



**FCTUC DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**  
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
UNIVERSIDADE DE COIMBRA

# **Avaliação da estrutura da formação “Argilas e Calcários dos Prazeres”**

Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil na Especialidade de Geotecnia

**Autor**

**André Filipe das Neves Mateus**

**Orientadores**

**Professor Doutor António Manuel Gonçalves Pedro**

**Professor Doutor Jorge Nuno Veiga de Almeida e Sousa**

Esta dissertação é da exclusiva responsabilidade do seu autor, não tendo sofrido correções após a defesa em provas públicas. O Departamento de Engenharia Civil da FCTUC declina qualquer responsabilidade pelo uso da informação apresentada

**Coimbra, julho, 2016**

*Esta tese é dedicada à minha mãe e ao meu avô*  
*“A vida é dura para quem é mole”*  
*(Joaquim F. Cabral)*

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem o apoio das seguintes pessoas, às quais não poderei deixar de agradecer e mencionar:

- ao Professor Doutor António Manuel Gonçalves Pedro, principal mentor da presente dissertação, pela orientação prestada, pela sua compreensão e motivação, paciência, ajuda, conselhos, amizade e acima de tudo pela sua disponibilidade em todos os momentos da elaboração da dissertação;
- ao Professor Doutor Jorge Nuno Almeida e Sousa por todas as sugestões, conselhos, amizade e pela ajuda fornecida na realização desta dissertação;
- ao Professor Doutor António Alberto Santos Correia pelas opiniões prestadas, pela amizade e pelos conhecimentos fornecidos para a realização dos ensaios edométricos, que se tornaram fundamentais para os resultados obtidos;
- a todo o corpo docente da área de Geotecnia, pelo espírito de entreatajuda e bom ambiente criados por estes, ao longo deste último ano. Ao José António por toda a ajuda disponibilizada na elaboração dos ensaios que decorreram no laboratório de Geotecnia e pelos conselhos prestados e ao Nuno Almeida pela sua disponibilidade;
- ao Eng<sup>o</sup> Carlos Patacas do IPN, pela realização dos ensaios MEV e ao Professor Doutor Pedro Dinis, pelos ensaios DRX realizados no DCT;
- aos meus colegas ao longo destes 6 anos, que comigo viveram histórias inesquecíveis, e que estarão para sempre na minha memória académica. Ao meu padrinho Martim Matos, por toda a motivação que me deu, e que nunca me deixou ir abaixo nos momentos mais difíceis. Ao Marco, Catarina, Pipa, Braz e Diogo por serem excelentes!
- à melhor mãe do mundo, na qual estarei sempre grato pela ajuda ao longo destes anos, por me ter ajudado a ultrapassar todos os obstáculos e por ser o meu exemplo de vida, apoiando-me em todos os momentos que me permitiram finalizar este percurso!;
- aos meus irmãos Pedro e Tiago, no qual sem eles nada seria possível, pela constante ajuda e pela motivação que sempre me deram e que nunca me esquecerei!
- Por fim, à incrível Diana, por todos estes anos ao meu lado e pela compreensão em todos os meus momentos mais difíceis, tendo sido um suporte fundamental para todo este percurso. Obrigado!

## RESUMO

A caracterização e avaliação do comportamento das formações miocénicas de Lisboa, Portugal, é de extrema importância visto que a maioria das construções encontram-se fundadas nestas camadas. Diversos estudos demonstram que o comportamento destes solos é fortemente influenciado pela sua história geológica sendo que as formações mais antigas tendem a exibir um comportamento sobreconsolidado que se encontra em grande medida associado à forma como as partículas que o constituem se encontram estruturadas. Assim, o conhecimento do grau de estruturação é um aspeto fundamental aquando da caracterização geológico-geotécnica destes materiais. Genericamente, essa avaliação pode ser efetuada a dois níveis: microscópico, onde se procura essencialmente avaliar a estrutura de forma qualitativa através da identificação da mineralogia e da forma como as partículas se encontram interligadas; macroscópico, onde através da comparação dos resultados de ensaios laboratoriais realizados em amostras intactas (i.e. com estrutura) e reconstituídas (i.e. desestruturadas), se consegue identificar e contabilizar o impacto que a estrutura tem no comportamento mecânico, resistência e deformabilidade do solo.

Nesta tese apresenta-se uma revisão bibliográfica sobre a importância e influência da estrutura no comportamento de solos argilosos, identificando-se os aspetos fundamentais e dando-se destaque às metodologias usualmente empregues, a nível microscópico e macroscópico, na sua avaliação. Seguidamente procura-se avaliar o grau de estruturação da formação do Miocénico Marinho de Lisboa conhecida por “Argilas e Calcários dos Prazeres”. Para tal, começa-se por efetuar o seu enquadramento geológico-geotécnico e apresentar comparativamente os principais resultados existentes na bibliografia. Em seguida, efetua-se a avaliação qualitativa da estrutura desta formação através da realização de ensaios de difração de Raio-X (DRX) e de microscopia eletrónica de varrimento (MEV) onde se identifica a mineralogia e a ligação existente entre partículas, respetivamente. A avaliação quantitativa da estrutura é efetuada através da comparação de resultados de ensaios edométricos executados em condições similares em amostras intactas e reconstituídas, sendo que nesta tese apenas se irão realizar os últimos, uma vez que os primeiros foram já alvo de estudo em outra dissertação. Por último, procura-se aferir qual a relação entre os resultados dos ensaios edométricos e a microestrutura existente nesta unidade geológica.

## ABSTRACT

The behaviour characterization and assessment of Miocene formations of Lisbon, Portugal, is extremely important, since most of the buildings are founded on these layers. Several studies have shown that the behaviour of these soils is strongly influenced by its geological history and the most ancient formations tend to display an overconsolidated behaviour, that is largely associated with the way that its constitutive particles are structured. Thus, the knowledge of the structuring degree is a fundamental aspect during the geological and geotechnical characterization of such materials. Generically, this evaluation can be done at two levels: microscopic, which essentially seeks to evaluate qualitatively the structure by identifying the mineralogy and how the particles are interconnected; macroscopic, where, by comparing the results of laboratory tests on intact samples (i.e. with structure) and reconstructed (i.e. without structure), it's possible to identify and calculate the impact that the structure has on the mechanical behaviour, strength and deformability of the soil.

This thesis presents a bibliographic review on the importance and influence of the structure on the behaviour of clayey soils, identifying the fundamental aspects, and highlighting the methods usually employed in its assessment, at microscopic and macroscopic level,. Moreover, this work seeks to evaluate the structure degree of the formation of Miocene Marine Lisbon, known as "Argilas e Calcários dos Prazeres." To do so, this thesis firstly establishes its geological and geotechnical framework and comparatively presents the main existing results in the bibliography. Thereafter, a qualitative evaluation of the structure of this formation is performed by diffraction X-ray tests (XRD) and electron microscopy scanning (SEM), which identifies the mineralogy and the bonding between particles, respectively. The structure quantitative assessment is realized by the data comparison of oedometer tests, performed in similar conditions in intact and reconstituted samples, where in this thesis only the reconstituted samples will be evaluated, since the first has already been the subject of study in another dissertation. Finally, this work aims to assess the relation between the results of oedometer tests and the existent microstructure in this geological unit.

## ÍNDICE

AGRADECIMENTOS .....	i
RESUMO .....	ii
ABSTRACT .....	iii
ÍNDICE.....	iv
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Contexto e objetivos do trabalho .....	1
1.2 Estrutura da dissertação .....	2
2 ESTRUTURA DE SOLOS ARGILOSOS .....	3
2.1 Introdução .....	3
2.2 Fatores que afetam a estrutura de solos argilosos .....	4
2.2.1 Génese .....	4
2.2.2 Composição.....	5
2.2.3 Microestrutura .....	7
2.2.4 Fábrica.....	8
2.3 Avaliação da estrutura .....	10
2.3.1 Escala microscópica .....	10
2.3.2 Escala macroscópica .....	12
3 ARGILAS E CALCÁRIOS DOS PRAZERES.....	17
3.1 Introdução .....	17
3.2 Miocénico Marinho de Lisboa.....	17
3.2.1 Enquadramento Geográfico.....	19
3.3 Argilas e Calcários dos Prazeres.....	20
3.4 Resultados Publicados .....	21
3.4.1 Caracterização Física.....	22
3.4.2 Mineralogia .....	23
3.4.3 Análise Microscópica.....	25
3.4.4 Compressibilidade.....	26
3.4.5 Sensibilidade .....	31
4 TRABALHO EXPERIMENTAL.....	33
4.1 Introdução .....	33
4.2 Procedimento Experimental.....	34
4.2.1 Caracterização Física.....	34
4.2.2 Mineralogia .....	35
4.2.3 Análise Microscópica.....	36
4.2.4 Compressibilidade.....	37
4.3 Resultados Experimentais.....	39
4.3.1 Caracterização Física.....	39

---

4.3.2	Mineralogia .....	40
4.3.3	Análise Microscópica .....	42
4.3.4	Compressibilidade .....	50
5	AVALIAÇÃO DA ESTRUTURA .....	55
5.1	Introdução .....	55
5.2	Avaliação Microscópica .....	55
5.3	Avaliação Macroscópica .....	63
6	CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS .....	68
6.1	Conclusões .....	68
6.2	Trabalhos futuros .....	70
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	71
	ANEXOS .....	74

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Contexto e objetivos do trabalho

A existência de vários processos geológicos aquando da formação de solos, como o ambiente e o clima onde se inserem, o tempo durante o qual se desenvolve o processo de formação bem como as tensões a que se encontram sujeitos, são fatores que levam a que estes respondam de maneira distinta quando solicitados. Por esse motivo não é suficiente nem adequado caracterizar somente um tipo de solo e julgar que o seu comportamento pode ser aplicado genericamente a outros, sendo sempre indispensável efetuar uma caracterização adequada tendo em conta o fim que se pretende.

De entre os vários tipos de solos existentes, as argilas são provavelmente um dos mais complexos devido à variabilidade do seu comportamento, sendo que uma adequada caracterização destes materiais deve incluir um estudo acerca das suas características físicas e mecânicas (resistência e deformabilidade) que geralmente são dependentes não só da sua história geológica mas também da solicitação a que se encontram sujeitas. Um dos aspetos mais difíceis de avaliar prende-se com a quantificação da estrutura que este tipo de solos possui e de qual a sua influência no seu comportamento.

Este trabalho tem precisamente como objetivo avaliar a estrutura de um solo argiloso sendo que para tal, identificou-se como objeto de estudo a formação das Argilas e Calcários dos Prazeres, pertencente ao Miocénico Marinho de Lisboa, e tida como uma das mais relevantes camadas presentes no subsolo de Lisboa dado que muitas das construções efetuadas se encontram fundadas diretamente nesta formação ou são indiretamente afetadas pelo seu comportamento.

Atendendo ao objetivo proposto considerou-se fundamental efetuar uma revisão bibliográfica para identificar e facilitar a compreensão dos principais fenómenos e fatores envolvidos nesta temática tendo como referência estudos publicados sobre outras argilas com características similares. No que concerne à formação das Argilas e Calcários dos Prazeres, foi dado particular ênfase à recolha de todos os resultados relevantes para este trabalho tendo os mesmos sido interpretados ou reinterpretados segundo os métodos comumente referidos na bibliografia. A análise detalhada destes permitiu identificar lacunas que foram suprimidas com a execução de alguns ensaios laboratoriais. Tendo por base amostras disponíveis relativas à caracterização geológico-geotécnica efetuada por Pedro (2013) na Rua Ivens em Lisboa, realizaram-se para 4 profundidades de referência ensaios de caracterização física, ensaios de Difração de Raio-X (DRX) e de microscópio eletrónico de varrimento (MEV) para se conseguir avaliar os minerais presentes e a microestrutura existente na formação em estudo. Por último, efetuaram-se ensaios

edométricos sobre amostras reconstituídas para permitir, através da comparação com resultados anteriormente efetuados em amostras intactas em condições similares, avaliar quantitativamente a estrutura das Argilas e Calcários dos Prazeres. Tendo por base os resultados alcançados procura-se avaliar a influência da estrutura nesta formação, Argilas e Calcários dos Prazeres.

## **1.2 Estrutura da dissertação**

Esta tese encontra-se dividida em seis capítulos principais. Após este capítulo introdutório (*Capítulo 1*) onde se começa por introduzir o âmbito e a contextualização da dissertação, segue-se o *Capítulo 2* onde se procede a uma revisão bibliográfica das matérias relevantes. Esta contempla a descrição dos aspetos essenciais para a compreensão da estrutura de solos argilosos. Será igualmente abordada a distinção dos conceitos de argilas nos estados intactos e reconstituídos seguindo-se uma revisão relativa à influência da mineralogia e de como através da avaliação microscópica e macroscópica se pode avaliar a estrutura.

No *Capítulo 3* apresenta-se a formação das “Argilas e Calcários dos Prazeres” do Miocénico Marinho de Lisboa, descrevendo-se o seu enquadramento geológico-geotécnico. Ainda neste capítulo compilam-se e discutem-se detalhadamente os resultados publicados na bibliografia acerca desta formação miocénica, dando particular relevo às suas propriedades físicas, à mineralogia e às suas características de compressibilidade e sensibilidade.

No *Capítulo 4* começa-se por descrever detalhadamente os procedimentos experimentais adotados nos ensaios efetuados de caracterização física, mineralógica, microscópica e para a obtenção dos parâmetros de compressibilidade das Argilas e Calcários dos Prazeres. Numa segunda parte, procede-se à análise crítica dos resultados experimentais obtidos tendo como referência os resultados publicados anteriormente.

No *Capítulo 5* procede-se à avaliação da estrutura das Argilas e Calcários dos Prazeres. Os resultados da realização do MEV (avaliação microscópica) e dos ensaios edométricos (avaliação macroscópica) são interpretados servindo de base para uma avaliação qualitativa e quantitativa da estrutura desta formação.

Por fim no *Capítulo 6* apresentam-se as conclusões resultantes do trabalho efetuado e apresentam-se algumas propostas de trabalhos futuros que seriam interessantes e importantes de se realizarem tendo em vista uma maior compreensão desta temática.

## 2 ESTRUTURA DE SOLOS ARGILOSOS

### 2.1 Introdução

É consensual no meio acadêmico que para caracterizar o comportamento de um solo argiloso é de extrema importância conhecer a natureza das suas partículas bem como as interações existentes entre estas, sendo as ligações existentes entre as partículas uma evidência da estrutura que este tipo de materiais possui (Mitchell & Soga, 2005).

Atendendo à história geológica da formação é frequente separar a estrutura existente nas argilas em dois tipos (Cotecchia & Chandler, 2000):

- **Estrutura de sedimentação:** inclui toda a estrutura que se desenvolve durante e após a deposição das partículas resultando apenas da consolidação unidimensional. Este tipo de estrutura encontra-se principalmente em argilas normalmente consolidadas e pode apresentar diferentes tipos de fábrica e vários níveis de *bonding*;
- **Estrutura de pós-deposição:** relativa a qualquer processo geológico que ocorre e modifica a estrutura da sedimentação inicial, podendo ser uma simples descarga, processo de erosão, *bonding* pós-deposicional, ou simplesmente devido à sua diagénese.

O conceito de “estrutura de argila” tem sido investigado ao longo dos anos, tendo como principal premissa um paralelismo entre o estado natural (intacto) e reconstituído de uma amostra, estando geralmente associado ao arranjo microscópico das partículas (Shibuya, 2000). A estrutura com que o solo pode ser encontrado na natureza é influenciada por diversos aspetos como a mineralogia, a composição química e as condições de deposição e consolidação (Gasparre, 2005), sendo igualmente fundamentais os efeitos de interação entre a fábrica, o arranjo das partículas sólidas e a sua ligação, usualmente denominada por *bonding*, e que representa todas as forças interparticulares que não são de natureza puramente friccional, podendo ser de natureza eletrostática ou eletromagnética, forças de Van der Waals e viscosas, que mantêm unidas as partículas de solo (Gasparre, 2005; Mitchell & Soga, 2005).

Na bibliografia é frequente existir referência a dois tipos de amostras quando se procura inferir a estrutura de um solo: “intactas” e “reconstituídas” pelo que interessa desde já explicar o significado destes termos no contexto deste trabalho já que serão utilizados múltiplas vezes ao longo da tese. De acordo com Laranjo (2013) considera-se que uma amostra é intacta quando é cuidadosamente recolhida, transportada e armazenada de maneira a minimizar todas as eventuais perturbações que estes processos podem causar, considerando-se assim como sendo representativas do estado natural do solo, visto terem sido preservadas as suas propriedades até

à altura do ensaio. Por outro lado, uma amostra reconstituída, seguindo o descrito por Burland (1990), é obtida a partir de uma amostra remexida de solo natural misturada com água para um teor em água entre 1,0 e 1,5 vezes o limite de liquidez. As características mecânicas destas amostras designam-se usualmente por propriedades intrínsecas por serem inerentes ao material e independentes do estado em que este se encontra.

Ao longo dos anos, várias investigações têm focado a sua pesquisa na observação das diferentes características das argilas comparando amostras no seu estado natural e no seu estado reconstituído (Amorosi & Rampello, 2007) tendo-se concluído que duas amostras, uma intacta e outra reconstituída, que tenham composições semelhantes e que sejam ensaiadas em condições similares terão, em princípio, comportamentos diferentes, visto terem uma história de tensões, eventos pós-deposicionais e ambientes de deposição distintos. Desta forma e segundo Burland (1990), a estrutura do solo é a principal componente responsável pelas diferenças que existem na resposta mecânica do solo entre amostras intactas e reconstituídas.

Nos próximos pontos apresentam-se os vários fatores que condicionam a presença de estrutura num solo argiloso, identificando-se igualmente quais as metodologias usualmente empregues para a sua avaliação e quantificação.

## **2.2 Fatores que afetam a estrutura de solos argilosos**

Conforme referido, a estrutura de um solo é afetada por diversos aspetos que se encontram relacionados essencialmente com a sua formação e que foram acentuados com o passar dos tempos. Nesta secção apresentam-se os principais fatores responsáveis por conferirem estrutura aos solos argilosos referindo-se nomeadamente os aspetos relacionados com a sua génese, composição, microestrutura e a sua fábrica.

### **2.2.1 Génese**

Os solos quanto ao seu processo de formação ou origem na natureza podem ser divididos em dois grandes grupos (Matos Fernandes, 2006): sedimentares e residuais. Os primeiros surgem devido à acumulação num certo local de partículas minerais que são arrastadas de outros locais devido essencialmente à ação da gravidade, do vento e da água (líquida ou gelo). Os solos sedimentares apresentam comportamentos diferentes devido à influência do ambiente deposicional, podendo este ser eólico, aluvionar, marinho, entre outros (Hight & Leroueil, 2002). Relativamente aos solos residuais, estes definem-se por ocupar o lugar da rocha que lhes deu origem, a rocha-mãe, pelo que as partículas resultam da alteração e decomposição da rocha não tendo sofrido qualquer transporte. De salientar que, como refere Matos Fernandes (2006) e Póvoa (2014), a construção humana pode ser também incluída como um terceiro grupo, onde neste caso os solos são alterados artificialmente por técnicas de melhoramento.

O conhecimento da génese dos solos permite-nos perceber as suas características e os seus comportamentos em muitas situações. Os processos geológicos e de formação possibilitam-nos

antecipar e compreender uma provável composição, propriedade ou comportamentos que um solo poderá apresentar. O conhecimento detalhado dos processos geomorfológicos mais antigos e atuais sofridos pelo solo, permite-nos ter uma ideia mais bem estruturada acerca do impacto que a realização de determinadas obras geotécnicas originam, bem como efetuar uma previsão acerca do seu comportamento a longo prazo (Mitchell & Soga, 2005).

