

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO *LOESS* NO CHARYN
CANYON, CAZAQUISTÃO**

Gustavo Battaglini Job

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)

2019

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

GUSTAVO BATTAGLINI JOB

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO
LOESS NO CHARYN CANYON, CAZAQUISTÃO

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
2019

J62a

Job, Gustavo Battaglini

Análise granulométrica de depósitos do tipo loess no Charyn Canyon, Cazaquistão / Gustavo Battaglini Job. -- Rio Claro, 2019
64 f. : il., tabs.

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e
Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Giancarlo Scardia

1. Ciências da terra. 2. Geologia estratigráfica. 3. Sedimentação e depósitos. 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.

GUSTAVO BATTAGLINI JOB

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE DEPÓSITOS DO TIPO
LOESS NO CHARYN CANYON, CAZAQUISTÃO

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. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Prof^a. Dr^a. Vânia Silvia Rosolen

Rio Claro, 28 de novembro de 2019.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus pais, Ana Maria e Olavo e meu irmão, Gabriel, por todo o apoio (em todos os âmbitos) que me deram durante este período de graduação. Nem sempre falaram tudo aquilo que eu gostaria de ouvir, mas tenho certeza que tudo o que falaram foi com o melhor e mais positivo dos propósitos. Também, gostaria de agradecer aos meus demais familiares por terem partilhado conquistas comigo e, em especial, àqueles responsáveis pelo financiamento do meu período em Rio Claro, além dos meus já mencionados pais, minha avó Maria Inês, meu tio Marco Antônio e minha tia Patrícia.

Em segundo lugar, mas com igual importância ou até maior em muitos casos, agradeço aos meus companheiros da gloriosa República Kaizuka: Chupeta (Matheus Ciotta), Bigode (Matheus Mistrinel), Silvio (Rodrigo Rocha), Beck (Bruno Avelar), Otávio Sant'Anna, Mundrunga (Renan de Salles), Ponce (André Figols), Willian Otto e Marcelo Colombini (Marcelão) e aos nossos agregados, que viviam à nossa sombra, orbitando a República Sol: Suelen Portughesi, Mariana Miura, Lara Agostini, Prozac (Paulo Henrique Camargo), Raphael Parra e Caxaxa (Pedro Henrique dos Santos). A todos eles, pelo companheirismo de todas as horas, em todos os dias desta graduação, aos sábados, domingos e feriados, nas viagens, nos campos, limpando a piscina, de alguma forma, rindo ou chorando, foram responsáveis por me dar força para seguir em frente, manter minha sanidade (kkkkkk) e chegar até este momento simbolizado por este trabalho. Todos têm parte na pessoa que sou hoje e jamais serei capaz de esquecer-los. Espero ter sido para eles tudo aquilo que foram para mim nos últimos 5 anos. Um abraço especial ao Chupeta e ao Bigode por serem, ao meu lado, o eterno Time Dynamite, como uma flor de liz.

De modo tão especial quanto, agradeço à minha namorada, Luciana Latsch, minha parceira de todas as horas, o presente que a UNESP me trouxe, que esteve do meu lado nos últimos anos, me viu rir e chorar com esta graduação, me amparou, me ouviu, me aturou e sempre partilhou comigo todas as conquistas. Espero que possamos partilhar muitas outras, espero estar nos agradecimentos do seu TCC no ano que vem!

A uma pessoa especial que surgiu na minha vida neste último ano, eu nem sabia quem era, mas o Giancarlo nos apresentou, Laura Tomaoka. Se tornou grande amiga e parceira de laboratório, me ajudou muito na pesquisa, me dá carona quando chove e me leva almoçar no

shopping. Espero poder ajudá-la quando ela começar seu trabalho, uma vez que é minha herdeira, carregando as vidrarias que eu comprei e o legado dessa poeira do Cazaquistão.

Agradeço também aos que me ajudaram a realizar este trabalho, desde suas etapas iniciais, com a minha familiarização com a granulometria: Hernán, Guilherme e Gustavo, cujos sobrenomes eu não sei, mas que, em meados de agosto de 2018, trabalharam muito ao meu lado no laboratório RAIH - Laboratório de Remediação de Áreas Impactadas por Hidrocarbonetos.

Agradeço à oceanógrafa Stephanie Leone, por ter me ensinado e me ajudado a fazer as análises de granulometria a laser nas dependências do CORE – Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos, do Instituto Oceanográfico da USP, sob coordenação do Prof. Dr. Luigi Jovane, ao qual também agradeço.

Por fim, agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Giancarlo Scardia, por ter me orientado nestes anos, pela paciência, pelas dicas e discussões sobre nosso trabalho. Agradeço também, aos Profs. Drs. Lucas Warren e Vânia Rosolen, por terem aceitado participar da minha banca, dedicando uma parcela de seu tempo (muito apertado neste final de semestre) para ajudar a engrandecer este trabalho.

Se esqueci de alguém, peço que me perdoem... a cabeça do velho às vezes falha.

“Alea iacta est”

Júlio César, às margens do Rubicão, 49 A.C.

RESUMO

Localizada no centro da Eurásia, maior e mais populoso continente do planeta, a região da Ásia Central desempenha importante papel na dinâmica climática global no passado e no presente. Marcada por extensas áreas desérticas e cadeias de montanhas muito elevadas, a paisagem dessa região começou a ser moldada há partir da metade do Mioceno, há cerca de 13 milhões de anos, por eventos geológicos e climáticos que foram responsáveis por um processo de aridificação, o qual pode ser explicado pelo contexto climático de resfriamento global aliado ao soerguimento do Platô do Tibete, o qual impulsiona, ao sul, as modernas monções, devido à sua influência orográfica no regime de precipitação. Do mesmo modo, o soerguimento da cadeia de montanhas, afetou o clima das bacias da Ásia Central, ao norte, ocasionando continentalidade e aridificação. Neste contexto seco e frio, se desenvolveram os depósitos de *loess*, os quais ocupam os sopés das montanhas da Ásia Central e representam um valioso arquivo das mudanças climáticas do passado. O presente estudo tem como objetivo investigar a variação, ao longo do tempo, da granulação dos sedimentos eólicos do tipo *loess* do Charyn Canyon, localizado na Bacia do Ili, no sudeste do Cazaquistão, a fim de alcançar um avanço na compreensão do ambiente de deposição e dos regimes climático e de circulação atmosférica atuantes nesta região. As análises granulométricas feitas pelo método da difração de raios *laser* em 109 amostras coletadas ao longo da seção do Charyn Canyon, resultaram em curvas de variação de determinadas classes granulométricas, as quais foram correlacionadas à seção colunar previamente levantada da área de estudo. Com a integração dos dados estratigráficos e sedimentológicos de campo junto às análises laboratoriais da granulação dos sedimentos do tipo *loess*, faz-se uma interpretação acerca dos processos e dos ambientes deposicionais desta sequência, os quais revelam uma clara transição de um ambiente fluvial, não necessariamente perene, para um ambiente essencialmente eólico e árido.

Palavras Chave: *Loess*. Granulometria. Ásia. Clima. Aridificação.

ABSTRACT

Located in the center of Eurasia, the largest and most populous continent on the planet, the Central Asian region plays an important role in past and present global climate dynamics. Marked by extensive desert areas and very high mountain ranges, the landscape of this region began to be shaped around the middle of the Miocene, about 13 million years ago, by geological and climatic events that were responsible for an aridification process, which can be explained by the global cooling climate context combined with the uplift of the Tibet Plateau, which drives the modern monsoons in the South, due to their orographic influence on the precipitation regime. In the same way, the uplift of the mountain range affected the climate of the northern Central Asia basins, causing continentality and aridification. In this dry and cold context, loess deposits have developed, occupying the foothills of the Central Asian mountains and representing a valuable archive of past climate change. This study aims to investigate the variation over time of the granulation of loess sediments from Charyn Canyon, located in the Ili Basin in south-eastern Kazakhstan, in order to advance the understanding of the deposition environment, and the atmospheric circulation and climatic regimes operating in this region. The particle size analyzes performed by the laser diffraction method on 109 samples collected along the Charyn Canyon section, resulted in variation curves of determined particle size classes, which were correlated to the previously raised columnar section of the study area. Integrating field stratigraphic and sedimentological data with laboratory analysis of loess-type sediment granulation, an interpretation is made about the processes and depositional environments of this sequence, which reveal a clear transition from a not necessarily perennial river environment to an essentially windy and arid environment.

Keywords: Loess. Granulometry. Asia. Climate. Aridification.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Em cima à esquerda: mapa político da Ásia Central, mostrando os limites das Unidades da Federação do Cazaquistão, com destaque para a província de Almaty. Em cima à direita: província de Almaty, no sudeste do Cazaquistão e seus principais rios e cidades. Embaixo: destaque para a porção sul da província de Almaty, onde se localiza a área de estudo.....	14
Figura 2: Mapa dos depósitos de <i>loess</i> da Eurásia.....	19
Figura 3: Mapa dos depósitos de <i>loess</i> da América do Sul.....	20
Figura 4: Mapa dos depósitos de <i>loess</i> da América do Norte.....	21
Figura 5: Modelo clássico de formação de <i>loess</i> de origem glacial.....	22
Figura 6: Mapa da Ásia Central, mostrando as regiões das principais cadeias de montanhas, planícies e desertos.....	26
Figura 7: O sistema climático da Ásia central.....	29
Figura 8: Mapa da bacia do rio Ili, mostrando o relevo ao seu entorno e os principais rios tributários.....	31
Figura 9: Coluna estratigráfica da Bacia do Ili.....	33
Figura 10: Seção colunar do Charyn Canyon, segundo Prud'Homme <i>et al.</i>	35
Figura 11: Vista ampla de uma porção do Charyn Canyon amostrada. Destaque para o método de coleta de amostra, com equipamentos de escalada. Em último plano, as Montanhas Tian Shan.....	38
Figura 12: Afloramento de dezenas de metros de altura na porção estudada do Charyn Canyon.....	38
Figura 13: Localização geográfica dos 6 afloramentos estudados.....	39

Figura 14: Empilhamento das 6 seções descritas para composição da seção do Charyn Canyon. Em vermelho, as porções onde foram coletadas as amostras.....	40
Figura 15: A) Amostras contidas em pequenas caixas de acrílico. B) Amostra após ser submetida a desagregação mecânica. C) Amostra após quarteamento. D) Ação da solução de peróxido de hidrogênio (H ₂ O ₂) sobre amostra. E) Amostra seca, após passar 2 dias na estufa. F) Amostra devidamente embalada e identificada.....	42
Figura 16: Microtrac Bluewave e SDC utilizados no CORE – USP.....	43
Figura 17: A) Esquema simplificado do sistema de difração a laser. B) Esquema do sistema de três laser e dois detectores combinados.....	44
Figura 18: Sobreposição das curvas granulométricas gaussianas das 109 amostras analisadas. Em tons azulados, as curvas das amostras CCLS. Em tons alaranjados, as curvas das amostras CC.....	48
Figura 19: Correlação entre as curvas de porcentagem das classes granulométricas e a posição na seção.....	49
Figura 20: A) Diagrama de covariância entre as classes 44 – 70 µm e 33 – 44 µm e sua linha de tendência. B) Diagrama de covariância entre as classes 33 – 44 µm e 24- 33 µm e sua linha de tendência. C) Diagrama de covariância entre as classes 44 – 70 µm e 24- 33 µm e sua linha de tendência. D) Diagrama de covariância entre as classes 12 – 24 µm e 2 – 12 µm e sua linha de tendência.....	52
Figura 21: Correlação entre cada uma das classes de granulação estabelecida e a estratigrafia da seção do Charyn Canyon.....	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coordenadas geográficas de cada seção.....	37
Tabela 2: Tipos de <i>loess</i> e suas características, segundo Vandenberghe (2013).....	47

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Apresentação	12
1.2. Objetivos e justificativa.....	13
1.3. Localização da área de estudo	14
2. ESTADO DA ARTE	16
2.1. Depósitos quaternários de <i>loess</i>	16
2.1.1. Evolução do conhecimento.....	16
2.1.2. Definição	17
2.1.3. Distribuição espacial.....	18
2.1.4. Mineralogia e geoquímica	21
2.1.5. Formação dos depósitos.....	22
2.1.6. Estratigrafia do <i>loess</i>	23
2.1.7. Informações paleoambientais	24
2.2. <i>Proxies</i> granulométricos	24
2.3. O sistema Ásia Central	26
2.3.1. Aspectos fisiográficos.....	26
2.3.2. Aspectos geológicos	27
2.3.3. Aspectos climáticos	28
2.4. A bacia do Ili	30
2.4.1. Aspectos fisiográficos.....	30
2.4.2. Aspectos geológicos	31
2.4.3. Aspectos climáticos	33
2.5. Estratigrafia do Charyn Canyon	34
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	37

3.1. Pesquisa bibliográfica.....	37
3.2. Coleta de amostras.....	37
3.3. Preparação de amostras	41
3.4. Análise granulométrica.....	43
3.5. Métodos de tratamento e interpretação dos dados.....	45
4. RESULTADOS	48
4.1. Resultado do tratamento dos dados	51
5. DISCUSSÃO.....	53
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

APÊNDICE I - Dados de Preparação de Amostras

APÊNDICE II - Dados de Análise Granulométrica

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A região da Ásia Central, localizada no maior e mais populoso continente do planeta, a Eurásia, representa um registro da dinâmica climática global do passado e desempenha importante papel nesta dinâmica no presente. No entanto, ainda pouco se sabe sobre este papel e pouco se compreende acerca do valioso arquivo de mudanças ambientais passadas que esta região guarda: a poeira soprada pelo vento, chamada de *loess* (termo derivado do alemão *löss*). Grandes sucessões de depósitos do tipo *loess* e paleossolos ocupam o sopé de montanhas na Ásia Central, desde a província de Xinjiang, no noroeste da China e através do Cazaquistão, Quirquistão e Uzbequistão até o Tajiquistão e refletem mudanças climáticas passadas do período Quaternário (LI *et al.*, 2015).

Depósitos do tipo *loess* recobrem, aproximadamente, de 5 a 10% das áreas continentais do planeta (PYE, 1987), de modo que esses sedimentos estão associados a diferentes formas de relevo e zonas climáticas (MARKOVIĆ *et al.*, 2018). Depósitos da Europa, nos vales dos rios Reno e Danúbio, bem como os extensos e representativos depósitos do *Chinese Loess Plateau*, na porção central da China, vêm sendo estudados desde meados do século XX (SONG *et al.*, 2014). Embora tenham sido feitas correlações entre os *loess* da Europa e da China, os depósitos na Ásia Central permaneceram amplamente ignorados pela investigação científica, apesar de sua posição-chave nos sistemas de circulação climática do hemisfério Norte. Assim, a natureza da relação entre a acumulação de *loess* e o paleoclima no centro do cinturão de *loess* da Eurásia é particularmente pouco compreendida e isso se explica, em parte devido à sua história política e relativa inacessibilidade logística (FITZSIMMONS *et al.*, 2016).

Sequências de *loess*-paleossolo são complexos arquivos paleoambientais continentais resultantes da interação entre a poeira depositada e alterações pós-deposicionais (SCHULTE *et al.*, 2017), uma vez que são caracterizadas pela existência de camadas de *loess* primário, pouco lixiviado, alternadas com desenvolvidos perfis pedogenizados (paleossolos) (PYE, 1995). De um modo geral, a acumulação de *loess* intensifica-se durante as fases glaciais (frias) e ocorre pedogênese em climas relativamente mais amenos (fases interglaciais) (FITZSIMMONS *et al.*, 2012). Numerosos estudos interpretam as características físicas destas sequências, incluindo características mineralógicas magnéticas,

variabilidade geoquímica e indicadores biogeoquímicos (SCHULTE *et al.*, 2017), a fim de se compreender as oscilações climáticas do Quaternário, com registros desde períodos mais antigos do Cenozoico até o Mioceno (LICHT *et al.*, 2014).

A compreensão das relações estratigráficas entre as sequências *loess*-paleossolo entre diferentes regiões pode fornecer informações sobre as influências ambientais locais específicas e as tendências climáticas regionais gerais (MARKOVIĆ *et al.*, 2018). A partir disso, evidencia-se a importância de se estudar a região da Ásia Central, uma vez que a mesma se encontra na zona de interação entre importantes subsistemas climáticos, sendo notavelmente sensível à interação entre os ventos de média latitude vindos do Oeste (VANDENBERGHE *et al.*, 2006), a frente polar norte-asiática (MACHALETT *et al.*, 2008) e o regime de monções asiáticas (CHENG *et al.*, 2012; DETTMAN *et al.*, 2001).

1.2. Objetivos e justificativa

O presente trabalho tem como objetivo investigar a variação da granulação dos sedimentos eólicos da sucessão sedimentar do Charyn Canyon, no Cazaquistão, a fim de se interpretar o ambiente deposicional, suas características e condicionantes, ao longo do intervalo de tempo representado por essa sucessão, de modo a contribuir para o aperfeiçoamento do conhecimento que se tem acerca da evolução climática desta região do planeta nos últimos milhões de anos.

A compreensão do regime climático atuante sobre a Ásia Central, através dos fatores que levaram à formação dos depósitos sedimentares do tipo *loess* na região, se dará a partir da integração dos resultados obtidos nesta pesquisa, com os de outros trabalhos, sobre estratigrafia, susceptibilidade magnética, isótopos estáveis, os quais vêm sendo desenvolvidos por parceiros do *Research Group for Terrestrial Palaeoclimates* do *Max Plank Institute for Chemistry* da Alemanha.

Esta abordagem científica se justifica pelo fato de a granulação dos sedimentos ser uma das principais propriedades físicas usadas no estudo de sucessões eólicas, refletindo mudanças climáticas e evoluções ambientais (SCHULTE *et al.*, 2017; LIU *et al.*, 2018), uma vez que permite 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).

1.3. Localização da área de estudo

A área estudada compreende pontos onde foram coletadas amostras e levantadas seções na região do Charyn Canyon, feição geomorfológica localizada dentro do Parque Nacional do Charyn Canyon, na província de Almaty, sudeste do Cazaquistão (Figura 1). Os pontos de amostragem encontram-se na porção sul do parque, próximos à rodovia A 351. O acesso se dá pela mesma rodovia, a partir da cidade de Almaty, trafegando-se por aproximadamente 220 km em sentido leste.

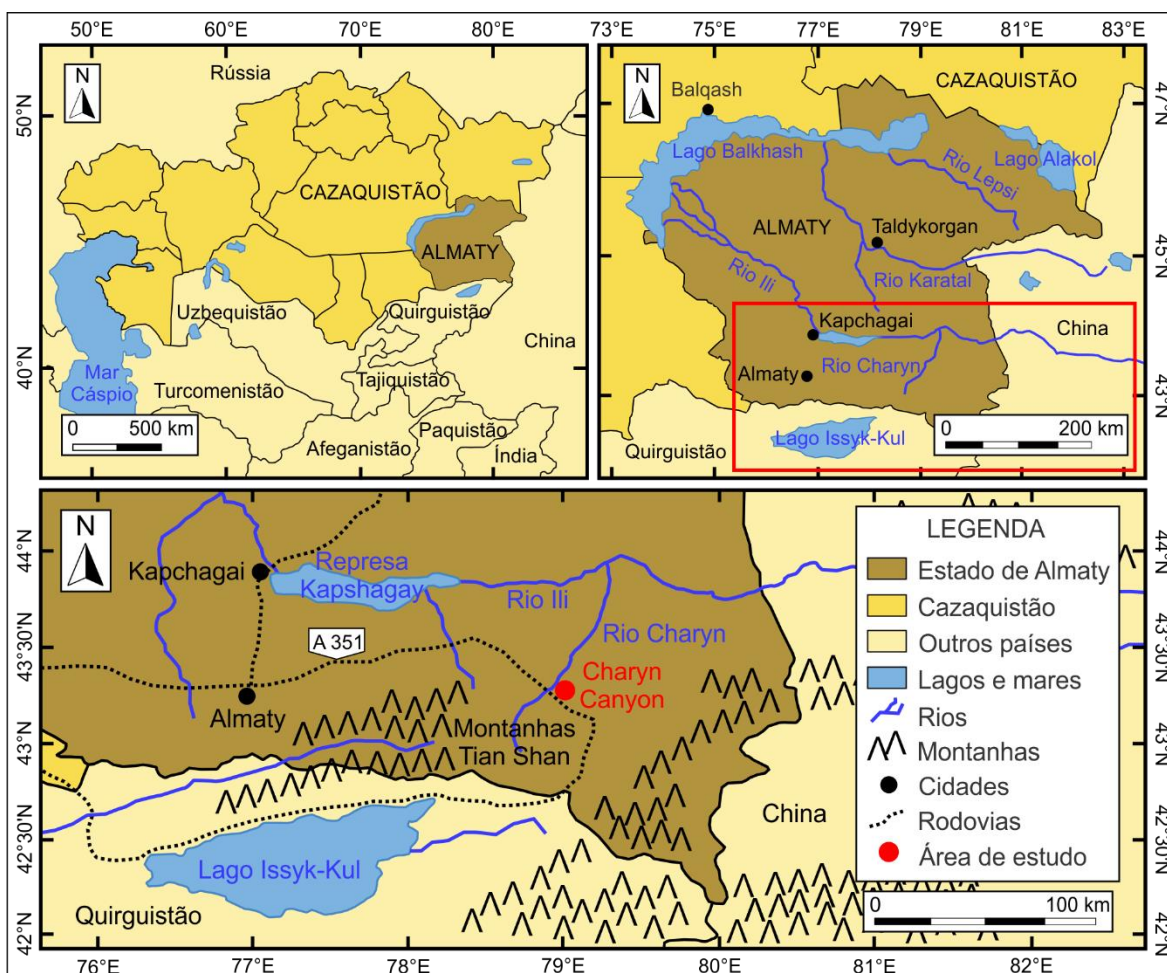


Figura 1: Em cima à esquerda: mapa político da Ásia Central, mostrando os limites das Unidades da Federação do Cazaquistão, com destaque para a província de Almaty. Em cima à direita: província de Almaty, no sudeste do Cazaquistão e seus principais rios e cidades. Embaixo: destaque para a porção sul da província de Almaty, onde se localiza a área de estudo.

Toda a província de Almaty corresponde à Bacia do Rio Ili, um rio endorreico, que drena toda essa região do país, de leste a oeste, desde as montanhas Tian Shan até o lago Balkhash. A bacia sedimentar homônima a este rio contextualiza, geologicamente a área de estudo.

A cidade de Almaty é a mais populosa e maior centro comercial e cultural do Cazaquistão, tendo sido capital do país até o final do século passado. Dista cerca de 1.200 km da atual capital, Astana, localizada ao Norte. O acesso a ela se dá pelo Aeroporto Internacional de Almaty (o maior do país), por linhas férreas e rodovias que a ligam a diversas outras cidades cazaques, bem como chinesas.

Os locais de estudo e coleta de amostra, nos arredores do Charyn Canyon, estão a aproximadamente 100 km de distância a Noroeste do lago Issyk-Kul no Quirguistão e 90 km a Sudeste do reservatório Kapshagay, no Rio Ili, ainda no Cazaquistão, as maiores massas d'água mais próximas. Estão localizados, ainda a aproximadamente 2.200 km do mar mais próximo, o Mar Cáspio, a oeste. A altitude na região é de aproximadamente 1.150 m, porém, a aproximadamente 50 km ao sul dali e de toda a província de Almaty, elevam-se as Montanhas Tian Shan, com aproximadamente 3.500 m de altitude.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. Depósitos quaternários de *loess*

2.1.1. Evolução do conhecimento

As primeiras tentativas de correlação estratigráfica entre depósitos de *loess* e de uma modelagem paleoclimática são datados do início do século XX, em trabalhos de Shimek (1902), Penck e Brückner (1909) e Soergel (1924), por exemplo, feitas de modo estritamente especulativo (MARKOVIĆ *et al.*, 2016).

