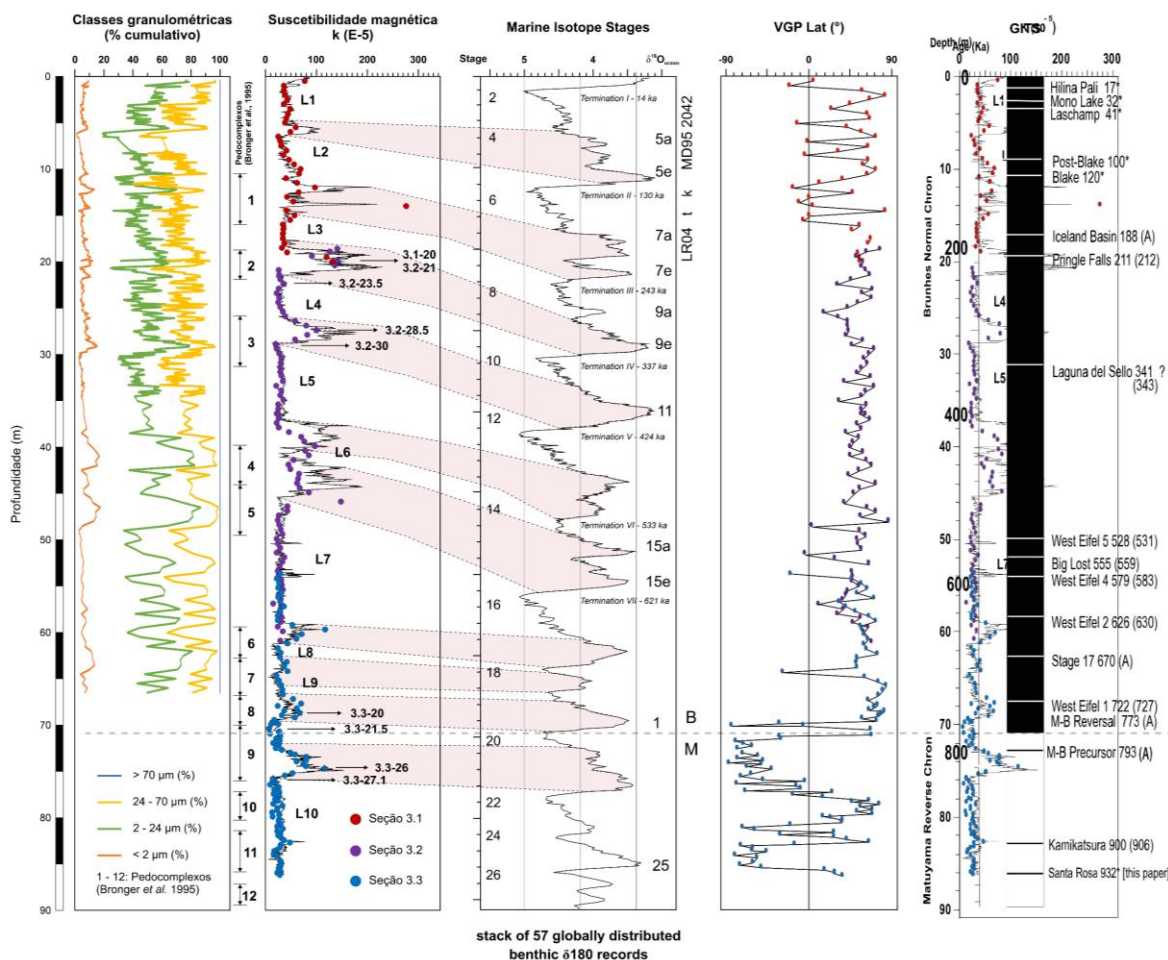


Figura 5.2 – Correlação entre granulação, susceptibilidade magnética, isótopos de oxigênio do oceano e paleomagnetismo da seção de Karamaidan. As setas no perfil de susceptibilidade magnética indicam as amostras analisadas na difratometria de raios-X.