### 2.2.2 Composição

A composição de um solo engloba de entre outros fatores, a sua granulometria, o tamanho, a forma e a resistência dos grãos, a quantidade de matéria orgânica, a fração de areia e a fração de silte bem como a água dos poros, sendo que estas propriedades podem ser estudadas a partir de amostras no seu estado natural ou reconstituído (Hight & Leroueil, 2002; Laranjo, 2013).

Relativamente às argilas refere Wilkinson (2011), que a sua composição contém geralmente uma grande variedade de minerais de argila, sendo maioritariamente constituída por minerais de quartzo, calcite e feldspato. Na sua constituição verifica-se também a existência de partículas de vários tamanhos de fósseis e de microfósseis, nomeadamente nas camadas marinhas, que influenciam a microestrutura e o seu comportamento geotécnico, como é o caso da argila de Osaba Bay (Tanaka & Locat, 1999) entre outras. Por entre as partículas existem fluidos, principalmente água, que desempenham um papel importante devido à sua forte interação com as partículas, tendo-se que quanto maior for o teor em água, maior será a distância entre as partículas, e piores serão as suas características mecânicas (Póvoa, 2014).

Analisando especificamente os minerais de argila pode constatar-se que são constituídos por camadas alternadas de alumínio hidratados e de silicatos de magnésio, sendo que a alternância de níveis siliciosos e níveis de alumínio-magnésio contidos nas estruturas cristalinas das unidades minerais das argilas pode levar à ocorrência da substituição de alguns catiões por outros isomórficos<sup>1</sup> (Laranjo, 2013). Os filossilicatos, que originam os minerais de argila, são formados a partir da união de camadas tetraédricas de silicatos com camadas octaédricas de Gibbsite (AL-OH) ou Brucite (Mg,Fe-OH) (Figura 2.1) (Wilkinson, 2011).

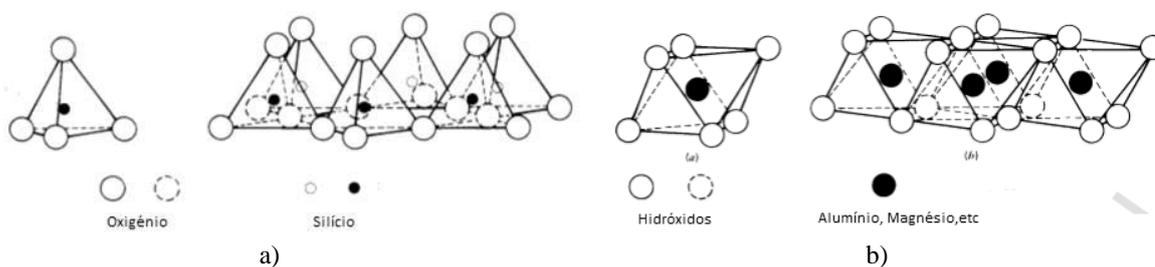


Figura 2.1 - a) Tetraedro de sílica e tetraedros de sílica dispostos numa rede hexagonal (adaptado de Mitchell & Soga, 2005); b) Unidade octaédrica e estrutura em folha de unidades octaédricas de Brucite e Gibbsite (adaptado de Mitchell & Soga, 2005)

<sup>1</sup> Ocorrência de substâncias minerais com composição química diferente e textura cristalina semelhante

As combinações dessas camadas dão origem aos minerais de argila que são identificados em função da relação entre camadas tetraédricas e octaédricas nas unidades básicas do material. Na Figura 2.2 é apresentada a estrutura padrão dos principais minerais argilosos existentes.

As partículas de argila formam-se a partir de sequências de unidades estruturais, onde dependendo da distância entre essas unidades haverá uma maior ou menor estabilidade de ligação. De acordo com Wilkinson (2011), os tipos mais comuns de minerais de argila têm uma relação entre sílica e gibsite/brucite de 1:1, 2:1 e 2:2 conforme identificado na Figura 2.2.

No que diz respeito aos minerais de 1:1, são grupos de uma camada octaédrica e uma camada tetraédrica, que se encontram separadas normalmente por água e vários iões. Deste tipo são exemplo, a caulinite e a haloisite, sendo que as principais diferenças entre ambas são devidas ao facto das camadas da haloisite serem menos ordenadas e separadas através das moléculas de água. Por sua vez as ligações da caulinite são feitas através de pontes de hidrogénio revelando uma estrutura mais estável (Cotecchia, 1996; Laranjo, 2013). Os minerais 2:1 contêm duas camadas tetraédricas para cada camada octaédrica, sendo exemplo os casos da pirofilita, da esmectite, da vermiculite e da ilite, onde a principal diferença entre estes minerais surge na presença de diferentes tipos de iões entre camadas. Enquanto que a ilite apresenta potássio, sendo relativamente estável, as esmectites, que provêm da degradação dos silicatos de rocha, são os minerais de argila menos estáveis, onde nas suas ligações se verifica a presença de catiões de sódio, cálcio ou magnésio.

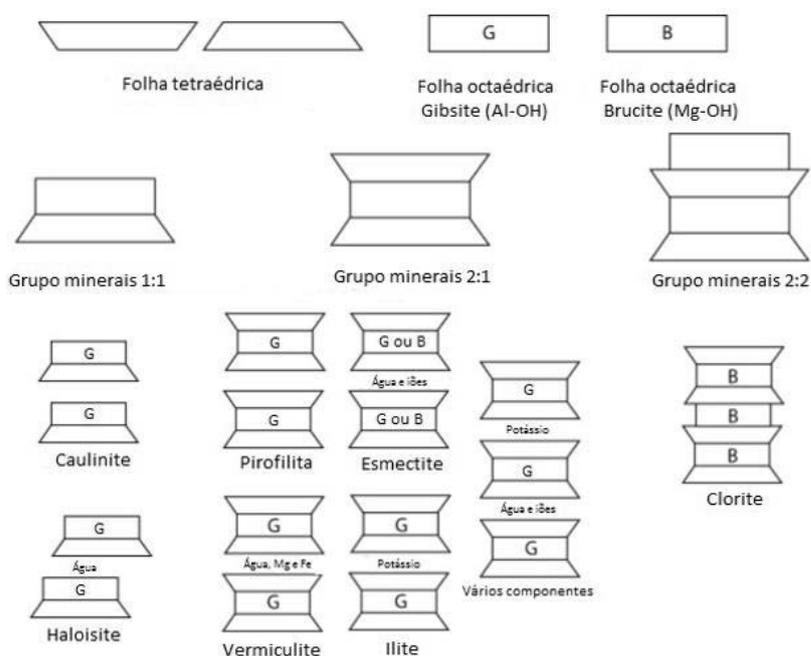


Figura 2.2 - Estrutura dos principais minerais argilosos (adaptado de Gribble and Hall (1992))

No grupo 2:2 de minerais surge a clorite que tem uma relação bastante próxima do grupo 2:1, diferindo deste pelo facto de conter outra camada octaédrica em vez de iões no espaçamento entre as suas unidades estruturais. A alteração de iões de camada para camada no grupo de minerais 2:1 poderá levar à formação de vários componentes, o que se irá traduzir na formação

de partículas individuais de argila muito complexas. Refere Mitchell and Soga (2005) que um plano de átomos que seja comum às folhas tetraédricas e octaédricas é responsável por fortes ligações (*bonding*) entre as camadas de argila. No entanto, as restantes ligações que unem as camadas podem ser diversas e influenciadas por mudanças nas condições ambientais.

Devido a fenómenos e processos naturais como a deposição e alteração que acontecem na natureza vários minerais podem dar origem a outros. O próprio fenómeno de consolidação origina um aumento da pressão sobre as partículas que é variável no tempo, e durante o qual se estabelecem novas ligações entre minerais até se encontrar um novo estado de equilíbrio. Diversos fenómenos, como os efeitos de gravidade, forças de Van de Waals, tensões superficiais na água dos poros (Laranjo, 2013), ocorrem durante este período e são responsáveis pelas alterações verificadas nas ligações.

### 2.2.3 Microestrutura

O estudo ao nível da microestrutura é essencial para a compreensão básica do comportamento de solos argilosos (Sides & Barden, 1971). O termo microestrutura é usado para descrever o arranjo físico das partículas através da sua observação a microescalas (Wilkinson, 2011). Na Figura 2.3 apresenta-se a representação esquemática das típicas associações consideradas para as partículas de argila. O termo partícula a) é aqui usado para a definição de uma unidade singular de material, sendo a cadeia b) uma série de partículas ligadas face a face ou lado a lado, dispostas num arranjo linear. Um grupo c) é uma série bem definida de partículas contendo vazios no interior da sua estrutura. Por sua vez um domínio d) é definido como uma “pilha” de partículas perfeitamente arranjadas, sendo observada por exemplo no caulino (Bohor & Hughes, 1971). Por último, os agregados f) são uma associação de partículas distintas do material circundante.

Diversos estudos (Burland et al., 1996; Amorosi & Rampello, 2007; Sorensen et al., 2007) efetuados comprovam que a microestrutura existente afeta as propriedades físicas e mecânicas de uma argila. Na dificuldade de visualizar diretamente a microestrutura recorre-se frequentemente na sua avaliação à comparação entre os resultados de ensaios efetuados em amostras intactas e reconstituídas (Burland, 1990; Hight & Leroueil, 2002).

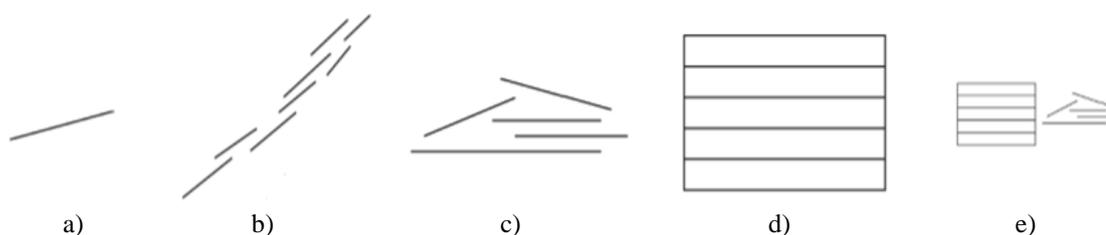


Figura 2.3 - Arranjo de partículas de argila: a) partícula; b) cadeia; c) grupo; d) domínio; e) agregado (adaptado de Wilkinson (2011))

### 2.2.4 Fábrica

Por fábrica entende-se como sendo o arranjo espacial das partículas sólidas (forma, orientação, mineralogia) e o tamanho e a forma dos vazios inter-agregados e intra-agregados. O comportamento dos solos argilosos é influenciado pela sua fábrica tendo-se que dois solos apresentam comportamentos distintos se tiverem a mesma composição mas apresentarem fábricas distintas (Hight & Leroueil, 2002).

A observação direta das partículas de argila era muito difícil num passado recente, devido à ausência de microscópios avançados, pelo que os detalhes dos solos eram baseados em simples observações não se conseguindo visualizar a disposição individual das partículas (Wilkinson, 2011). Desta forma, as ideias iniciais acerca da existência da fábrica dos solos foram em grande parte especulativas e deduzidas a partir da observação de fenómenos como por exemplo a perda de resistência de argilas naturais para um teor de água constante (Mitchell & Soga, 2005).

Casagrande (1932) e Terzaghi (1943) foram dos primeiros autores que consideraram a interação entre partículas individuais de argila de extrema importância. Um modelo que assumia para as argilas uma estrutura em forma de favo rodeada por um grande número de partículas singulares unidas entre si foi proposto por Casagrande (1932) e ficou conhecido como “*honeycomb structure*” na literatura inglesa (Bennett & Hulbert, 1986). Também Lambe (1953), seguindo essa linha de raciocínio, propôs que as argilas formadas em ambiente marinho tinham uma estrutura floculada aberta em que as partículas se encontravam arranjadas de forma perpendicular entre si, em água doce a estrutura seria mais densa enquanto que para o estado reconstituído as partículas apresentavam algum paralelismo, conforme se pode visualizar na Figura 2.4. De acordo com Lambe (1953) os arranjos floculados conferiam uma maior resistência e menor compressibilidade às argilas naturais enquanto que os arranjos desfloculados eram representativos de amostras reconstituídas.

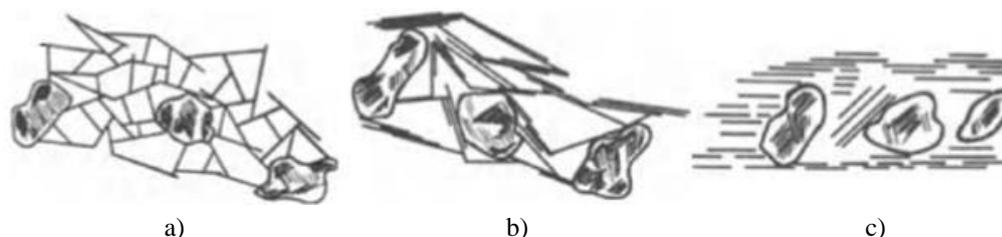


Figura 2.4 - Representação da disposição de partículas de argila: a) ambiente marinho; b) ambiente de água doce; c) estado reconstituído (Bennett & Hulbert, 1986)

Posteriormente, após novos estudos terem sido realizados, Sides and Barden (1971) desenvolveram uma nova classificação da fábrica que foi posteriormente complementada por outros autores (Gasparre, 2005; Mitchell & Soga, 2005), dando origem a seis tipos que se apresentam na Figura 2.5. Embora existam poucos registos na literatura, estes autores identificaram um possível arranjo de partículas individuais dispostas como sendo um “castelo de cartas” a) (*cardhouse* na literatura inglesa). Um tipo de estrutura mais comum identificado foi designado por “castelo de livros” b) (*bookhouse* na literatura inglesa), encontrando-se as partículas em grupo formando arranjos aproximadamente paralelos. O terceiro tipo identificado

foi o já referido anteriormente “favo de mel” c) (*honeycomb structure* na literatura inglesa) onde os arranjos entre partículas são muito mais abertos, conforme constatado através de microscópico eletrônico por Pusch (1966). Segundo Wilkinson (2011) este tipo de fábrica é distinta das outras pois resulta da desagregação de minerais de argila devido à presença de partículas de silte. Um outro tipo de fábrica identificado foi designado por “disperso” d) sendo este termo usado para descrever uma massa de solo onde durante a sua deposição a rede de forças elétricas entre as partículas adjacentes foi repulsiva. Por este motivo, a fábrica deste tipo é mais compacta e prevalecem essencialmente contactos face-a-face. Ao arranjo onde as partículas se encontram muito orientadas e os contactos entre elas são topo-a-face designou-se por fábrica “turbostrática” e) (Gasparre, 2005). Por último tem-se a fábrica tipo “Pilha” f) onde a orientação preferencial das partículas é muito significativa (Wilkinson, 2011; Laranjo, 2013; Póvoa, 2014).

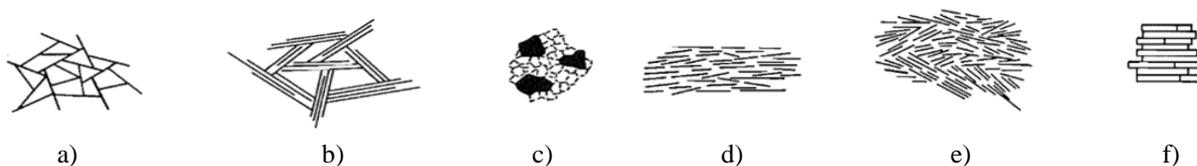


Figura 2.5 - Tipos de fábrica: a) Castelo de cartas; b) Castelo de livros; c) Favo de mel; d) Disperso; e) Turbostrático; f) Pilha (adaptado de Sides and Barden (1971))

A fábrica de um solo sedimentar é significativamente afetada consoante as condições de deposição em que se formou, sendo que de entre os fatores mais influentes destacam-se a velocidade de deposição e a agitação das águas em que esta ocorreu. Deposições lentas em águas paradas originam uma fábrica mais aberta e à ocorrência de laminação. Em deposições rápidas, possivelmente com correntes mais fortes, verificam-se fábricas mais orientadas e consequentemente mais compactas (Burland, 1990; Gasparre, 2005).

Este efeito da deposição, embora dependente da mineralogia e dos componentes químicos presentes na água, vai levar à redução dos vazios e à consequente reorganização das partículas devido ao peso do material que se vai sobrepondo. Na Figura 2.6 apresenta-se esquematicamente o processo observado em solos argilosos ricos em esmectite e ilite onde à medida que a profundidade aumenta o índice de vazios diminui e as partículas tornam-se mais alinhadas dando origem a uma nova fábrica mais compacta (Wilkinson, 2011). Geralmente a fábrica formada durante a deposição denomina-se por *fábrica primária* sendo que esta poderá sofrer modificações devido a fenómenos pós-deposicionais.

Como já foi referido, a utilização dos microscópicos eletrónicos, permite agora através das suas visualizações, a identificação de alguns minerais que podem ser associados a diferentes condições e períodos de consolidação. Por exemplo a presença de *pirites framboidais* permite-nos concluir acerca da ocorrência de diagénese de sulfuretos numa fase inicial da consolidação que terá ocorrido num ambiente confinado e redutor (Gasparre, 2005).



Figura 2.6 - Tipos de fábrica de argila para materiais ricos em esmectite/ilite. a) Partículas e cadeias, índice de vazios muito elevado  $> 3,0$ ; b) domínios e cadeias de partículas, índice de vazios muito elevado  $> 2,5$ ; c) índice de vazios médio a elevado  $\approx 1,5-2,5$ ; d) baixo índice de vazios  $< 1,5$ ; e) índice de vazios muito baixo  $< 1,2$  (adaptado de Bennett et al. (1981))

## 2.3 Avaliação da estrutura

A estrutura de um solo argiloso não é fácil de avaliar diretamente não existindo propriamente um ensaio que a possa cabalmente quantificar. Por este motivo é frequente dividir essa avaliação em duas partes, uma a nível microscópico onde se analisam os minerais que constituem a formação e a forma como eles se encontram dispostos, e outra a nível macroscópico, onde através da comparação de ensaios sobre amostras intactas e reconstituídas se procura avaliar as diferenças e inferir acerca da influência da estrutura no comportamento do solo. Geralmente a primeira análise tem mais um aspeto qualitativo relacionado com a observação de amostras enquanto que a segunda tem um carácter quantitativo já que é possível contabilizar numericamente os resultados obtidos. Logicamente, que para que uma avaliação global possa ser feita é necessário posteriormente analisar os resultados de ambas as análises e procurar correlacioná-las identificando pontos comuns. Esta tarefa nem sempre é simples uma vez que os fenómenos que afetam estes materiais são diversos, variáveis e não se encontram ainda totalmente identificados ou entendidos dada a sua complexidade.

### 2.3.1 Escala microscópica

A avaliação da estrutura à escala microscópica é efetuada recorrendo essencialmente a ensaios que nos permitem obter alguma informação sobre qual o tipo de partículas e como estas se relacionam. Os minerais que constituem as partículas são geralmente avaliados recorrendo a ensaios de difração de Raio-X (DRX), enquanto que a ligação entre as partículas é geralmente aferida recorrendo a um microscópio, de alta polarização ou de varrimento eletrónico, sendo que este último tem uma capacidade de ampliação muito superior ao primeiro, embora acarrete custos mais elevados. Importa referir que em quaisquer destes ensaios a dimensão da amostra ou a área analisada é muito inferior à escala real do solo, pelo que deve-se ter extremo cuidado com a apresentação de resultados ou com a sua extrapolação dado poderem não ser minimamente representativos do solo em análise sendo somente fruto de uma seleção pontual e subjetiva de uma amostra ou de uma área de pesquisa.