Em 1961 foi criada pela União Internacional para Pesquisa do Quaternário (INQUA), durante um congresso na Polônia, a Subcomissão de Estratigrafia do *Loess* Europeu, a qual obteve êxito, apesar da forte competição política e isolamento entre os estados capitalistas ocidentais e os comunistas orientais da época, em seu objetivo de criar uma estratigrafia comum para o *loess* europeu, promovendo critérios pedostratigráficos como modelo de trabalho para as correlações (MARKOVIĆ *et al.*, 2018). Durante o mesmo congresso, Liu e Chang (1962) apresentaram um completo e uniforme registro estratigráfico dos depósitos do *Chinese Loess Plateau* (CLP), porém durante muitos anos, posteriormente, houve um hiato de produção científica na China.

Mudanças paleoambientais têm sido amplamente estudadas a partir de parâmetros de granulação de sedimentos em sucessões de *loess*, e sedimentos lacustres e marinhos, os quais, por exemplo, refletem as variações das monções de inverno do Leste asiático (AN *et al.*, 1991), fornecem informações sobre as entradas eólicas e fluviais, bem como as flutuações do nível de lagos (XIAO *et al.*, 2009), e são empregados na inferência de mudanças de correntes oceânicas do Atlântico Norte (McCAYE *et al.*, 1995). O sedimento clástico é frequentemente transportado por múltiplos processos, sendo proveniente de múltiplas fontes e, portanto, é caracterizado por distribuições multimodais de tamanho de grão (XIAO *et al.*, 2009). Deste modo, vários métodos de modelagem de granulação são empregados para diferenciar vários componentes do sedimento, cuja distribuição granulométrica reflete proveniência e dinâmica de transporte específicos.

Kukla (1970) investigou exposições de *loess* em Red Hill (Červený Kopec, República Tcheca) e Krems-Schießstättch (Áustria) e forneceu, ainda que utilizando especulativamente o conceito de ciclo glacial, bases para a correlação de depósitos terrestres

de *loess* com sedimentos do fundo do mar, ambos registrando oscilações paleoclimáticas globais.

O desenvolvimento de técnicas magnetoestratigráficas permitiu uma nova abordagem, baseada no zoneamento da polaridade paleomagnética e na correlação direta entre perfis usando variações de suscetibilidade magnética (MS) das sequências de *loess*-paleossolo. Isso atraiu o interesse da comunidade científica internacional para o *Chinese Loess Plateau*, o que culminou na criação de um novo modelo cronoestratigráfico para esses depósitos por Kukla e An (1989). Assim, a medição da suscetibilidade magnética se tornou uma ferramenta rápida e consistente para correlações de perfis de *loess*, mesmo a longas distâncias na Eurásia (MARKOVIĆ *et al.*, 2012).

Finalmente, melhorias recentes nas técnicas de datação direta numérica, como a datação por radiocarbono e luminescência, oferecem novas possibilidades para validar correlações, especialmente nas sequências de *loess*-paleossolo mais jovens (MARKOVIĆ *et al.*, 2018).

2.1.2. Definição

Segundo Muhs (2014), *loess* pode ser definido como um sedimento que foi transportado e depositado pelo vento e tem partículas, majoritariamente (60-90%), de tamanho silte (entre 4 μm e 62 μm), podendo conter certas quantidades de areia (> 63 μm) e argila (< 4 μm). Ao contrário da poeira da atmosfera, sutilmente presente em solos e sedimentos, o *loess* é reconhecido em campo como um corpo sedimentar distinto, o qual, geralmente forma um manto ou cobertura em paisagens pré-existentes, cuja espessura pode variar de alguns centímetros a centenas de metros (MUHS, 2014).

Em relação à estruturação sedimentar, estruturas primárias em *loess* são pouco marcantes. A maioria dos depósitos é caracterizada por um aspecto maciço, enquanto apenas alguns poucos apresentam estruturas acamadadas, como laminações plano-paralelas e, mais raramente ainda, laminações cruzadas (MUHS, 2014). 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. Embora fósseis de mamíferos às vezes sejam

encontrados, os mais comuns são conchas de caracóis terrestres, que podem ser importantes indicadores paleoclimáticos (ROUSSEAU E KUKLA, 1994).

2.1.3. Distribuição espacial

Depósitos do tipo *loess* cobrem, aproximadamente, entre 5 e 10% da superfície continental do planeta (PYE, 1987). Devido à sua ampla distribuição, textura e mineralogia, formam alguns dos solos mais favoráveis à agricultura no mundo (MUHS, 2014). As principais ocorrências de *loess* estão localizadas na porção central dos Estados Unidos, na América do Sul (nos pampas argentinos) na Europa (nos vales dos rios Reno e Danúbio) na porção central da Ásia (da China até o Mar Cáspio) e em regiões do Egito, Líbia, Argélia, Nova Zelândia e Austrália (ABYAD, 1967).

A maioria dos depósitos de *loess* na Eurásia é distribuída em uma faixa latitudinal entre 40° e 60° N cobrindo áreas ao Sul dos limites das geleiras continentais ou de montanhas de idade Quaternária na Europa Ocidental e Central, Rússia e Ásia Central (PYE, 1987) (Figura 2). Uma importante exceção é a China, onde os depósitos abrangem grandes áreas em latitudes mais baixas, as quais não estão próximas a coberturas continentais de gelo ou calotas de montanhas (LIU, 1988). Os depósitos de *loess* do *Chinese Loess Plateau* (CLP) são os mais representativos e importantes do mundo, devido à sua espessura, continuidade temporal e espacial, e correlação estratigráfica (LIU, 1985). Depósitos de *loess* estão em grande parte ausentes nas latitudes subtropicais e tropicais da Eurásia.

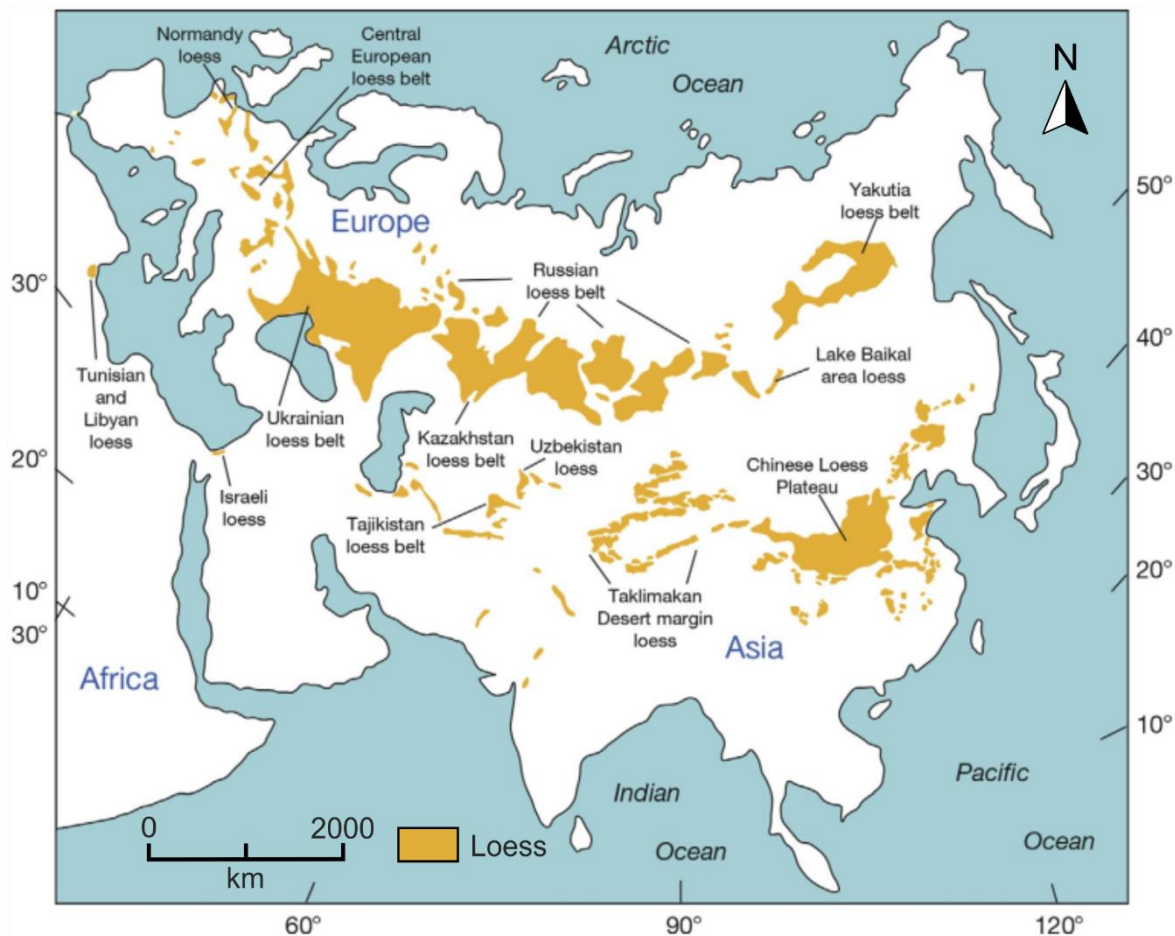


Figura 2: Mapa dos depósitos de *loess* da Eurásia. (Modificado de Muhs, 2014).

Na América do Sul, existem dois grandes depósitos de *loess*, as regiões dos Pampas, no centro da Argentina e do Chaco, no norte do mesmo país (ZÁRATE, 2003) (Figura 3). Na América do Norte, *loess* é encontrado no Alasca e no território adjacente de Yukon; na área de Palouse, a leste de Washington; na planície do rio Snake e nas terras altas adjacentes de Idaho; na região das Grandes Planícies, a leste das Montanhas Rochosas e na bacia de drenagem do rio Mississippi (MUHS, 2014) (Figura 4).

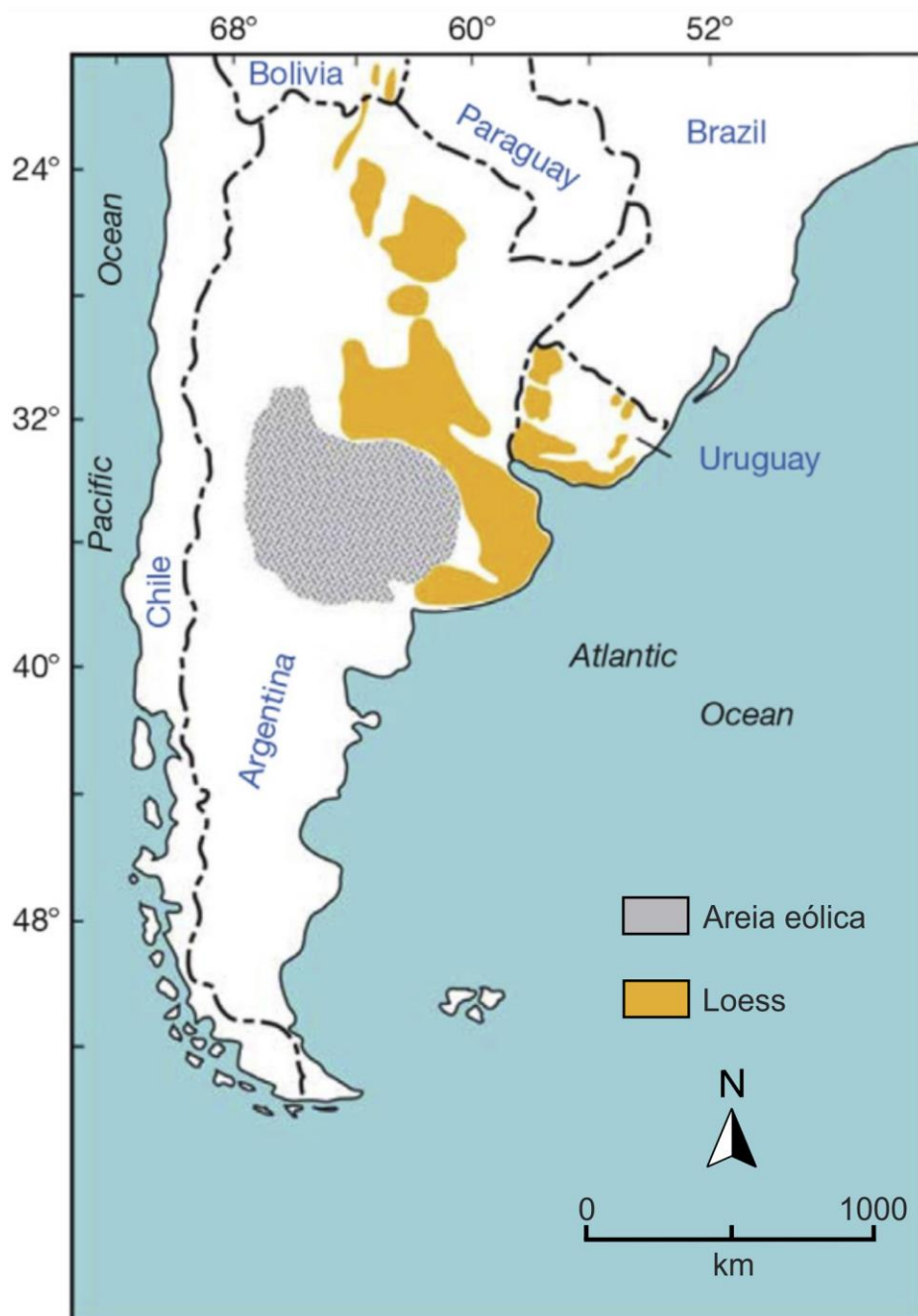


Figura 3: Mapa dos depósitos de *loess* da América do Sul. (Modificado de Muhs, 2014).

Não há extensos depósitos na África, nem nas áreas subtropicais adjacentes do Oriente Médio. Existem, no entanto, áreas de *loess* bem documentadas, mas geograficamente limitadas, na Tunísia, Líbia, Nigéria, Namíbia e Israel. Também são ausentes na Austrália, porém são presentes na Nova Zelândia, onde sua estratigrafia e distribuição foram estudadas com detalhe considerável (MUHS, 2014).

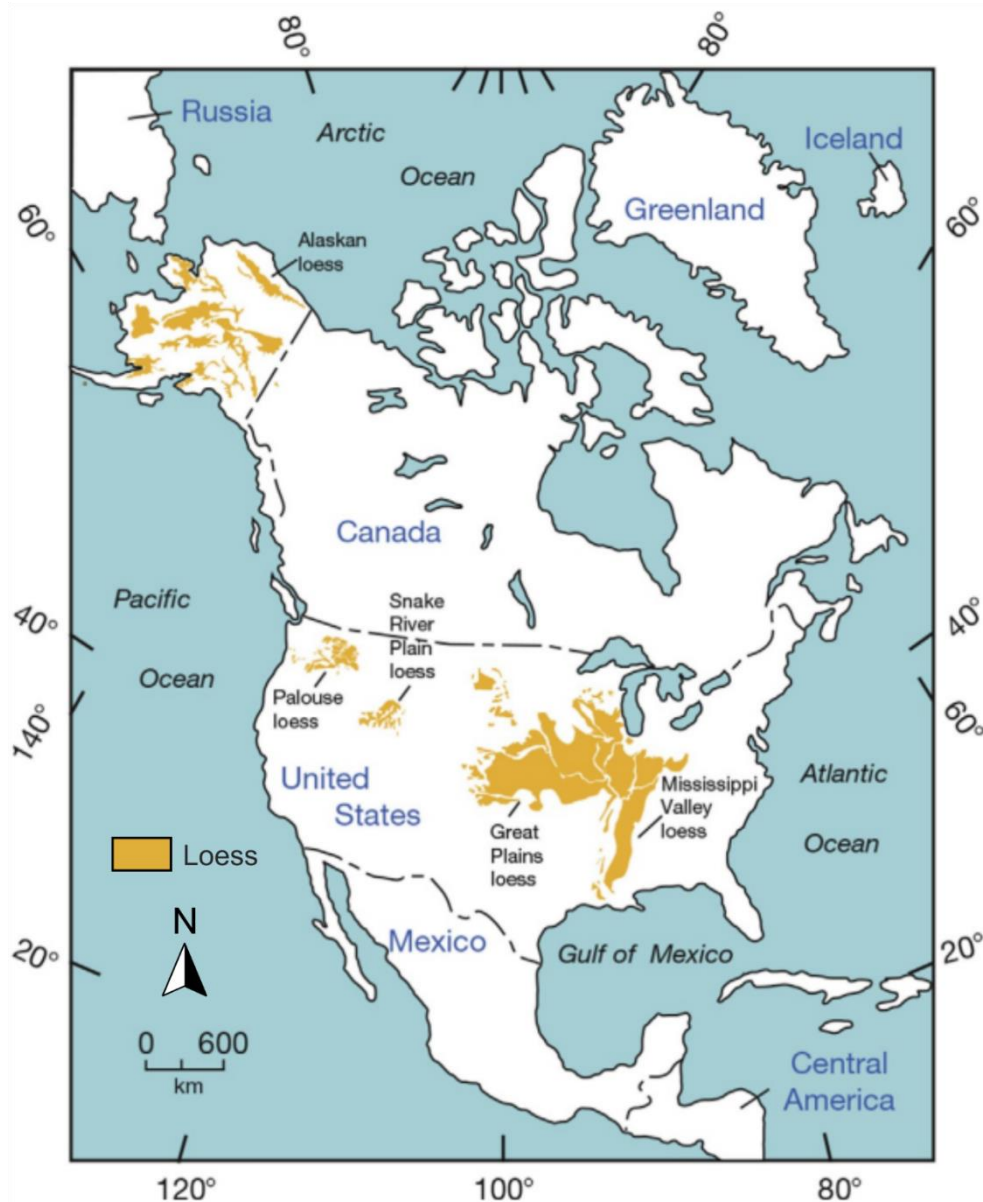


Figura 4: Mapa dos depósitos de *loess* da América do Norte. (Extraído de Muhs, 2014).

2.1.4. Mineralogia e geoquímica

A maioria dos depósitos de *loess* tem uma mineralogia que inclui quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, mica, calcita (às vezes dolomita) e argilominerais (ilita, esmectita, montmorillonita e caulinita). Minerais pesados estão presentes em pequenas quantidades.

Estudos geoquímicos mostram que o constituinte dominante no *loess* é o óxido de silício (SiO_2), variando entre 45 e 75%. O alto teor de SiO_2 dos depósitos de *loess* reflete uma predominância do quartzo (uma vez que este mineral é mais resistente ao intemperismo

que os demais), mas quantidades menores de feldspatos e argilominerais também contribuem para esse valor. *Loess* ricos em argilominerais tem mais Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , enquanto *loess* ricos em carbonatos (calcita e dolomita) possuem maior teor de CaO e MgO (MUHS, 2014).

2.1.5. Formação dos depósitos

Tipicamente, depósitos de *loess* são formados sob condições climáticas áridas e frias com os processos eólicos controlando o acúmulo de poeira. Dodonov (1991) sintetiza o processo: nas áreas de glaciação das altas montanhas, grandes quantidades de sedimento, principalmente da fração silte, intemperismo físico formam morenas e coberturas eluvio-coluviais. O material é carregado pelo sistema de escoamento fluvial nos vales montanhosos, sendo depositados em depósitos de tilitos nos sopés das montanhas, nos vales, desertos e semi-desertos. Na chamada zona de deflação ocorre constante avulsão de material fino na forma de poeira, a qual é transportada pelo vento e depositada nos sopés das montanhas. Assim, nestes locais, a cobertura vegetal composta, predominantemente por gramíneas e a baixa precipitação, proporcionam condições favoráveis para o acúmulo do *loess*. Esse modelo clássico de formação de *loess* (Figura 5) levou à visão de que os depósitos de *loess* são principalmente marcadores de períodos glaciais em escala continental ou global (MUHS, 2014).

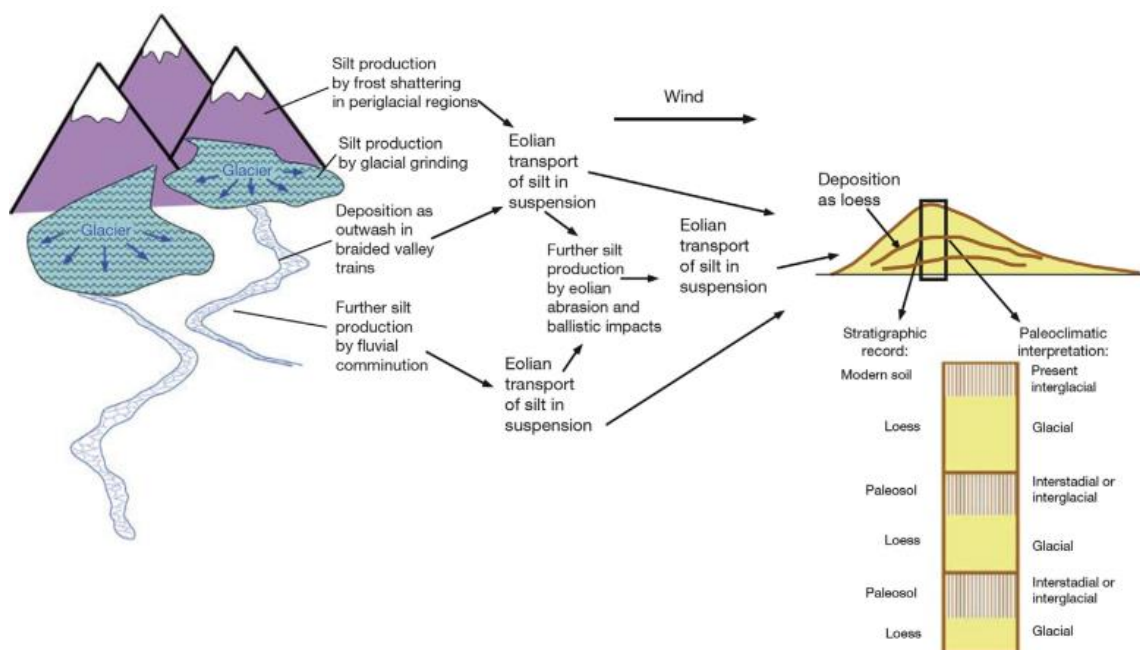


Figura 5: Modelo clássico de formação de *loess* de origem glacial (Extraído de Muhs, 2014).

Apesar de este modelo glacial clássico estar bem estruturado, há um debate nas últimas décadas, levantado principalmente pelo fato de os depósitos chineses serem de regiões mais quentes, que sugere a existência de um “*loess* desértico”. Este segundo modelo descreve a formação de *loess* em ambientes áridos ou semiáridos não glaciados. O debate existe acerca da possibilidade de outros mecanismos, que não o intemperismo glacial, gerarem esse tipo de sedimento. O modelo do “*loess* desértico” sugere a diminuição do sedimento por abrasão eólica, impactos balísticos e intemperismo químico (MUHS E BETTIS, 2003). Porém, nesta discussão, Kukla e An (1989) descrevem os principais períodos de sedimentação de *loess* na China como sendo correspondentes a períodos glaciais, enquanto os períodos de formação do solo (quando a deposição de *loess* parece cessar) correspondem a períodos interglaciais.