Forster e Heller (1994) realizaram análises de susceptibilidade magnética da seção de Karamaidan e correlacionaram os resultados obtidos com dados existentes da seção de Xifeng, China e com os níveis de isótopos de ^{18}O no oceano.

Esse estudo mostrou que ambas as seções apresentaram excelentes correlações entre si e com os isótopos de oxigênio, permitindo o refinamento da datação da sequência de *loess* em Karamaidan e da compreensão do paleoclima vigente durante os diferentes períodos de deposição dos sedimentos que compõem a seção.

Se tratando da susceptibilidade magnética, nota-se maior intensidade (até duas vezes e meia) nos paleossolos da porção superior da seção de Karamaidan, até próximo ao limite dos pedocomplexos 4 e 5 (Figura 5.2), quando comparado com a porção inferior da seção. Essa característica seria indicativa de períodos de paleoclima mais quente e úmido e, no caso de Karamaidan, teria ocorrido nos pedocomplexos 3, 2 e 1, a partir de 300 ka.

A porção do perfil que engloba os pedocomplexos 1 a 8 e os respectivos depósitos de *loess*, mostraram polaridade normal, sendo então formados durante a época Brunhes. Já a parte da seção que engloba os pedocomplexos de 9 a 12, mostraram polaridade invertida, característica da época Matuyama. Forster e Heller (1994) definiram o limite Brunhes-Matuyama em cerca de 86 metros de profundidade, próximo ao pedocomplexo 10, no entanto, ao correlacionar a susceptibilidade magnética com os isótopos de oxigênio neste trabalho, o limite estaria mais próximo de 70 metros de profundidade, entre os pedocomplexos 8 e 9.

O desenvolvimento climático de Karamaidan ao longo dos últimos 900 ka envolveu, ao menos, dez principais estágios de resfriamento, evidenciados pela diminuição da concentração de isótopos de oxigênio nos oceanos e deposição de dez sucessões de *loess*, os quais apresentaram valores baixos e constantes de susceptibilidade magnética, o que pode ser reflexo de condições mais áridas, típicas de períodos glaciais.

Ao contrário do que foi definido no trabalho de Forster e Heller (1994), onde o limite Brunhes-Matuyama é marcado na seção de Karamaidan em uma sequência de *loess* (período mais frio) e no oceano em um período mais quente, a correlação feita na Figura 5.2 coloca o limite em um período mais frio tanto no continente, evidenciado pela deposição de *loess*, quanto no oceano, baixas concentrações de isótopos de oxigênio.

Sabe-se que a intensidade da susceptibilidade magnética está relacionada a concentração de minerais magnéticos. Anteriormente foi determinado que os argilominerais identificados na seção, caulinita, vermiculita e clinocloro, apresentam origem pedogênica. Ao observar os gráficos das classes granulométricas e susceptibilidade magnética da Figura 5.2, nota-se que a produção de argila é constante ao longo da seção (média de 6%), enquanto os valores de susceptibilidade magnética frequentemente variam. A partir dessa observação, pode-se inferir que os processos pedogênicos na seção de Karamaidan atuaram mais na produção de óxidos de ferro do que de argila.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As classes granulométricas de Vandenberghe (2013) de ocorrência mais expressiva na seção de Karamaidan, do maior para o menor, foram 1.c (silte muito fino a fino), 1.b (silte médio), 1.a (silte grosso a areia fina) e argila.

A análise granulométrica permitiu a determinação de dois processos eólicos responsáveis pela deposição do silte na seção de Karamaidan. O primeiro processo atua durante o ano todo e é responsável pelo transporte do silte fino em nuvens de suspensão de alta altitude, capaz de transportar o sedimento por centenas ou milhares de quilômetros. O segundo processo atua sazonalmente, em períodos primaveris, ou em eventos ciclônicos, ou em tempestades de poeira, os quais são capazes de transportar o silte médio por dezenas de quilômetros em nuvens de suspensão próximas à superfície.