A difração de Raios-X (DRX) é uma técnica analítica não destrutiva e versátil, usada para a identificação dos tipos de minerais presentes no solo e para o estudo da sua estrutura cristalina. Os Raios-X são um tipo de radiação eletromagnética em que o seu comprimento de onda se

encontra entre a radiação UV e a radiação gama, entre os 0.01 a 100 Å<sup>2</sup>, o que os torna eficazes na interação com a estrutura cristalina dos materiais (Correia, 2011). A realização destas análises podem ser feitas sobre a amostra total de um solo ou somente focando a sua fração argilosa. A importância da análise isolada da fração argilosa surge pelo facto de ser reconhecido que os minerais de argila são os que mais afetam o comportamento do solo e geralmente encontram-se disfarçados quando se efetua uma análise da amostra total (Mitchell & Soga, 2005; Pedro, 2013). Embora com este ensaio seja possível identificar os minerais que constituem o solo de uma forma rápida e pouco dispendiosa, deve referir-se que a interpretação dos resultados pode ser muito complexa, visto que a maior parte dos minerais tem múltiplas reflexões, que podem inclusivamente ofuscar a presença de outros minerais em menores quantidades (Moore & Reynolds, 1997), embora este problema possa ser minimizado utilizando pré-tratamentos nas amostras ou efetuando a separação de frações específicas para analisar como referido por Harris and White (2008).

Este tipo de ensaios permite identificar os minerais existentes num solo e com isso avaliar qual a propensão que um solo argiloso tem para determinados comportamentos, tendo-se que por exemplo a presença de esmectites e montmorilonites se traduz num comportamento mais alterável aquando em contacto com a água do que por exemplo se forem minerais de caulinite ou illite (Skempton, 1953). Contudo, o DRX não nos fornece indicações sobre a disposição desses minerais sendo necessário recorrer para tal ao uso de microscópios. Dentro destes tem merecido recentemente destaque a utilização do Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV) dado ter uma resolução muito elevada que permite observar as partículas individuais de argila caso tal seja pretendido.

A análise com o MEV tem como objetivo a visualização da microestrutura dos materiais bem como a identificação da presença de contactos preferenciais entre as partículas e as suas orientações. Na sua essência o MEV consiste no varrimento de um feixe de eletrões concentrado com uma determinada energia que percorre a superfície do material a analisar. Os eletrões retrodifundidos e secundários são captados por detetores que permitem a construção de uma imagem com boa resolução da superfície do material, com uma gama de ampliações de profundidades de campo muito elevadas (Correia, 2011). Os eletrões como possuem alta energia conseguem inclusivamente penetrar a superfície do material a alguma profundidade fornecendo detalhes acerca do material e da sua constituição. Contudo, estes eletrões não têm energia suficiente para penetrar na superfície dos materiais e voltarem, pelo que as imagens obtidas pelo MEV mostram mais detalhadamente a superfície dos materiais (Wilkinson, 2011).

No entanto para que a obtenção das imagens seja possível vários aspetos têm que ser respeitados na preparação das amostras. As amostras requerem por um lado, a estabilidade em condições em vácuo, que pressupõe uma secagem prévia da amostra em estufa com o objetivo da sua desidratação, e por outro lado que possua condutividade elétrica superficial, sendo necessário revestir o material com uma fina camada de ouro ou carbono tornando-a desta forma condutora

---

<sup>2</sup> O angström (Å) é uma unidade de medida de comprimento que se relaciona com o metro através da relação: 1 Å = 10<sup>-10</sup> m

(Sarkar et al., 2001; Correia, 2011). Vários outros métodos referidos por Wilkinson (2011) são passíveis de ser aplicados com o intuito de melhorar a resolução da imagem, embora alguns deles possam ter efeitos contraproducentes como no caso do revestimento da camada de metalização ser excessiva e com isso perderem-se detalhes da superfície do material Correia (2011).

Através da análise das imagens é possível concluir acerca da distribuição das partículas individuais e observar que tipo de grupos formam. É igualmente possível visualizar se existem orientações preferenciais e inclusivamente, nos MEV mais avançados, efetuar zonamentos de minerais e análises mineralógicas nos pontos desejados conseguindo-se desta forma identificar os minerais e relacionar esta informação com a sua disposição na partícula.

### 2.3.2 Escala macroscópica

Como referido anteriormente, a avaliação da estrutura à escala macroscópica é feita essencialmente através da comparação de ensaios laboratoriais realizados em amostras intactas e reconstituídas do mesmo material e em condições similares. Normalmente é observado que a estrutura confere ao solo natural (intacto) mais resistência e um maior índice de vazios comparativamente ao solo reconstituído para um determinado nível de tensão (Hosseini Kamal, 2012). Geralmente o ensaio mais utilizado para avaliar a estrutura é o edométrico devido à sua simplicidade de execução e de interpretação. Contudo, também o ensaio de compressão isotrópica e mesmo o ensaio triaxial podem ser utilizados para o mesmo efeito. No caso do ensaio edométrico é possível avaliar a compressibilidade das argilas que difere substancialmente no caso de serem amostras naturais ou reconstituídas (Burland, 1990; Cotecchia & Chandler, 2000).

Um dos estudos mais relevantes acerca da compressibilidade das argilas foi apresentado por Skempton (1970). Este autor analisou um conjunto de 20 depósitos naturais de argilas normalmente consolidadas com diferentes litologias tendo concluído que a relação entre o índice de vazios inicial,  $e_0$ , e a tensão efetiva vertical é essencialmente linear para qualquer argila; que quanto maior é o limite de liquidez maior é o índice de vazios; e que todas as curvas tendiam a apresentar um comportamento similar quando solicitadas à compressão (Figura 2.7a)) havendo uma convergência de todas para tensões mais elevadas. As curvas observadas são usualmente designadas por curvas de compressão por sedimentação (SCC) que, segundo Cotecchia (1996), refletem a resposta da estrutura que se desenvolveu na argila durante a compressão virgem, ou seja, a sua estrutura de sedimentação.

Um estudo posterior efetuado por Burland (1990) com base em amostras de argilas reconstituídas permitiu estabelecer algumas conclusões relativamente ao comportamento típico destas amostras. A partir da observação da Figura 2.7b), que ilustra as curvas de compressão unidimensional para algumas argilas naturais reconstituídas com diferente gama de plasticidades, Burland (1990) verificou que para qualquer valor de  $\sigma'_v$ , o índice de vazios da argila encontra-se relacionado com o índice de vazios correspondentes ao limite de liquidez,  $e_L$ , aumentando com este, e que existe igualmente um padrão de convergência das várias curvas de

compressão à medida que  $\sigma'_v$  aumenta, sendo este comportamento passível de normalização (Burland, 1990).

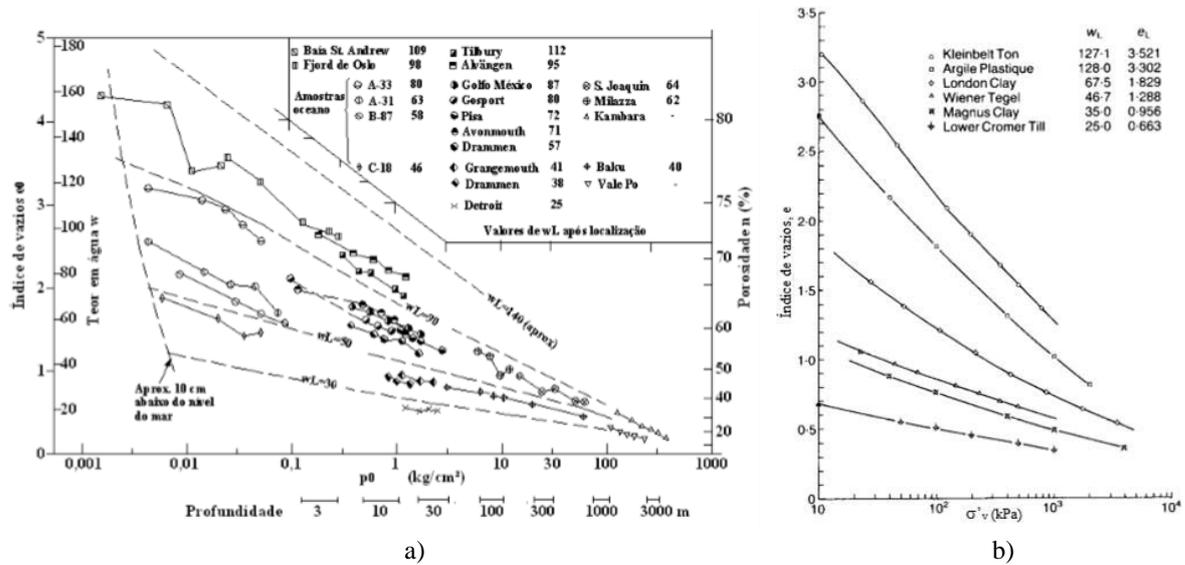


Figura 2.7 – a) Curvas de sedimentação para solos argilosos normalmente consolidados (adaptado de Skempton (1970)); b) Curvas de compressão unidimensional para várias argilas reconstituídas (adaptado de Burland (1990))

Devido ao facto de diferentes reconstituições e procedimentos de consolidação em laboratório poderem originar diferentes estruturas, Burland (1990) propôs uma técnica de reconstituição e consolidação que consistia simplesmente na preparação das amostras de argila para um teor em água entre 1,0 a 1,5 vezes o limite de liquidez. As propriedades das argilas reconstituídas segundo esta metodologia foram definidas como “intrínsecas”, sendo usualmente distinguidas por um asterisco, \*, e refletem, como o nome indica, o comportamento intrínseco do material, isto é, desprovido de qualquer estrutura.

Em seguida Burland (1990) propôs uma normalização das curvas de compressibilidade com a introdução de um novo parâmetro  $I_v$ , definido de acordo com a equação 1 e onde  $e_{100}^*$  e  $e_{1000}^*$  representam os índices de vazios intrínsecos para tensões efetivas verticais de 100 kPa e 1000 kPa, respetivamente, e  $C_c^*$  o índice de compressibilidade intrínseco do solo.

$$I_v = \frac{e - e_{100}^*}{e_{100}^* - e_{1000}^*} = \frac{e - e_{100}^*}{C_c^*} \quad 1$$

A aplicação desta normalização permitiu observar que as curvas de compressão das amostras de argila estudadas convergiam no plano  $I_v$ - $\log(\sigma'_v)$  numa única linha que foi designada por “linha de compressão intrínseca” (ICL) (Figura 2.8a), sendo que esta pode ser obtida através da determinação experimental de  $e_{100}^*$  e  $C_c^*$  ou utilizando a aproximação cúbica definida pela equação 2. Para além da equação da ICL Burland (1990) apresentou igualmente uma proposta (expressões 3, 4 e 5) para estimar os parâmetros intrínsecos do solo, relacionando para tal o  $e_{100}^*$  e  $C_c^*$  com o índice de vazios para o limite de liquidez,  $e_L$ .

Com o intuito de comparar o comportamento de argilas intactas com argilas reconstituídas, Burland (1990) aplicou o conceito do  $I_v$  às SCC apresentadas por Skempton (1970) tendo constatado, conforme se pode ver na Figura 2.8b), que estas também tendiam a seguir uma linha de compressão de sedimentação única, SCL. Da análise da figura verifica-se que a SCL dos solos naturais é praticamente paralela e encontra-se sempre acima da ICL traduzindo a influência da estrutura desenvolvida pelos solos naturais durante o processo de sedimentação.

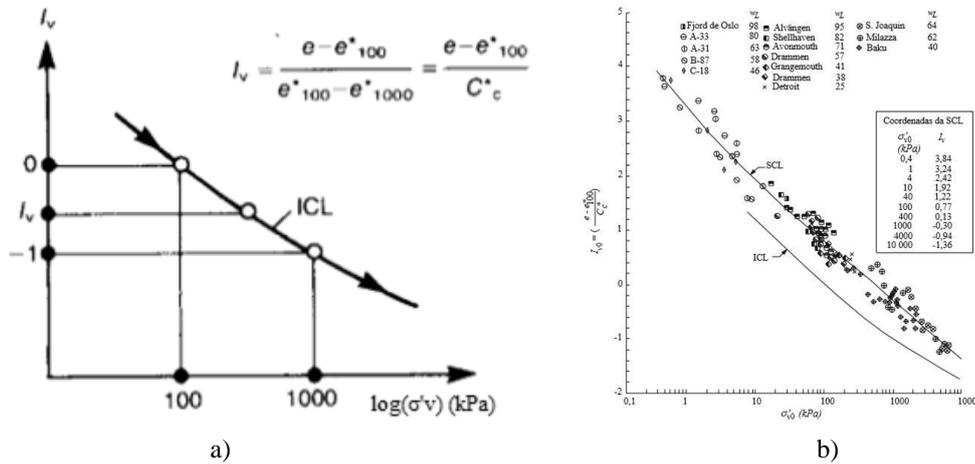


Figura 2.8 – a) ICL - Linha de compressão intrínseca do solo normalizada (Burland (1990)); b) Relação entre  $I_{v0}$  e  $\log \sigma'_{v0}$  para argilas normalmente consolidadas (adaptado de Burland (1990); Laranjo (2013))

$$I_v = 2.45 - 1.285 \cdot \log \sigma'_v + 0.015 \cdot (\log \sigma'_v)^3 \quad 2$$

$$e^*_{100} = 0.109 + 0.679 \cdot e_L - 0.089 \cdot e_L^2 + 0.016 \cdot e_L^3 \quad 3$$

$$C^*_c = 0.256 \cdot e_L - 0.04 \quad 4$$

$$e_L = G \cdot w_L \quad 5$$

A distância entre a SCL e a ICL é usualmente denominada de “sensibilidade” da argila e representa as diferenças da microestrutura entre os estados natural e reconstituído de um solo (Cotecchia & Chandler, 2000). Uma forma simples de contabilizar a estrutura de um solo argiloso a partir do ensaio edométrico foi introduzida por Schmertmann (1969), através do parâmetro de “Sensibilidade de Expansibilidade”, que é obtido a partir da relação entre o índice de expansibilidade no estado reconstituído e no estado natural ( $S_s = C^*_s / C_s$ ). Contudo, o termo sensibilidade é também empregue por outros autores para descrever outras relações passíveis de serem estabelecidas entre resultados obtidos em amostras intactas e reconstituídas. Terzaghi (1944) definiu a sensibilidade como sendo a razão entre as resistências não drenadas de uma amostra intacta e de uma amostra reconstituída para o mesmo teor em água ( $S_t = c_u / c^*_u$ ). Por sua vez Cotecchia and Chandler (2000) tendo por base o estudo das argilas italianas de Pappadai, desenvolveram o conceito de “Sensibilidade de Resistência” como sendo a relação da resistência de pico nos estados natural e reconstituído em ensaios triaxiais ( $S_t = q_{pico} / q^*_{pico}$ ) e a “Sensibilidade de Pressão” ( $S_\sigma = \sigma'_{vy} / \sigma^*_{ey}$ ) que corresponde à relação no ensaio edométrico

entre a tensão de cedência para o qual existe rotura em compressão da estrutura natural ( $\sigma'_{vy}$ ), pela tensão vertical equivalente na ICL para o mesmo índice de vazios ( $\sigma'_{ey}$ ) (Hosseini Kamal, 2012). Os conceitos introduzidos por Cotecchia and Chandler (2000) são mais facilmente percebidos através da Figura 2.9 onde se representa no espaço  $p'$ - $q$ - $v$  e no plano  $I_v$ - $\sigma'_v$  os parâmetros que permitem definir as sensibilidades de resistência e de pressão, respetivamente. Tendo por base a análise de diversas argilas, Cotecchia and Chandler (2000) observaram que  $S_t$  é aproximadamente igual a  $S_\sigma$  (equação 6), apesar da sua determinação ser bem distinta e a partir de ensaios diferentes. Do exposto depreende-se que a realização de ensaios edométricos em amostras intactas e reconstituídas parece ser suficiente para avaliar a estrutura de um solo. Com este ensaio consegue-se inclusivamente determinar dois tipos de sensibilidade,  $S_\sigma$  e  $S_s$ , pelo que neste trabalho se optou por apenas realizar ensaios edométricos para proceder à avaliação da estrutura.

Cotecchia and Chandler (2000) também observaram que no plano  $I_v$ - $\sigma'_v$  nem todos os solos argilosos seguem a SCL definida por Burland (1990) mas sim curvas paralelas à ICL (essa sim comum a praticamente todas as argilas) afastadas desta de um valor correspondente a aproximadamente à sensibilidade da argila (Gasparre, 2005) (Figura 2.9b)). Assim, por definição considera-se que a curva das argilas reconstituídas (ICL) corresponde a uma sensibilidade  $S_t=1$  e que as argilas apresentam uma estrutura tanto maior quanto maior for a sensibilidade observada no plano  $I_v$ - $\sigma'_v$  (Cotecchia & Chandler, 2000).

$$S_t = \frac{q_{pico}}{q_{pico}^*} \approx \frac{\sigma'_{vy}}{\sigma'_{ey}} = S_\sigma \tag{6}$$

6

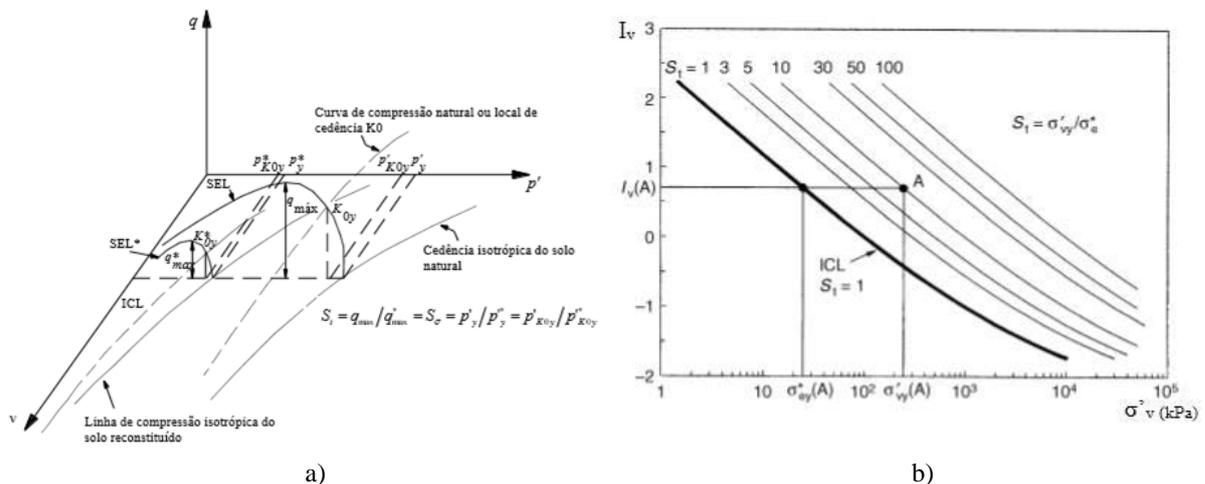


Figura 2.9 – a) Definição geométrica de sensibilidade de resistência ( $S_t$ ) (adaptado de Cotecchia and Chandler (2000)); b) Curvas de Compressão de Sedimentação num modelo idealizado de sensibilidade (Cotecchia, 1996)

De acordo com Gasparre (2005) a sensibilidade de expansibilidade ( $S_s$ ) traduz melhor a estrutura de um solo do a que sensibilidade de pressão ( $S_\sigma$ ). Contudo, a autora sugere que a comparação direta da curva de compressão intacta e da ICL no plano  $I_v$  –  $\log(\sigma'_v)$  não é a mais adequada para tensões mais baixas, uma vez que nesse domínio geralmente o comportamento do solo é controlado pelo ramo de recompressão e não pelo ramo virgem. Para atender a tal,

propôs uma nova normalização que se encontra representada na Figura 2.10a). Assim, a estrutura é avaliada como sendo a diferença entre a curva natural do solo e a curva de expansibilidade intrínseca e de compressão (ICL) do solo, representada a tracejado na figura. A linha de expansibilidade intrínseca é marcada a partir da extrapolação da curva de compressão do solo natural para uma tensão de 1 kPa. A interseção da linha de expansibilidade intrínseca com a ICL define a tensão  $\sigma'_n$ , onde para valores inferiores a  $\sigma'_n$  a curva de referência para obter o efeito da estrutura é a linha de expansibilidade intrínseca enquanto que para valores superiores a ICL torna-se a linha de referência. O efeito da estrutura é então definido através da distância em termos de índice de vazios ( $e_n=e-e^*$ ) entre a curva de compressão do solo natural e a linha de referência. O uso da extrapolação para 1 kPa deve-se simplesmente à adoção de uma única linha de referência para cada amostra não traduzindo a curva de compressão que o solo teria.