Assim, mesmo em regiões onde os sedimentos glaciais podem não ter sido abundantes como fonte de *loess*, os períodos glaciais são favoráveis para a disponibilidade, transporte e deposição destes sedimentos eólicos, uma vez que ocorre a diminuição da cobertura vegetal, aumento da aridez, aumento da força do vento e diminuição da intensidade do ciclo hidrológico (MUHS, 2014). Desta forma, o modelo sugere, de um modo geral, que a acumulação de *loess* intensifica-se durante as fases de avanço das geleiras nas montanhas e diminui e é sobreposta pela formação de solo em climas relativamente mais amenos.

2.1.6. Estratigrafia do *loess*

Segundo Muhs (2014), a estratigrafia de depósitos de *loess* não é simples. Geralmente existem graus variados de intemperismo e pedogênese. Alguns trabalhos assumem que a sedimentação do *loess* e a formação de solo são processos essencialmente concorrentes: quando as taxas de sedimentação são altas, os processos pedogênicos não são expressivos e o sedimento relativamente inalterado se acumula. Quando as taxas de sedimentação diminuem, ocorre a formação de solo.

Em ambientes não-glaciais, no caso de “*loess* desértico”, como discutido anteriormente, a mesma estratigrafia é observada, por mais que a fonte primária dos sedimentos não seja glacial, a deposição de *loess* ocorre principalmente durante os períodos glaciais e a formação de solo ocorre principalmente durante os períodos interglaciais (MUHS, 2014).

2.1.7. Informações paleoambientais

Existe uma grande variedade de informações paleoambientais que podem ser obtidas a partir de sequências de *loess*-paleossolo. À medida que suas particularidades do *loess* mudam de acordo com a região, é possível interpretar informações importantes acerca das condições em que se deu a deposição (MUHS E BETTIS, 2003).

Por exemplo, a diminuição da espessura do *loess* reflete uma redução da carga de sedimentos na direção do vento a partir da fonte; a diminuição no tamanho médio das partículas reflete que a carga mais grossa se depositou antes, por efeitos gravitacionais, relacionados à capacidade do vento em questão; e a diminuição no teor de carbonato reflete a lixiviação sin-deposicional a favor do vento, onde as taxas de deposição são menores. Se uma fonte de *loess* fosse um vale de rio de norte a sul, uma diminuição na espessura de *loess* e no tamanho médio de partícula a leste do rio implicaria ventos vindo do noroeste, oeste ou sudoeste (MUHS E BETTIS, 2003).

2.2. Proxies granulométricos

Os indicadores (*proxies*) de tamanho de grão são amplamente utilizados em estudos paleoambientais quaternários, principalmente para reconstruir as variações de velocidade do vento e distância da área fonte do sedimento, bem como alterações do ciclo de formação de *loess* nas escalas glacial/interglacial, envolvendo mudanças na cobertura vegetal e no regime de precipitação (ÚJVÁRI *et al.*, 2016).

Vandenberghe *et al.* (1997) descrevem um indicador denominado *U-ratio*, o qual representa a proporção entre a quantidade de silte grosso e as frações média a fina (16 - 44 μm / 5,5 - 16 μm). Pode ser aplicado como indicador para diferenciar períodos frios (alto *U-ratio*), caracterizados por um ambiente eólico dinâmico (ventos fortes), de períodos quentes (baixo *U-ratio*), quando predominam ventos fracos. Eliminando durante a interpretação dos resultados, tanto a fração menor que 5,5 μm , quanto a maior que 44 μm , este parâmetro permite desconsiderar os argilominerais de formação secundária (pedogênicos), e as partículas de areia fina, transportadas por saltação, favorecendo todas as partículas genuinamente eólicas (VANDENBERGHE *et al.*, 1997).

Um índice parecido com o *U-ratio*, introduzido por Machalett *et al.* (2008) e denominado *TP-ratio* (*Twin Peak ratio*) estabelece comparação quantitativa entre as frações silte muito grosso e silte médio a grosso. Variações nas alturas de picos em distribuições bimodais de silte dadas pela proporção 30,1 – 63,4/ 11,8 – 27,4 μm , podem refletir mudanças nas características do transporte eólico em escala local/regional. Em suma, segundo os autores, alto *TP-ratio* indica períodos frios com ventos mais fortes, os quais transportam partículas mais grossas, enquanto valores baixos de *TP-ratio* referem-se a condições quentes e ventos mais fracos.

O Índice de Tamanho de Grão (*Grain Size Index* - GSI), criado por Rousseau *et al.* (2002) é tido como um índice confiável de dinâmica do vento e um bom indicador para poeira atmosférica, uma vez que é similar ao *U-ratio*, porém considera a fração argila em seus cálculos. Este índice geralmente reflete mudanças na eficiência do transporte e deposição de grãos, comparando grossos e finos, devido a variações da velocidade do vento, sendo que altos valores do índice indicam maior frequência e força de tempestades de poeira e, conseqüentemente, altas taxas de sedimentação. Desta forma, este indicador integra dados, refletindo os efeitos combinados de todos os fatores ambientais atuantes durante a sedimentação do *loess*, e não apenas força do vento.

Uma vez que se encontram em função da força do vento, a média e a mediana do tamanho dos grãos (M_s , M_d) são considerados índices para a força do vento (AN *et al.*, 1991) e indicam também, o grau de aridez da área fonte e a frequência de tempestades de poeira.

A média, mediana e máximo diâmetro do quartzo (Q_M , Q_d , Q_{Max}) e a fração maior que 40 μm do quartzo ($Q_{>40}$), foram introduzidas como indicadores das monções de inverno para o *loess* chinês (XIAO *et al.*, 1995). O Q_d é considerado uma medida indicadora da força média do vento, enquanto o Q_{Max} é considerado um índice da força máxima do vento, ou seja, a competência e a capacidade do meio de transporte. Uma das principais vantagens de se usar a fração de quartzo ao invés da distribuição granulométrica das amostras de todos os grãos, é que as partículas de quartzo são resistentes a qualquer alteração química durante o intemperismo em ambientes de baixa temperatura, o transporte, e a sedimentação, além do fato de se desconsiderar os eventuais argilominerais pedogênicos neste índice.

2.3. O sistema Ásia Central

2.3.1. Aspectos fisiográficos

A região árida da Ásia Central (Figura 6) compreende a planície de Turan e a margem sul das colinas do Cazaquistão sendo delimitada pelas montanhas da Ásia Central (até 7450 m) nos extremos sul e sudeste. No sudoeste, as montanhas um pouco menos elevadas do Kopet Dagh (2000 m) permitem que a precipitação oriunda das monções indianas alcance as encostas ocidentais das cordilheiras Tian Shan e Pamir-Alaï. Ao Norte, na planície turaniana, a altitude diminui progressivamente para o norte e o oeste e se abre em direção à planície do Mar Cáspio. 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).

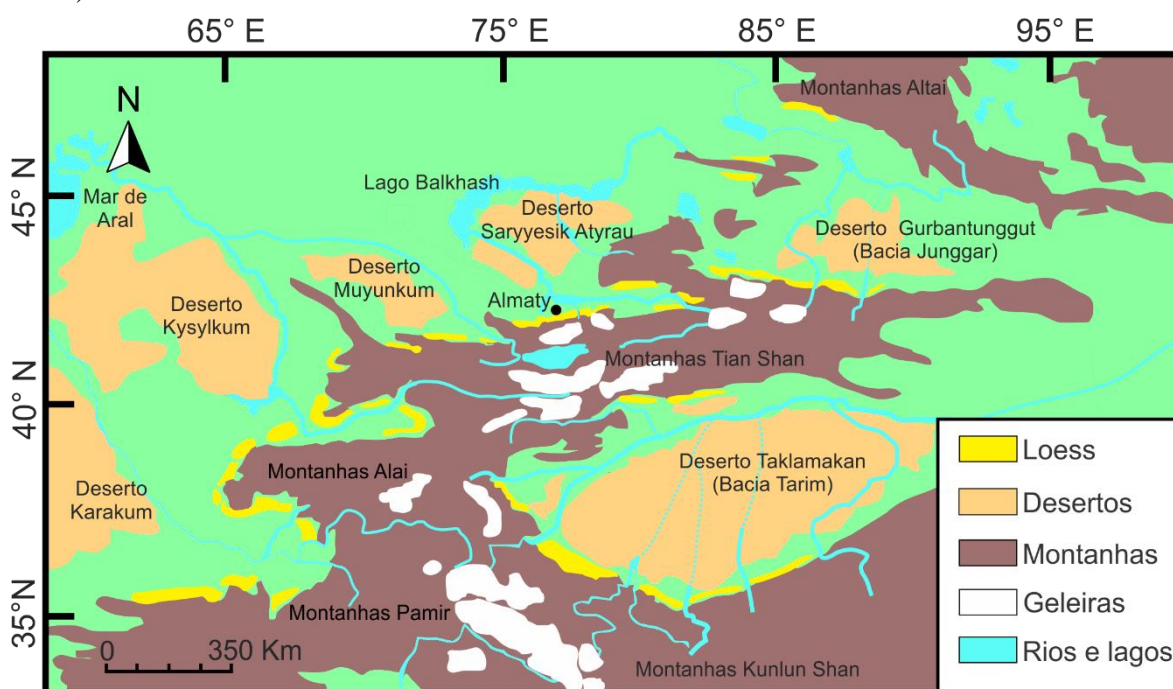


Figura 6: Mapa da Ásia Central, mostrando as regiões das principais cadeias de montanhas, planícies e desertos. (Modificado de Machalett *et al.*, 2006).

Existem poucos dados paleoclimáticos que indicam inequivocamente quando a topografia dessa área se tornou suficientemente proeminente para impactar o clima na Ásia. A análise de bacias e os dados sedimentológicos indicam que a topografia separou continuamente muitas das bacias de drenagem interna na Ásia Central desde o Mesozoico (CARROLL *et al.*, 2010). Nesta mesma linha, estudos termocronológicos e sedimentológicos demonstram que a reativação de estruturas paleozoicas nas montanhas

Tian Shan e Altai começou no neo-Paleogeno e acelerou e propagou para o Norte durante o neo-Mioceno (CAVES *et al.*, 2017).

Durante os últimos 3 - 4 Ma, aproximadamente, o clima na Ásia Central se tornou mais continental e árido. O motivo foi a elevação das cadeias de montanhas e, conseqüentemente, um crescente isolamento das regiões asiáticas internas que impediram a livre circulação de massas de ar úmidas dos mares e oceanos (DODONOV, 1991).

O soerguimento das montanhas resultou no aparecimento da zona periglacial nas mesmas. A elevação do Platô do Tibete durante o neo-Plioceno e o Pleistoceno em, pelo menos, 3000 m, exemplifica a extensão da glaciação nas montanhas (LIU, 1986).

Áreas de formação de *loess* na Ásia Central são adjacentes às regiões montanhosas e geralmente cercadas por desertos de areia e rochas (Figura 6). Nesta zona, a poeira soprada pelo vento se acumula nos desertos e nos grandes vales dos rios (DODONOV, 1991).

2.3.2. Aspectos geológicos

Na Ásia Central, a deformação cenozoica ocorre em uma área de, pelo menos, 2000 km por 2000 km, sendo atribuída à colisão continental entre a Ásia e Índia (ENGLAND E HOUSEMAN, 1986). A deformação inclui espessamento crustal e expansão lateral, sendo que o primeiro é responsável por grande parte da topografia atual, especialmente o Platô do Tibete e as montanhas Pamir e Tian Shan (ENGLAND E HOUSEMAN, 1986). Entre e ao redor destas montanhas, há grandes bacias, preenchidas por sedimentos cenozoicos.

Cobbold *et al.* (1993) mapearam falhas inversas e transcorrentes, as quais delimitam bacias. A partir de relações estratigráficas e estruturais, inferiram que o encurtamento e sedimentação da crosta ocorreram juntos durante todo o Cenozoico. Os tipos das bacias variam de *foreland* simples a *full ramp*, porém muitas apresentam características complexas, integrando diversos tipos.

O platô tibetano cresce para o Norte, pela ação de uma série de falhas inversas. Em sua atual extremidade Norte, encontram-se as montanhas Nan Shan, com movimentos tectônicos ativos e uma bacia *foreland* associada (MOLNAR, 1989).

2.3.3. Aspectos climáticos

Hoje, a Ásia contém alguns dos mais peculiares arranjos climáticos do planeta. As regiões sudeste e leste sofrem chuvas substanciais devido à existência do sistema de monções em larga escala, enquanto o interior da Ásia contém desertos excepcionalmente áridos. Ao norte, esses desertos dão lugar a condições mais úmidas que caracterizam estepes e a taiga (CAVES *et al.*, 2016).

Pesquisas com abordagens tectono-climáticas na Ásia concentram-se, principalmente, na importância do soergimento Platô do Tibete no fortalecimento da circulação monsonal e na aridificação do continente. No entanto, trabalhos recentes datam a elevação do platô como paleógena (ROWLEY E CURRIE, 2006), desafiando os mecanismos que associam a orografia do platô à crescente aridez da Ásia Central no Neogeno (CAVES *et al.*, 2016). Por outro lado, muitas das áreas altas ao Norte do platô (montanhas Tian Shan e Altai) parecem ter se elevado mais recentemente, sugerindo que elas possam desempenhar um papel na história paleoclimática neogênica da Ásia Central (CAVES *et al.*, 2017).

A Zona Árida da Ásia Central (ZAAC) é definida como uma área que se estende do Oeste do Cazaquistão ao Leste da Mongólia, incluindo o Noroeste e o centro-Norte da China, sendo resultado dos efeitos combinados da zona de alta pressão da Sibéria na parte oriental e da zona de alta pressão dos Açores, na parte ocidental (FENG *et al.*, 2011). Especificamente, a extensão para o Oeste da zona de alta Siberiana durante as estações frias, e a extensão para Leste da zona de alta dos Açores durante as estações quentes, resultam em uma cadeia permanente de alta pressão no ZAAC, onde os desertos se desenvolveram. Desta forma, uma vez que existe a conexão entre os desertos e a formação de depósitos de *loess*, ao se definir esta zona árida, define-se uma zona de *loess* temperada e alongada, a qual se estende do Oriente Próximo ao Norte da China, com um intervalo latitudinal entre 45 e 35°N (FENG *et al.*, 2011).

A parte interior da ZAAC é uma região notavelmente sensível à interação de 3 sub-sistemas climáticos (Figura 7): os ventos de média latitude vindos do Oeste (europeus) (VANDENBERGHE *et al.*, 2006), a frente polar Norte-asiática (MACHALETT *et al.*, 2008) e o regime de monções asiáticas (DETTMAN *et al.*, 2001). Desta forma, atualmente a precipitação no inverno e na primavera domina a parte ocidental da ZAAC, e a precipitação no verão e no outono domina a parte oriental (FENG *et al.*, 2011).

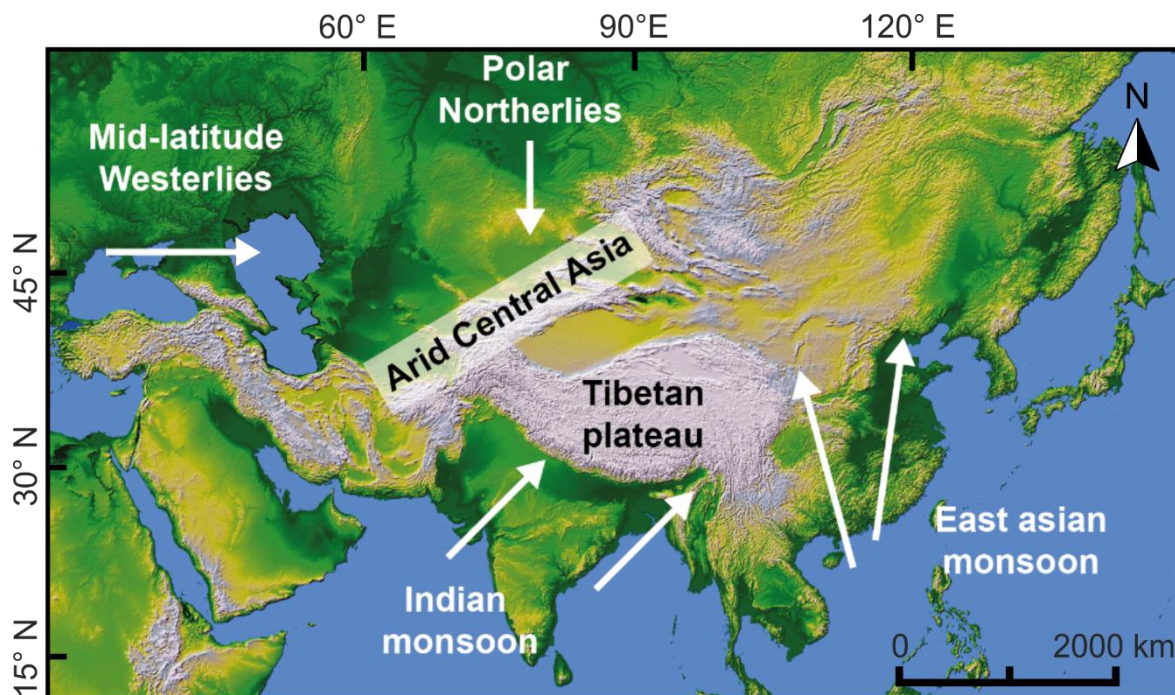


Figura 7: O sistema climático da Ásia central. (Modificado de Prud'Homme *et al.*, 2018).

Os vastos desertos e semidesertos, com uma esparsa cobertura de vegetação provêm uma enorme quantidade de *loess*. Estudos atmosféricos mostram que a frequência de tempestades de poeira nesses desertos ultrapassa 50 dias por ano (DING *et al.*, 2002). Estas regiões são caracterizadas por um clima exclusivamente continental, com verões quentes e secos. Nas porções mais ao sul (Iraniana-Turaniana), os invernos são úmidos e relativamente quentes, enquanto o regime de precipitação atinge seu máximo na primavera, associado à migração para o norte do ramo iraniano da frente polar. Nas porções ao norte (Cazaque), os invernos são frios, com severas nevascas, enquanto o regime de precipitação está associado, principalmente, aos ventos do oeste, atingindo seu pico na primavera/verão, à medida que a influência da corrente de alta siberiana diminui e a atividade convectiva se torna mais forte (LIOUBIMTSEVA, 2002).

No verão, os ciclones ocidentais da zona temperada mudam suas trajetórias sobre a região do Mar de Aral, de uma direção oeste-leste para norte-sul e se aproximam da zona afetada pela monção indiana sobre as montanhas Zagros, no Irã (LIOUBIMTSEVA, 2002).

2.4. A bacia do Ili

2.4.1. Aspectos fisiográficos

O Sudeste do Cazaquistão é marcado por uma variação muito expressiva da paisagem. Em uma distância de 70 km, ocorre uma transição dos desertos para as terras altas e para as áreas montanhosas. No Sul, a região é delimitada pelas montanhas Tian Shan do Sul, as quais alcançam altitudes de quase 5000 m. Em direção ao norte, a Bacia de Almaty e a Bacia do Ili se fundem aos desertos e estepes da chamada “terra dos sete rios” e, finalmente, à depressão Balkhash-Alakol. Esta região do Cazaquistão é delimitada ao norte, ao nordeste e a leste, pelo Lago Balkhash e pelas montanhas Junggar Alatau e Tian Shan do Norte, respectivamente (MACHALETT *et al.*, 2006).

A geomorfologia da região está diretamente relacionada a soerguimentos tectônicos. Os rios Talgar, Turgen e Tschilik transportam grande carga de sedimentos, desde as altas montanhas através de seus vales, em altitudes de aproximadamente 950 a 700 m, formado deltas de detritos (*debris fans*) (por exemplo, perto de Almaty, Turgen, Issyk) para dentro da planície ou bacia. Durante essa transição, da região montanhosa para as planícies, ocorre uma mudança para condições mais áridas e a descarga do rio diminui (MACHALETT *et al.*, 2006).

A bacia endorreica do rio Ili (Figura 8) está localizada na porção leste da Zona Árida da Ásia Central. A parte oriental da bacia do Ili fica na Província Autônoma de Xinjiang, na China, e a parte ocidental fica na província de Almaty, no Cazaquistão. O rio Ili se origina na encosta norte do Pico Khan Tengri (6995 m de altitude), e a parte superior da bacia hidrográfica é circundada ao norte, a leste e ao sul, pelas montanhas Tian Shan do Norte e do Sul. Correndo em direção ao oeste, o rio passa ao norte da cidade de Almaty, para dentro da represa de Kapshagay, além da qual se abre em uma planície de estepes, formando um grande delta efêmero, que deságua no Lago Balkhash (LI *et al.*, 2018). Este rio drena uma área de aproximadamente 151.200 km² e seus principais tributários são os rios Kunes e Kashi, na China e Charyn e Kurshilik, no Cazaquistão (SONG *et al.*, 2014).



Figura 8: Mapa da bacia do rio Ili, mostrando o relevo ao seu entorno e os principais rios tributários. (Modificado de Kezer e Matsuyama, 2006).

O solo moderno na Bacia do Ili é dominado pelos solos *kastanozem*, *chernozem*, *sierozem* e solos de pradarias (HU, 2004). Devido ao efeito dos microclimas do vale, a área contém uma ampla variedade de tipos de vegetação, sendo eles, vegetação de deserto, estepe de montanha, pradaria de montanha, pradaria subalpina, pradaria alpina e vegetação alpina (listada em ordem da planície às montanhas) (HU, 2004).

2.4.2. Aspectos geológicos

A Bacia do Ili é uma depressão limitada por falhas, de idade Mesozoica a Cenozoica, que cobre cerca de 40.000 km² e é cercada pelo cinturão orogênico de Tian Shan, cuja altitude excede 3500 m (SONG *et al.*, 2014). É classificada como uma bacia de *foreland*, num contexto próximo ao limite das montanhas Tian Shan, onde ocorrem diversas pequenas bacias cenozoicas, associadas a falhas de empurrão (COBBOLD *et al.*, 1993). É uma bacia sin-tectônica que contém mais de 4000 m de sedimentos depositados do Eoceno ao Pleistoceno, enquanto ocorria o soerguimento das montanhas Tian Shan (BURTMAN, 2012).

Durante as últimas 5 décadas, diferentes subdivisões litoestratigráficas foram propostas para a sucessão sedimentar da bacia, levando à sobreposição de nomes de unidades e limites incoerentes (HELLWIG *et al.*, 2017). O embasamento é composto por rochas cristalinas pré-cambrianas e camadas dobradas paleozoicas sobrepostas, as quais são representadas, principalmente, por rochas vulcânicas carbonífero-permianas, rochas sedimentares e um corpo granítico (YUE E WANG, 2011). A sucessão sedimentar cenozoica nas montanhas Aktau reflete uma transição de sedimentos predominantemente arenosos, na parte inferior (formações Arasan, Alakul e Aidarly), para sedimentos pelíticos (Formação Bastau). Depósitos lacustres salinos e de água doce prevalecem na parte do meio (formações de Koktal e Kokterek), enquanto uma gradação de pelitos para depósitos aluviais grossos dominam a parte superior (Formação Ili) (HELLWIG *et al.*, 2017) (Figura 9).

Tectonicamente, a bacia está situada na porção Oeste do cinturão de Tian Shan. A falha sublatitudinal na margem sul da bacia e a falha de tendência NW na margem norte, controlam não apenas os limites da bacia, mas também sua formação e evolução. Estruturalmente, a bacia é dividida em uma zona dobrada no norte, uma zona subsidida no centro e uma zona de declive no sul (YUE E WANG, 2011).