As argilas ou são depositadas em planícies de inundação de sistemas fluviais, ou são de origem pedogênica. No caso dos argilominerais da seção de Karamaidan, caulinita, vermiculita e clinocloro, a hipótese da origem supérgena é a mais provável, uma vez que esses minerais são produtos de alteração de feldspatos, aluminossilicatos, flogopita, biotita, clorita, piroxênios e anfibólios.

Tanto na granulação, quanto na susceptibilidade magnética, notou-se dois períodos climáticos distintos: um quente e úmido e outro mais ameno e seco. A porção superior da seção apresenta picos de susceptibilidade magnética mais elevados do que a porção inferior, resultado da maior presença de minerais

magnéticos, normalmente formados a partir da pedogênese em períodos quentes e úmidos.

A produção de argila é constante ao longo da seção, enquanto os valores de susceptibilidade magnética variam com frequência. Como os argilominerais identificados têm origem associada a processos pedogênicos, pode-se concluir que esses processos atuaram com maior intensidade na produção de óxidos de ferro do que de argilominerais.

Para concluir, a partir deste trabalho, se faz necessário ampliar a escala de investigação para que sejam possíveis reconstruções ambientais, temporais e espaciais mais detalhadas para melhor compreensão da evolução climática na escala continental. Por fim, recomenda-se a continuação das análises granulométricas da seção 3.3 de Karamaidan para que haja maior integração entre os dados de granulação e susceptibilidade magnética, permitindo então, melhor refinamento das informações paleoclimáticas de Karamaidan.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGAKHANOV, A. A. *et al.* Orlovite, $\text{KLi}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{10}(\text{OF})$, a new mineral of the Mica Group. **New Data on Minerals**, v. 46, p.13-19, 2011.

ALEXEIEV, D. V. *et al.* 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, 2016.

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, 2015, p.231-269.

AUDET, P.; BÜRGMANN, R. Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. **Nature Geosciences**, v. 4, p.184-187, 2011.

BERRYMAN, K. R. Distribution, age, and deformation of Late Pleistocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand. **Tectonics**, v. 12, p. 1365-1379, 1993.

BETTIS, E. A.; MUHS, D. R.; ROBERTS, H. M.; WINTLE, A. G. Last glacial loess in the conterminous USA. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, 1907-1946, 2003.

BOSBOOM, R. *et al.* Late Eocene palaeogeography of the proto-Paratethys Sea in Central Asia (NW China, southern Kyrgyzstan and SW Tajikistan). **Geological Society of London**, v. 427, p.565-588, 2017.

BRITANNICA, The Editors of Encyclopaedia. **Central Asia**. 2023. Disponível em: <https://www.britannica.com/place/Central-Asia>. Acesso em: 26 abril 2023.

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, 2003.

BRONGER, A. *et al.* Loess-Paleosol-Sequences in Tajikistan as a palaeoclimatic record of the Quaternary in Central Asia. **Quaternary Proceedings**, v. 5, p.69-81, 1993.

BRONGER, A.; HEINKELE, T.; Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochan loess section, China: pedostratigraphical and environmental implications. **Geoderma**, v. 45, p.123-143, 1989.

BRONGER, A.; WINTER, R.; SEDOV, S.; Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tajikistan towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. **Catena**, v. 34, p.19-34, 1998.

BROOKSFIELD, M. E; HASHMAT, A. T. 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, p.41-71, 2001.

BRUNET, M.-F.; SOBEL, E. R.; McCAN, T. Geological evolution of Central Asian Basins and the western Tien Shan Range. **Geological Society**, v. 427, p.1-17, 2017.

BRUNKER. **D2 PHASER 2nd Generation**. 2023. Disponível em: <https://my.bruker.com/acton/fs/blocks/showLandingPage/a/2655/p/p-03d9/t/page/fm/0>. Acesso em: 16 out. 2023

BURTMAN, V. S. Tien Shan, Pamir, and Tibet: history and geodynamics of Phanerozoic oceanic basins. **Geotectonics**, v. 44, p.388-404, 2010.

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, p.1-21, 2019.