Para amostras muito rígidas, a linha de expansibilidade intrínseca situar-se-á muito abaixo da curva do solo intacto traduzindo um grande grau de estruturação. A partir da normalização efetuada é possível representar os valores de  $e_n$  em função da tensão vertical como se ilustra na Figura 2.10b). Um maior valor de  $e_n$  corresponderá a um maior afastamento entre o comportamento do solo natural e do solo reconstituído o que se traduzirá na presença de uma maior estrutura. Contudo, esta normalização pode não ser a mais adequada uma vez que, como a própria Gasparre (2005) indica, o aumento inicial de  $e_n$  para todas as amostras pode representar um defeito desta normalização, pois indica que o efeito da estrutura aumenta inicialmente, o que é pouco provável de acontecer.

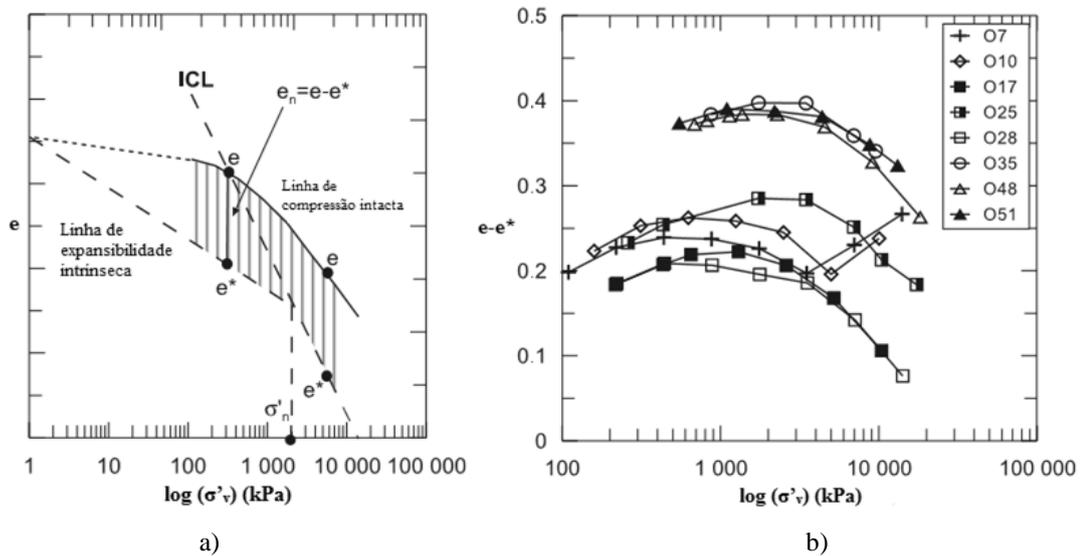


Figura 2.10 – a) Representação dos parâmetros usados para a normalização; b) normalização dos dados do ensaio edométrico (Gasparre, 2005)

## **3 ARGILAS E CALCÁRIOS DOS PRAZERES**

### **3.1 Introdução**

A formação das Argilas e Calcários dos Prazeres é uma das camadas mais importantes do Miocénico Marinho de Lisboa servindo de solo de fundação a muitas das edificações existentes sendo atravessada por muitas infraestruturas. Por estes motivos o conhecimento das suas propriedades e do seu comportamento é fundamental. Apesar de já ter sido alvo de outros estudos no passado verifica-se que muita da informação existente não se encontra devidamente compilada e que existem algumas lacunas no conhecimento das suas propriedades. Um dos aspetos menos estudados prende-se com a avaliação da estrutura que este material possui, pelo que dada a sua importância, foi selecionada para alvo de estudo deste trabalho.

Assim, ao longo deste capítulo são referidas as principais características das Argilas e Calcários dos Prazeres e é efetuado o enquadramento geológico-geotécnico na camada do Miocénico Marinho de Lisboa. Posteriormente, os resultados publicados na bibliografia são apresentados e discutidos de maneira a compreender-se melhor as características desta formação, focando-se em particular os aspetos relacionados com a avaliação da estrutura, nomeadamente a sua caracterização física e mineralógica bem como a sua análise microscópica e os seus parâmetros de compressibilidade. Por último, e tendo por base os resultados publicados por dois autores, será efetuada a primeira avaliação da sensibilidade desta formação.

Convém referir que ao longo da tese a formação das Argilas e Calcários dos Prazeres será denominada simplesmente de “AP” para maior facilidade de compreensão.

### **3.2 Miocénico Marinho de Lisboa**

A geologia dos depósitos Miocénicos Marinhos de Lisboa tem sido intensivamente estudada ao longo dos anos por diversos autores (Cotter, 1956; Antunes, 1979; Moitinho de Almeida, 1991) pelo facto de conter evidências do tipo de fauna e flora existente naquela época na Europa Ocidental.

A Bacia Cenozóica do Baixo Tejo ocupa uma vasta área em Portugal sendo que a história geológica da Bacia do Tejo e do seu estuário é bastante complexa, resultando de interações entre movimentos tectónicos da crosta terrestre bem como das oscilações do nível do mar. Ao longo do tempo e devido a constantes alterações climáticas encontrou-se nesta região espécies de animais e de plantas bastante diversas (Pais, 2004; Laranjo, 2013). As formações que se

criaram neste período estão associadas a episódios de transgressão<sup>3</sup> e regressão<sup>4</sup>, levados a cabo devido à ocorrência de vários ciclos sedimentares que se iniciaram devido ao avanço do mar, originando sedimentos de maior influência marinha, seguidos pelo seu recuo, originando sedimentos de maior influência continental (Moitinho de Almeida, 2008). Estas alternâncias permitiu o estabelecimento de cronologias devido aos acontecimentos verificados (Antunes et al., 1999).

Durante o Mesozóico, há cerca de 80 MA, as intrusões magmáticas originaram rochas plutónicas que constituem o maciço eruptivo de Sintra. Os movimentos tectónicos empurraram muito lentamente esta massa de granito até à superfície sendo que as camadas de crosta que se encontravam em cima destas foram sendo erodidas. Há sensivelmente 30 MA, o granito começou a aparecer na superfície dando origem à Serra de Sintra. Desde então, deu-se um progressivo afundamento da área da Bacia do Baixo Tejo, responsável pelo atual percurso do rio, sendo que provocou uma acumulação de sedimentos como calhaus rolados de granito, xisto e quartzito (Antunes et al., 1999). Ao longo dos anos e durante o Neogénico, a sedimentação da bacia continuou e com a incursão do mar no início do Aquitaniano, iniciou-se a deposição da Série Miocénica.

O Miocénico, época da história geológica da Terra que corresponde ao período Terciário da Era Cenozóica encontrando-se compreendida superiormente pelo limite inferior do Pliocénico e inferiormente pelo limite superior do Oglíocénico, corresponde a um processo contínuo de sedimentação que decorreu ao longo de cerca de 16 Ma na zona vestibular do rio Tejo. Nessa altura, fenómenos de intensa erosão e sedimentação continental bem com uma influência marinha num novo período de sedimentação originaram o Miocénico Marinho de Lisboa (Moitinho de Almeida, 2008). Durante esse período, devido à ocorrência de diferentes alterações climáticas, depositaram-se cerca de 300m de sedimentos (Moitinho de Almeida, 1991) constituídos fundamentalmente por arenitos, argilitos, margas e calcários ricos em fósseis (animais e vegetais) (Moitinho de Almeida, 2008). A maior ou menor profundidade da água, a sua temperatura e ainda a taxa de subsidência<sup>5</sup> da bacia refletem-se nas diferentes composições das unidades litoestratigráficas existentes.

Ao primeiro ciclo deposicional do Aquitaniano, surge a formação das Argilas e Calcários dos Prazeres, alvo desta dissertação, seguindo-se os depósitos argilosos lagunares e de areias finas micáceas marinhas das Areolas da Estefânia, desenvolvendo-se principalmente na parte inferior do Burdigaliano. A partir daqui vários ciclos deposicionais ocorreram, formando-se a formação dos Calcários de Entre-Campos, em águas quentes e profundas, onde a incursão do mar levou à formação das Argilas do Forno de Tijolo. Seguiu-se devido a eventos regressivos os depósitos

---

<sup>3</sup> Ciclo transgressivo – ciclo de erosão e deposição originado pela subida do nível das águas do mar, levando à inundação de regiões costeiras.

<sup>4</sup> Ciclo regressivo – ciclo de erosão e deposição originado pela descida do nível dos oceanos, provocando a exposição e continentalização das regiões oceânicas submersas.

<sup>5</sup> Subsidência - movimento de uma superfície à medida que ela se desloca para baixo relativamente a um nível de referência, como o nível médio das águas do mar.

das Areias da Quinta do Bacalhau, e devido a alternâncias de eventos transgressivos e regressivos a formação das Areias do Vale de Chelas, no Langhiano, intercaladas por outras formações. Seguiram-se os Calcários da Quinta das Conchas e no decorrer do Serravaliano a deposição das Argilas de Xabregas, num ambiente marinho de águas profundas e frias terminando na formação dos Arenitos dos Grilos. Os depósitos de Marvilla, Areolas de Braço de Prata e Areolas do Cabo Ruivo formam-se no Tortoniano. Por fim, à cerca de 5MA no Pliocénico depositaram-se os Arenitos do Alfeite e as camadas de Sobreda, tendo por cima os depósitos de cobertura, referentes aos aluviões e aos aterros, no Holocénico.

No cômputo geral, a cidade de Lisboa, ao nível do seu substrato é composto por terrenos Cretáceos, principalmente compostos por calcários margosos e calcários cristalinos, onde devido a uma intensa atividade vulcânica surge o Complexo Vulcânico de Lisboa, no fim do Mesozóico. Nestes assentam os depósitos da Formação de Benfica, no qual se encontram na sua parte superior a formação das Argilas e Calcários dos Prazeres (Antunes & Pais, 1993; Pais, 2004; Laranjo, 2013).

Com o passar dos anos os materiais depositados sofreram um longo processo de diagénese, alcançando um elevado grau de consolidação, e transformando-se em rochas sedimentares. Estas, devido às suas boas características para construção permitiram inclusivamente contribuir para a evolução económica e urbana da cidade.

### **3.2.1 Enquadramento Geográfico**

A carta geológica de Lisboa é apresentada na Figura 3.1 e permite visualizar a localização e a área superficial que os depósitos Miocénicos ocupam (não se encontram representados os aterros ou depósitos de vertente) na cidade de Lisboa podendo igualmente observar-se a sua disposição em profundidade através do corte. Esta carta originalmente representada numa escala de 1:10000 foi publicada em 1986 por Almeida (1986) e resulta de uma atualização da primeira “Carta Geológica de Lisboa”, publicada em 1940 à escala de 1:20000 pelos Serviços Geológicos de Portugal, sendo que foi concebida através de vários estudos geológicos realizados ao longo dos anos em diversos locais do concelho e fornece informações sobre os perfis geológicos da cidade.

Através da observação da carta e do corte constata-se que o Miocénico Marinho de Lisboa encontra-se localizado numa parte substancial da cidade, não só à superfície mas igualmente em profundidade. De acordo com Cotter (1956), a camada do Miocénico Marinho de Lisboa pode ser dividida em 13 formações sendo as AP (a azul nas figuras) uma das mais relevantes devido à sua localização (zona central da cidade, incluindo parte da sua zona histórica), profundidade a que ocorrem e devido à sua espessura. A descrição pormenorizada de todas estas unidades litoestratigráficas pode ser encontrada em Cotter (1956), sendo que nesta dissertação, somente as AP são alvo de estudo.

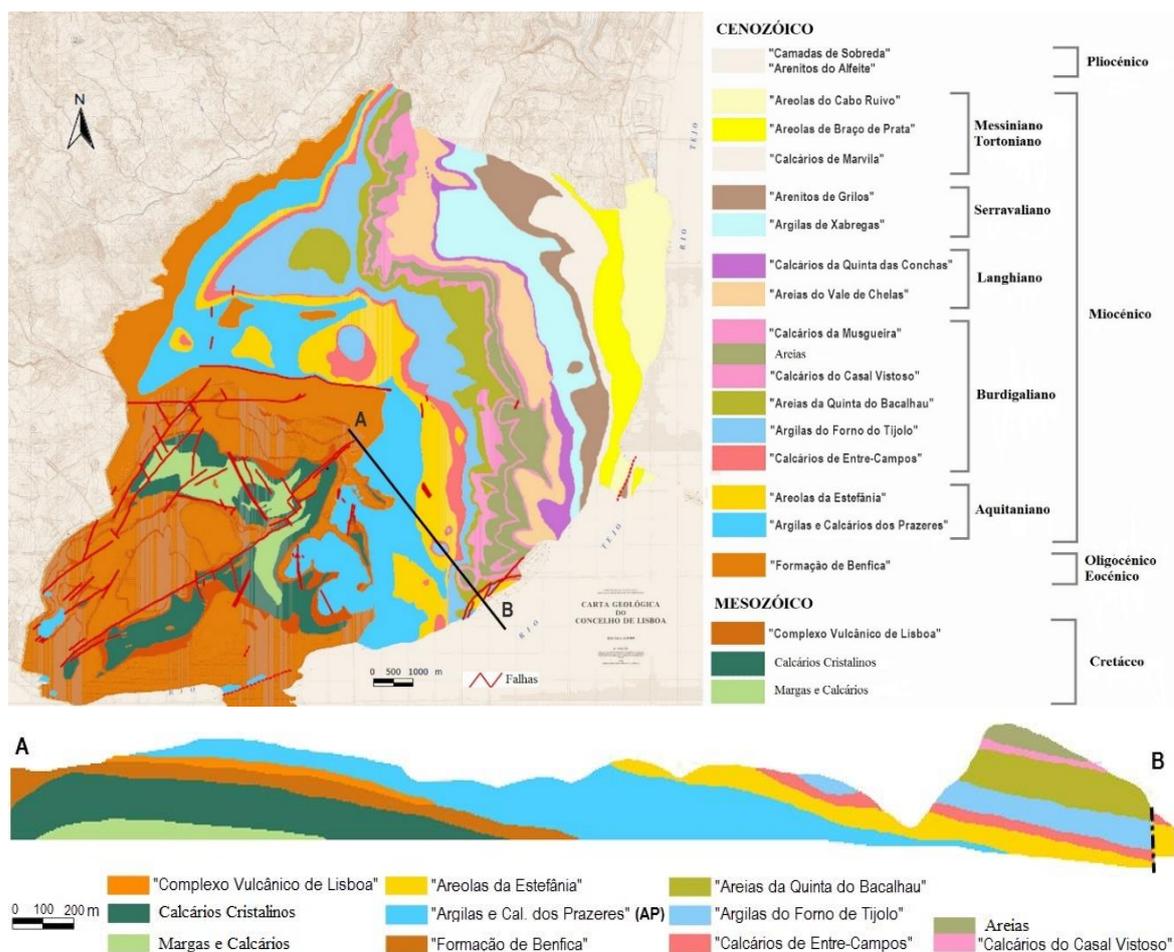


Figura 3.1 - Carta Geológica do Concelho de Lisboa (adaptado de Almeida (1986))

### 3.3 Argilas e Calcários dos Prazeres

As Argilas e Calcários dos Prazeres aparecem na carta geológica de Lisboa como Aquitaniano Superior, onde no entanto na Folha 2 da carta geológica dos arredores de Lisboa-Loures surja como Burdigaliano Inferior (Laranjo, 2013). Contudo, devem incluir camadas adjacentes aos dois andares, sendo que as AP com *Venus Riberói*<sup>6</sup> constituem uma faixa de orientação SW-NE. Esta formação constitui uma grande parte do subsolo de Lisboa (Campo Pequeno, Avenida da República, Avenida da Liberdade, Baixa-Chiado, etc) sendo que estende-se desde o Campo Pequeno até à Rua de Santo Anão, limitada a Este pelas Areolas da Estefânia, formação miocénica sobrejacente, e a Oeste pela Formação de Benfica, de N.<sup>a</sup> Sr.<sup>a</sup> de Fátima até às Amoreiras, interrompida pelo Complexo Vulcânico de Lisboa ao longo do Parque Eduardo VII (Laranjo, 2013).

Também é usualmente solicitada, devido às suas boas características mecânicas, como camada de fundação para grande parte das construções de infraestruturas existentes em Lisboa. Alguns

<sup>6</sup> *Venus riberoi* refere-se a uma categoria taxonómica de fósseis, dedicada a Carlos José Ribeiro (1813-1882), ilustre estudioso da geologia e arqueologia de Portugal, cujo prestígio e méritos foram reconhecidos tanto em Portugal como no estrangeiro

túneis e estações de Metro de Lisboa são exemplo disso, sendo que interagem e cruzam-se diretamente com esta formação, razão suficiente para o grande interesse no estudo desta formação (Pedro, 2013).

Os estudos efetuados mostram que as AP têm uma espessura na ordem dos 30 a 35m, embora apresente variações significativas dependendo da zona da cidade. O complexo mais profundo localiza-se a sul alcançando nas sondagens efetuadas para a Ponte sobre o Tejo uma espessura na ordem dos 70m. Para norte a espessura vai diminuindo desaparecendo o complexo no limite do concelho (Moitinho de Almeida, 1991).

Esta formação é caracterizada por uma tonalidade acinzentada escura, o que sugere que os sedimentos foram depositados num ambiente marinho, sendo que entre os intervalos de 35 e 37,5m apresentam uma cor mais clara (mais oxigénio) e uma grande quantidade de fósseis, devido ao tipo de ambiente na qual foram depositados. O facto de os sedimentos das AP secarem muito rapidamente em contacto com a atmosfera, originando laminações horizontais, sugerem uma relação com as atividades tectónicas e/ou com a estratificação na altura da sua deposição (Pedro, 2013).

As AP formam um complexo constituído por argilas mais ou menos margosas, calcários, calcarenitos e areias intercaladas que conferem alguma heterogeneidade à formação. De acordo com Cotter (1956) esta formação pode inclusivamente ser subdividida nas seguintes 5 zonas, apresentadas de forma ascendente:

- Zona de margas e grés com *Achelous Delgadoi*<sup>7</sup>
- Zona de calcário margoso (1º nível de *Venus Riberói*)
- Zona de argilas e margas anegradadas, esverdeadas e amareladas com *O. Granensis*<sup>8</sup> e restos de vegetais
- Zona margo-calcária (2º nível de *Venus Riberói*)
- Zona de argilas e margas com *Ostrea aginensis*<sup>9</sup> e restos de vertebrados

### 3.4 Resultados Publicados

O número de estudos publicados na literatura acerca das AP é relativamente pequeno tendo em conta a sua relevância e a maioria dos relatórios geológico-geotécnicos efetuados para obras mantêm-se privados mesmo após a conclusão dos próprios trabalhos de construção lá efetuados. Moitinho de Almeida (1991) compilou diversos resultados desta formação miocénica, num trabalho que foi mais tarde complementado por Guedes (1997) e Lopes (2001), embora focando-se principalmente nas características geológicas das AP. Marques (1998) efetuou um estudo de referência onde avaliou as propriedades mecânicas e de compressibilidade das AP

---

<sup>7</sup> Fósseis de moluscos: malacostráceos

<sup>8</sup> Um dos tipos de fósseis de animais mais abundantes encontrados nesta zona

<sup>9</sup> Fóssil: ostras genericamente denominadas lamelibrânquias

através de ensaios triaxiais e edométricos. Já mais recentemente outros estudos realizados por Figueiredo (2009), Silva (2011), Pedro (2013) e Laranjo (2013) contribuíram para um conhecimento mais alargado desta formação. Nas seguintes secções apresentam-se e discutem-se os resultados publicados por estes autores.