Depósitos de *loess* são distribuídos no sopé das montanhas, na parte sul da bacia do Ili. Cabe observar que o *loess* está principalmente localizado nas terras altas das áreas montanhosas glaciadas e intensamente drenadas e sua distribuição termina mais ou menos imediatamente na transição entre o *foreland* e as regiões montanhosas e áridas do leste (MACHALETT *et al.*, 2006).

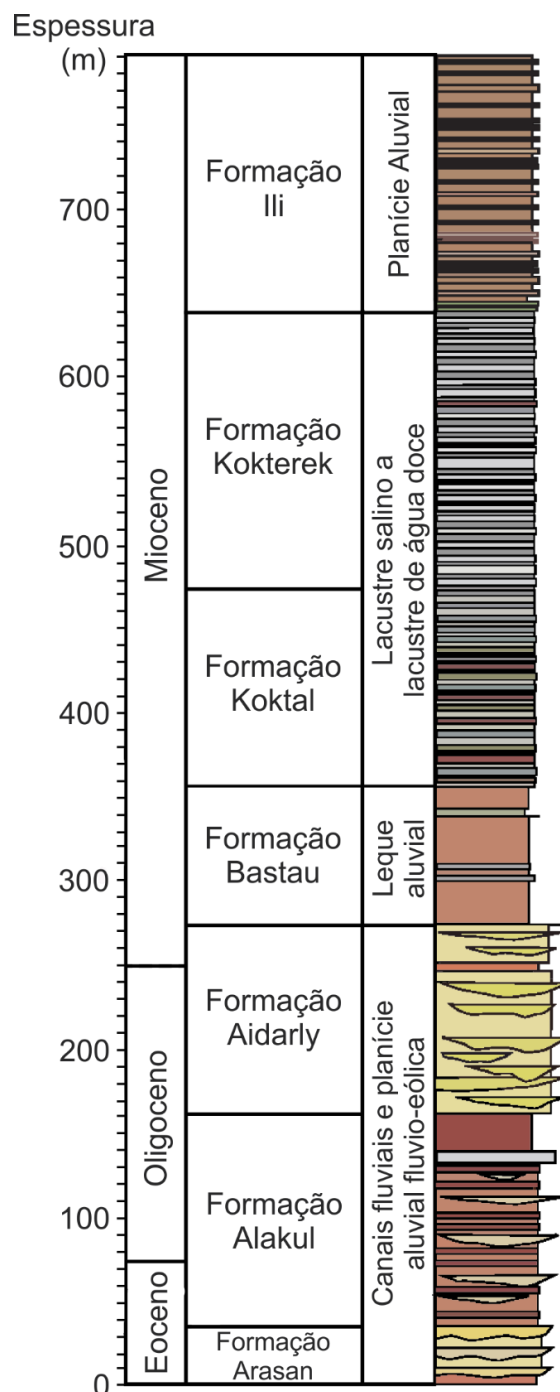


Figura 9: Coluna estratigráfica da Bacia do Ili. (Modificado de Hellwig *et al.*, 2017).

2.4.3. Aspectos climáticos

A Bacia do Ili está localizada no meio da Eurásia, longe do oceano. A bacia tem um clima continental semiárido temperado e é dominada por ventos de alta altitude vindos do Oeste ao longo do ano (LI, 1991). Acredita-se que a aridificação progressiva das bacias

interiores da Ásia Central seja um produto do soerguimento do Plateau do Tibet e das montanhas Tian Shan durante o Terciário e o Quaternário (LIU *et al.*, 2015).

A sedimentação de poeira no sudeste do Cazaquistão está fortemente relacionada às características climáticas da região. O clima regional é determinado pela radiação solar típica das latitudes médias. Durante o verão, as células subtropicais de alta pressão para o norte e os ventos etesianos causam condições de clima seco. Ventos etesianos secos e quentes vindos das direções norte/oeste desenvolvem-se entre as células de alta pressão dos Açores e as de baixa pressão do sistema de monções mais a sudeste. No entanto, a área é protegida pelas altas montanhas da influência das monções e, portanto, das massas de ar marítimas mais úmidas. Durante o inverno, a região é exposta a massas de ar da Sibéria muito frias e secas. Grandes eventos de inversão térmica se desenvolvem sob essas condições climáticas. Assim, durante a maior parte do ano, o clima é estritamente continental. Somente no final da primavera massas de ar suboceânicas mais úmidas podem atingir o Sudeste do Cazaquistão, quando grandes ondas de Rossby e padrões de circulação meridional são mais frequentes no oeste. Portanto, a primavera tem a maior taxa de precipitação durante o ano. No entanto, na maioria das vezes ocorrem distúrbios ciclônicos entre as cordilheiras de Hindu Kush e Elburz. Os ciclones do Sul do Mar Cáspio tendem a se tornar fortes tempestades de poeira sem precipitação (WEISCHET E ENDLICHER, 2000; MACHALETT *et al.*, 2006).

No entanto, a circulação local deve ser levada em consideração, bem como na entrada e sedimentação de poeira da região. Os distúrbios ciclônicos fazem com que material eólico muito fino chegue até o Sudeste do Cazaquistão. A abundância de sistemas eólicos locais induzidos por características orográficas e térmicas tem uma forte influência sobre esses ventos regionais. Variações na exposição e inclinação das encostas das grandes montanhas levam a fortes ventos locais, que podem transportar grandes quantidades de poeira para o sopé das montanhas durante o verão (MACHALETT *et al.*, 2006).

2.5. Estratigrafia do Charyn Canyon

A seção colunar do Charyn Canyon possui 80 m de espessura (Figura 10), e é composta por seis subseções. A partir da seção composta é possível interpretar 3 ambientes

deposicionais baseado em análises faciológicas e granulométricas (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

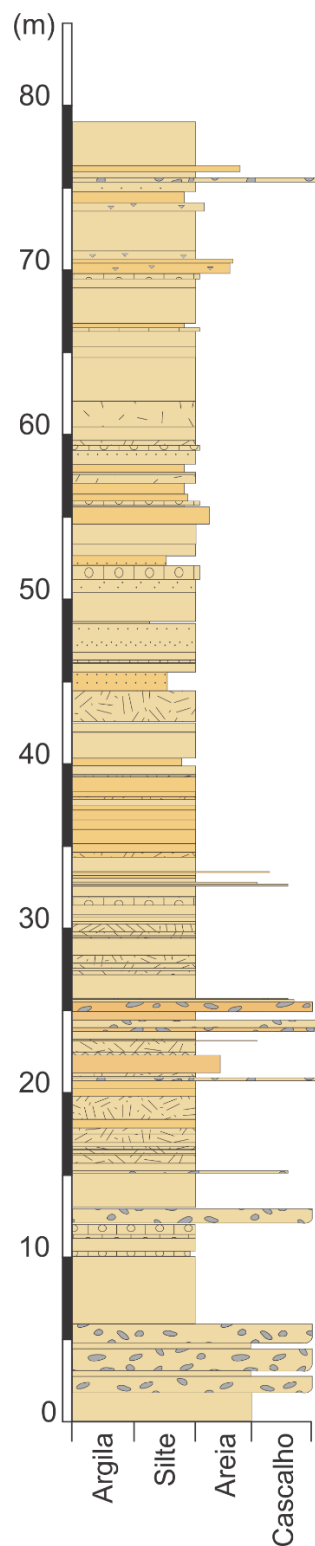


Figura 10: Seção colunar do Charyn Canyon, segundo Prud'Homme *et al.* (Inédito).

A parte inferior da seção, de aproximadamente 13 m de espessura, é composta por uma sucessão de 30 a 50 cm de conglomerado suportado por clastos, a qual é sobreposta por um horizonte de argilito homogêneo e maciço, associado à formação vertical de nódulos de

carbonato com mais de 20 cm de comprimento. Acima, há uma fina camada de caliche (3 cm de espessura), seguida por uma matriz maciça argilo-siltosa associada a nódulos carbonáticos (5 a 10 cm) e por um segundo horizonte, mais espesso, de caliche (80 cm). Uma camada de cascalho de 20 cm de espessura ocorre no topo desta porção inferior da seção. (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

A parte do meio, com aproximadamente 32 m de espessura, é caracterizada pela intercalação de depósitos eólicos e de leques aluviais. Entre 18 e 33 m, existem camadas finas de cascalho de 5 a 7 cm de espessura, intercaladas com horizontes de siltito maciço associado a nódulos de carbonato (3 a 5 cm). Os cascalhos possuem tamanho variando de 0,1 a 10 cm, são sub-angulares e mal classificados. As rochas entre 33 e 50 m são de deposição eólica, o qual é caracterizada por uma sucessão de siltito amarelo pálido maciço, com quantidade limitada de manchas de carbonato primário; nódulos carbonáticos, com tamanhos variando de 3 a 5 cm, em uma matriz silicosa secundária; e um cimento carbonático maciço (caliche), mais proeminente no afloramento, em horizontes entrelaçados na sucessão (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

A parte superior, com 34 m de espessura é dominada pela deposição eólica. É caracterizada por uma sucessão dos horizontes de solos áridos descritos anteriormente. Três horizontes de caliche, com espessura variando de 5 a 15 cm estão presentes (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

A parte inferior da seção é interpretada por Prud'Homme *et al.* (no prelo) como uma sucessão fluvial aluvionar. Segundo os mesmos autores, os cascalhos da parte média da seção são evidências de eventos de transbordamento, com fluxos de água intensos. Os carbonatos, tanto os nódulos, quanto o cimento, podem ser interpretados como fruto da pedogênese de solos áridos, cuja formação se dá em períodos de não-deposição. Segundo Prud'Homme *et al.* (no prelo), a deposição eólica na parte superior da seção sugere um ambiente muito árido. A composição estratigráfica do Charyn Canyon evidencia um processo de aridificação, com evolução de ambiente de fluvial para eólico (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

Datações baseadas em paleomagnetismo e no método U/Pb (LA-ICPMS em nódulos de calcita) sugerem que a sequência se formou entre 4,6 e 1,5 milhões de anos atrás, na transição entre o Plioceno e o Quaternário (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Pesquisa bibliográfica

A etapa de pesquisa bibliográfica consistiu no levantamento e compilação de material científico, compreendendo principalmente artigos publicados em revistas estrangeiras e artigos inéditos, os quais vêm sendo escritos por nossos parceiros do grupo de pesquisa. Além disso, foram lidas teses, dissertações e manuais acerca dos temas relevantes ao trabalho.

Os principais aspectos pesquisados trataram sobre a caracterização e formação de depósitos do tipo *loess* na área de estudo e também em outros lugares do planeta, aspectos físicos e climáticos da região da Ásia Central, aspectos relativos à aplicação de análises granulométricas no estudo desses depósitos, técnicas de preparação de amostras, funcionamento de analisadores de partículas a *laser* e aspectos acerca da interpretação de dados de granulometria para depósitos de *loess*.

3.2. Coleta de amostras

As amostras estudadas foram coletadas pelo prof. Dr. Giancarlo Scardia em duas viagens de campo para a região do Charyn Canyon (Figuras 11 e 12), realizadas nos anos de 2017 e 2018. Durante esses trabalhos foram levantadas 6 seções colunares, as quais representam o empilhamento da seção do Charyn Canyon. A Tabela 1 mostra os nomes de cada uma destas seções e suas coordenadas geográficas GMS (Datum WGS 84).

Tabela 1: Coordenadas geográficas de cada seção.

Nome	Sigla	Coordenadas N	Coordenadas E
Lower Section	LS	43°16'54,70"	78°59'49,40"
Middle Section	MS	43°16'45,04"	78°59'51,76"
Section 4m	S4	43°16'44,26"	78°59'53,20"
US1 base	US1 a-b	43°16'42,69"	78°59'56,40"
US1 top	US1 c1-c4	43°16'42,42"	78°59'58,16"
US2 top	US2	43°16'40,88"	79°00'2,65"



Figura 11: Vista ampla de uma porção do Charyn Canyon amostrada. Destaque para o método de coleta de amostra, com equipamentos de escalada. Em último plano, as Montanhas Tian Shan. (Fotografia: Giancarlo Scardia).



Figura 12: Afloramento de dezenas de metros de altura na porção estudada do Charyn Canyon. (Fotografia: Giancarlo Scardia).

A elevação relativa de cada afloramento foi estabelecida com o uso de uma estação total a fim de se constituir uma estratigrafia composta da sequência. A sucessão pode ser dividida em 3 partes: parte inferior (~12 m), parte média (~32 m) e parte superior (~35 m). As seções inferior e média são compostas por dois afloramentos localizados a 300 m um do outro, enquanto a superior é representada por 4 afloramentos localizados em um transecto leste-oeste de 200 m entre os topos das seções 4m (S4) e superior 2 (US2). A base da seção 4m sobrepõe a seção média (MS). A seção superior 1 (US1) é dividida em dois afloramentos, US1a-b e US1c, que se sobrepõem em 1 m. A seção US2 é localizada 100 m a leste do topo da US1c. As figuras 13 e 14 mostram a posição especial e esquematizam a composição da seção colunar do Charyn Canyon, mostrando a posição geográfica e a distância entre cada uma das 6 seções individuais, respectivamente.

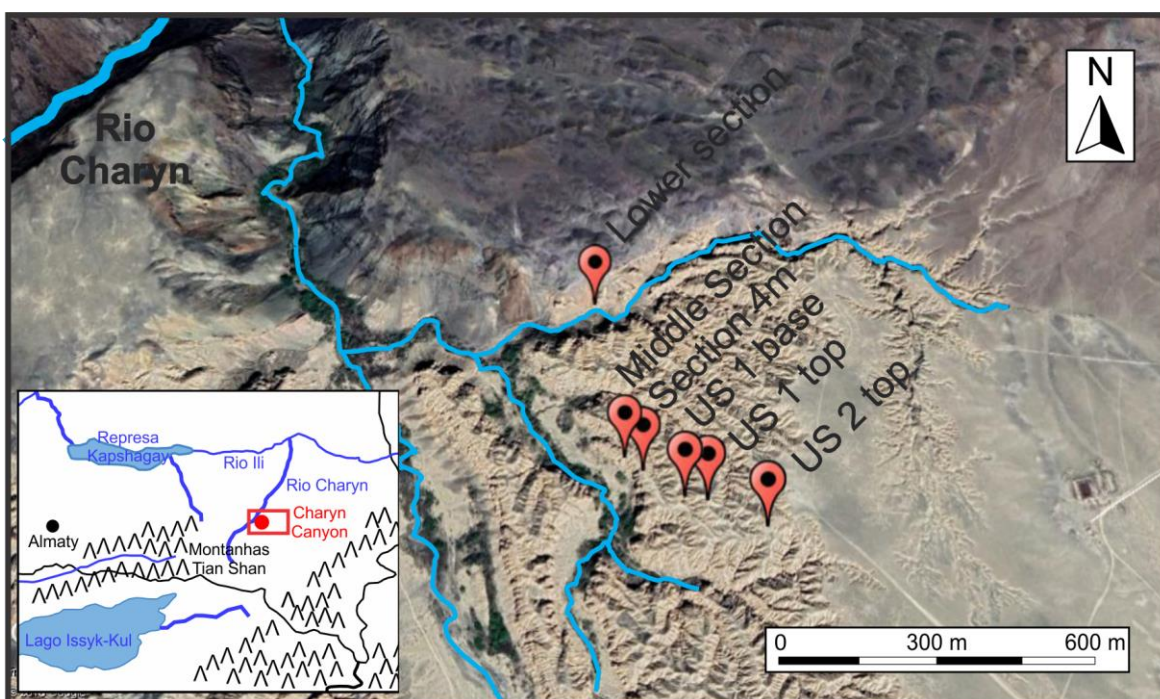


Figura 13: Localização geográfica dos 6 afloramentos estudados (Google Earth Pro – 28/04/2019).

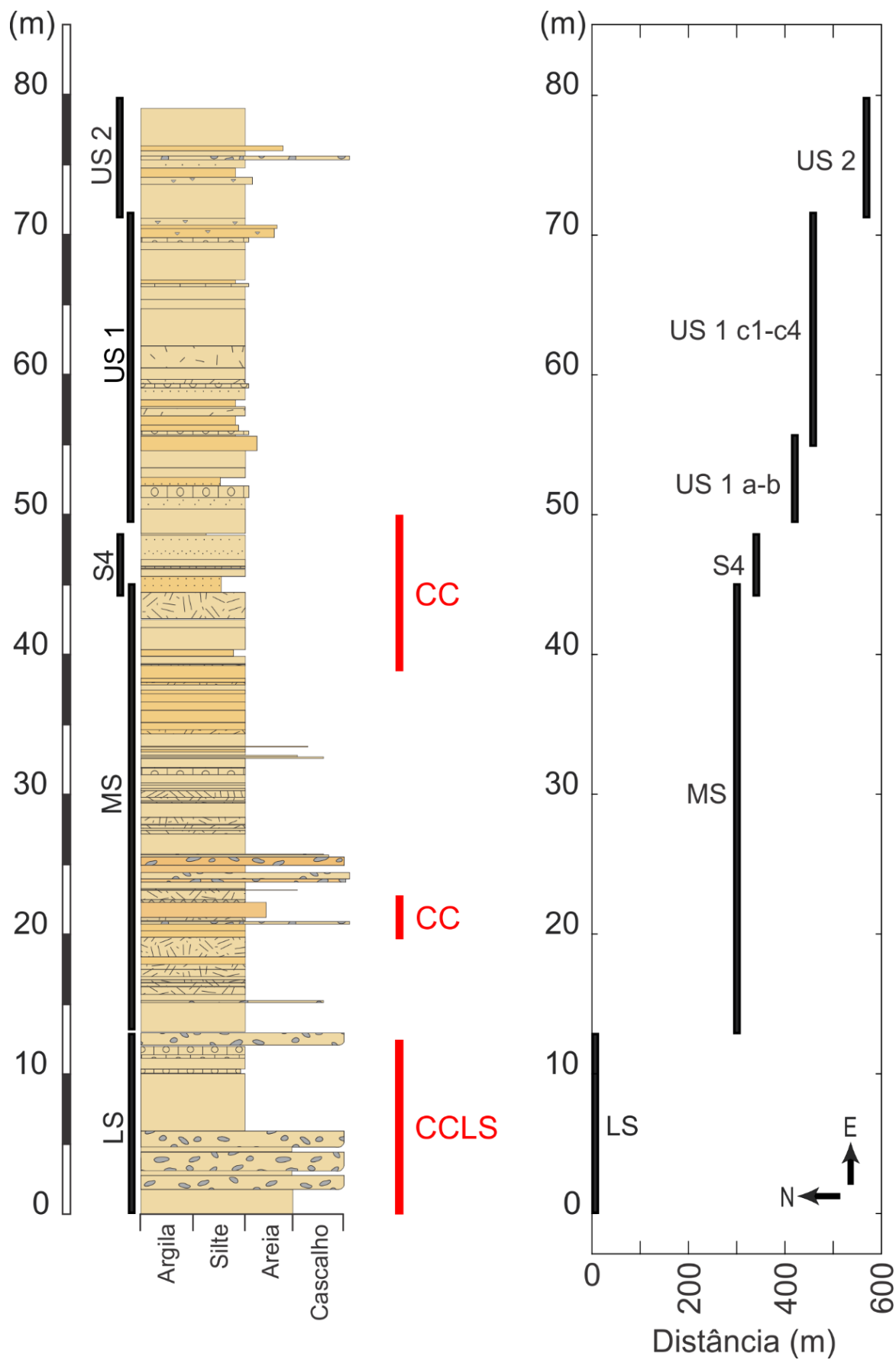


Figura 14: Empilhamento das 6 seções descritas para composição da seção do Charyn Canyon. Em vermelho, as porções onde foram coletadas as amostras.

Ao todo foram coletadas 271 amostras com espaçamento de 10 cm ao longo de determinados intervalos da seção do Charyn Canyon, os quais, com as respectivas denominações, estão marcados em vermelho na figura 14. Houve uma separação das amostras em 2 grupos, um deles representando a *Lower Section*, com 74 amostras denominadas CCLS (*Charyn Canyon Lower Section*), coletadas e numeradas da base para o topo da porção inferior da seção, e outro representando a parte média, com 197 amostras recebendo o nome de CC (*Charyn Canyon*), as quais foram coletadas e numeradas a partir do topo em direção à base.

Todas as amostras foram armazenadas em pequenas caixas feitas de acrílico, cada uma delas contendo um volume de aproximadamente 8 cm³ (Figura 15 A).

Destas 271 amostras, foram selecionadas 109 para a análise granulométrica. Num primeiro momento, foram 55 amostras, a cada 0,5 m da seção, a partir do 0,0 m (0,5 m, 1,0 m, 1,5 m, em diante). Numa segunda etapa, buscando maior precisão nos resultados, foram selecionadas mais 54 amostras, também a cada 0,5 m da seção, porém agora intercaladas às amostras selecionadas anteriormente, a partir de 0,2 m (0,2 m, 0,7 m, 1,2 m, em diante).

3.3. Preparação de amostras

Há carbonato e matéria orgânica em meio aos sedimentos dos depósitos de *loess* e seu paleossolo (AN *et al.*, 1991), havendo, também, o íon Ca²⁺ nos coloides do paleossolo, o qual faz com que as partículas adiram umas às outras (floculação). Para evitar interferências nas análises, aplica-se as técnicas descritas por Lu e An (1997).

Primeiramente, as amostras são retiradas das caixas e desagregadas mecanicamente (Figura 15 B). Após isso é feito o quarteamento das mesmas (Figura 15 C), guardando-se metade do conteúdo de volta na caixa, uma vez que é preciso preservar parte da amostra para outras análises. Após o quarteamento, as amostras são colocadas em béqueres de 50 ml e é feita a pesagem a seco do conteúdo.

Então as amostras são submetidas, durante 24 horas, a uma solução de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) a 30 volumes, para a retirada da matéria orgânica presente (Figura 15 D). Finda esta reação, é adicionada uma solução de ácido clorídrico (HCl) a 10%, por mais 24 horas, a fim de remover o carbonato pedogênico das amostras. Ambas reações foram

qualificadas em relação à sua intensidade e duração (Apêndice I), evidenciando maior ou menor quantidade de matéria orgânica ou carbonato.

Quando cessam as reações, as amostras são deixadas em estufa a aproximadamente 70°C durante 2 dias para que os líquidos evaporem (Figura 15 E). É feita, então, uma nova pesagem a seco, a qual permite quantificar a alíquota perdida durante as reações (Apêndice I), corroborando a análise qualitativa visual feita anteriormente.

As amostras, então, são armazenadas em pequenos envelopes plásticos, devidamente identificados (Figura 15 F), para que sejam encaminhadas à análise granulométrica.