DAVE, A. K. *et al.* The patchwork loess of Central Asia: Implications for interpreting aeolian dynamics and past climate circulation in piedmont regions. **Journal of Quaternary Science**, p.1-18, 2023.

DEDOW, R.; *et al.* 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, mar. 2020.

DING, Z. L. *et al.* The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 200, p.387-400, 2018.

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.

ENGLAND, P.; HOUSEMAN, G. Finite Strain Calculations of Continental Deformation 2. Comparison With the India-Asia Collision Zone. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. B3, p. 3664-3676, mar. 1986.

FENG, Z. -D. *et al.* 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.

FITZSIMMONS, K. E. *et al.* Loess accumulation in the Tian Shan piedmont: Implications for palaeoenvironmental change in arid Central Asia. **Quaternary international**, v. 469, p.30-43, 2016.

FITZSIMMONS, K. E. *et al.* Palaeoclimate perspectives from the Silk Road: a field campaign in southern Tajikistan. **Quaternary Australasia**, v. 35, p.11-13, 2018.

FITZSIMMONS, K., MARKOVIC, S., HAMBACH, U. Pleistocene environmental dynamics recorded in the loess of the middle and lower Danube basin. **Quaternary Science Reviews**, v. 41, p.104-118, 2012.

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.

GAĞAŁA, L. *et al.* 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.

HAKIMOV, F. *et al.* Site amplification analysis of Dushanbe City Area, Tajikistan to support seismic microzonation. **Geosceinces**, v. 11, n.4 p.1-26, 2021.

KLOCKE, M. *et al.* Cenozoic evolution of the Pamir and Tien Shan Mountains reflected in syntectonic deposits of the Tajik Basin. **Geological Society of London**, v. 427, p.523-564, 2017.

KOHFLED, K. E.; HARRION, S. P. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p.321-347, 2000.

KRÖNER, A. *et al.* Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. **Gondwana Research**, v. 25, p.103-125, 2014.

KUFNER, S.-K. *et al.* Seismotectonics of the Tajik Basin and Surrounding Mountain Ranges. **Tectonics**, v. 37, p.2404-2424, 2018.

KUKLA, G. J. Correlations between loesses and deep-sea sediments. **Geol. Fören.** v. 92, p.148-180, 1970.

KUKLA, G. J.; AN, Z. Loess stratigraphy in Central China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 72, p.203-225, 1989.

KUKLA, G.; AN, Z. Loess stratigraphy in Central China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 72, p.203-225, 1989.

LI, Y. *et al.* Loess genesis and worldwide distribution. **Earth Science Reviews**, v. 201, set. 2019.

LIOUBIMTSEVA, E. *et al.* Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia. **Journal of Arid Environments**, v. 62, p. 285-308, 2005.

LIU, T.S. **Loess and the environment**. 2nd ed. Beijing: China Ocean Press, 1988, p.1-251

LIU, X. *et al.* Palaeoenvironmental implication of grain-size compositions of terrace deposits on the western Chinese Loess Plateau. **Aeolian Research**, v. 32, p.202-209, 2018.

MARKOVIĆ, S. B. *et al.* Loess correlations – Between myth and reality. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 509, p.4-23, 2018.

MARKOVIĆ, S. B. *et al.* Relating the astronomical timescale to the loess-paleosol sequences in Vojvodina, Northern Siberia. *In*: BERGER, A.; MESINGER, F.; SIJACKI, D. **Climate Change: interferences from paleoclimate and regional aspects**. 1st ed. Vienna: Springer-Verlag, 2012. p. 65-78.

McCAN, T. *et al.* Ordovician-Carboniferous tectono-sedimentary Evolution of the North Nuratay region, Uzbekistan (westernmost Tian Shan). **Tectonophysics**, v. 590, p.196-312, 2013.

METZGER, S.; *et al.* Tajik Depression and Greater Pamir Neotectonics From InSAR Rate Maps. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 126, 2021.