### **3.4.1 Caracterização Física**

Os diversos estudos publicados ao longo dos anos apresentam algumas concordâncias relativamente às percentagens de material constituinte das AP bem como os parâmetros físicos que a caracterizam.

Na Figura 3.2 apresentam-se as envolventes relativas à distribuição granulométrica obtidas através dos métodos de peneiração e sedimentação para cinco conjuntos de dados, realizadas por Moitinho de Almeida (1991), Marques (1998), Figueiredo (2009), Pedro (2013) e Laranjo (2013). As percentagens mínimas, médias e máximas de argila, silte e areia para os 5 conjuntos de dados encontram-se na Tabela 3.1. Moitinho de Almeida (1991) compilou resultados referentes a 60 amostras recolhidas em diferentes localizações em Lisboa. Talvez devido a esse facto os seus dados são os que apresentam maior dispersão verificando-se que a percentagem de argila varia de 10 a 60%, podendo a formação também conter grandes quantidades de areia, chegando a 50%, embora a média das amostras seja de aproximadamente 20%. Marques (1998) analisou amostras de um local específico de Lisboa, perto da Estação de Metro da Alameda, e obteve valores que se encontram sobrepostos com os de Moitinho de Almeida (1991) embora com uma dispersão menor. Os resultados de Figueiredo (2009), Pedro (2013) e Laranjo (2013) a partir de amostras recolhidas em outros locais de Lisboa encontram-se dentro da envolvente definida por Moitinho de Almeida (1991) e apresentam uma dispersão relativamente pequena. Como se pode observar na Tabela 3.1 as AP apresentam em termos médios uma maior percentagem de silte, seguindo-se uma considerável percentagem de argila e uma pequena quantidade de areia fina. Contudo, os intervalos de variação apresentados são elevados o que antecipa alguma heterogeneidade da formação.

Os principais índices físicos das AP encontram-se sumarizados na Tabela 3.2. O local da amostragem varia de autor para autor o que pode justificar algumas das diferenças encontradas já que conforme se constatou anteriormente, e como é de esperar, a formação não é homogénea. Pela observação da Tabela 3.2 verificamos que, independentemente do local de recolha, a formação tem um baixo índice de vazios, valores médios de cerca de 0,54, um peso volúmico a rondar os 20kN/m<sup>3</sup> e que a maioria das amostras ensaiadas se encontravam quase sempre saturadas. Também se pode constatar que o teor em água é em geral baixo variando entre os valores de 18,0 e 24,5 %. O solo apresenta igualmente valores pequenos para o limite de liquidez ( $w_L$ ) e de plasticidade ( $w_P$ ) o que associados a valores de atividade baixa a normal sugerem tratar-se de um solo argiloso rijo e com baixa plasticidade, típico de formações siltosas (Matos Fernandes, 2006).

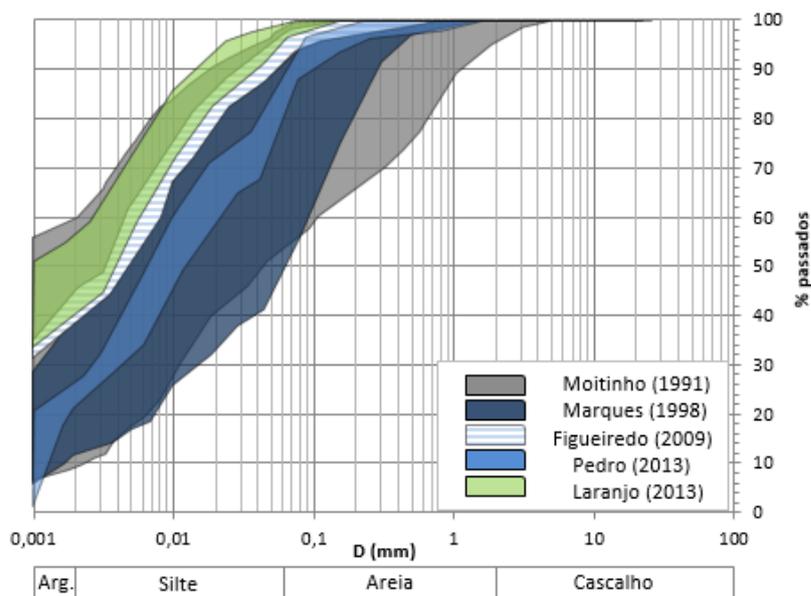


Figura 3.2- Distribuição granulométrica da formação das AP

Tabela 3.1 – Valores mínimos, médios e máximos das percentagens de areia, silte e argila da formação das AP

Referência	% Areia			% Silte			% Argila		
	Mín.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.
Moitinho de Almeida (1991)	2,0	24,0	46,0	38,0	46,0	88,0	10,0	30,0	60,0
Marques (1998)	2,0	19,0	57,0	27,0	54,0	70,0	12,0	27,0	40,0
Figueiredo (2009)	3,0	5,5	8,0	46,0	51,5	57,0	40,0	43,0	46,0
Pedro (2013)	12,2	14,8	20,5	57,0	61,9	66,8	20,7	23,3	25,6
Laranjo (2013)	1,0	2,5	4,0	44,0	54,5	65,0	34,0	43,0	52,0

Tabela 3.2 – Valores médios dos principais índices físicos da formação das AP

Referência	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	e	G	S (%)	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> )	w (%)	w <sub>L</sub> (%)	w <sub>P</sub> (%)	I <sub>p</sub> (%)	A <sub>t</sub>
Moitinho de Almeida (1991)	20,6	0,53	2,66	100,0	17,2	19,8	40,7	21,4	19,3	0,8
Marques (1998)	20,3	0,55	2,60	100,0	16,6	21,9	42,2	20,3	21,9	1,0
Lopes (2001)	20,4	0,49	2,59	99,0	17,4	18,0	35,0	19,0	16,0	-
Cenorgeo (2008)	19,9	0,59	2,50	100,0	16,0	24,5	37,0	24,0	13,0	0,4
Silva (2011)	20,0	0,52	2,64	89,8	17,0	18,1	41,3	21,8	19,5	0,8
Pedro (2013)	20,0	0,60	2,66	99,5	-	20,0	40,0	21,0	19,0	0,8
Laranjo (2013)	-	-	2,78	-	-	21,3	50,0	23,0	26,0	-

### 3.4.2 Mineralogia

O conhecimento da composição mineralógica de um solo é muito importante pois os tipos de minerais e as ligações entre eles determinam a interação com a fase fluida e consequentemente afetam as propriedades de compressibilidade (Pedro, 2013).

Embora com poucos resultados disponíveis tem-se verificado que os estudos da mineralogia efetuados nas AP apresentam semelhanças qualitativas embora algumas discrepâncias quantitativas, tanto no que respeita à análise efetuada nas amostras totais como à realizada sob a sua fração argilosa. Na Tabela 3.3 apresentam-se os resultados da análise mineralógica de amostras totais das AP efetuada por Laranjo et al. (2010) e por Pedro (2013) onde se pode constatar que as principais diferenças prendem-se com a percentagem de filossilicatos e de

quartzo, bem como na presença de pirite. Pedro (2013) observou o quartzo como mineral predominante enquanto que nos resultados de Laranjo et al. (2010) são os filossilicatos que se destacam. Laranjo et al. (2010) detetou igualmente a presença de pirite, mineral que não foi encontrado por Pedro (2013). Relativamente aos outros minerais detetados, carbonatos, gesso e feldspato, apenas pequenas quantidades foram encontradas em ambos os estudos. Marques (1998), embora sem contabilizar, apresenta resultados similares aos obtidos por Pedro (2013) indicando o quartzo como o mineral mais relevante. Por sua vez Moitinho de Almeida (1991) também indica, embora não quantifique, que detetou os mesmos minerais encontrados pelos outros autores, sendo que Lopes (2001) apenas não verificou a presença de carbonatos na formação das AP.

Nos estudos efetuados sobre a fração argilosa da formação das AP foram identificados sobretudo minerais de ilite, esmectite, caulinite e clorite (Moitinho de Almeida, 1991; Guedes, 1997; Marques, 1998; Lopes, 2001), embora com bastante dispersão pelo que não é fácil estabelecer um padrão. Na Tabela 3.4 apresentam-se os resultados quantitativos de amostras da fração argilosa das AP realizadas por Laranjo et al. (2010) e Pedro (2013). A tabela indica que em ambos os estudos a mica-ilite é o mineral mais abundante, seguindo-se no caso de Pedro (2013) a esmectite e a caulinite com percentagens relevantes existindo igualmente uma percentagem residual de clorite. Por sua vez, Laranjo et al. (2010) identificou percentagens moderadas e similares de clorite e caulinite, sendo que a esmectite aparece quase residualmente nas suas amostras. Moitinho de Almeida (1991) no seu estudo refere que a ilite encontra-se quase sempre presente e que podem ser até o único componente, seguindo-se em grau de importância a esmectite. A autora refere igualmente que a caulinite encontra-se quase sempre presentes mas com percentagens menores, enquanto que a clorite é menos frequente e a sua presença aparece quase sempre associada à caulinite. Também Marques (1998) e Lopes (2001) encontraram nas suas análises os mesmos minerais de argila.

Tabela 3.3 – Percentagem de minerais em amostras totais da formação das AP

Referência	Mineral (%)					
	Filossilicatos (Sm,Ch,M-I,Ka)	Quartzo (Qz)	Feldspato (Fr)	Carbonatos (C)	Gesso (G)	Pirite (P)
Laranjo et al. (2010)	47	29	12	3	1	8
Pedro (2013)	27	59	12	2	0	0

Tabela 3.4- Percentagem dos minerais de argila em amostras da formação das AP

Referência	Minerais de Argila (%)			
	Esmectite (Sm)	Clorite (Ch)	Mica-Ilite (M-I)	Caulinite (Ka)
Laranjo et al. (2010)	5	13	69	9
Pedro (2013)	33	4	42	21

Deve referir-se que as discrepâncias encontradas ao nível quantitativo, quer nas amostras totais quer na fração argilosa, são normais uma vez que o ensaio DRX não é o mais indicado para contabilizar as percentagens de minerais mas somente para permitir a sua identificação. Por sua vez, tal como se referiu anteriormente, esta formação apresenta alguma heterogeneidade que

naturalmente se reflete nestes resultados e que é potenciada neste caso dado o número diminuto de análises efetuadas e a própria dimensão reduzida das amostras. Mais relevante é a semelhança existente ao nível do tipo de minerais encontrados.

### 3.4.3 Análise Microscópica

Para a realização da análise microscópica, vários métodos podem ser utilizados, conforme a finalidade pretendida. O uso do microscópio ótico de polarização é uma das alternativas, tendo contudo uma resolução insuficiente quando se pretende observar com precisão a estrutura das partículas isoladas, embora permita detetar as orientações dos sedimentos bem como estimar os tipos de minerais presentes a partir da sua reflexão. Pedro (2013) recorreu a esta análise para a formação das AP tendo observado através de um corte vertical, Figura 3.3a), que as partículas alternam entre camadas compactas de quartzo (cores mais claras) e camadas de filossilicatos (cor mais escuras), encontrando-se orientadas horizontalmente. Da análise segundo um corte horizontal, Pedro (2013) não detetou nenhuma disposição preferencial dos minerais, embora tenha identificado a presença de alguns microfósseis como os gastrópodes (Figura 3.3b)).

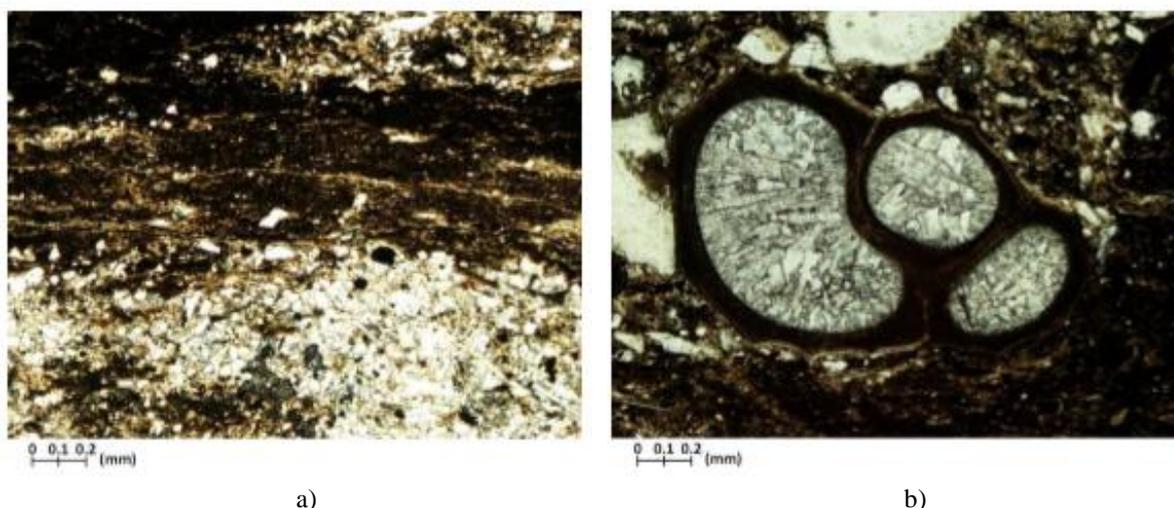


Figura 3.3 – Imagens obtidas no microscópio ótico de polarização da formação das AP – 36m: a) corte vertical; b) corte horizontal (Pedro, 2013)

O uso de tecnologias mais avançadas como o Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV) permite análises com maior resolução da estrutura das argilas bem como identificar com maior precisão a orientação e a forma das partículas. Laranjo et al. (2010) procedeu a um estudo microscópico da mineralogia de uma amostra das AP utilizando o MEV, apresentando-se na Figura 3.4 algumas das imagens extraídas. Refere Laranjo et al. (2010) que a orientação dos silicatos é identificável quando se observam superfícies paralelas em diferentes planos de imagem (Figura 3.4a)). De acordo com a autora esta orientação preferencial encontra-se relacionada com a anisotropia do material e segue uma estrutura que pode ser descrita como “favo de mel”. Laranjo et al. (2010) indica que esta disposição se deve ao facto da maior quantidade de silte existente na amostra analisada das AP causar uma disrupção dos minerais de argila. Também no mesmo estudo foram identificados aglomerados de pirites framboidais (Figura 3.4b)) que resultam da existência de quantidades significativas de sulfureto de ferro

com tamanhos e formas diferentes. Estes minerais ao serem depositados em ambiente marinho libertam cátions como o ferro que se ligam ao enxofre que provêm da decomposição da matéria orgânica levando ao crescimento das pirites (Laranjo, 2013). Também neste caso se identificaram conchas inteiras ou fragmentadas (Figura 3.4c) com dimensões que podem variar dos centímetros aos micrômetros e que dificultam a identificação de orientações preferenciais das partículas, pois interrompem a matriz argilosa alterando a forma como as partículas se organizam bem como os arranjos compactos das partículas de argila, que apenas são visíveis para maiores ampliações (Figura 3.4d)).

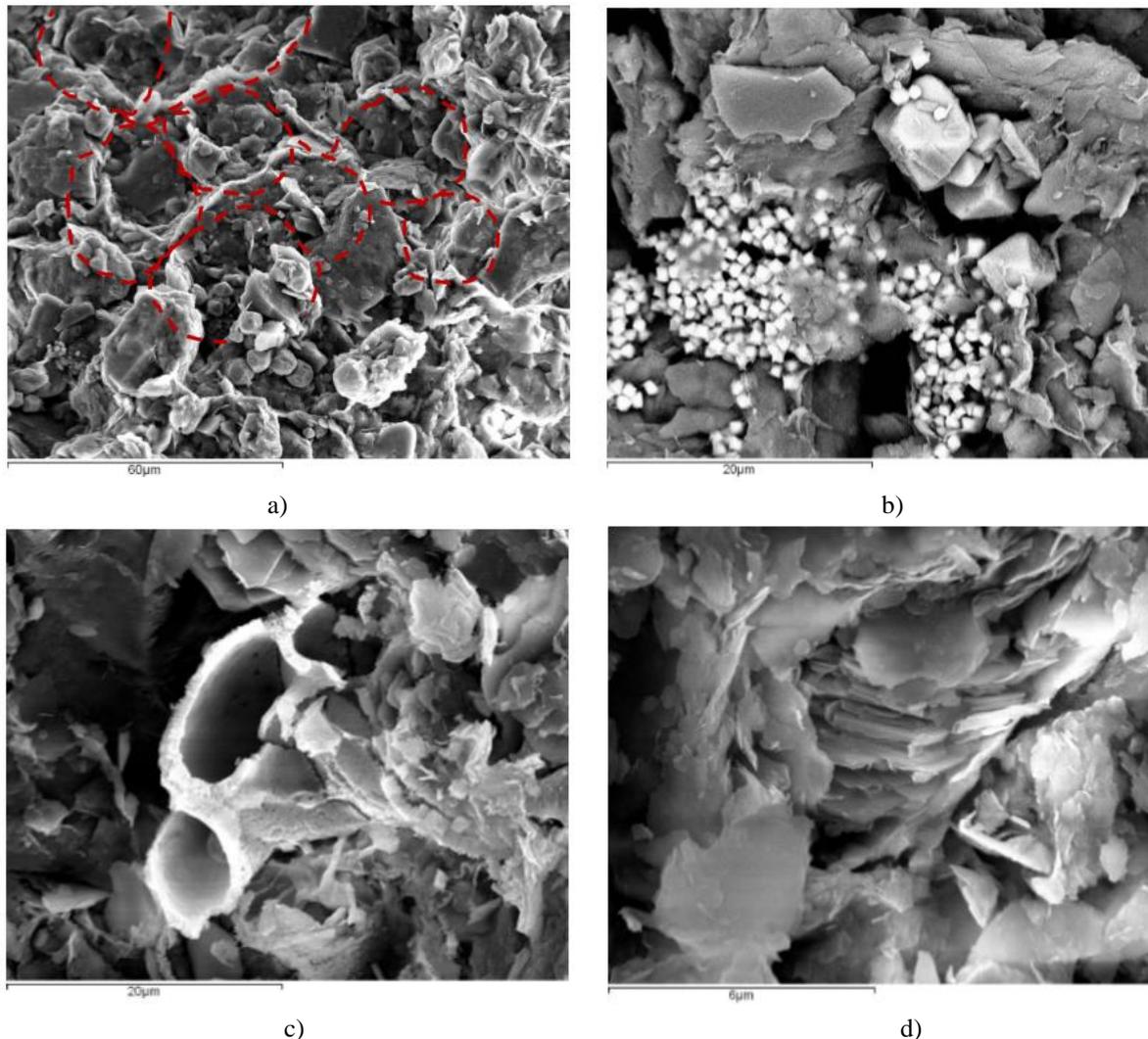


Figura 3.4 – Imagens obtidas com MEV: a) orientação preferencial dos filossilicatos e estrutura em favo de mel; b) Aglomerado de pirites; c) Fragmento de concha rodeado de partículas de argila; d) Partículas de argila com arranjos muito compactos (pilhas) no interior da matriz argilosa (Laranjo et al., 2010)

### 3.4.4 Compressibilidade

#### 3.4.4.1 Amostras intactas

Os parâmetros de compressibilidade que caracterizam os solos permitem-nos prever e perceber o tipo de comportamento que estes podem ter quando solicitados em algumas situações. Na Figura 3.5a) apresentam-se as curvas de compressão obtidas através de ensaios edométricos

realizados por diversos autores em amostras intactas da formação das AP. No total compilaram-se resultados de 14 curvas correspondentes a amostras intactas recolhidas em locais e a profundidades distintas conforme se encontra apresentado na Tabela 3.5. Pela análise da figura pode-se constatar que todas elas seguem comportamentos semelhantes, tirando o facto de se iniciarem para índices de vazios distintos. Quando sujeitos a carga, à medida que a tensão aumenta a compressibilidade das amostras tende a intensificar-se. Para o ensaio I\_40,0\_RI\_P3 esta tendência dá-se ligeiramente para tensões superiores, podendo ser explicado pela profundidade e se encontrar num estado mais sobreconsolidado. Aquando da descarga, esta decorre sensivelmente igual para todas as amostras, isto é, paralelas à sua fase de carga, não se verificando de uma maneira tão notória este comportamento para as amostras I\_8,0\_AL\_F1, I\_8,0\_PS\_F2 e I\_24,7\_TT\_M4, podendo ser explicado por erros laboratoriais ou simplesmente pela heterogeneidade característica deste solo. Para facilitar a compreensão apresentam-se na Figura 3.5b) os resultados das curvas, somente para a fase de carga, normalizadas para o índice de vazios correspondente a uma tensão de 56kPa,  $e_{56}$ , tendo-se escolhido este valor, uma vez que era comum a todos os ensaios possibilitando a sua comparação. Com base na figura constata-se que praticamente todas as curvas seguem um padrão semelhante, embora exista alguma dispersão nos resultados, com o ensaio I\_4,0\_VV\_L3 a apresentar a maior compressibilidade. Tendo por base a análise da figura é igualmente possível constatar que algumas amostras tendem a exibir um maior incremento de compressibilidade para valores de tensões superiores a 4000kPa.