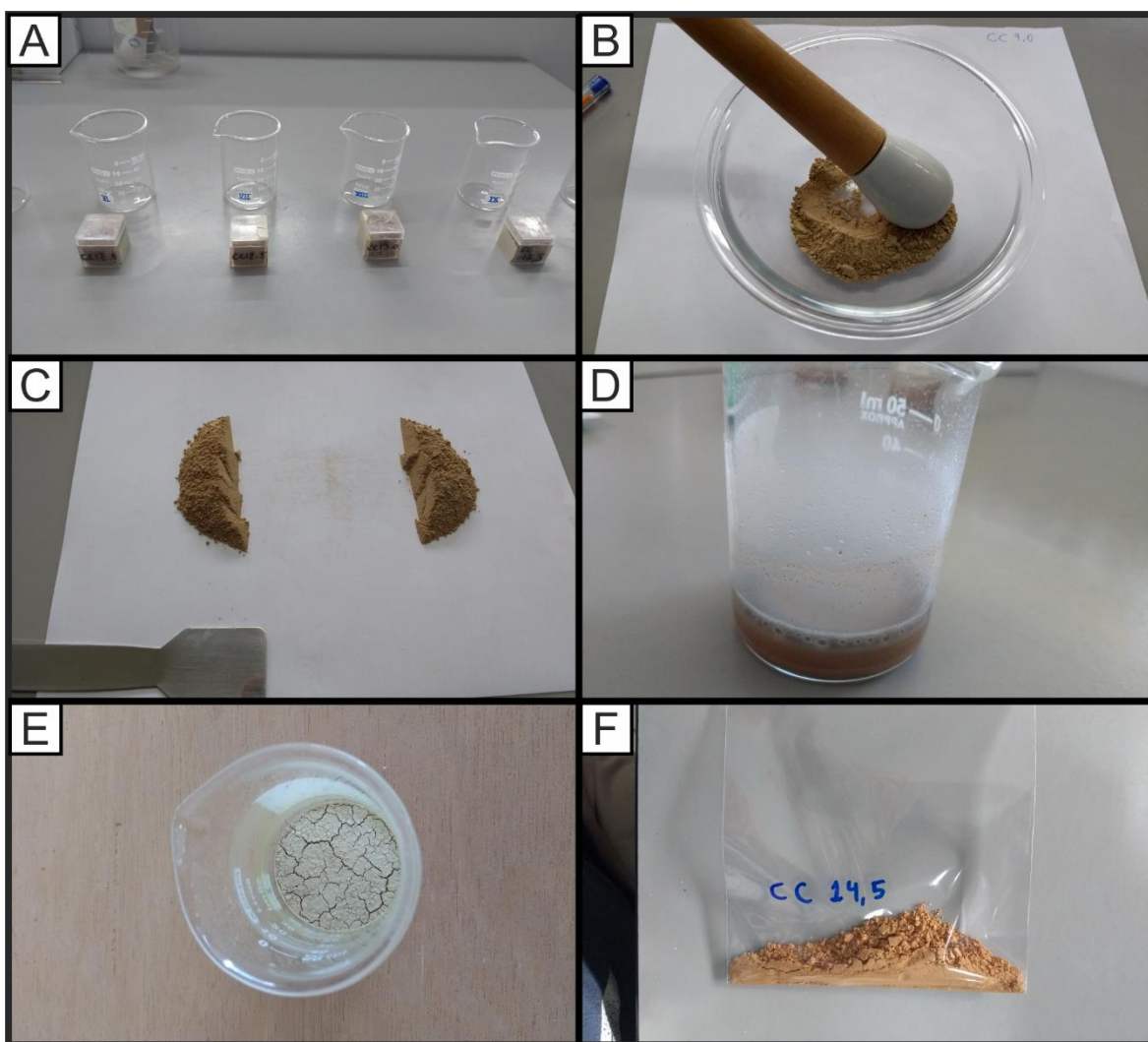


Figura 15: A) Amostras contidas em pequenas caixas de acrílico. B) Amostra após ser submetida a desagregação mecânica. C) Amostra após quartamento. D) Ação da solução de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) sobre amostra. E) Amostra seca, após passar 2 dias na estufa. F) Amostra devidamente embalada e identificada.

3.4. Análise granulométrica

Modelagens se fizeram possíveis a partir de métodos de análise que evoluíram com o avanço tecnológico desde o método do “densímetro-peneira”, até o recente método automatizado de análise de imagem (VARGA *et al.*, 2018). A granulometria por difração a *laser*, a qual foi empregada neste trabalho, permite a distinção de classes de granulação (areia, silte, argila e suas sub-frações), bem como a análise de parâmetros estatísticos, amplamente utilizados nas pesquisas envolvendo *loess* (VANDENBERGHE *et al.*, 2006).

As análises granulométricas foram realizadas em duas etapas, nos meses de março e julho de 2019 no Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE) do Instituto Oceanográfico (IO) da Universidade de São Paulo (USP).

No CORE, as análises foram feitas com um aparelho da marca Microtrac, modelo Bluewave ao qual estava acoplado uma unidade de dispersão de partículas em meio líquido, denominada SDC (*Sample dispersion controller*) (Figura 16).



Figura 16: Microtrac Bluewave e SDC utilizados no CORE – USP.

Em uma análise de difração a *laser*, um feixe de *laser* passa através de uma amostra de partículas bem dispersas e o tamanho delas é medido através da detecção da intensidade da dispersão da luz produzida (Figura 17 A).

O Bluewave é otimizado para materiais abaixo de 1 micron, sendo capaz de medir o tamanho das partículas de 0,01 a 2800 microns. Ele utiliza a teoria de compensação de Mie

para partículas esféricas e um parâmetro próprio, patenteado, desenvolvido a partir dos cálculos de Mie, para partículas não esféricas (MICROTRAC, 2019).

Este analisador de partículas é equipado com um sistema patenteado, que consiste na combinação de três lasers e duas matrizes de detectores, todos em posições fixas, o que permite que as medições de dispersão de luz sejam feitas por quase todo o espectro angular (0,2 a 165 graus) (Figura 17 B). O laser primário (no eixo) produz dispersão desde o eixo até cerca de 60 graus, detectada por uma matriz direta e uma matriz de alto ângulo, ambas com espaçamento logarítmico dos segmentos do detector. O segundo laser (fora do eixo) é posicionado para produzir dispersão além do nível de 60 graus, que é detectado usando os mesmos conjuntos de detectores. O terceiro laser (fora do eixo) é posicionado para produzir retroespalhamento, novamente usando os mesmos conjuntos de detectores. Essa técnica multiplica efetivamente o número de sensores disponíveis para detecção de luz dispersa (MICROTRAC, 2019).

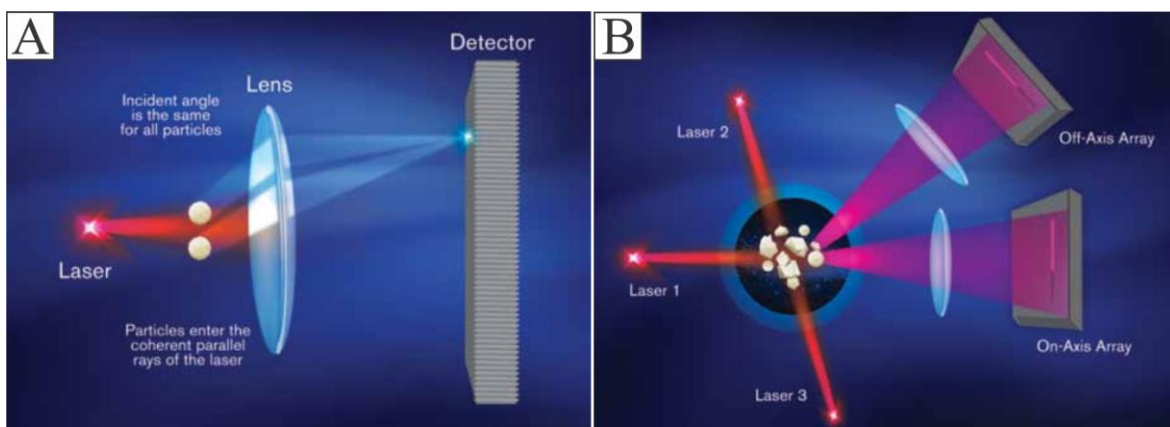


Figura 17: A) Esquema simplificado do sistema de difração a laser. B) Esquema do sistema de três laser e dois detectores combinados. (Microtrac, 2019).

O Bluewave, ainda, é equipado com um sistema de circulação de amostra (*Sample dispersion controller - SDC*), que otimiza o fluxo da amostra desde a unidade de dispersão para a célula de medição. A velocidade da bomba centrífuga pode ser ajustada de acordo com as propriedades de viscosidade ou sedimentação da amostra (MICROTRAC, 2019).

No início do processo, o aparelho capta água de um reservatório adjacente e faz uma leitura padrão (*wet set zero*). Ao sinal do *software*, deve-se colocar alguns gramas da amostra no compartimento apropriado do SDC. Neste momento, coloca-se também, três gotas do defloculante hexametáfosfato de sódio ($(\text{NaPO}_3)_6$), a fim de aprimorar a dispersão das partículas no momento da análise. O Bluewave começa a fazer a leitura e, se a quantidade

de amostra colocada não satisfizer a condição de funcionamento, que prevê uma obscurecência nas lentes entre 10 e 20%, é emitido um aviso para que se coloque mais material no SDC (caso seja menor que 10%) ou é feita uma diluição automática (caso seja maior que 20%). Estando com a condição de obscurecência correta, são feitas 3 análises e uma média, cada uma delas com as porcentagens para cada classe granulométrica e a respectiva curva. Ao final do processo, o aparelho promove automaticamente a limpeza em 9 etapas. Opcionalmente, o *software* deste equipamento faz a morfometria das partículas em vídeo, registrando o formato de todas as partículas da amostra.

3.5. Métodos de tratamento e interpretação dos dados

Ao final das análises, foi obtida do Bluewave, uma planilha, contendo valores de porcentagem de 68 frações de granulação para cada uma das 109 amostras (Apêndice II). Foi, então, calculado o valor cumulativo de porcentagem de cada fração para cada uma das mostras (Apêndice II), e assim, foram elaboradas as curvas granulométricas gaussianas para cada amostra, podendo-se estabelecer comparações visuais entre elas.

A interpretação dos resultados obtidos foi feita a partir dos trabalhos de Prud'Homme *et al.* (2018) e de Vanderberghe (2013), os quais tratam dos ambientes deposicionais da sequência do Charyn Canyon e da relação entre a granulação do material e o tipo de transporte e deposição dos sedimentos eólicos. Vandenberghe (2013) identificou uma série de categorias de sedimentos eólicos primários e retrabalhados, de acordo com o tamanho dos grãos. As características de cada classe estão resumidas na Tabela 2.

Em sedimentos do tipo 1.a, geralmente os grãos são de tamanho silte ou areia fina ($\sim 75 \mu\text{m}$), mas não apresentam um tamanho modal específico. Este sedimento é sempre derivado de uma região próxima, de origem arenosa, como um terraço de rio, afloramento de substrato arenoso, interflúvios secos ou mesmo dunas de areia pré-existentes (VANDENBERGHE, 2013).

Loess do tipo 1.b tem grãos que variam entre 25 e 65 μm . No entanto, este grupo é dividido em três subgrupos: um primeiro subgrupo (1.b.1) possui um valor modal de 51–60 μm ; um segundo subgrupo (1. b.2), um valor modal de 35-40 μm e um terceiro subgrupo (1.b.3), um valor modal de 25-31 μm . Este grupo de sedimentos corresponde à "grande poeira" de Stuu *et al.* (2009). Eles têm uma ocorrência mais ampla, sendo depositados,

especialmente, durante os períodos mais frios e interpretados como transportados em nuvens próximas à superfície e com baixas suspensões, provavelmente durante ciclones de tempestades de poeira na primavera por distâncias de dezenas de quilômetros (VANDENBERGHE, 2013).

Em *loess* do tipo 1.c, dois subgrupos podem ser distinguidos: um primeiro subgrupo (1.c.1) com tamanho de grão modal silte fino, em torno de 19 μm e um segundo subgrupo, de argila, (1.c.2) com tamanho de grão modal em torno de 4 μm . Juntos, os dois grupos de sedimentos correspondem à "pequena poeira" de Stuu *et al.* (2009). Sedimentos de ambos os subgrupos são transportados em nuvens de suspensão bastante altas durante todo o ano por distâncias relativamente grandes (VANDENBERGHE, 2013).

Sedimentos eólicos são frequentemente afetados pelo retrabalhamento pós-deposicional. Tais processos causam a seleção de partículas originalmente eólicas até certo ponto e potencial mistura com outros sedimentos. Vandenberghe (2013) denomina estes sedimentos retrabalhados como *loess* secundário.

Loess do tipo 2.a são chamados fluviais e se formam quando os canais dos rios se tornam inativos. O preenchimento do canal pode gradualmente consistir em material de suspensão de granulação mais fina, resultando em séries típicas de granodecrescência ascendente. No caso de *loess* ser um constituinte principal dessa nuvem de suspensão, suas características podem se tornar gradualmente visíveis. As amostras individuais deste tipo são caracterizadas por uma distribuição bimodal (VANDENBERGHE, 2013).

Em *loess* do tipo 2.b, chamados de lacustres, semelhantemente ao processo de retrabalho fluvial, o processo de sedimentação pode causar a separação de sedimentos, mas, ainda mais do que no ambiente fluvio-eólico, o sedimento ainda pode manter características do material original. Assim, os componentes primários do *loess* podem frequentemente ser reconhecidos (VANDENBERGHE, 2013).

Como os resultados são apresentados em termos desta classificação de Vandenberghe (2013), foram elaborados gráficos de variação da porcentagem para cada fração estabelecida pelo autor, a partir da somatória dos valores das frações granulométricas anteriores (do Bluewave) em intervalos de frações novos (os de Vandenberghe).

Tabela 2: Tipos de *loess* e suas características, segundo Vandenberghe (2013).

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

4. RESULTADOS

Conforme mencionado no item 3.5, os resultados obtidos, estavam na forma de porcentagens absolutas para frações granulométricas determinadas pelo *software* do Microtrac Bluewave. O cálculo da porcentagem cumulativa de cada uma dessas classes, permitiu a formulação de curvas granulométricas gaussianas para as amostras, como pode ser visto na figura 18.

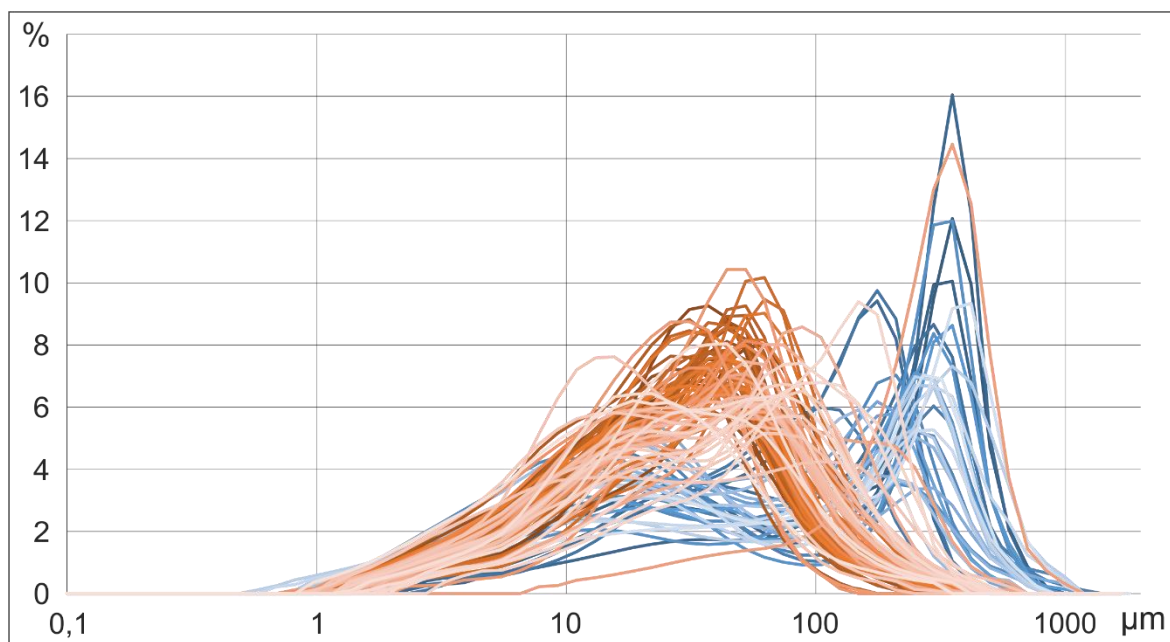


Figura 18: Sobreposição das curvas granulométricas gaussianas das 109 amostras analisadas. Em tons azulados, as curvas das amostras CCLS. Em tons alaranjados, as curvas das amostras CC.

No conjunto total das amostras, existe um padrão bimodal de granulação, claramente representado, quando analisadas as gaussianas sobrepostas, pela distinção entre as curvas das amostras CCLS (*Charyn Canyon Lower Section*) e CC (*Charyn Canyon*). Entre as amostras CCLS, isoladamente, existe uma bimodalidade de granulação representada nas curvas, sendo que a porcentagem mais significativa (entre 8% e 16%) possui tamanho entre 100 μm e 500 μm (areia fina a grossa), enquanto a outra moda, menos significativa percentualmente (entre 4% e 6%), apresenta tamanho variando entre 10 μm e 60 μm (silte). As amostras CC, por sua vez, apresentam maior uniformidade em suas curvas granulométricas, com tamanhos variando entre 20 μm e 65 μm (silte a areia muito fina), e porcentagens entre 5% e 10%.

A figura 19 relaciona cada amostra analisada posicionada em seu nível estratigráfico na seção do Charyn Canyon, com a sua porcentagem modal para cada uma das classes granulométricas estabelecidas por Vandenberghe (2013).

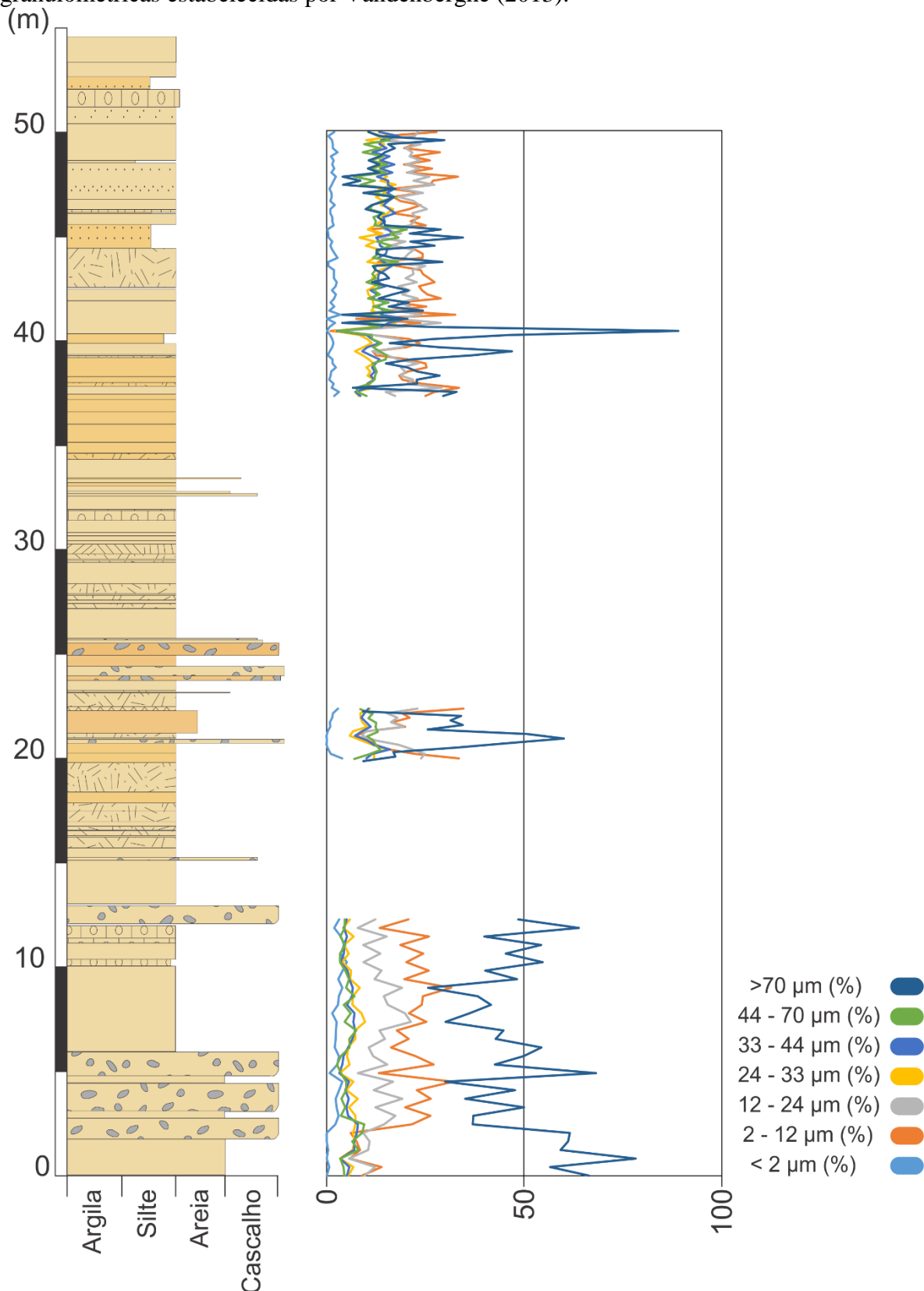


Figura 19: Correlação entre as curvas de porcentagem das classes granulométricas e a posição na seção.

De um modo geral, na porção inferior da seção (*Lower Section*), existe maior expressividade das classes $>70 \mu\text{m}$, $12 - 24 \mu\text{m}$ e $2 - 12 \mu\text{m}$, enquanto as demais classes não ultrapassam valores de 10%. Isso denota o padrão bimodal observado nas curvas granulométricas gaussianas, sendo as modas das frações areia fina e silte fino. Na porção mais superior da seção, entre 20 e 23 m e entre 37 e 50 m, essa bimodalidade não ocorre, e há uma expressividade das classes $24 - 33 \mu\text{m}$, $33 - 44 \mu\text{m}$ e $44 - 70 \mu\text{m}$ em conjunto, bem como das classes $12 - 24 \mu\text{m}$ e $2 - 12 \mu\text{m}$. A classe $>70 \mu\text{m}$ não tem em todos os casos uma predominância modal em relação às demais, ao contrário do que acontece na *Lower Section*. Em todas as partes da seção amostradas é claro o antagonismo da relação de predominância das classes arenosa e siltosas, ou seja, quando uma predomina, a porcentagem modal da outra é quase irrisória.

A classe $>70 \mu\text{m}$ equivale ao *loess* do tipo 1.a descrito por Vandenberghe (2013), representado por sedimentos da granulação areia muito fina a areia fina. Nas amostras CCLS, esta classe tem porcentagem modal mais significativa sobre as demais, com amplitude variando entre 25,66% e 78,20% e média de 48%. Nas amostras CC não ocorre a predominância desta classe sobre as demais, a amplitude varia entre 3,86% e 88,99% e a média é de 21,08%. Cabe observar a existência de um pico de quase 90% desta classe, o qual tem como resposta uma queda tão expressiva quanto, na porcentagem das demais classes neste ponto da seção.