MICROTRAC. **A conceptual, non-mathematical explanation on the use of refractive index in laser particle size measurement**. 2023a. Disponível em: <https://www.microtrac.com/files/3634/a-conceptual-non-mathematical-explanation-on-the-use-of-refractive-index-in-laser-particle-size-measurement.pdf>. Acesso em: 26 maio 2023.

MICROTRAC. **Laser diffraction (LD) for particle characterization down to the nano range**. 2023c. Disponível em: <https://www.microtrac.com/products/particle-size-shape-analysis/laser-diffraction/>. Acesso em: 26 maio 2023.

MICROTRAC. **Microtrac MRB product overview**. 2023b. Disponível em: <https://www.microtrac.com/files/81269/product-overview.pdf>. Acesso em: 26 maio 2023.

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

MUHS, D. R. *et al.* Loess records. *In*: KNIPPERTZ, P.; STUUT, J. W. **Mineral Dust: A Key Player in the Earth System**. 1st ed. Berlim: Springer Dordrecht, 2014. p.411-441.

MUHS, D. R. Loess deposits, origins and properties. **Encyclopedia of Quaternary Science**, p.1405-1418, 2007.

MUHS, D. R.; BETTIS, E. A., III. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. **Geological Society of America**, v. 370, p.53-74, 2003.

NAVARRO, G. R. B. *et al.* **Livro de referência de Minerais Comuns e Economicamente Relevantes**. 2017. Disponível em: <https://museuho.com.br/banco-de-dados/>. Acesso em: 13 nov. 23.

ONU – Organização das Nações Unidas. **Environmental Performance Reviews: Tajikistan**. 21st ed. Nova Iorque, Genebra: United Nations Publication, 2004.

PANANALYTICAL. **X-Ray Diffraction (XRD)**. 2023. Disponível em: <https://www.malvernpanalytical.com/en/products/technology/xray-analysis/x-ray-diffraction>. Acesso em: 16 jun. 2023.

PYE, K. Aeolian dust and dust deposits. **Academic Press**, v.334, 1987.

ROUSSEAU, D.-D.; KUKLA, G. J.; Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section, Nebraska, based on land snail assemblages and magnetic susceptibility. **Quaternary Research**, v. 42, p.176-187, 1994.

RUSSELL, M. Water in Central Asia: an increasingly scarce resource. **European Parliamentary Research Service**, p.1-12, set. 2018.

SCHULTE, P. *et al.* Are fixed grain size ratios useful proxies for loess sedimentation dynamics? Experiences from Remizovka, Kazakhstan. **Aeolian Research**, v. 31, p.131-140, 2017.

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

SILVA, A. L. **Caracterização mineralógica por difração de raios X e determinação de terras raras por ICP-MS de rochas da região sul da Bahia**. 2013. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal da Minas Gerais, Escola de Engenharia, Belo Horizonte, 2013.

SMALLEY, I. J. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p.645-651, 1995.

SMALLEY, I. J. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 36, p.669-676, 1966.

SOERGEL, W. The diluvial terraces of Ilm and their importance for the subdividing the Ice Age, 1924.

SOMMER, R.; PAUW, E. Organic carbon in soils of Central Asia—status quo and potentials for sequestration. **Plant Soil**, v. 338, p.273-288, 2010.

SUN, J. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 203, p.845-859, 2002.

ÚJVÁRI, G. *et al.* 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.

USGS – United States Geological Survey. **A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction**. 2001. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/index.htm>. Acesso em: 16 out. 2023.

VANDENBERGHE, J. *et al.* Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p.2380-2389, 2006.

VANDENBERGHE, J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. **Earth-Science Reviews**, v. 121, p.18-30, 2013.

ZÁRATE, M. A. Loess of southern South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p.1987-2006, 2003.

ZHANG, P. *et al.* Effects of Soil Properties on the Performance of TRD Cut-Off Wall. **Advances in Civil Engineering**, p.1-12, 2019.

**ANEXO I – Diagrama de Fluxo de Identificação de
Minerais Argilosos - USGS**

Clay Mineral Identification Flow Diagram