Contudo, apesar das diferenças encontradas não é possível estabelecer um padrão em profundidade nem diferenciar o comportamento de determinado local de recolha.

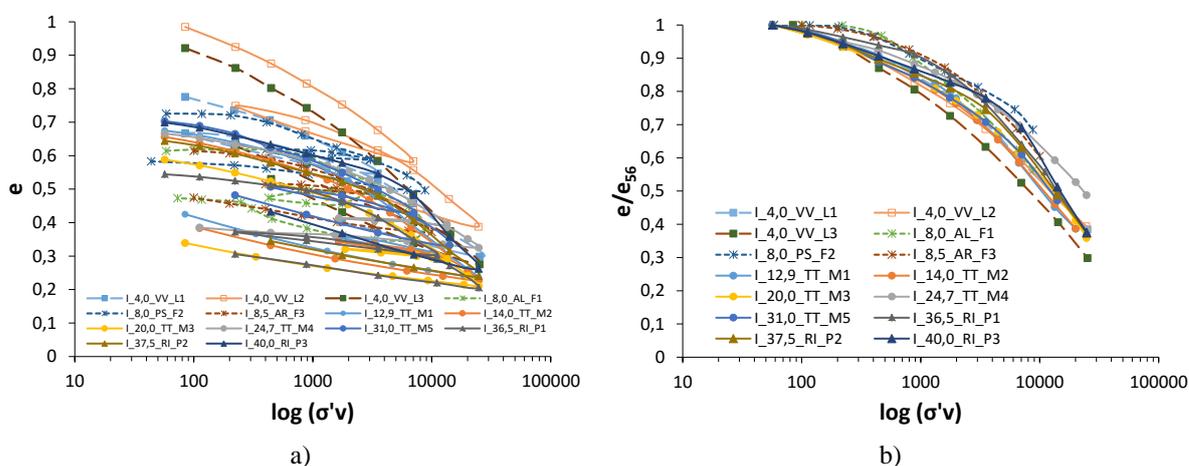


Figura 3.5 – a) Curvas de compressão obtidas em ensaios edométricos em amostras intactas das AP; b) curvas de compressão normalizadas pelo índice de vazios

Na Tabela 3.5 apresenta-se um resumo dos parâmetros de compressibilidade obtidos a partir dos ensaios edométricos expostos na Figura 3.5a). Os mesmos dados são apresentados na Figura 3.6 podendo-se observar mais facilmente a sua evolução em profundidade. A primeira constatação é que o índice de vazios natural das amostras,  $e_0$ , tem um valor aproximadamente constante independentemente da profundidade. Verifica-se que as amostras mais superficiais se encontram altamente sobreconsolidadas, tendendo o valor do OCR a diminuir em profundidade

embora nunca sendo inferior a 3,4. Relativamente ao índice de compressibilidade,  $C_c$ , observa-se alguma semelhança em profundidade tendo-se um valor médio na ordem dos 0,28. Por sua vez o índice de expansibilidade,  $C_s$ , é cerca de 5 vezes inferior que o  $C_c$  e apresenta uma maior dispersão em profundidade, sendo o valor médio de 0,060, embora junto à superfície chegam a ser determinados por Laranjo (2013) valores superiores a 0,13.

Tabela 3.5 – Resultados de ensaios edométricos da formação das AP

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	$e_0$	$\sigma'_{v0}$ (kPa)	$\sigma'_p$ (kPa)	OCR	$C_c$	$C_s$
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	I_4,0_VV_L1	4,0	0,740	80	856	10,7	0,274	0,074
		I_4,0_VV_L2	4,0	0,800	80	600	7,5	0,323	0,092
		I_4,0_VV_L3	4,0	0,930	80	1182	14,8	0,341	0,132
Av. Liberdade P. Saldanha	Figueiredo (2009)	I_8,0_AL_F1	8,0	0,608	132	1280	9,7	0,240	0,046
		I_8,0_PS_F2	8,0	0,710	160	1200	7,5	0,195	0,050
		I_8,5_AR_F3	8,5	0,614	123	1200	9,8	0,231	0,048
Túnel do Término	Marques (1998)	I_12,9_TT_M1	12,9	0,696	230	1350	5,9	0,282	0,065
		I_14,0_TT_M2	14,0	0,682	240	1371	5,7	0,278	0,057
		I_20,0_TT_M3	20,0	0,613	300	2000	6,7	0,267	0,045
		I_24,7_TT_M4	24,7	0,678	350	1910	5,5	0,246	0,025
		I_31,0_TT_M5	31,0	0,709	410	2268	5,5	0,322	0,078
Poço Rua Ivens	Pedro (2013)	I_36,5_RI_P1	36,5	0,563	625	2140	3,4	0,247	0,040
		I_37,5_RI_P2	37,5	0,671	645	3125	4,8	0,283	0,057
		I_40,0_RI_P3	40,0	0,735	660	3725	5,6	0,334	0,083

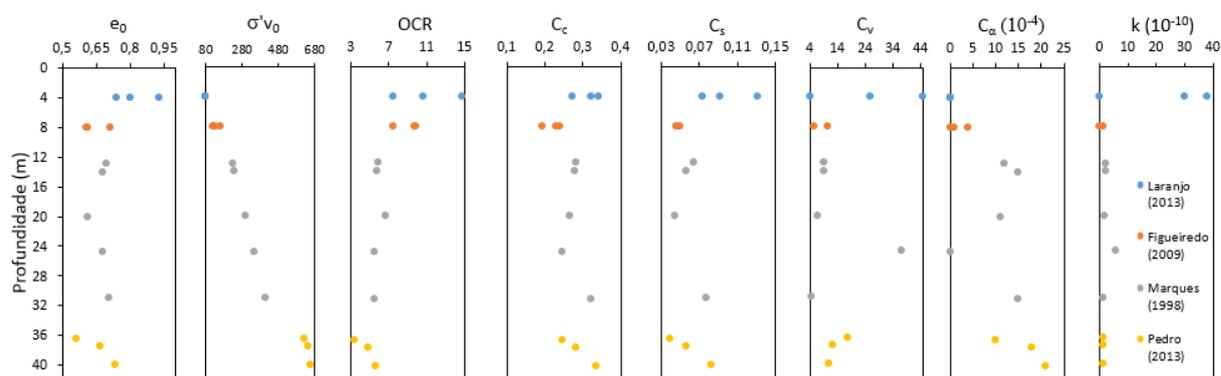


Figura 3.6 - Evolução em profundidade dos parâmetros resultantes dos ensaios edométricos existentes na bibliografia

Os valores relativos ao coeficiente de consolidação primária,  $c_v$ , coeficiente de compressibilidade volumétrico,  $m_v$ , coeficiente de consolidação secundária,  $c_\alpha$ , e coeficiente de permeabilidade,  $k$ , obtidos para os mesmos ensaios e para o escalão de carga referente à tensão in-situ encontram-se sintetizados na Tabela 3.6 e a sua evolução em profundidade pode ser vista na Figura 3.6. A partir dos dados que se conseguiram obter, verifica-se que o  $c_v$ , determinados a partir da metodologia proposta por Taylor, varia pouco a partir da profundidade de 8,0m, tendo um valor aproximado de 10  $m^2$ /ano. À superfície os valores determinados por Laranjo (2013) são consideravelmente mais elevados, com a exceção de um ensaio. De acordo com Lambe and Whitman (1979) os valores obtidos podem considerar-se elevados e típicos de solos siltosos o que se encontra em concordância com os resultados obtidos para a distribuição granulométrica. Os valores de  $m_v$  seguem um padrão similar, isto é, muito elevados à superfície e depois mais uniformes em profundidade. Por sua vez os valores de  $c_\alpha$  estimados parecem

umentar um pouco em profundidade embora sejam todos de grandeza similar e segundo Mesri (1973) de pequena magnitude pelo que não são expectáveis grandes deformações por fluência. A permeabilidade observada é baixa, típica de solos finos, e também ela, tal como era expectável, segue um padrão similar ao  $c_v$  e ao  $m_v$  apresentando valores elevados à superfície que diminuem substancialmente em profundidade sendo a partir dos 8,0m praticamente uniformes.

Tabela 3.6 - Parâmetros de consolidação para as amostras intactas das AP

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	$c_v$	$m_v$	$C_\alpha$	$k$
				(m <sup>2</sup> /ano)	(x10 <sup>-5</sup> kPa <sup>-1</sup> )		(x10 <sup>-10</sup> m/s)
Escalão de carga da tensão <i>in situ</i>							
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	I_4,0_VV_L1	4,0	26,0	46,00	-	38,00
		I_4,0_VV_L2	4,0	4,0	52,00	-	30,00
		I_4,0_VV_L3	4,0	45,0	67,00	-	-
Av. Liberdade	Figueiredo (2009)	I_8,0_AL_F1	8,0	5,4	0,50	0,0001	0,08
P. Saldanha		I_8,0_PS_F2	8,0	10,5	4,60	0,0004	1,49
Av. República		I_8,5_AR_F3	8,5	-	2,70	-	-
Túnel do Término	Marques (1998)	I_12,9_TT_M1	12,9	9,2	7,20	0,0012	2,06
		I_14,0_TT_M2	14,0	9,1	7,96	0,0015	2,24
		I_20,0_TT_M3	20,0	7,0	7,62	0,0011	1,65
		I_24,7_TT_M4	24,7	37,3	5,00	-	5,80
		I_31,0_TT_M5	31,0	4,7	10,90	0,0015	1,58
Poço Rua Ivens	Pedro (2013)	I_36,5_RI_P1	36,5	17,9	2,25	0,0010	1,25
		I_37,5_RI_P2	37,5	12,4	3,95	0,0018	1,52
		I_40,0_RI_P3	40,0	11,1	3,77	0,0021	1,31

#### 3.4.4.2 Amostras reconstituídas

Tal como descrito na secção anterior para as amostras intactas, também se apresentam neste ponto os resultados relativamente à compressibilidade obtida em ensaios edométricos realizados em amostras reconstituídas da formação das AP. No total só foram encontrados na bibliografia 5 ensaios, 3 realizados por Figueiredo (2009) e 2 por Laranjo (2013), embora exista uma correspondência direta entre estes e os apresentados na secção anterior, dado que as amostras em causa pertencem ao mesmo local e foram colhidas à mesma profundidade, apresentando somente a diferença de que foram desestruturadas, utilizando a metodologia proposta por Burland (1990) descrita no ponto 2.3.2, previamente à realização do ensaio edométrico. Na Figura 3.7a) apresentam-se as 5 curvas de compressão das amostras reconstituídas, podendo observar-se tal como seria expectável, que as mesmas seguem em curva numa linha praticamente linear não havendo grandes sinais de sobreconsolidação. Pode igualmente verificar-se que tal como para as amostras intactas, estas iniciam-se para valores de índices de vazios diferentes. Em fase de carga a amostra R\_8,0\_PS\_F2 encontra-se ligeiramente acima das restantes, sendo que na fase de descarga, todas elas seguem tendências paralelas entre si. Também neste caso para facilitar a comparação com os resultados das amostras intactas apresentam-se na Figura 3.7b) as curvas de compressão, somente para a fase de carga, normalizadas pelo índice de vazios  $e_{56}$ , bem como a envolvente das curvas referentes às amostras intactas representadas na Figura 3.5b). Pela análise da figura constata-se que as amostras reconstituídas seguem uma trajetória diferente das amostras intactas, apresentando

para tensões inferiores uma maior compressibilidade sendo que para tensões mais elevadas as curvas tendem a convergir tal como seria expectável acontecer. Logicamente que as diferenças observadas devem-se essencialmente à perda de estrutura que foi imposta aquando do processo de reconstituição das amostras. Os resultados obtidos provam assim que a formação das AP possui estrutura embora nenhum dos estudos analisados conclua acerca da sua contabilização.

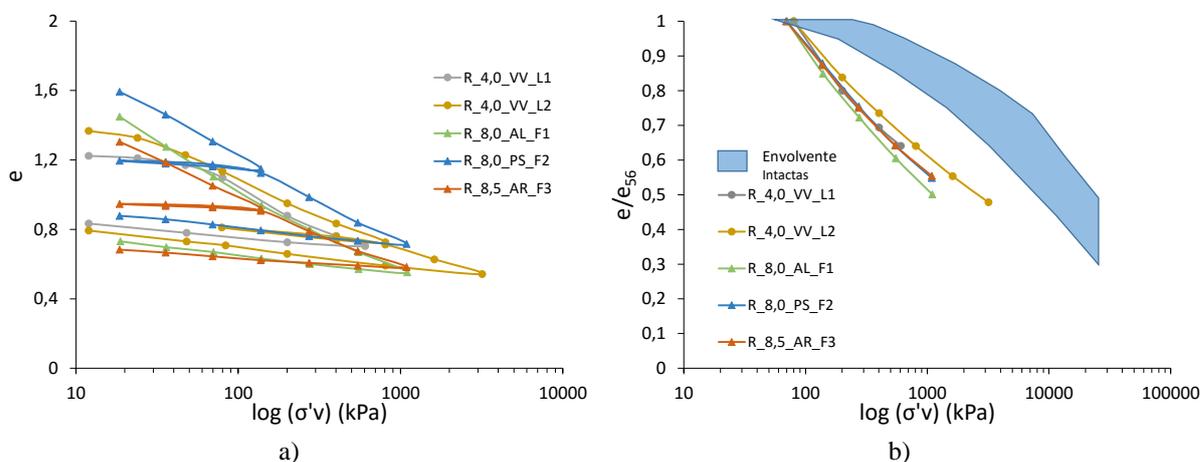


Figura 3.7 - a) Curvas de compressão obtidas em ensaios edométricos em amostras reconstituídas das AP; b) curvas de compressão normalizadas pelo índice de vazios

Na Tabela 3.7 apresentam-se os parâmetros de compressibilidade obtidos a partir das curvas de compressão da Figura 3.7a). Para facilitar a interpretação apresentam-se entre parênteses os valores obtidos para as amostras intactas correspondentes. Da tabela pode-se observar que os valores de  $C_c^*$  não apresentam grande variação, apresentando um valor médio de 0,44. Os valores obtidos são em todos os casos superiores aos obtidos para as amostras intactas onde se tem um valor médio de 0,25, o que indica uma maior compressibilidade das amostras reconstituídas. Relativamente ao parâmetro  $C_s^*$ , verifica-se um padrão similar com o valor médio das amostras reconstituídas a ser de 0,085 contra 0,062 verificado nas amostras intactas.

Tabela 3.7 - Parâmetros de compressibilidade para as amostras reconstituídas da formação das AP

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	$e_0$	$C_c^*$ ( $C_c$ )	$C_s^*$ ( $C_s$ )
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	R_4,0_VV_L1	4,0	1,230	0,450 (0,274)	0,088 (0,074)
		R_4,0_VV_L2	4,0	1,380	0,340 (0,323)	0,099 (0,092)
Av. Liberdade P. Saldanha	Figueiredo (2009)	R_8,0_AL_F1	8,0	3,033	0,486 (0,240)	0,096 (0,046)
		R_8,0_PS_F2	8,0	2,006	0,508 (0,195)	0,078 (0,050)
Av. República		R_8,5_AR_F3	8,5	1,487	0,417 (0,231)	0,065 (0,048)

Tabela 3.8 - Parâmetros de consolidação para as amostras reconstituídas das AP

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	$c_v^*$ ( $m^2/ano$ )	$c_\alpha^*$	$k^*$ ( $\times 10^{-10}$ m/s)
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	R_4,0_VV_L1	4,0	0,3	-	0,11
		R_4,0_VV_L2	4,0	0,1	-	0,05
Av. Liberdade P. Saldanha	Figueiredo (2009)	R_8,0_AL_F1	8,0	0,2	0,0074	0,35
		R_8,0_PS_F2	8,0	10,8	0,0051	0,41
Av. República		R_8,5_AR_F3	8,5	8,9	0,0044	0,28

Por último, na Tabela 3.8 apresentam-se os valores de  $c_v^*$ ,  $c_\alpha^*$  e  $k^*$  para as 5 amostras reconstituídas. Os resultados obtidos para todos os parâmetros são baixos, regra geral inferiores

aos obtidos nas amostras intactas, verificando-se somente valores mais elevados para o coeficiente de consolidação em 2 amostras ensaiadas por Figueiredo (2009).

### 3.4.5 Sensibilidade

Tal como foi apresentado anteriormente procede-se neste ponto à determinação da sensibilidade das AP tendo por base os resultados dos ensaios realizados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013). Na Figura 3.8 apresentam-se as curvas de compressão normalizadas no plano  $I_v$ -log ( $\sigma'_v$ ), para as amostras intactas e correspondentes amostras reconstituídas. Na figura representam-se igualmente as linhas ICL de cada ensaio, baseado no modelo proposto por Burland (1990), bem como a ICL (equação 2) e a SCL proposta por este (Figura 2.8b). Deve referir-se que o nível de tensão nos ensaios efetuados sobre amostras reconstituídas por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) não ultrapassou os 2000kPa pelo que para se conseguir estimar os parâmetros de sensibilidade foi necessário assumir que a ICL dos ensaios podia ser extrapolada para níveis de carga mais elevados. A primeira constatação é que as curvas de compressão das amostras reconstituídas seguem praticamente na perfeição a ICL proposta por Burland (1990). Por sua vez as amostras intactas ultrapassam a ICL e situam-se abaixo da SCL para a gama de pressões aplicadas embora para valores mais elevados de pressão pareça existir uma concordância.

Tendo por base os conceitos de sensibilidade expostos no ponto 2.3.2 apresentam-se na Tabela 3.9 os valores da sensibilidade de pressão (Cotecchia, 1996) e de expansibilidade (Schmertmann, 1969) obtidos tendo por base os ensaios edométricos realizados. Os resultados obtidos para a sensibilidade de pressão e para a sensibilidade de expansibilidade variam entre 1,6 e 2,5 e 1,1 e 2,1, respetivamente, valores estes que se encontram próximos dos obtidos na bibliografia para outras argilas de referência conforme se apresenta na Tabela 3.10.