Loess do tipo 1.b de Vandenberghe (2013) é descrito como sendo composto por sedimentos das frações silte médio a grosso. A classe $44 - 70 \mu\text{m}$ representa o *loess* do tipo 1.b.1 descrito pelo autor holandês. Nas amostras CCLS, esta classe é pouco expressiva em relação à sua porcentagem modal, variando entre 2,6% e 9,51%, com média de 5,06%. Nas amostras que representam porções superiores da seção (CC), esta classe, acompanhando a tendência das demais classes que representam a granulação silte, se torna percentualmente mais expressiva, com amplitude entre 20,22% e 2,83% e média de 12,37%. A classe $33 - 44 \mu\text{m}$ representa o *loess* do tipo 1.b.2, o qual, na porção inferior da seção, possui porcentagem modal com amplitude variando entre 7,9% e 3,19%, com média de 5,49%, enquanto a porcentagem das amostras CC varia entre 19,83% e 2,52%, com média 13,03%. O *loess* do tipo 1.b.3 é representado pela classe $24 - 33 \mu\text{m}$, sendo que na *Lower Section* sua amplitude modal varia entre 3,33% e 9,68% com média de 6,21% e na parte superior a variação é entre 5,9% e 17,63% com média de 11,82%. Em linhas gerais, as curvas das classes do *loess* do

tipo 1.b são muito parecidas, seguindo uma tendência mais discreta na parte inferior da seção do Charyn Canyon e uma pouco mais expressiva na parte superior.

As classes 12 – 24 μm e 2 – 12 μm equivalem ao sedimento de *loess* do tipo 1.c descrito por Vandenberghe (2013), sendo que a primeira é o tipo 1.c.1 e a segunda, o tipo 1.c.2. O *loess* do tipo 1.c é caracterizado por sedimentos de granulação silte fino. A classe 12 – 24 μm possui, na *Lower Section*, amplitude modal variando entre 5,64% e 21,28%, com média de 13,13%, enquanto nas amostras CC, a variação modal é entre 2,68% e 29,0% e média de 19,71%. A classe 2 – 12 μm possui amplitude entre 5,83% e 31,43%, com média 19,72% nas amostras CCLS, enquanto nas demais amostras, a porcentagem varia entre 0,91% a 34,68% e com média de 20,68%. Cabe observar que as curvas do *loess* do tipo 1.c são muito parecidas também, sendo estas classes mais expressivas que as do tipo 1.b, tanto na *Lower Section*, quanto na porção mais superior da seção.

A classe < 2 μm não é equivalente a nenhuma classificação de *loess* descrita por Vandenberghe (2013), representando a fração argilosa das amostras. Tanto na porção mais basal, quanto nas mais superiores, a porcentagem modal para esta classe é muito pouco expressiva. Nas amostras CCLS sua porcentagem varia entre 0,0% e 5,09%, com média de 2,38%, enquanto as amostras CC possuem amplitude modal entre 0,0% e 3,97% e média de 1,31%.

4.1. Resultado do tratamento dos dados

A análise dos resultados apresentados anteriormente permitiu e requereu um tratamento dos dados a fim de que interpretações mais precisas pudessem ser elaboradas. Desta forma, sucedeu-se uma análise estatística dos resultados a partir da observação da existência de determinadas curvas, as quais apresentam comportamento muito semelhante.

As curvas das classes 44 – 70 μm , 33 – 44 μm e 24 – 33 μm , representantes do *loess* tipo 1.b apresentam comportamento semelhante, variando quase juntas em todas as partes amostradas da seção do Charyn Canyon. Na *Lower Section*, as curvas possuem porcentagem menor, enquanto na porção mais superior, são mais expressivas percentualmente.

O mesmo fenômeno é observado nas curvas das classes 12 – 24 μm e 2 – 12 μm , que representam as frações de granulação do *loess* tipo 1.c. Sempre mais expressivas que as

curvas do tipo 1.b, estas curvas também tendem a variar de forma muito semelhante, sendo bastante marcantes tanto na parte basal da seção, quanto na parte mais superior.

Foi feita, então, uma análise estatística de covariância para cada par de curvas, sendo elaborados 4 gráficos a fim de se observar as linhas de tendência produzidas (Figura 20). Destes, os três primeiros diagramas referem-se às classes de *loess* do tipo 1.b (A, B e C), enquanto o quarto diagrama representa as classes do tipo 1.c (D).

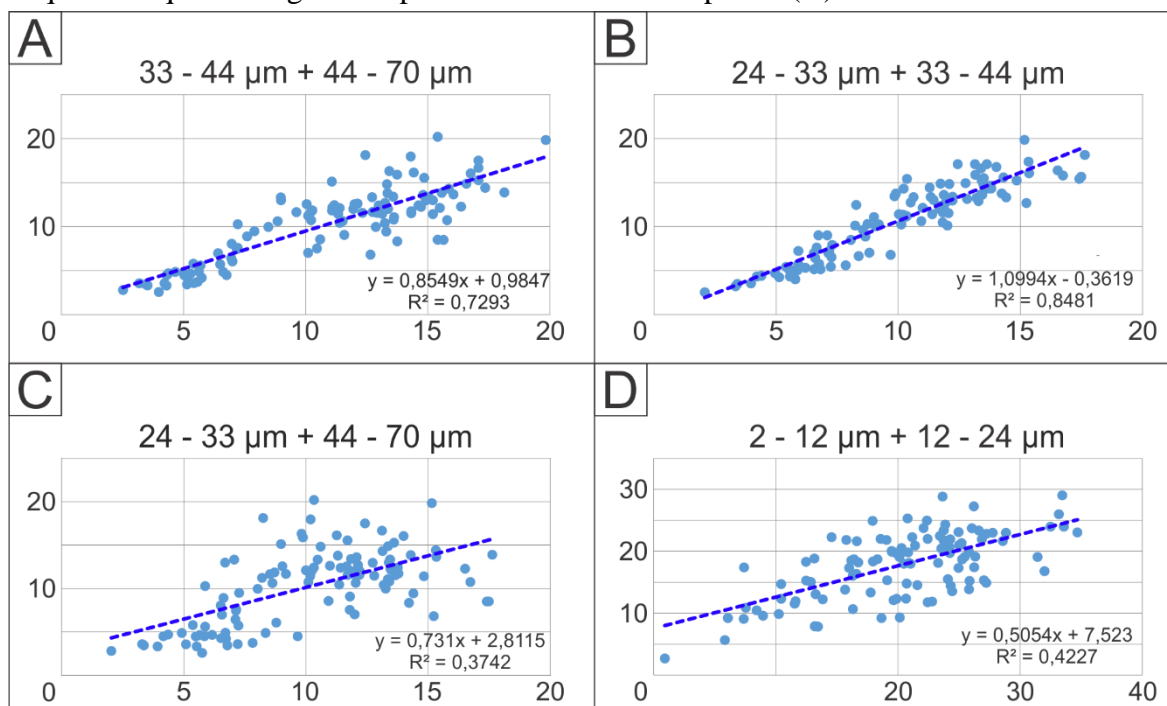


Figura 20: A) Diagrama de covariância entre as classes 44 – 70 μm e 33 – 44 μm e sua linha de tendência. B) Diagrama de covariância entre as classes 33 – 44 μm e 24- 33 μm e sua linha de tendência. C) Diagrama de covariância entre as classes 44 – 70 μm e 24- 33 μm e sua linha de tendência. D) Diagrama de covariância entre as classes 12 – 24 μm e 2 – 12 μm e sua linha de tendência.

Estes gráficos atestam, estatisticamente, a semelhança de comportamento entre as referidas curvas de ambos os tipos de *loess* e permitem a somatória dos valores destas classes, agrupando-as em novas duas: 24 – 70 μm e 2 – 24 μm .

Tal análise é corroborada, geologicamente, com o entendimento de que o mesmo processo depositou as frações granulométricas correlatas. Portanto, deste ponto de vista, dois processos foram responsáveis pela deposição de 5 classes de granulação, sendo um deles responsável pela deposição das classes do tipo 1.b (24 – 70 μm) e outro pelas classes do tipo 1.c (2 – 24 μm).

5. DISCUSSÃO

A partir dos resultados e do tratamento dos mesmos apresentados no capítulo anterior, se faz interpretações acerca da evolução geológica-sedimentar da área de estudo, o Charyn Canyon, na Bacia do Ili, no âmbito da caracterização das condições e dos processos de deposição do *loess* nesta região.

A fim de se compreender tais condições e processos, parte-se de três premissas, sendo elas: 1) as características dos depósitos de *loess*; 2) os aparatos para sua classificação e 3) as condições previamente conhecidas sobre a área do estudo em questão. Todas as quais, já foram devidamente apresentadas nos capítulos anteriores. Primeiramente, é preciso lembrar que os depósitos do tipo *loess* se formam em ambientes de condições áridas e frias, onde há a interação entre a erosão por geleiras, o transporte por rios glaciais e um segundo transporte e deposição por ação do vento. Em segundo lugar, existem parâmetros usados para classificar os sedimentos de depósitos de *loess*, os quais auxiliam no entendimento e na integração de dados obtidos, permitindo uma análise fundamentada em preceitos cientificamente estabelecidos, como os tipos de *loess* descritos por Vandenberghe (2013) e suas relações processuais e espaciais. Por fim, há de se lembrar que os estudos prévios de sedimentologia e estratigrafia da região do Charyn Canyon (PRUD'HOMME *et al.*, no prelo) interpretam a formação de seus depósitos como sendo marcada por uma transição entre ambientes onde predominam processos fluviais, para outros em que os processos eólicos são mais expressivos, o que denota uma aridificação da região com o passar do tempo.

Desta forma, o tratamento dos resultados obtidos com as análises granulométricas feitas em laboratório, permite uma visualização integrada das características do depósito de *loess* com as do próprio sedimento. A figura 21 é uma correlação entre a coluna estratigráfica do Charyn Canyon e as curvas de variação de composição percentual de cada amostra ao longo da seção. As classes reunidas por meio da análise estatística permitem uma visualização mais precisa do processo responsável pela deposição deste tipo de *loess*, enquanto as relações estratigráficas dos sedimentos permitem uma análise mais ampla sobre os eventos responsáveis pela formação deste depósito.

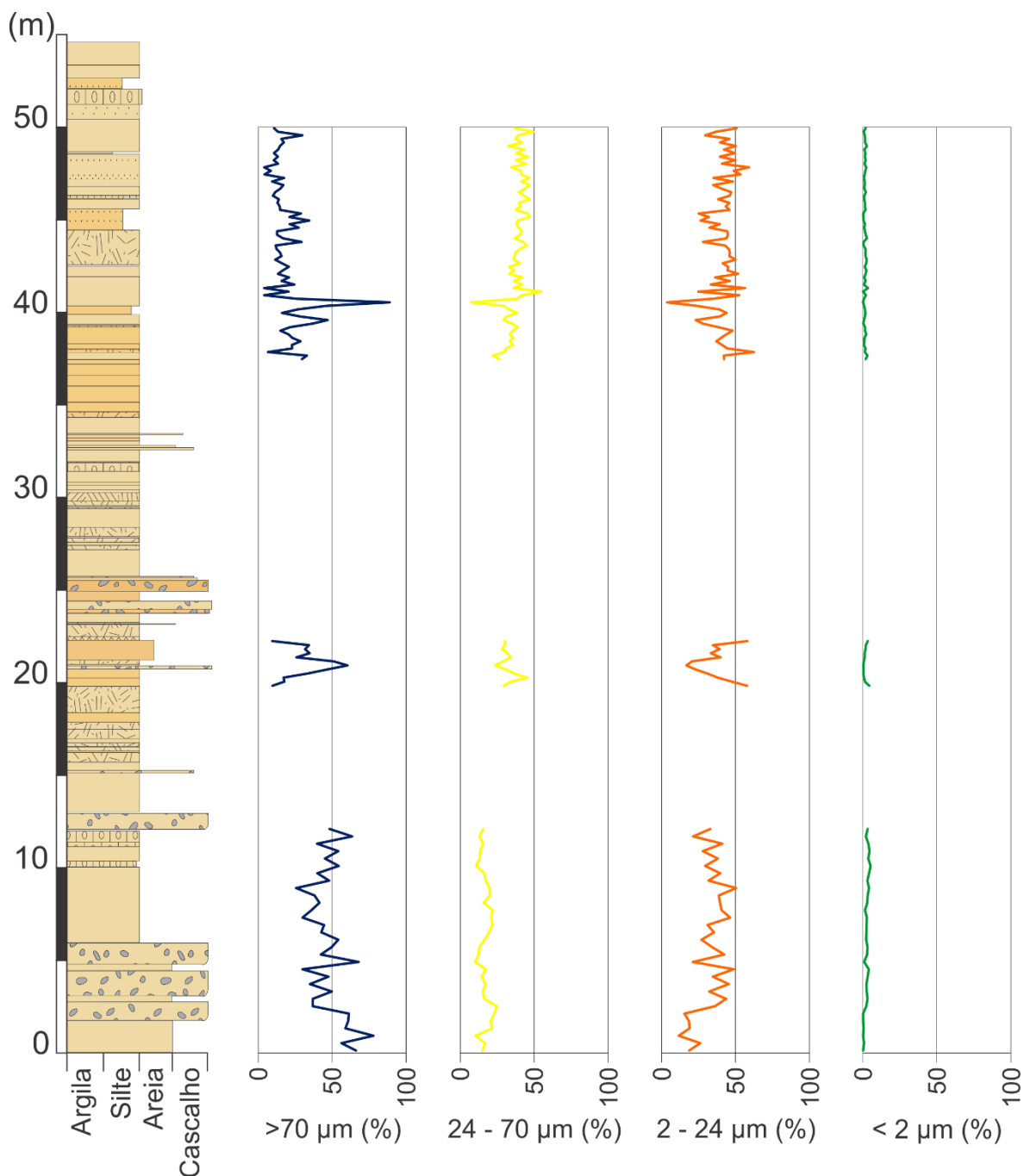


Figura 21: Correlação entre cada uma das classes de granulação estabelecida e a estratigrafia da seção do Charyn Canyon.

A argila, representada na figura 21 pela classe $< 2 \mu\text{m}$ possui muito baixa expressividade ao longo de toda a seção estudada, chegando a valores percentuais de aproximadamente 5%, no máximo. Sabe-se que processos eólicos não possuem competência para depositar argila, enquanto em sistemas fluviais, argila deposita-se apenas em planícies de inundação. Logo, acredita-se que a origem dos sedimentos argilosos seja pedogênica. A saber que os processos pedogênicos, caracteristicamente se intercalam aos processos

deposicionais em depósitos de *loess*, é plausível a tal explicação para a existência de argila ao longo da seção. Porém havendo intercalações claras entre *loess* e paleossolos, seria possível identificar horizontes notavelmente argilosos, o que não ocorre em nenhum ponto da seção do Charyn Canyon. Logo, é possível compreender a presença *in situ* de sedimentos da fração argila como de origem pedogênica, porém modesta em termos de argilominerais, sendo, assim, muito mais marcada por carbonatos, observados tanto durante a fase de preparação de amostras do presente trabalho, quanto nos nódulos calcíticos descritos por Prud'Homme *et al.* (no prelo) em seu trabalho sedimentológico-estratigráfico. A pedogênese com estas características permite interpretar um ambiente semiárido a árido, uma vez que pouca disponibilidade de água inibe o intemperismo físico responsável por formar argilominerais e favorece a formação de carbonatos.

Os sedimentos da fração silte são representados no gráfico pelas classes 2 – 24 μm (silte fino) e 24 – 70 μm (silte médio a grosso). É possível notar, portanto, dois processos eólicos distintos para a deposição do silte nesta sucessão sedimentar. O primeiro deles, atuante durante todo o ano, é responsável por transportar o silte do tipo 1.c em nuvens de suspensão a grandes altitudes na atmosfera por até centenas ou milhares de quilômetros. O segundo, carrega o silte do tipo 1.b em nuvens de suspensão mais baixas, próximas à superfície, em eventos de ciclones ou tempestades de poeira, que ocorrem, principalmente, durante o período primaveril (VANDENBERGHE, 2013). Aliando estas informações às observações gráficas, nota-se uma abundância muito próxima, percentualmente, de ambos os tipos de silte na porção superior da seção, enquanto na porção mais basal (*Lower Section*), há um predomínio do sedimento do tipo 1.c. Isso significa que a deposição de sedimento do tipo 1.c é constante ao longo da seção, o que sugere que mesmo durante o período mais úmido, representado na seção pela *Lower Section*, havia processos de deposição de *loess*. Os processos responsáveis pela deposição de silte são tanto eólicos, quanto fluviais, portanto é difícil afirmar o processo apenas com base nesta granulação.

A fração areia é representada pela classe $> 70 \mu\text{m}$ e corresponde ao *loess* do tipo 1.a descrito por Vandenberghe (2013), cuja origem é proximal. A presença desta fração é marcada ao longo de todas as partes da seção estudada, porém, é mais significativa percentualmente, chegando a ser até predominante, na porção inferior, enquanto na porção superior sua presença é mais discreta, com predominância da fração silte (1.b e 1.c), havendo, porém, picos significativos no percentual de areia em determinados pontos.

Observa-se notavelmente, que os processos responsáveis pela deposição de areia e silte são antagônicos, ou seja, quando os valores de areia são altos, os de silte são baixos, denotando que enquanto o processo de deposição de areia é mais expressivo, o de silte é insípido, sendo o contrário também válido. Na parte inferior da seção, descrita por Prud'Homme *et al.* (no prelo) como de ambiente fluvial, há predomínio de areia sobre a fração silte, enquanto na parte superior, descrita pelos mesmos autores como essencialmente eólica a fração silte predomina. Estas informações corroboram a interpretação fluvial para a parte basal da seção, uma vez que os sedimentos arenosos são transportados por diversos processos, mas conhecendo-se as características da região, acredita-se que a fonte da areia depositada pelos rios, além de ser as montanhas, podem ser áreas adjacentes ao canal, como terraços ou interflúvios secos. Os picos de areia na porção da seção descrita como essencialmente eólica se devem a eventos pontuais de deposição, como por exemplo, um ciclone ou uma grande tempestade de poeira.

Em relação à dinâmica do ambiente deposicional, a partir das informações obtidas e das observações descritas acima, é possível interpretar determinados pontos. Na parte inferior da seção do Charyn Canyon (*Lower Section*), é notável o padrão bimodal entre as classes $> 70 \mu\text{m}$ (areia) e $2 - 24 \mu\text{m}$ (silte fino). Esta pouca seleção da granulação do sedimento possivelmente marca um ambiente fluvial, aliada a níveis conglomeráticos descritos por Prud'Homme *et al.* (no prelo). Vandenberghe (2013), por sua vez, descreve um tipo de sedimento de *loess* (2.a) originado a partir do retrabalhamento fluvial de um depósito de *loess* pré-existente. Neste processo descrito por ele, quando seca um rio intermitente (típico de regiões áridas e glaciais), deposita-se o sedimento ora contido na coluna d'água, resultando em uma assinatura bimodal. A partir destas informações, interpreta-se o ambiente deposicional da *Lower Section* como fluvial, cuja fonte dos sedimentos arenosos é proximal, a partir de um processo de retrabalhamento pelo próprio rio em questão, de antigos terraços, interflúvios secos ou dunas adjacentes, e que, sendo um rio típico de regiões áridas/glaciais, ao secar sua coluna d'água, fez com que se depositassem os sedimentos das frações areia e silte.

Cabe esclarecer, que na porção inferior da seção, assumida como fluvial aqui, as amostras coletadas representam apenas a fração fina, ou seja, não foram amostrados os níveis conglomeráticos descritos por Prud'Homme *et al.* (no prelo), o que pode causar uma valorização desta fração em detrimento das outras, ao se assumir que todo silte tem origem

eólica. Desta forma, na *Lower Section*, principalmente, o silte pode ter origem tanto fluvial, quanto eólica, sendo trazido pelo vento e incorporado pela coluna d'água ou sendo transportado desde a área fonte pelo sistema de escoamento fluvial das montanhas.

Na porção superior da seção do Charyn Canyon, o predomínio de sedimento da fração silte, tanto do tipo 1.b (proximal), quanto do tipo 1.c (distal), em porcentagens muito próximas, sendo antagônico à presença de areia, denota a característica estritamente árida do ambiente deposicional, com processos deposicionais controlados por ação de ventos, os quais selecionam e transportam quase que exclusivamente o sedimento da fração silte. A presença de sedimentos mais grossos, como dito anteriormente, se deve a episódios restritos e pontuais de tempestades ou ciclones, os quais não são incomuns nesta região.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A sucessão sedimentar do Charyn Canyon tem a peculiaridade de apresentar duas partes com características particulares distintas, o que requer uma abordagem distinta também.

A parte inferior da seção, denominada *Lower Section*, tem como característica granulométrica um bimodalismo de frações predominantes, sendo uma mais grossa, do tamanho areia fina e outra mais fina, do tamanho silte. A partir deste ponto pressupõe-se dois processos distintos na formação deste depósito. Sabendo das características dos depósitos de *loess* desta região da Ásia Central e de descrições sedimentológicas feitas anteriormente por outros autores, assume-se, nesta porção da seção, que o processo predominante é de caráter fluvial, o qual é capaz de depositar tanto sedimentos grossos, quanto aqueles mais finos. Sabendo-se estar em uma região com interação de processos de erosão glacial e transporte fluvial e eólico, a primeira suposição que se faz, consiste no fato de os sedimentos, tanto finos, quanto grossos, terem sido originados por erosão glacial e transportados e depositados por um rio glacial. Em contrapartida, sabendo-se das características da região e dos depósitos do tipo *loess*, interpreta-se que um rio glacial retrabalhou sedimentos arenosos já depositados em suas planícies aluviais, terraços e dunas adjacentes, uma vez que se trata de um ambiente semiárido, enquanto os sedimentos mais finos foram depositados a partir do rio intermitente seco, uma vez que estavam incorporados à coluna d'água e tendo sido trazidos até ela por processos eólicos.

A parte superior da seção, por sua vez, apresenta maior uniformidade no padrão de granulação, sendo os sedimentos da fração silte, notavelmente predominantes. Este caráter relativamente mais simples, torna mais simples a interpretação de que se trata de um depósito essencialmente eólico, típico desta região no sopé das montanhas da Ásia Central. Os processos eólicos se fazem evidentes a partir da característica predominância de sedimentos na fração silte, em detrimento da fração areia, sendo o vento, um agente selecionador muito eficaz, o qual tem a competência de transportar os grãos de *loess* a longas distâncias durante extensos períodos de tempo, enquanto apenas episódios pontuais de grandes ciclones ou tempestades depositam areia em meio a estes depósitos.

Assumindo uma visão mais ampla, agora, pode-se dizer que houve uma aridificação desta região com o passar do tempo. O que se sabe na literatura é corroborado pela presente análise. Um ambiente onde havia rios, por mais que intermitentes, semiárido, talvez, mas com alguma umidade, torna-se essencialmente árido, desértico, com predomínio de processos sedimentares regidos pela ação do vento.

Para concluir, a partir deste trabalho, se faz necessário ampliar esta escala de entendimento, a partir da aplicação de outras técnicas de obtenção de dados, buscando um refinamento dos modelos. Isto abrirá possibilidades para reconstruções ambientais temporais e espaciais mais detalhadas, sendo sua aplicação nos estudos da Eurásia, crucial para uma melhor compreensão da evolução climática e ambiental glacial-interglacial na escala continental/hemisférica, não permitindo que dados locais fiquem restritos a determinadas regiões, mas sim promovendo a integração dos registros com outros arquivos paleoclimáticos. Como disseram Fitzsimmons *et al.* (2016), “*dadas as atuais incertezas da mudança climática global, registros de climas transitórios passados se tornam de particular interesse como análogos para futuras trajetórias de mudança*”.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABYAD, A. N. Engineering Characteristics of Loess. Tese de Doutorado. Oklahoma State University. 1967.
- AN, Z.S., KUKLA, G., PORTER, S.C., XIAO, J.L. Late Quaternary dust flow on the Chinese loess plateau. *Catena* 18 (2), 125–132, 1991.
- BURTMAN, V.S. Geodynamics of Tibet, Tarim, and the Tien Shan in the Late Cenozoic, *Geotecton.*, 46, 185–211, 2012.
- CARROLL, A.R., GRAHAM, S.A., SMITH, M.E. Walled sedimentary basins of China: Basin Research, v. 22, no. 1, p. 17–32, 2010.
- CAVES, J. K., MORAGNE, D. Y., IBARRA, D. E., BAYSHASHOV, B. U., GAO, Y., JONES, M. M., ... & CHAMBERLAIN, C. P. The Neogene de-greening of Central Asia. *Geology*, v. 44, n. 11, p. 887-890, 2016.
- CAVES, J. K., BAYSHASHOV, B. U., ZHAMANGARA, A., RITCH, A. J., IBARRA, D. E., SJOSTROM, D. J., ... & CHAMBERLAIN, C. P. Late Miocene uplift of the Tian Shan and Altai and reorganization of Central Asia climate. *GSA Today*, v. 27, n. 2, p. 20-26, 2017.
- CHENG, H., ZHANG, P. Z., SPOTL, C., EDWARDS, R. L., CAI, Y. J., ZHANG, D. Z., SANG, W. C., TAN, M., AND AN, Z. S. The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L01705, 2012.
- COBBOLD, P. R., DAVY, P., GAPAIS, D., ROSSELLO, E. A., SADYBAKASOV, E., THOMAS, J. C., ... & DE URREIZTIETA, M. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, v. 86, n. 1-2, p. 77-89, 1993.
- DETTMAN, D. L., KOHN, M. J., QUADE, J., RYERSON, F. J., OJHA, T. P., AND HAMIDULLAH, S. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y., *Geology*, 29, 31– 34, 2001.
- DING, Z.L., RANOV, V., YANG, S.L., FINAEV, A., HAN, J.M., WANG, G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters* 200 (3-4), 387-400, 2002.
- DODONOV, A.E. Loess of Central Asia. *GeoJournal* 24, 185-194, 1991.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G. Finite strain calculations of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676, 1986.
- FENG, Z.D., RAN, M., YANG, Q.L., ZHAI, X.W., WANG, W., ZHANG, X.S., HUANG, C.Q. Stratigraphies and chronologies of late Quaternary loess-paleosol sequences in the core area of the central Asian arid zone. *Quaternary International* 240 (1-2), 156-166, 2011.
- FITZSIMMONS, K., MARKOVIC, S., HAMBACH, U. Pleistocene environmental dynamics recorded in the loess of the middle and lower Danube basin. *Quaternary Science Reviews* 41, 104 – 118, 2012.

- FITZSIMMONS, K. E., SPRAFKE, T., ZIELHOFER, C., GÜNTER, C., DEOM, J. M., SALA, R., & IOVITA, R. Loess accumulation in the Tian Shan piedmont: Implications for palaeoenvironmental change in arid Central Asia. *Quaternary international*, v. 469, p. 30-43, 2016.
- HELLWIG, A., VOIGT, S., MULCH, A., FRISCH, K., BARTENSTEIN, A., PROSS, J. ... & VOIGT, T. Late Oligocene to early Miocene humidity change recorded in terrestrial sequences in the Ili Basin (south-eastern Kazakhstan, Central Asia). *Sedimentology*, v. 65, n. 2, p. 517-539, 2017.
- HU, L.J. 2004. Physical geography of the Tianshan Mountains in China. China Environmental Science Press, Beijing, 2004.
- KEZER, K. & MATSUYAMA, H. Decrease of river runoff in the Lake Balkhash basin in Central Asia. *Hydrological Processes: An International Journal*, v. 20, n. 6, p. 1407-1423, 2006.
- KUKLA, G.J. Correlations between loesses and deep-sea sediments. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 92, 148–180, 1970.
- KUKLA, G., AN, Z. Loess stratigraphy in Central China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 72, 203–225, 1989.
- LI, J.F. Climate in Xinjiang. China Meteorological Press, Beijing, 1991.
- LI, Y., SONG, Y., FITZSIMMONS, K. E., CHEN, X., WANG, Q., SUN, H., & ZHANG, Z. New evidence for the provenance and formation of loess deposits in the Ili River Basin, Arid Central Asia. *Aeolian research*, v. 35, p. 1-8, 2018.
- LICHT, A., VAN CAPPELLE, M., ABELS, H.A., LADANT, J.-B., TRABUCHO-ALEXANDRE, J., FRANCE-LANORD, C., DONNADIEU, Y., VANDENBERGHE, J., RIGAUDIER, T., LÉCUYER, C., TERRY JR., D., ADRIAENS, R., BOURA, A., GUO, Z., NAING SOE, A., QUADE, J., DUPONT-NIVET, G., JAEGER, J.-J. Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature* 513, 501–506, 2014.
- LIUBIMTSEVA, E. Arid environments. In: Shahgedanova, M. (Ed.), *Physical Geography of Northern Eurasia*. Oxford University Press, Oxford 571pp, 2002.
- LIUBIMTSEVA, E., COLE, R., ADAMS, J. M., & KAPUSTIN, G. Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia. *Journal of Arid Environments*, v. 62, n. 2, p. 285-308, 2005.
- LIU, T., CHANG, T. The “Huangtu” (Loess) of China. Rept. 6th INQUA Congress, Warsaw 1961. 4. pp. 503–534, 1962.
- LIU, T. S. Loess and the Environment. China Ocean Press, Beijing, pp. 1 – 251. 1985.
- LIU, T. S.: *Uspekhi v izuchenii chetvertichnogo perioda Kitaya*. (Recent progress of Quaternary research in China.) The Quaternary research. Moscow, Nauka 1986.
- LIU, T. Loess in China, 2nd edn. Beijing: China Ocean Press Berlin: Springer-Verlag, 1988.

- LIU, X., SUN, H., MIAO, Y., DONG, B., YIN, Z.-Y. Impacts of uplift of northern Tibetan Plateau and formation of Asian inland deserts on regional climate and environment. *Quaternary Science Reviews* 116, 1e14, 2015.
- LIU, X., SUN, Y., VANDENBERGHE, J., LI, Y., & AN, Z. Palaeoenvironmental implication of grain-size compositions of terrace deposits on the western Chinese Loess Plateau. *Aeolian research*, v. 32, p. 202-209, 2018.
- LU, H. Y.; AN, Z. S. Pretreatment methods in loess–palaeosol granulometry, *Chinese Sci. Bull.*, 42, 237–240, 1997.
- MACHALETT, B., FRECHEN, M., HAMBACH, U., OCHES, E.A., ZÖLLER, L., MARKOVIC, S.B. The loess sequence from Remisowka (northern boundary of the Tien Shan Mountains, Kazakhstan) part I: luminescence dating. *Quaternary International* 152-153, 192-201, 2006.
- MACHALETT, B., OCHES, E. A., FRECHEN, M., ZOLLER, L., HAMBACH, U., MAVLYANOVA, N. G., MARKOVIC, S. B., AND ENDLICHER, W. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front, *Geochem.Geophy. Geosy.*, 9, Q08Q09, 2008.
- MARKOVIĆ, S.B., HAMBACH, U., STEVENS, T., BASARIN, B., O'HARA-DHAND, K., GAVRILOV, M.M., GAVRILOV, M.B., SMALLEY, I., TEOFANOV, N. Relating the astronomical timescale to the loess-paleosol sequences in Vojvodina, Northern Serbia. In: Berger, A., Mesinger, F., Sijacki, D. (Eds.), *Climate Change: Inferences From Paleoclimate and Regional Aspects*. Springer-Verlag, Vienna, pp. 65–78, 2012.
- MARKOVIĆ, S.B., FITZSIMMONS, K.E., SPRAFKE, T., GAVRILOVIĆ, D., SMALLEY, I.J., JOVIĆ, V., SVIRČEV, Z., GAVRILOV, M.B., BEŠLIN, M. The history of Danube loess research. *Quat. Int.* 399, 86–99, 2016.
- MARKOVIĆ, S. B., STEVENS, T., MASON, J., VANDENBERGHE, J., YANG, S., VERES, D. & HAO, Q. Loess correlations – Between myth and reality. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 509, p. 4-23, 2018.
- McCAVE, I.N., MANIGHETTI, B., BEVERIDGE, N.A.S. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature* 374 (6518), 149–152, 1995.
- MICROTRAC. Bluewave – Particle size Analyzer, c2019. Disponível em: <<https://www.microtrac.com/bluewave-particle-size-analyzer/>>. Acesso em: 09 Set. 2019.
- MOLNAR, P. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Am. Sci.*, 77: 350-360, 1989.
- MUHS, D. R. & BETTIS, E. A. III. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate- driven sedimentary extremes. Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 370, pp. 53–74, 2003.

- MUHS, D. R. Loess Deposits: Origins And Properties. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Pages 573-584, 2014.
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. *Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen*. Tauchnitz, Leipzig, 1909.
- PRUD'HOMME, C.; SCARDIA, G.; DAVE, A.; VONHOF, H.; FITZSIMMONS K.E. Palaeoenvironmental reconstruction in loess based on stable isotope analyses of pedogenic carbonates from Charyn Canyon, Central Asia. *EGU General Assembly*. 2018.
- PRUD'HOMME, C.; SCARDIA, G.; VONHOF, H.; GUINOISEAU, D.; GALER, S.; NIGMATOVA, S.; FIEBIG, J.; GERDES, A.; FITZSIMMONS, K. E. Aridification of Central Asia during the Plio-Pleistocene transition: evidence from a new terrestrial record, Charyn Canyon, Kazakhstan. *No prelo*.
- PYE, K. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. 334 Academic Press, London, 1987.
- PYE, K. The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* 14, 653–667, 1995.
- ROUSSEAU, D. D. & KUKLA, G. Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section, Nebraska, based on land snail assemblages and magnetic susceptibility. *Quaternary Research* 42: 176–187, 1994.
- ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANG, A., ZÖLLER, L., FONTUGNE, M., BENTHMAN, D., LUCK, J.-M., MOINE, O., LABONNE, M., BENTALEB, I., JOLLY, D. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1577–1582, 2002.
- ROWLEY, D.B. & CURRIE, B.S. Palaeoaltimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet: *Nature*, v. 439, p. 677–681, 2006.
- SCHULTE, P., SPRAFKE, T., RODRIGUES, L., & FITZSIMMONS, K. E. Are fixed grain size ratios useful proxies for loess sedimentation dynamics? Experiences from Remizovka, Kazakhstan. *Aeolian research*, v. 31, p. 131-140, 2017.
- SHIMEK, B. The loess of Natchez, Mississippi. *Am. Geol.* 30, 279–299, 1902.
- SOERGEL, W. *The Diluvial Terraces of Ilm and Their Importance for the Subdividing the Ice Age*, Jena, Germany, 1924.
- SONG, Y., CHEN, X., QIAN, L., LI, C., LI, Y., LI, X., ... & AN, Z. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary international*, v. 334, p. 61-73, 2014.
- STUUT, J.-B., SMALLEY, I., O'HARA-DHAND, K.. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198, 234–345, 2009.
- ÚJVÁRI, G., KOK, J. F., VARGA, G., & KOVÁCS, J. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews*, v. 154, p. 247-278, 2016.

- VANDENBERGHE, J., AN, Z.S., NUGTEREN, G., LU, H., VAN HUISSTEDEN, J. New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology* 25, 35–38, 1997.
- VANDENBERGHE, J., RENSSSEN, H., VAN HUISSTEDEN, J., NUGTEREN, G., KONERT, M., LU, H., DODONOV, A., BUYLAERT, J.P. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quat. Sci. Rev.* 25, 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.
- VARGA, G., KOVÁCS, J., SZALAI, Z., CSERHÁTI, C., & ÚJVÁRI, G. Granulometric characterization of paleosols in loess series by automated static image analysis. *Sedimentary geology*, v. 370, p. 1-14, 2018.
- WEISCHET, W., ENDLICHER, W. Regionale Klimatologie. Teil 2: Die Alte Welt. Europa, Afrika, Asien. Teubner, Stuttgart Leipzig. 2000.
- XIAO, J.L., PORTER, S.C., AN, Z.S., KUMAI, H., YOSHIKAWA, S. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of central China during the last 130,000 yr. *Quat. Res.* 43, 22–29, 1995.
- XIAO, J.L., CHANG, Z.G., SI, B., QIN, X.G., ITOH, S., LOMTATIDZE, Z. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: evidence for lake-level changes during the Holocene. *J. Paleolimnol.* 42 (2), 249–260. 2009.
- YUE, S.; WANG, G. Relationship between the hydrogeochemical environment and sandstone-type uranium mineralization in the Ili basin, China. *Applied geochemistry*, v. 26, n. 1, p. 133-139, 2011.
- ZÁRATE, M. A. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987–2006, 2003.

Apêndice I – Dados de Preparação de Amostras

Amostra	Tara becker	Peso inicial	Peso inicial amostra (g)	Reação H₂O₂	Reação HCl	Peso final	Peso final amostra (g)	Perda (g)
CCLS 2,0	30,92	34,148	3,228	Fraca	Ausente	34,127	3,207	0,021
CCLS 2,2	30,92	33,884	2,964	Moderada	Ausente	33,727	2,807	0,157
CCLS 2,5	30,92	33,941	3,021	Forte	Ausente	33,866	2,946	0,075
CCLS 4,5	30,92	34,420	3,500	Muito forte	Ausente	34,263	3,343	0,157
CCLS 4,7	30,92	34,264	3,344	Fraca	Ausente	34,103	3,183	0,161
CCLS 5,0	30,92	34,012	3,092	Forte	Ausente	33,846	2,926	0,166
CCLS 6,0	30,92	33,787	2,867	Forte	Ausente	33,633	2,713	0,154
CCLS 6,2	30,92	34,884	3,964	Fraca	Ausente	34,694	3,774	0,190
CCLS 6,5	30,92	34,411	3,491	Moderada	Ausente	34,294	3,374	0,117
CCLS 6,7	30,92	33,641	2,721	Moderada	Ausente	33,513	2,593	0,128
CCLS 7,0	30,92	34,220	3,300	Fraca	Ausente	34,057	3,137	0,163
CCLS 7,2	30,92	34,280	3,360	Muito forte	Ausente	34,116	3,196	0,164
CCLS 7,5	30,92	35,186	4,266	Fraca	Ausente	35,184	4,264	0,002
CCLS 7,7	30,92	35,174	4,254	Fraca	Ausente	34,983	4,063	0,191
CCLS 8,2	30,92	36,431	5,511	Fraca	Ausente	36,159	5,239	0,272
CCLS 8,5	30,92	35,970	5,050	Muito forte	Ausente	35,880	4,960	0,090
CCLS 8,7	30,92	36,407	5,487	Muito forte	Ausente	36,142	5,222	0,265
CCLS 9,0	30,92	36,709	5,789	Muito forte	Ausente	36,512	5,592	0,197
CCLS 9,2	30,92	35,514	4,594	Forte	Ausente	35,322	4,402	0,192
CCLS 9,5	30,92	35,851	4,931	Forte	Ausente	35,711	4,791	0,140
CCLS 9,7	30,92	34,684	3,764	Muito forte	Ausente	34,468	3,548	0,216
CCLS 10,0	30,92	34,750	3,830	Muito forte	Ausente	34,548	3,628	0,202
CCLS 10,2	30,92	35,577	4,657	Forte	Muito fraca	35,256	4,336	0,321
CCLS 10,5	30,92	34,813	3,893	Muito forte	Ausente	34,615	3,695	0,198
CCLS 10,7	30,92	35,702	4,782	Moderada	Ausente	35,437	4,517	0,265
CCLS 11,0	30,92	35,853	4,933	Moderada	Fraca	35,583	4,663	0,270
CCLS 11,2	30,92	35,095	4,175	Fraca	Ausente	34,888	3,968	0,207
CCLS 11,5	30,92	35,277	4,357	Moderada	Ausente	35,102	4,182	0,175
CCLS 11,7	30,92	34,963	4,043	Muito fraca	Ausente	34,731	3,811	0,232
CCLS 12,0	30,92	35,495	4,575	Fraca	Ausente	35,477	4,557	0,018
CCLS 12,2	30,92	35,252	4,332	Muito fraca	Ausente	34,998	4,078	0,254
CC 0,0	30,92	35,693	4,773	Fraca	Muito forte	35,169	4,249	0,524
CC 0,2	30,92	36,787	5,867	Moderada	Muito forte	36,339	5,419	0,448
CC 0,5	30,92	35,505	4,585	Forte	Moderada	35,202	4,282	0,303
CC 0,7	30,92	36,012	5,092	Muito forte	Forte	35,704	4,784	0,308
CC 1,0	30,92	35,520	4,600	Moderada	Fraca	35,210	4,290	0,310
CC 1,2	30,92	36,045	5,125	Fraca	Ausente	35,726	4,806	0,319
CC 1,5	30,92	34,065	3,145	Moderada	Ausente	33,971	3,051	0,094
CC 1,7	30,92	35,274	4,354	Forte	Ausente	35,117	4,197	0,157
CC 2,0	30,92	36,136	5,216	Muito forte	Ausente	35,911	4,991	0,225
CC 2,2	30,92	34,697	3,777	Muito forte	Ausente	34,535	3,615	0,162

Amostra	Tara becker	Peso inicial	Peso inicial amostra (g)	Reação H ₂ O ₂	Reação HCl	Peso final	Peso final amostra (g)	Perda (g)
CC 2,5	30,92	36,633	5,713	Muito forte	Forte	36,426	5,506	0,207
CC 2,7	30,92	35,828	4,908	Muito forte	Forte	35,488	4,568	0,340
CC 3,0	30,92	34,579	3,659	Forte	Forte	34,071	3,151	0,508
CC 3,2	30,92	35,183	4,263	Moderada	Forte	34,927	4,007	0,256
CC 3,5	30,92	35,125	4,205	Fraca	Forte	34,458	3,538	0,667
CC 3,7	30,92	35,386	4,466	Fraca	Muito forte	34,900	3,980	0,486
CC 4,0	30,92	35,131	4,211	Moderada	Moderada	34,626	3,706	0,505
CC 4,2	30,92	35,734	4,814	Fraca	Muito forte	35,232	4,312	0,502
CC 4,5	30,92	35,536	4,616	Forte	Forte	34,962	4,042	0,574
CC 4,7	30,92	35,571	4,651	Forte	Forte	35,205	4,285	0,366
CC 5,0	30,92	35,329	4,409	Moderada	Ausente	35,159	4,239	0,170
CC 5,2	30,92	34,740	3,820	Moderada	Ausente	34,598	3,678	0,142
CC 5,5	30,92	35,109	4,189	Forte	Ausente	34,992	4,072	0,117
CC 5,7	30,92	35,067	4,147	Moderada	Ausente	35,006	4,086	0,061
CC 6,0	30,92	35,560	4,640	Fraca	Moderada	35,197	4,277	0,363
CC 6,2	30,92	35,879	4,959	Forte	Fraca	35,677	4,757	0,202
CC 6,5	30,92	35,718	4,798	Forte	Moderada	35,376	4,456	0,342
CC 6,7	30,92	34,997	4,077	Moderada	Fraca	34,784	3,864	0,213
CC 7,0	30,92	35,637	4,717	Forte	Moderada	35,340	4,420	0,297
CC 7,2	30,92	34,561	3,641	Forte	Moderada	34,175	3,255	0,386
CC 7,5	30,92	37,066	6,146	Muito forte	Forte	36,606	5,686	0,460
CC 7,7	30,92	35,089	4,169	Moderada	Muito forte	34,656	3,736	0,433
CC 8,0	30,92	35,276	4,356	Forte	Forte	34,930	4,010	0,346
CC 8,2	30,92	35,276	4,356	Fraca	Muito forte	34,800	3,880	0,476
CC 8,5	30,92	34,461	3,541	Forte	Forte	34,019	3,099	0,442
CC 8,7	30,92	34,980	4,060	Forte	Moderada	34,706	3,786	0,274
CC 9,0	30,92	35,167	4,247	Forte	Forte	34,746	3,826	0,421
CC 9,2	30,92	35,379	4,459	Muito forte	Forte	34,986	4,066	0,393
CC 9,5	30,92	34,473	3,553	Fraca	Forte	34,149	3,229	0,324
CC 9,7	30,92	34,746	3,826	Muito forte	Moderada	34,269	3,349	0,477
CC 10,0	30,92	35,424	4,504	Moderada	Muito forte	34,212	3,292	1,212
CC 10,2	30,92	35,132	4,212	Muito forte	Muito forte	34,671	3,751	0,461
CC 10,5	30,92	35,214	4,294	Forte	Forte	34,738	3,818	0,476
CC 10,7	30,92	35,077	4,157	Forte	Forte	34,711	3,791	0,366
CC 11,0	30,92	34,782	3,862	Forte	Forte	34,243	3,323	0,539
CC 11,2	30,92	36,609	5,689	Forte	Moderada	36,082	5,162	0,527
CC 11,5	30,92	35,023	4,103	Forte	Forte	34,813	3,893	0,210
CC 11,7	30,92	36,274	5,354	Muito forte	Forte	35,805	4,885	0,469
CC 12,0	30,92	35,757	4,837	Muito forte	Forte	35,316	4,396	0,441
CC 12,2	30,92	34,531	3,611	Muito fraca	Muito fraca	34,400	3,480	0,131
CC 12,5	30,92	35,985	5,065	Forte	Moderada	35,635	4,715	0,350
CC 12,7	30,92	34,997	4,077	Moderada	Moderada	34,497	3,577	0,500

Amostra	Tara becker	Peso inicial	Peso inicial amostra (g)	Reação H₂O₂	Reação HCl	Peso final	Peso final amostra (g)	Perda (g)
CC 13,0	30,92	36,041	5,121	Muito forte	Forte	35,463	4,543	0,578
CC 13,2	30,92	34,562	3,642	Moderada	Muito forte	33,690	2,770	0,872
CC 13,5	30,92	35,292	4,372	Forte	Forte	34,792	3,872	0,500
CC 13,7	30,92	35,872	4,952	Moderada	Muito forte	35,045	4,125	0,827
CC 14,5	30,92	34,207	3,287	Muito forte	Forte	33,671	2,751	0,536
CC 14,7	30,92	34,723	3,803	Moderada	Muito forte	34,218	3,298	0,505
CC 15,0	30,92	34,916	3,996	Muito forte	Forte	34,425	3,505	0,491
CC 15,2	30,92	34,966	4,046	Forte	Forte	34,450	3,530	0,516
CC 15,5	30,92	35,229	4,309	Fraca	Moderada	34,924	4,004	0,305
CC 15,7	30,92	35,118	4,198	Forte	Fraca	34,274	3,354	0,844
CC 16,0	30,92	35,090	4,170	Moderada	Forte	34,874	3,954	0,216
CC 16,2	30,92	35,638	4,718	Forte	Forte	35,057	4,137	0,581
CC 16,5	30,92	35,047	4,127	Forte	Moderada	34,737	3,817	0,310
CC 16,7	30,92	36,739	5,819	Forte	Moderada	36,329	5,409	0,410
CC 32,3	30,92	35,279	4,359	Forte	Muito forte	34,828	3,908	0,451
CC 32,5	30,92	35,412	4,492	Forte	Muito forte	34,481	3,561	0,931
CC 32,7	30,92	35,150	4,230	Forte	Muito forte	34,200	3,280	0,950
CC 33,0	30,92	35,593	4,673	Fraca	Muito forte	34,922	4,002	0,671
CC 33,2	30,92	35,724	4,804	Fraca	Moderada	35,136	4,216	0,588
CC 33,5	30,92	35,267	4,347	Moderada	Forte	34,798	3,878	0,469
CC 33,7	30,92	35,626	4,706	Fraca	Fraca	35,074	4,154	0,552
CC 34,0	30,92	36,543	5,623	Muito forte	Forte	35,885	4,965	0,658
CC 34,2	30,92	34,259	3,339	Forte	Moderada	33,596	2,676	0,663
CC 34,5	30,92	35,821	4,901	Forte	Forte	35,076	4,156	0,745
CC 34,7	30,92	34,763	3,843	Forte	Forte	34,005	3,085	0,758
CC 35,0	30,92	34,814	3,894	Fraca	Moderada	34,256	3,336	0,558