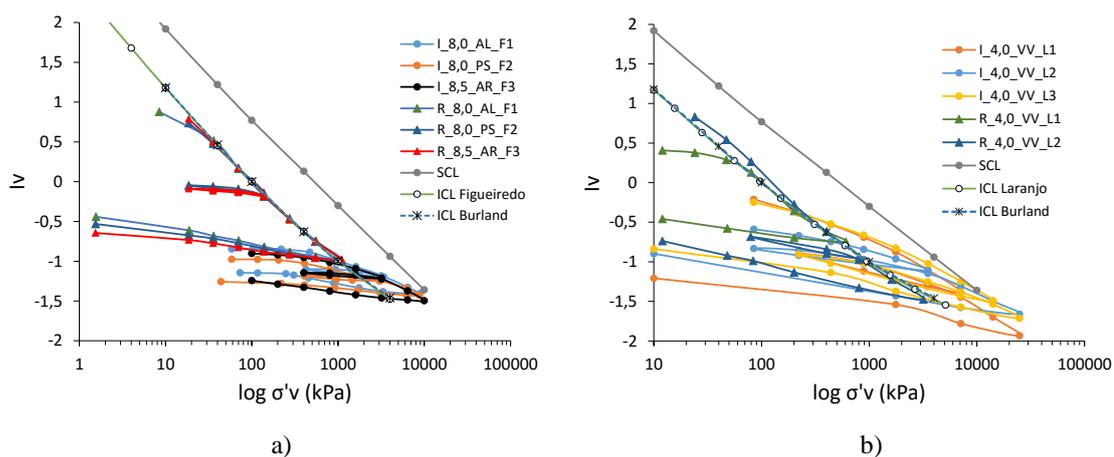


Figura 3.8 – Curvas de compressão para amostras intactas e reconstituídas com as respetivas ICL: a) Figueiredo (2009); b) Laranjo (2013)

Quanto ao parâmetro da sensibilidade de expansibilidade verificam-se igualmente valores praticamente uniformes e superiores à unidade, embora não tão elevados como os obtidos para a sensibilidade de pressão para o caso de Laranjo (2013). Deve referir-se que as discrepâncias observadas encontram-se associadas aos próprios conceitos em si e podem também ser devidas

à escolha dos valores de  $\sigma'_{vy}$  e de  $\sigma^*_{ve}$  que é algo subjetiva. Contudo, o facto de se obterem valores superiores à unidade permite concluir que a formação das AP contém estrutura.

Tabela 3.9 – Valores da sensibilidade segundo os métodos de Cotecchia (1996) e Schmertmann (1969)

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	$e_{100}^*$	$C_c^*$	Cotecchia (1996)			Schmertmann (1969)		
						Intact. ( $\sigma'_{vy}$ )	Reconst. ( $\sigma^*_{ve}$ )	$S_\sigma$	Intact. ( $C_s$ )	Reconst. ( $C_s^*$ )	$S_s$
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	I_4,0_VV_L1	4,0	1,042	0,395	3500	1570	2,2	0,074	0,088	1,2
		I_4,0_VV_L2	4,0			3550	1400	2,5	0,092	0,099	1,1
Av. Liberdade P. Saldanha	Figueiredo (2009)	I_8,0_AL_F1	8,0	1,082	0,470	3400	1850	1,8	0,046	0,096	2,1
		I_8,0_PS_F2	8,0			3000	1900	1,6	0,050	0,078	1,6
Av. República		I_8,5_AR_F3	8,5			3200	2000	1,6	0,048	0,065	1,4

Tabela 3.10 – Valores das sensibilidades de algumas argilas

Argilas	Referência	Profundidade (m)	$S_\sigma$	$S_s$
Boom	Coop et al. (1995)	230	1,5	-
Bothkennar	Burland (1990)	6	6	-
Gault	Hosseini Kamal (2012)	≈10	-	1,77
Kimmeridge	Hosseini Kamal (2012)	≈10	-	1,40
London	Hosseini Kamal (2012)	9-28	>2	1,36
Oxford	Hosseini Kamal (2012)	-	-	1,37
Pappadai	Cotecchia (1996)	25	3,5	-
Todi	Burland et al. (1996)	-	2,3	-
Vallericca	Burland et al. (1996)	-	2,5	-

Também se procurou aplicar às AP a metodologia proposta por Gasparre (2005) podendo-se observar os resultados obtidos na Figura 3.9. Também neste caso se conclui que existe estrutura na formação dado que os valores são superiores à unidade. Tal como sugerido por Gasparre (2005) parece verificar-se que a estrutura tende a aumentar com a profundidade embora os resultados não sejam perfeitamente conclusivos. Também as mudanças abruptas verificadas devido à transição entre a linha de expansibilidade intrínseca com a ICL para o valor de  $\sigma'_n$  não facilitam a interpretação dos resultados sugerindo que efetivamente esta metodologia pode não ser a mais apropriada.

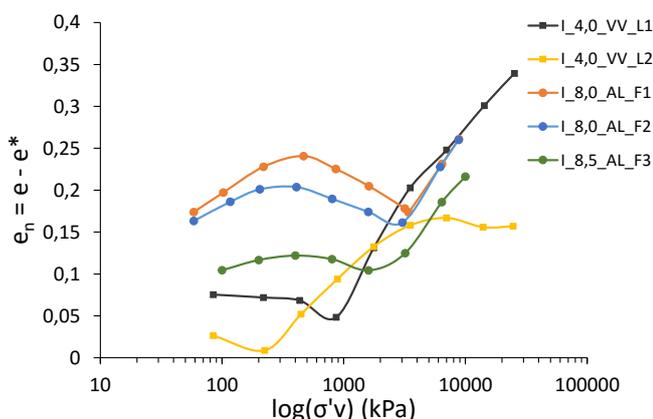


Figura 3.9 – Normalização de ensaios edométricos de acordo com o modelo proposto por Gasparre (2005)

## 4 TRABALHO EXPERIMENTAL

### 4.1 Introdução

Com o objetivo de complementar os resultados disponíveis da formação das AP realizou-se um vasto conjunto de ensaios laboratoriais. Estes focaram-se essencialmente na caracterização das propriedades físicas, mineralógicas e de compressibilidade de amostras recolhidas por Pedro (2013) aquando da prospeção efetuada na Rua Ivens em Lisboa. Com a análise destas amostras procurou-se essencialmente avaliar a estrutura das AP a maiores profundidades já que os únicos resultados conhecidos e apresentados no capítulo anterior não ultrapassavam os 8m de profundidade. Assim, o plano de trabalho experimental compreendeu as seguintes etapas: determinação das características físicas (densidade das partículas sólidas e limites de consistência) e granulometria (peneiração e sedimentação) das amostras. Seguiu-se o estudo da mineralogia através de ensaios de DRX. Em simultâneo efetuou-se uma análise microscópica recorrendo ao MEV. Por último, o estudo dos parâmetros de compressibilidade foi efetuado com a realização de ensaios edométricos em amostras reconstituídas.

É importante salientar que as amostras utilizadas em todos os ensaios foram provenientes de 2 furos de sondagem realizados no quintal do Edifício Quintão na Rua Ivens em Lisboa conforme indicado por Pedro (2013). As amostras recolhidas foram colocadas em caixas de sondagem e armazenadas no laboratório de Geotecnia não se podendo considerar como sendo intactas já que as suas propriedades naturais não foram preservadas e o processo e metodologias que permitiram a sua extração do solo e posterior armazenamento induziram por certo alguma perturbação nas amostras. Contudo, para o pretendido com este estudo essa perturbação não constituía um obstáculo uma vez que o principal objetivo consistia em realizar ensaios sobre amostras reconstituídas.

Tendo por base a interpretação efetuada por Pedro (2013) definiram-se 4 profundidades alvo a analisar: 36,0, 37,5, 39,0 e 40,0m. De acordo com os resultados apresentados por Pedro (2013) existe na transição entre duas formações do Miocénico Marinho de Lisboa, as AP e as Areolas da Estefânia (AE), uma camada de transição, ainda pertencente às AP mas com propriedades algo distintas, que se situa aproximadamente entre as profundidades de 36,0 e 38,0m. Assim, definiram-se duas profundidades de análise nessa camada e outras duas na camada das AP para avaliar se também ao nível da compressibilidade se verificavam diferenças significativas nessa camada de transição.

Na Figura 4.1 apresenta-se um aspeto geral das 4 amostras que foram consideradas no estudo. Conforme se pode observar as amostras encontravam-se secas e extremamente rijas pelo que

antes de se poderem iniciar os ensaios foi necessário efetuar diversos procedimentos que se descreverão nos próximos pontos para cada ensaio. Deve-se igualmente referir que as amostras relativas às profundidades de 37,5, 39,0 e 40,0m foram retiradas da sondagem 1 e a de 36,0m da sondagem 2. Tal deveu-se simplesmente ao facto do material existente ser bastante limitado devido a outros ensaios efetuados no passado.

Neste capítulo para além da apresentação do procedimento experimental executado em cada ensaio apresentam-se, numa segunda parte, os resultados obtidos procedendo-se igualmente à sua discussão tendo como referência os resultados publicados apresentados no capítulo anterior e outros tidos como referência.

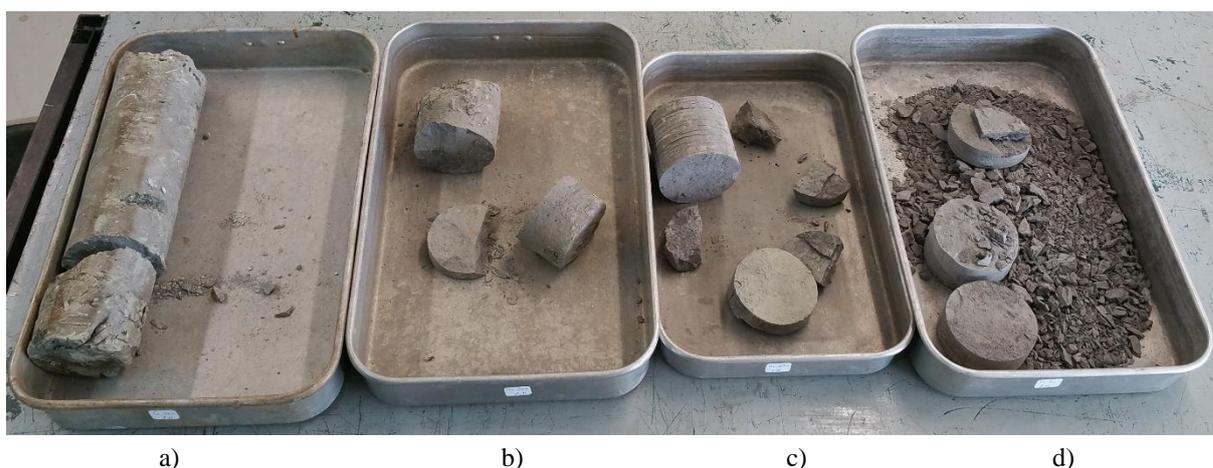


Figura 4.1 – Amostras recolhidas da formação das AP: a) 36,0 m; b) 37,5 m; c) 39,0 m; d) 40,0 m

## 4.2 Procedimento Experimental

### 4.2.1 Caracterização Física

A preparação inicial das amostras foi comum para praticamente todos os ensaios e iniciou-se pela desagregação em água dos tarolos das sondagens em pedaços mais pequenos. No caso da amostra de 36,0m recorreu-se à peneiração para poder separar a grande quantidade de conchas que esta amostra continha do restante solo. Depois de devidamente desagregadas seguiu-se a secagem do material na estufa a cerca de 60 °C durante 24h. Este processo, de desagregação em água e posterior secagem em estufa foi realizado repetidamente até se obter uma mistura homogénea. Posto isto, as amostras foram passadas no pilão por forma a procurar individualizar todas as partículas e assim assegurar que a estrutura existente fosse toda desfeita. Em seguida, foi acrescentado um pouco de água e as amostras foram levadas à misturadora. Após este procedimento, o solo foi dividido em partes utilizando-se uma parte para o cálculo das densidades das partículas sólidas, limites e para a sedimentação e colocando as restantes na câmara húmida para serem posteriormente utilizadas nos restantes ensaios.

O cálculo das densidades das partículas sólidas foi realizado a partir do método do picnómetro e de acordo com o estabelecido na Norma Portuguesa NP-83 (1965). Para a obtenção dos limites de plasticidade das amostras seguiram-se os procedimentos estipulados na Norma Portuguesa

NP-143 (1969). O limite de liquidez foi obtido através do ensaio da concha de Casagrande enquanto que o limite de plasticidade foi estabelecido como sendo a média dos teores em água de 4 provetes ensaiados. Com o objetivo de obter as curvas granulométricas para as diferentes amostras das AP utilizou-se o método da peneiração até ao peneiro nº200 da série ASTM, seguindo-se depois a sedimentação da restante amostra. Todos estes processos foram elaborados de acordo com a especificação do LNEC E 196-1966.

#### 4.2.2 Mineralogia

Os ensaios de Difração de Raio-X foram realizados no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (DCT-FCTUC) tendo-se utilizado para tal um difractómetro Philips PW 3710.

Com o objetivo de identificar os minerais existentes 4 amostras foram analisadas, sendo 2 em relação à amostra total e outras 2 somente relativamente à fração argilosa. As profundidades escolhidas para alvo de estudo foram 37,5 e 39,0m de profundidade, visto que a 36,0 e 40,0m de profundidade já tinham sido alvo de estudo por Pedro (2013).

A preparação das amostras totais é mais simples, pois só envolve a desagregação da amostra e a deposição do pó no suporte do difractómetro. Para a preparação da fração argilosa são necessários mais passos adicionais. O primeiro passa por dissolver a amostra através de ácidos com o objetivo de remover os carbonatos existentes; em seguida reduziu-se a amostra a pó tendo o cuidado de evitar a quebra das partículas; e por último efetuou-se a dispersão e desfloculação do solo com água e sódio hexametáfosfato através da sua centrifugação.

Para a obtenção dos resultados na amostra total apenas se analisou uma porção de cada amostra enquanto que para a fração argilosa foram realizadas análises sobre 3 amostras que diferiram na sua preparação no seguinte:

- Amostra sem qualquer tratamento adicional a 25°C;
- Amostra exposta durante 48h a glicol;
- Amostra aquecida no forno a 550°C.

A necessidade de efetuar as 3 análises prende-se com o facto do ensaio de Raios-X não conseguir distinguir isoladamente cada um dos minerais existentes. A identificação de cada mineral é efetuada através da comparação da distância interplanar medida com padrões de referência de materiais conhecidos (padrões previamente existentes em base de dados editados pelo International Center for Diffraction Data – ICDD) (Harris & White, 2008). Contudo, verifica-se que certos minerais possuem uma distância interplanar muito similar pelo que nem sempre é fácil a sua direta investigação. Outro problema prende-se com a reflexão de alguns minerais que é ofuscada pela presença de outros, havendo necessidade nesses casos de recorrer a pré-tratamentos da amostra por forma a tentar realçar esses minerais (Pedro, 2013).

Os difractogramas resultantes do ensaio apresentam uma série de picos que são caracterizados pelas suas intensidades (alturas), larguras (forma) e posições (Correia, 2011). Cada pico representa um dado mineral sendo que devido às múltiplas reflexões existentes o mesmo mineral pode originar vários picos no mesmo difractograma. Embora não seja uma abordagem exata é possível através do cálculo da área de cada pico estimar qual será a percentagem desse mineral na amostra. Para proceder a essa quantificação é geralmente utilizada a metodologia *Mineral Intensity Factors* (MIFs) em que pesos relativos, definidos tendo por base amostras de minerais padrão (Moore & Reynolds, 1997), são atribuídos a cada mineral para corrigir as diferenças de difração existentes entre eles. Esta metodologia geralmente assume a chamada abordagem dos 100% na quantificação dos minerais, onde as somas de todas as quantidades visíveis no difractograma são identificadas e iguais a 100% (Kahle et al., 2002). Contudo, esta abordagem pode induzir alguns erros uma vez que a orientação das partículas relativamente aos Raios-X pode levar a que para certas partículas não ocorra difração ou que exista uma ofuscação causada por outro mineral. Por estes motivos, embora se tenha utilizado esta metodologia nas amostras ensaiadas deve ter-se em conta que se trata de uma análise semi-quantitativa e que é útil apenas para servir de referência (Kahle et al., 2002; Mitchell & Soga, 2005).

#### 4.2.3 Análise Microscópica

A análise microscópica foi realizada no Instituto Pedro Nunes (IPN), Coimbra, com recurso ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV) existente nestas instalações.

No total, foram realizados ensaios para todas as profundidades, num total de 8 amostras. Realizaram-se 2 análises para cada profundidade, uma com a amostra reconstituída após o procedimento apresentado no capítulo 2 e outra com uma amostra diretamente recolhida do tarolo de sondagem e sem qualquer alteração. Embora esta amostra para efeitos de ensaios convencionais não se possa considerar como intacta dado não preservar as condições naturais, para o efeito pretendido pode considerar-se que a estrutura existente nesta amostra permaneceu praticamente inalterada pois não foi perturbada após a sua extração. A secagem que ocorreu pode considerar-se inclusivamente como parte integrante do processo de preparação de ensaio visto que o MEV só funciona com amostras totalmente secas. Assim, não é um grande erro admitir-se para estes efeitos, que se procedeu à análise de 4 amostras intactas no que à estrutura do solo diz respeito.

A preparação das amostras inicia-se com um processo de secagem, primeiro ao ar e posteriormente num exsiccador, tendo como objetivo possibilitar uma correta aderência com a fina camada condutora aquando da sua montagem para além de permitir a aplicação de vácuo. Com as amostras completamente secas retiram-se pequenos fragmentos que se colam na fita de carbono do suporte, garantindo que existe uma boa superfície para fixação e uma ampla superfície de observação (Figura 4.2a)). De seguida, fixam-se com cola todos os fragmentos para estes não se movimentarem, o que levaria à impossibilidade de visualização. Posteriormente marcam-se os fragmentos com um marcador para que mais tarde seja possível identificá-los (Figura 4.2b)). O suporte com as amostras é então colocado no equipamento de “sputtering” Edwards EXC120 acoplado a uma fonte Huttinger PFG1500DC (Figura 4.2c)).

Este equipamento espalha uma fina camada condutora de ouro sobre os fragmentos de modo a facilitar a condução de elétrons e com isso permitir a visualização de imagens. Na Figura 4.2d) mostra-se o MEV utilizado para visualizar os fragmentos das diversas amostras.

Seguidamente procedeu-se à aplicação de vácuo na câmara, possibilitando a visualização de imagens de alta resolução de cada uma das amostras. Com o MEV em questão foi igualmente possível elaborar vários zonamentos de minerais, utilizar diferentes ampliações para visualizar a disposição das partículas nas amostras intactas e reconstituídas bem como realizar análises semi-quantitativas por espectrometria de dispersão de energia (EDS) para permitir confirmar a natureza de alguns minerais.

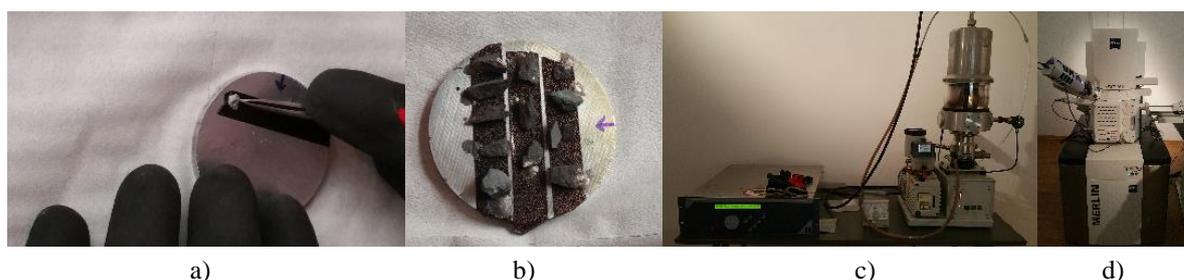


Figura 4.2 – Preparação da amostra: a) colocação de um fragmento de amostra na fita de carbono (autocolante); b) amostras finais preparadas; c) aparelho Edwards EXC120 acoplado a uma fonte Huttinger PFG1500DC; e) MEV

#### 4.2.4 Compressibilidade

A compressibilidade e consolidação da formação argilosa em estudo foi caracterizada através da realização de ensaios edométricos sobre amostras reconstituídas. O aparelho edométrico é dos mais utilizados em geotecnia para caracterizar a compressibilidade de um solo e consiste simplesmente na reprodução em laboratório do fenómeno de compressão unidimensional, através da aplicação de uma carga vertical a uma amostra confinada lateralmente, uma vez que as tensões e o fluxo de água se estabelece unicamente na direção vertical (Terzaghi, 1943). A carga é aplicada à amostra por diferentes escalões registando-se a evolução dos assentamentos com o tempo. Como refere Matos Fernandes (2006) cada escalão de carga dura aproximadamente 24h, tempo necessário, dada a espessura da amostra (19mm), para que o excesso de pressão intersticial se dissipe e possamos trabalhar em tensões efetivas.