Apêndice II – Dados de Análise Granulométrica

	CCLS 2,0	CCLS 2,2	CCLS 2,5	CCLS 4,5	CCLS 4,7	CCLS 5,0	CCLS 6,0	CCLS 6,2	CCLS 6,5	CCLS 6,7	CCLS 7,0
0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0,11	0,12	0	0,24
1,156	0	0	0	0	0	0	0,24	0,42	0,29	0,22	0,46
1,375	0	0	0	0	0	0	0,48	0,6	0,52	0,48	0,62
1,635	0	0,23	0	0,11	0	0	0,65	0,82	0,69	0,68	0,81
1,945	0	0,45	0	0,24	0	0	0,85	1,06	0,87	0,91	1,02
2,313	0,12	0,58	0,12	0,4	0,23	0	1,08	1,33	1,08	1,17	1,26
2,750	0,41	0,72	0,25	0,45	0,29	0,11	1,31	1,62	1,3	1,45	1,51
3,270	0,51	0,87	0,3	0,5	0,35	0,29	1,54	1,91	1,51	1,74	1,76
3,890	0,62	1,02	0,35	0,56	0,52	0,52	1,76	2,19	1,72	2,02	1,99
4,630	0,74	1,17	0,53	0,63	0,59	0,58	1,97	2,46	1,9	2,32	2,21
5,500	0,87	1,34	0,63	0,73	0,67	0,57	2,19	2,73	2,06	2,66	2,42
6,540	1,07	1,61	0,74	0,91	0,85	0,7	2,52	3,06	2,29	3,11	2,67
7,780	1,3	1,9	0,85	1,13	1,07	0,87	2,82	3,36	2,5	3,56	2,87
9,250	1,54	2,19	0,97	1,4	1,33	1,08	3,08	3,64	2,68	3,97	3,01
11,00	1,78	2,44	1,09	1,72	1,64	1,35	3,31	3,93	2,85	4,33	3,09
13,08	2,04	2,68	1,22	2,08	2,03	1,69	3,5	4,23	3	4,66	3,11
15,56	2,3	2,94	1,35	2,47	2,49	2,09	3,64	4,46	3,11	4,83	3,07
18,50	2,53	3,21	1,48	2,82	2,98	2,53	3,7	4,48	3,14	4,94	2,94
22,00	2,7	3,41	1,59	3,08	3,36	2,91	3,68	4,24	3,07	4,7	2,75

0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0,35	0	0	0,14	0	0	0,11	0,13	0	0,11	0,1
1,156	0,53	0	0,38	0,47	0,24	0,24	0,27	0,32	0	0,42	0,43
1,375	0,74	0	0,56	0,63	0,46	0,49	0,5	0,44	0,23	0,58	0,62
1,635	1	0,25	0,77	0,81	0,61	0,67	0,66	0,71	0,48	0,77	0,85
1,945	1,31	0,47	1,01	1,02	0,77	0,87	0,83	0,92	0,65	0,99	1,1
2,313	1,65	0,6	1,29	1,24	0,94	1,08	1,01	1,15	0,84	1,23	1,37
2,750	2	0,75	1,59	1,48	1,11	1,29	1,19	1,39	1,04	1,47	1,64
3,270	2,35	0,89	1,89	1,7	1,27	1,5	1,35	1,65	1,25	1,72	1,88
3,890	2,7	1,05	2,19	1,9	1,41	1,68	1,49	1,92	1,46	1,97	2,09
4,630	3,05	1,2	2,5	2,1	1,53	1,86	1,61	2,2	1,68	2,22	2,28
5,500	3,43	1,37	2,85	2,32	1,63	2,05	1,73	2,51	1,93	2,49	2,46
6,540	3,87	1,58	3,26	2,62	1,83	2,36	1,97	2,91	2,36	2,82	2,77
7,780	4,21	1,78	3,61	2,88	2,03	2,68	2,22	3,34	2,85	3,13	3,06
9,250	4,4	1,93	3,86	3,06	2,2	2,97	2,47	3,8	3,41	3,4	3,29
11,00	4,33	2,03	4	3,13	2,36	3,24	2,72	4,33	4,01	3,63	3,47
13,08	4,41	2,07	4,04	3,1	2,52	3,49	3	4,88	4,6	3,83	3,61
15,56	4,34	2,03	3,98	3	2,65	3,69	3,27	5,37	5,05	3,95	3,66
18,50	4,16	1,95	3,8	2,88	2,74	3,79	3,48	5,53	5,06	3,94	3,63
22,00	3,87	1,83	3,5	2,76	2,75	3,79	3,59	5,5	5,1	3,77	3,51
26,16	3,53	1,71	3,11	2,65	2,72	3,7	3,6	5,18	4,66	3,46	3,36
31,11	3,2	1,62	2,67	2,47	2,68	3,56	3,56	4,5	4,15	3,09	3,23
37,00	2,92	1,58	2,21	2,23	2,67	3,36	3,56	3,74	3,68	2,72	3,18
44,00	2,71	1,61	1,78	1,99	2,73	3,14	3,62	3,02	3,32	2,42	3,23
52,33	2,54	1,71	1,43	1,83	2,84	2,93	3,7	2,45	3,09	2,21	3,38
62,23	2,38	1,89	1,17	1,76	2,97	2,82	3,76	2,07	2,99	2,09	3,62
74,00	2,24	2,12	1,01	1,75	3,08	2,84	3,78	1,87	3,03	2,1	3,95
88,00	2,14	2,39	0,92	1,74	3,16	3,07	3,86	1,82	3,2	2,27	4,44
104,7	2,15	2,66	0,93	1,73	3,26	3,52	4,15	1,88	3,45	2,63	5,09
124,5	2,33	2,91	1,08	1,78	3,48	4,2	4,77	2	3,67	3,19	5,63
148,0	2,69	3,26	1,51	2,01	3,95	5,05	5,57	2,17	3,81	3,88	5,92
176,0	3,17	3,98	2,47	2,6	4,82	5,72	6,18	2,46	3,82	4,57	5,06
209,3	3,53	5,59	4,32	3,81	6,06	5,8	5,83	2,91	3,7	4,99	3,7
248,9	3,43	8,55	6,92	5,83	7,1	5,04	4,61	3,35	3,39	5,06	2,25
296,0	2,96	11,86	8,37	8,09	6,91	3,51	2,99	3,4	2,84	4,7	1,21
352,0	2,16	11,99	7,29	8,63	5,43	2,05	1,65	2,84	2,09	3,6	0,64
418,6	1,41	7,69	4,19	6,38	3,31	1,09	0,83	1,94	1,37	2,29	0,29

497,8	0,89	3,17	1,85	3,18	1,79	0,59	0,36	1,14	0,83	1,28	0
592,0	0,66	1,41	1,08	1,64	1,14	0,27	0,15	0,89	0,58	0,76	0
704,0	0,26	0,52	0,48	0,66	0,48	0	0	0,62	0,33	0,25	0
837,2	0	0	0,13	0	0,23	0	0	0,42	0	0	0
995,6	0	0	0	0	0,14	0	0	0,33	0	0	0
1184	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1408	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1674	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

	CCLS 10,2	CCLS 10,5	CCLS 10,7	CCLS 11,0	CCLS 11,2	CCLS 11,5	CCLS 11,7	CCLS 12,0	CCLS 12,2	CC 0,0	CC 0,2
0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0,12	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0,25	0	0,22	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0,11	0,44	0	0,29	0	0	0	0	0
0,972	0,36	0,23	0,41	0,57	0,33	0,49	0,35	0	0,25	0	0
1,156	0,54	0,43	0,57	0,7	0,49	0,62	0,5	0,24	0,47	0	0
1,375	0,75	0,57	0,76	0,84	0,68	0,76	0,7	0,44	0,63	0,4	0
1,635	1,01	0,75	0,98	1	0,89	0,92	0,91	0,56	0,81	0,6	0,11
1,945	1,3	0,94	1,22	1,17	1,13	1,08	1,15	0,69	1,01	0,85	0,28
2,313	1,63	1,14	1,48	1,35	1,39	1,26	1,42	0,83	1,23	1,13	0,52
2,750	1,98	1,35	1,76	1,54	1,65	1,43	1,7	0,97	1,44	1,43	0,67

0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,156	0	0	0	0,35	0	0	0	0	0	0,1	0
1,375	0,23	0,33	0,34	0,53	0	0,37	0,23	0,4	0,1	0,46	0,37
1,635	0,44	0,48	0,47	0,76	0,41	0,54	0,46	0,6	0,42	0,69	0,54
1,945	0,58	0,66	0,64	1,02	0,58	0,75	0,62	0,83	0,58	0,98	0,76
2,313	0,73	0,87	0,82	1,31	0,78	1	0,79	1,1	0,75	1,32	1,01
2,750	0,88	1,08	1,01	1,62	1	1,27	0,97	1,39	0,94	1,7	1,31
3,270	1,03	1,31	1,2	1,93	1,22	1,55	1,16	1,67	1,15	2,09	1,62
3,890	1,18	1,55	1,41	2,24	1,45	1,85	1,35	1,95	1,37	2,47	1,95
4,630	1,34	1,82	1,62	2,55	1,71	2,16	1,56	2,25	1,61	2,88	2,3
5,500	1,52	2,15	1,87	2,89	2,01	2,53	1,81	2,6	1,9	3,35	2,69
6,540	1,81	2,61	2,26	3,35	2,5	3,08	2,23	3,12	2,36	4,01	3,24
7,780	2,11	3,08	2,68	3,81	3,03	3,65	2,69	3,66	2,86	4,65	3,78
9,250	2,4	3,54	3,12	4,23	3,58	4,2	3,19	4,18	3,4	5,16	4,27
11,00	2,67	4,09	3,59	4,64	4,12	4,75	3,73	4,69	3,95	5,54	4,69
13,08	2,95	4,78	4,12	5,03	4,64	5,3	4,28	5,2	4,49	5,85	5,05
15,56	3,25	5,59	4,69	5,34	5,07	5,79	4,79	5,68	4,96	6,2	5,35
18,50	3,59	6,38	5,27	5,58	5,42	6,17	5,24	6,07	5,34	6,67	5,6
22,00	4	6,98	5,84	5,69	5,76	6,42	5,71	6,37	5,72	7,22	5,91
26,16	4,56	7,21	6,43	5,88	6,22	6,61	6,35	6,62	6,27	7,64	6,4
31,11	5,34	7,2	7,03	5,94	6,93	6,76	7,27	6,81	7,11	7,6	7,1
37,00	6,35	6,99	7,53	5,92	7,75	6,9	8,31	6,84	8,06	6,99	7,72
44,00	7,39	6,31	7,51	5,66	8,11	6,72	8,76	6,76	8,52	5,66	7,77
52,33	7,9	5,3	7,22	5	7,85	6,11	8,46	6,01	8,19	4,1	6,94
62,23	8,01	4,16	6,15	4,09	6,48	4,98	6,83	4,81	6,7	2,74	5,21

1674	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

	CC 6,0	CC 6,2	CC 6,5	CC 6,7	CC 7,0	CC 7,2	CC 7,5	CC 7,7	CC 8,0	CC 8,2	CC 8,5
0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,156	0	0	0	0,11	0	0	0,12	0,38	0	0	0
1,375	0	0	0	0,24	0	0,22	0,42	0,54	0	0	0,4
1,635	0	0	0	0,44	0,36	0,47	0,6	0,75	0	0	0,57
1,945	0,11	0,26	0,4	0,58	0,5	0,65	0,81	0,98	0,37	0,39	0,77
2,313	0,39	0,47	0,53	0,74	0,66	0,85	1,05	1,24	0,48	0,56	1
2,750	0,48	0,61	0,67	0,91	0,84	1,07	1,3	1,5	0,59	0,75	1,25
3,270	0,57	0,75	0,81	1,1	1,01	1,3	1,55	1,76	0,72	0,94	1,5
3,890	0,66	0,88	0,95	1,31	1,18	1,53	1,79	1,99	0,84	1,13	1,74
4,630	0,76	1,01	1,09	1,55	1,35	1,79	2,03	2,21	0,98	1,32	2
5,500	0,87	1,15	1,23	1,84	1,53	2,11	2,32	2,45	1,16	1,53	2,29
6,540	1,11	1,43	1,5	2,28	1,85	2,62	2,79	2,78	1,46	1,99	2,74
7,780	1,43	1,79	1,81	2,76	2,21	3,17	3,3	3,11	1,8	2,55	3,24
9,250	1,83	2,24	2,15	3,26	2,61	3,72	3,8	3,42	2,2	3,2	3,74
11,00	2,33	2,82	2,51	3,75	3,05	4,27	4,28	3,78	2,64	3,95	4,25

0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,12
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,15
1,156	0	0	0,26	0,22	0	0,23	0	0	0	0	0,44
1,375	0,38	0,38	0,53	0,47	0,12	0,48	0,39	0	0,4	0	0,63
1,635	0,57	0,57	0,72	0,66	0,47	0,67	0,6	0,38	0,59	0,24	0,87
1,945	0,79	0,8	0,95	0,87	0,65	0,9	0,85	0,52	0,82	0,32	1,15
2,313	1,04	1,08	1,21	1,11	0,87	1,16	1,14	0,68	1,08	0,57	1,48
2,750	1,3	1,37	1,48	1,35	1,1	1,43	1,45	0,86	1,35	0,74	1,84
3,270	1,55	1,67	1,76	1,6	1,35	1,71	1,78	1,04	1,63	0,91	2,21
3,890	1,8	1,96	2,05	1,82	1,62	1,98	2,11	1,23	1,89	1,09	2,59
4,630	2,06	2,25	2,37	2,06	1,93	2,26	2,47	1,44	2,17	1,28	2,97
5,500	2,36	2,58	2,75	2,32	2,32	2,56	2,87	1,68	2,48	1,48	3,33
6,540	2,82	3,06	3,24	2,71	2,87	2,98	3,43	2,07	2,94	1,84	3,83
7,780	3,3	3,54	3,72	3,1	3,46	3,4	4	2,51	3,41	2,25	4,32
9,250	3,78	3,97	4,13	3,45	4,02	3,8	4,54	2,98	3,86	2,68	4,76
11,00	4,27	4,34	4,53	3,76	4,55	4,18	5,05	3,46	4,3	3,16	5,16
13,08	4,78	4,66	4,96	4,05	5,01	4,51	5,5	3,96	4,75	3,65	5,51
15,56	5,29	4,91	5,47	4,34	5,31	4,76	5,81	4,42	5,16	4,14	5,82
18,50	5,75	5,09	5,97	4,65	5,38	4,88	5,81	4,8	5,47	4,56	6,12
22,00	6,1	5,26	6,38	5,06	5,26	4,94	5,85	5,14	5,67	4,93	6,5
26,16	6,28	5,52	6,59	5,65	5,11	5,07	5,72	5,55	5,85	5,35	6,97
31,11	6,53	5,92	6,69	6,44	5,11	5,43	5,66	6,17	6,1	5,93	7,26
37,00	6,58	6,41	6,6	7,28	5,35	6,03	5,7	7,01	6,33	6,75	7,26
44,00	6,55	6,58	6,27	7,53	5,73	6,69	5,69	7,84	6,41	7,67	6,49
52,33	6,16	6,57	5,52	7,39	5,88	6,84	5,54	7,99	6,23	8,13	5,01
62,23	5,33	5,83	4,47	6,23	5,97	6,51	4,92	7,56	5,46	8,02	3,35
74,00	4,25	4,65	3,36	4,72	5,35	5,37	3,95	6,2	4,36	6,87	1,99
88,00	3,17	3,43	2,4	3,35	4,33	4	2,89	4,6	3,26	5,28	1,1
104,7	2,27	2,41	1,7	2,33	3,27	2,77	1,99	3,22	2,37	3,8	0,61
124,5	1,6	1,68	1,21	1,65	2,38	1,83	1,36	2,22	1,71	2,67	0,16
148,0	1,13	1,18	0,9	1,2	1,73	1,16	0,95	1,54	1,27	1,89	0
176,0	0,82	0,85	0,68	0,9	1,26	0,73	0,7	1,08	0,95	1,35	0
209,3	0,6	0,63	0,52	0,69	0,91	0,48	0,53	0,77	0,71	0,96	0

248,9	0,45	0,48	0,4	0,52	0,65	0,15	0,42	0,56	0,53	0,68	0
296,0	0,34	0,37	0,21	0,4	0,45	0,11	0,33	0,41	0,39	0,47	0
352,0	0	0	0	0,12	0,23	0	0	0,11	0,1	0,34	0
418,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
497,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
592,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
704,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
837,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
995,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1184	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1408	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1674	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

	CC 11,5	CC 11,7	CC 12,0	CC 12,2	CC 12,5	CC 12,7	CC 13,0	CC 13,2	CC 13,5	CC 13,7	CC 14,5
0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,156	0	0,33	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,375	0	0,43	0	0	0	0,24	0,37	0,24	0,11	0	0,33

	CC 14,7	CC 15,0	CC 15,2	CC 15,5	CC 15,7	CC 16,0	CC 16,2	CC 16,5	CC 16,7	CC 32,3	CC 32,5
0,013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,022	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,026	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,030	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,036	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,043	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,051	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,061	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,072	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,086	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,11	0
1,156	0,12	0,23	0	0	0	0	0	0,43	0	0,3	0
1,375	0,15	0,48	0,1	0,11	0	0,4	0,11	0,63	0,41	0,59	0,38
1,635	0,49	0,66	0,4	0,28	0,11	0,56	0,44	0,86	0,59	0,83	0,53
1,945	0,67	0,86	0,55	0,53	0,45	0,74	0,65	1,14	0,8	1,12	0,7
2,313	0,88	1,1	0,72	0,69	0,62	0,96	0,91	1,44	1,03	1,46	0,88
2,750	1,11	1,35	0,92	0,86	0,82	1,2	1,21	1,76	1,29	1,83	1,08
3,270	1,36	1,62	1,13	1,04	1,03	1,45	1,54	2,07	1,57	2,21	1,28
3,890	1,62	1,9	1,37	1,23	1,25	1,71	1,9	2,36	1,87	2,61	1,47
4,630	1,93	2,2	1,63	1,44	1,47	2,02	2,34	2,64	2,2	3,05	1,67
5,500	2,32	2,54	1,94	1,69	1,73	2,36	2,96	2,91	2,58	3,57	1,9
6,540	2,92	3,01	2,41	2,11	2,18	2,85	3,96	3,23	3,06	4,22	2,23
7,780	3,59	3,47	2,91	2,58	2,71	3,34	5,14	3,48	3,48	4,82	2,57
9,250	4,28	3,86	3,43	3,08	3,3	3,83	6,29	3,63	3,81	5,29	2,87
11,00	4,94	4,19	3,94	3,6	3,95	4,3	7,2	3,71	4,06	5,62	3,17
13,08	5,48	4,45	4,44	4,12	4,67	4,74	7,58	3,74	4,26	5,78	3,47
15,56	5,82	4,64	4,88	4,59	5,35	5,1	7,62	3,75	4,39	5,82	3,75
18,50	5,92	4,76	5,2	4,91	5,83	5,28	7,2	3,72	4,39	5,76	3,98
22,00	5,86	4,82	5,36	5,07	5,96	5,26	6,6	3,66	4,25	5,66	4,12

0,172	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,344	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,409	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,578	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,688	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,818	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,972	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,37
1,156	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,54
1,375	0,25	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,75
1,635	0,5	0,38	0,38	0,12	0	0	0	0,12	0,4	1,01
1,945	0,68	0,51	0,53	0,15	0	0,12	0	0,29	0,55	1,3
2,313	0,89	0,66	0,71	0,43	0	0,26	0,37	0,39	0,71	1,63
2,750	1,11	0,82	0,91	0,59	0	0,5	0,49	0,68	0,9	1,96
3,270	1,33	0,99	1,12	0,75	0,38	0,65	0,63	0,89	1,09	2,3
3,890	1,55	1,16	1,34	0,86	0,58	0,78	0,77	1,09	1,3	2,62
4,630	1,77	1,35	1,59	0,91	0,73	0,88	0,91	1,26	1,57	2,99
5,500	2,02	1,56	1,88	0,97	0,75	0,98	1,06	1,42	1,93	3,4
6,540	2,42	1,91	2,34	1,14	0,92	1,19	1,37	1,78	2,54	3,95
7,780	2,86	2,3	2,83	1,33	1,11	1,44	1,77	2,21	3,28	4,48
9,250	3,31	2,7	3,34	1,53	1,33	1,72	2,26	2,72	4,1	4,93
11,00	3,77	3,13	3,86	1,74	1,57	2,04	2,84	3,33	4,95	5,32
13,08	4,2	3,57	4,38	2,01	1,83	2,41	3,53	4,1	5,75	5,67
15,56	4,52	4	4,85	2,31	2,13	2,83	4,27	4,99	6,33	5,98
18,50	4,66	4,31	5,14	2,63	2,42	3,3	4,98	5,93	6,41	6,21
22,00	4,59	4,47	5,22	2,92	2,68	3,76	5,5	6,77	6,44	6,1
26,16	4,4	4,5	5,17	3,19	2,86	4,18	5,79	7,44	6,15	6,15
31,11	4,25	4,56	5,17	3,53	3,04	4,56	5,89	7,91	5,9	5,86
37,00	4,28	4,78	5,38	4,07	3,34	4,94	5,94	8,01	5,78	5,38
44,00	4,57	5,26	5,79	4,92	3,88	5,33	6,06	8,04	5,73	4,72
52,33	5,06	5,95	6,22	6	4,69	5,74	6,24	7,39	5,55	3,93
62,23	5,58	6,62	6,22	7,01	5,61	6,13	6,32	6,28	5,11	3,11
74,00	5,7	6,74	5,97	7,37	6,37	6,47	6,39	4,94	4,38	2,36
88,00	5,71	6,65	5,11	7,41	6,91	6,76	6,13	3,67	3,52	1,77
104,7	5,12	5,82	4,07	6,96	7,53	6,79	5,47	2,63	2,7	1,33
124,5	4,3	4,7	3,11	6,47	8,51	6,7	4,53	1,87	2,01	1,03
148,0	3,42	3,55	2,31	6,05	9,39	6,11	3,49	1,33	1,48	0,83
176,0	2,58	2,54	1,69	5,47	8,98	4,97	2,53	0,95	1,09	0,68
209,3	1,83	1,75	1,22	4,48	6,53	3,57	1,75	0,69	0,81	0,55
248,9	1,23	1,16	0,87	3,12	3,54	2,27	1,16	0,5	0,61	0,44
296,0	0,79	0,76	0,62	1,84	1,57	1,32	0,75	0,38	0,47	0,35
352,0	0,51	0,5	0,44	0,98	0,66	0,75	0,48	0	0,36	0
418,6	0,24	0,34	0,22	0,52	0,16	0,44	0,33	0	0	0