Os ensaios foram realizados no Laboratório de Geotecnia da FCTUC tendo-se utilizados dois edómetros (EDO\_1 e EDO\_2) de grandes capacidades, com sistema de carregamento por massas, colocadas num braço de carga com fator multiplicativo de 11,04. Os procedimentos de ensaio foram definidos de acordo com a Norma Inglesa BS 1377:5 de 1990.

A preparação do solo para as 4 profundidades alvo de estudo iniciou-se conforme descrito no ponto 4.2.1. Contudo, ao adicionar água à amostra para levar à misturadora teve-se o cuidado de garantir que o teor em água do solo era igual a 1,5 vezes o limite de liquidez, tal como indicado por Burland (1990) para assegurar a destruição da estrutura. Em seguida, o solo depois de misturado foi colocado num tubo de PVC por camadas e foi aplicada uma pressão de 25kPa durante 4 dias (Figura 4.3). Esta pressão tinha como principal objetivo garantir alguma

estabilidade do solo visto que com a introdução da água tornou-se essencialmente numa pasta. Deve referir-se que durante a aplicação da carga o solo encontrou-se colocado num tanque submerso para não perder humidade. Findo os 4 dias os tubos de PVC com solo foram selados e colocados numa câmara com temperatura e humidade controlada a fim de preservarem as condições com que foram preparados.

O processo de preparação dos provetes para o ensaio edométrico encontra-se representado na Figura 4.4. Resumidamente, começa-se por cravar o anel de 50 mm de diâmetro e 19 mm de altura na amostra retirada do tubo de PVC. Após a sua extração, o provete é alisado e as pedras porosas juntamente com papel de filtro (para evitar passagem de material) são devidamente colocadas. Depois de encaixar o provete com o anel do suporte do edómetro enche-se este de água para garantir que a amostra encontra-se completamente saturada. Por fim ajusta-se o braço do edómetro, coloca-se o LVDT devidamente calibrado e inicia-se o carregamento da amostra.



Figura 4.3 – Aplicação da tensão nos provetes no tanque submerso



Figura 4.4 – Preparação e montagem das amostras para o edómetro

No total realizaram-se 8 ensaios, 2 a cada profundidade para se averiguar da uniformidade das amostras e garantir a fiabilidade do método de preparação. Contudo, dados os constrangimentos temporais existentes foram definidos 2 planos de cargas, PC1 e PC2, tendo sido aplicado cada um deles a uma das duas amostras ensaiadas a cada profundidade. Como se pode ver na Tabela 4.1 os planos de cargas diferem somente em dois aspetos. No PC1 os intervalos de cada escalão de carga duram 24h e efetua-se um ciclo de descarga-recarga para um peso de 128kg+PT (a Placa Topo tem um peso de 0,36kg). Desta forma existem 4 fases nestes ensaios, carga (C), descarga (D), recarga (R) e descarga final (DF). Ao invés, no PC2 o tempo de cada escalão de carga é de apenas 4h, sendo 6h no caso das descargas, e somente se efetua um carregamento (C) e posteriormente a descarga final (DF). Deve salientar-se que a pressão aplicada na amostra varia de 57kPa até ao máximo de 24823kPa, o que corresponde à colocação de 1kg+PT até

450kg+PT, respetivamente. Na Tabela 4.2 apresentam-se as condições iniciais bem como os planos de carga utilizados em cada um dos 8 ensaios realizados.

Tabela 4.1- Plano de carga dos ensaios realizados

Plano de Cargas 1 (PC1) (kg)	
Carga (C)	1+PT → 2+PT → 4+PT → 8+PT → 16+PT → 32+PT → 64+PT → 128+PT
Descarga (D)	128+PT → 32+PT → 8+PT → 2+PT → 1+PT
Recarga (R)	1+PT → 2+PT → 8+PT → 32+PT → 128+PT → 256+PT → 450+PT
Desc. Final (DF)	450+PT → 128+PT → 32+PT → 8+PT → 2+PT → 1+PT
Plano de Cargas 2 (PC2) (kg)	
Carga (C)	1+PT → 2+PT → 4+PT → 8+PT → 16+PT → 32+PT → 64+PT → 128+PT → 256+PT → 450+PT
Desc. Final (DF)	450+PT → 128+PT → 32+PT → 8+PT → 2+PT → 1+PT

Tabela 4.2 - Dados iniciais dos edométricos realizados

Ensaio	Edómetro	Plano Cargas	Prof. (m)	Condições Iniciais		
				G	w <sub>i</sub>	e <sub>i</sub>
R_36,0_RI_M1	EDO_1	PC1	36,0	2,76	24,6	0,816
R_37,5_RI_M2	EDO_1	PC1	37,5	2,69	36,5	1,062
R_39,0_RI_M3	EDO_1	PC1	39,0	2,68	43,4	1,281
R_40,0_RI_M4	EDO_1	PC1	40,0	2,66	44,8	1,661
R_36,0_RI_M5	EDO_2	PC2	36,0	2,76	24,4	0,767
R_37,5_RI_M6	EDO_1	PC2	37,5	2,69	39,0	1,068
R_39,0_RI_M7	EDO_2	PC2	39,0	2,68	43,3	1,304
R_40,0_RI_M8	EDO_2	PC2	40,0	2,66	44,6	1,330

### 4.3 Resultados Experimentais

#### 4.3.1 Caracterização Física

As curvas granulométricas obtidas para as amostras a diferentes profundidades, encontram-se representadas na Figura 4.5, sendo de salientar que as 2 amostras para cada profundidade apresentaram resultados semelhantes, à exceção da profundidade de 39,0m, visto que as suas curvas se afastam ligeiramente. Contudo, no geral, os resultados vêm validar a metodologia empregue na sua realização. Analisando comparativamente as curvas a diferentes profundidades verifica-se que, tal como seria expectável, estamos na presença de solos finos mas que existem algumas diferenças no que respeita à gradação das partículas. Na Tabela 4.3 apresentam-se as percentagens dos materiais para cada profundidade podendo-se verificar que o silte com aproximadamente 70% é o material predominante em toda a formação. Apenas no caso das amostras colhidas a 36,0m de profundidade se verifica uma percentagem bem inferior de silte, 41,5%, mas ainda assim a mais representativa. A percentagem de areia apresenta alguma variação verificando-se que tende a diminuir de cerca de 40% até 14% com a profundidade. Também a percentagem de argila tende a diminuir em profundidade com a exceção das amostras a 37,5m de profundidade que exibem curvas inesperadas com uma praticamente total ausência de argila. Para despistar este resultado estranho, foram realizadas adicionalmente mais ensaios com amostras desta profundidade tendo-se contudo chegado sempre a curvas similares pelo que se considera que os valores obtidos podem eventualmente ser afetados pela heterogeneidade existente no solo. Globalmente, e com a exceção da já referida percentagem de argila das amostras colhidas a 37,5m de profundidade, os resultados

encontram-se dentro das envolventes definidas na bibliografia sendo as curvas obtidas próximas das apresentadas por Marques (1998) e Pedro (2013).

Também na Tabela 4.3 se apresentam os valores dos principais índices físicos das AP obtidos nos ensaios de caracterização física realizados. A densidade das partículas sólidas (G), diminui em profundidade, variando entre 2,76 e 2,66, valores estes algo elevados mas que se encontram em conformidade com os resultados referidos na bibliografia e apresentados na Tabela 3.2. Os valores do limite de liquidez e do limite de plasticidade, e consequentemente do índice de plasticidade, tendem a aumentar em profundidade de 12,7% a 36,0m até 23,2% a 40,0m. Apesar deste aumento, que é devido à maior percentagem de silte, os valores obtidos são típicos de solos com baixa plasticidade e encontram-se de acordo com os resultados obtidos pelos diversos estudos publicados na bibliografia (Tabela 3.2).

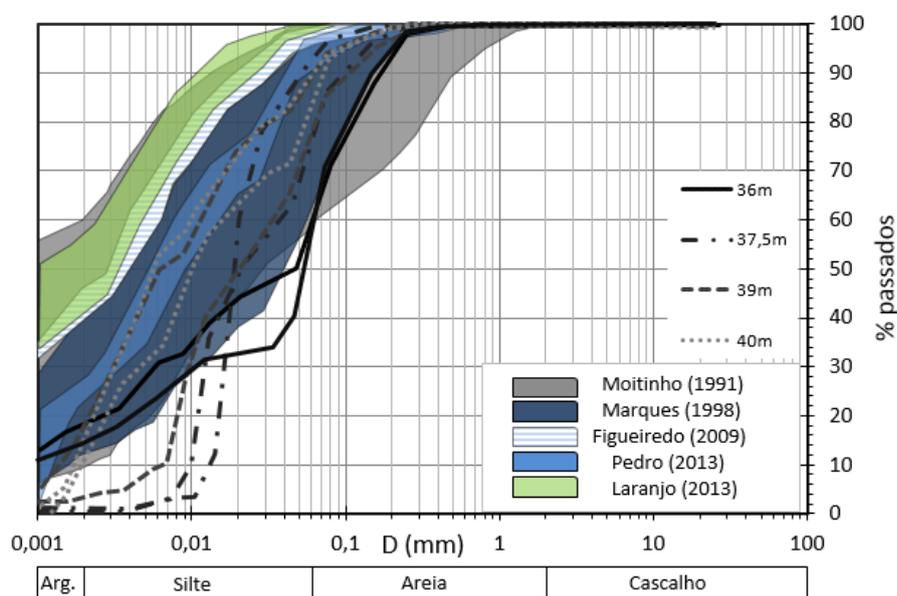


Figura 4.5 - Curvas granulométricas das amostras das AP

Tabela 4.3 - Valores das propriedades físicas das AP

Prof. (m)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	G	w <sub>p</sub> (%)	w <sub>L</sub> (%)	I <sub>p</sub> (%)
36,0	39,4	42,4	18,2	2,76	16,0	28,7	12,7
36,0	45,2	40,6	14,2				
37,5	25,3	73,3	1,4	2,69	24,5	41,5	17,0
37,5	7,9	91,9	0,2				
39,0	11,0	71,9	17,1	2,68	25,1	47,1	22,0
39,0	24,7	72,1	3,2				
40,0	11,1	75,7	13,2	2,66	26,1	49,3	23,2
40,0	17,3	73,6	9,1				

### 4.3.2 Mineralogia

Na Figura 4.6 encontram-se os difractogramas obtidos nos testes de DRX para as amostras totais das profundidades de 37,5 e 39,0 m das AP. Os resultados mostram que em ambas as amostras o Quartzo (Qz) é o mineral com maior intensidade (contagens por segundo), sendo que outros minerais se encontram também representados, como a mica-ilite (M-I), feldspato

(Fr), clorite (Ch) e esmectite (Sm). Relativamente à fração argilosa do solo apresentam-se na Figura 4.7 os resultados obtidos para as mesmas duas profundidades. Pela sua análise é possível verificar a existência de esmectite (Sm), mica-ilite (M-I) e caulinite (Ka) em ambas as amostras, sendo que a clorite (Ch) só foi identificada para 37,5m de profundidade e com uma intensidade reduzida. As 3 análises realizadas, a 25°C, com glicol e com um aquecimento prévio a 550°C, permitiu retirar algumas conclusões acerca da representatividade dos minerais presentes na fração argilosa. Através do aquecimento prévio a 550 °C, verifica-se para ambas as amostras que a caulinite (Ka) e a esmectite (Sm) se tornam amorfas, podendo ser possível identificar a presença de clorite (Ch) na amostra de 37,5m. Por sua vez, com este pré-tratamento a presença da mica-ilite (M-I) fica mais realçada. Quando as amostras são alvo da impregnação em glicol, consegue-se isolar a esmectite (Sm) através do seu movimento para a esquerda sendo que neste caso a contagem da mica-ilite (M-I) decresce ligeiramente.

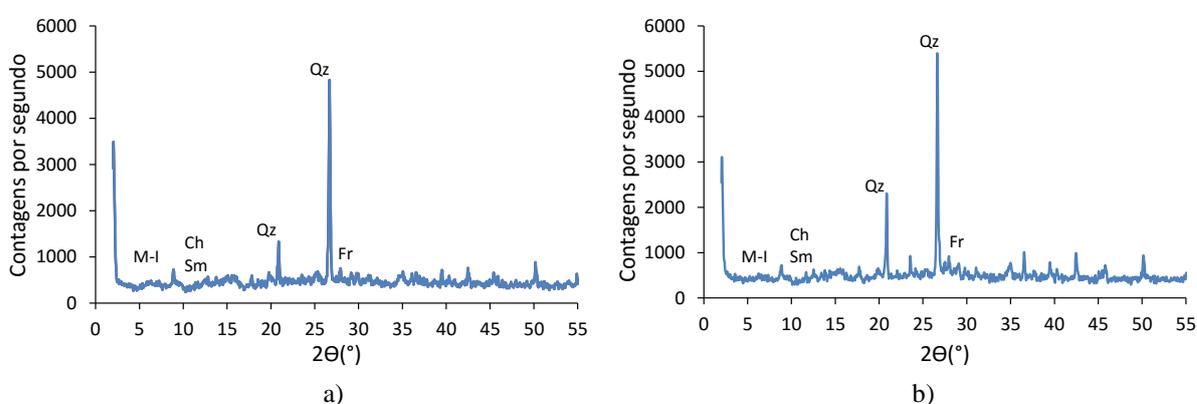


Figura 4.6 - Difractogramas obtidos a partir de testes de DRX para amostra total: a) 37,5m; b) 39,0m

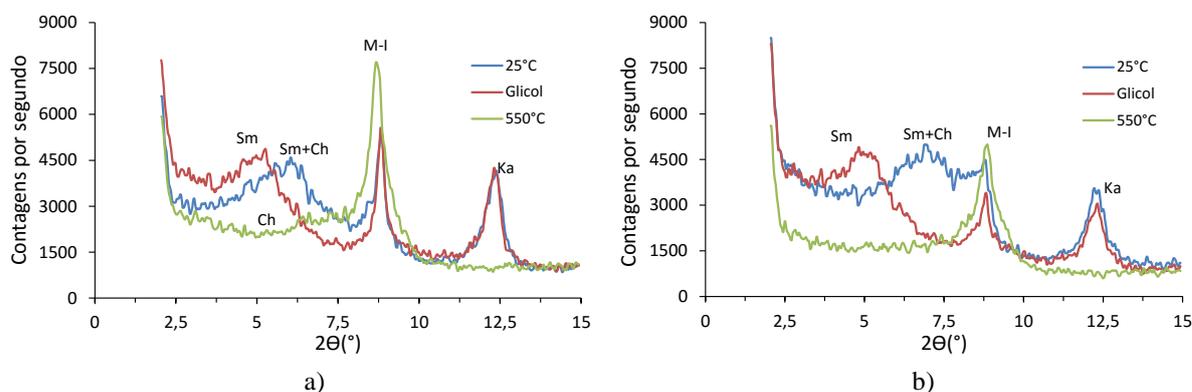


Figura 4.7 - Difractogramas obtidos a partir de testes de DRX para fração argilosa: a) 37,5m; b) 39,0m

De maneira a quantificar os minerais existentes nas amostras estudadas da formação das AP aplicou-se a metodologia dos Mineral Intensity Factors (MIFs) (Kahle et al., 2002) aos difractogramas. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 4.4 e na Tabela 4.5, para a amostra total e para a fração argilosa, respetivamente, embora se deva salientar que os mesmos são essencialmente indicativos dadas as limitações existentes e já discutidas relativamente ao uso desta metodologia.

A partir da Tabela 4.4, verifica-se que o quartzo (Qz), com mais de 60%, é o mineral predominante para as duas profundidades, corroborando os resultados publicados por Marques (1998) e Pedro (2013) (Tabela 3.3). Os filossilicatos (Sm, Ch, M-I, Ka) aparecem em segundo lugar com percentagens ligeiramente inferiores a 20% seguindo-se o feldspato (Fr) com percentagens de 17 e 9 % para as amostras de 37,5 e 39,0m, respetivamente, num intervalo semelhante ao obtido por Laranjo et al. (2010) e Pedro (2013) (Tabela 3.3). Para a profundidade de 39,0m foram encontrados vestígios de Gesso, com cerca de 7 %, sendo este valor superior aos detetados por Laranjo et al. (2010). Nas análises não foi identificada a presença de carbonatos nem de pirites ao contrário do verificado em alguns estudos anteriores.

Na Tabela 4.5 verificamos que os minerais de argila identificados são similares aos referidos por outros autores (Moitinho de Almeida, 1991; Laranjo et al., 2010; Pedro, 2013). No entanto, o mineral mais abundante encontrado em ambas as amostras foi a caulinite (Ka), com 40%, ao contrário dos estudos desenvolvidos por Laranjo et al. (2010) e Pedro (2013) que referem a mica-Ilite (M-I), e contrariando Moitinho de Almeida (1991) que refere que a caulinite (Ka) se encontra sempre presente, mas em quantidades baixas. Contudo, percentagens significativas, de mica-ilite (M-I) foram igualmente detetadas, em particular na amostra a 37,5m de profundidade. Também a esmectite (Sm) aparece em quantidades apreciáveis em ambas as amostras e neste caso mais visivelmente a 39,0m de profundidade. Tal como observado por Pedro (2013) praticamente não se identificou clorite (Ch), somente 3 % a 37,5m.

Tabela 4.4 - Distribuição dos minerais existentes nas AP

Prof. (m)	Mineral (%)					
	Filossilicatos (Sm,Ch,M-I,Ka)	Quartzo (Qz)	Feldspato (Fr)	Carbonatos (C)	Gesso (G)	Pirite (P)
37,5	19	64	17	0	0	0
39,0	17	67	9	0	7	0

Tabela 4.5 - Distribuição dos minerais de argila existentes nas AP

Prof. (m)	Minerais de Argila (%)			
	Esmectite (Sm)	Clorite (Ch)	Mica-Ilite (M-I)	Caulinite (Ka)
37,5	19	3	37	41
39,0	32	0	28	40

### 4.3.3 Análise Microscópica

#### 4.3.3.1 Amostras intactas

Uma das grandes vantagens do MEV é conseguir-se efetuar grandes ampliações permitindo ver com grande resolução imagens das partículas. Contudo, ao analisar somente imagens de grande ampliação corre-se o risco de se observar apenas situações pontuais que não descrevem o comportamento global do material em análise. Por esse motivo é essencial ter uma percepção global a diferentes escalas para que se possa partindo do aspeto geral, conseguir perceber o detalhe. Com esse intuito apresentam-se na Figura 4.8 e Figura 4.9, para diferentes níveis de ampliação (75x, 400x, 1000x e 5000x), imagens referentes às amostras intactas das profundidades de 36,0 e 39,0m de profundidade. As observações tecidas para estas imagens

podem ser facilmente aplicáveis às imagens obtidas às outras duas profundidades (37,5 e 40,0m), pelo que se optou por colocar estas últimas em anexo.

A observação das figuras permite verificar que à medida que a ampliação aumenta a definição e a orientação das partículas torna-se mais perceptível e bem definida. Para uma ampliação de apenas 75x começa-se a conseguir definir os aglomerados de partículas embora ainda não seja perceptível distinguir orientações preferenciais. Com um zoom de 400x os aglomerados já se encontram mais bem definidos mas somente a partir de uma ampliação de 1000x se começam a visualizar individualmente as partículas, em particular a 39,0m de profundidade. Por sua vez com um aumento de 5000x verifica-se que as partículas de argila à profundidade de 36,0m estão praticamente todas orientadas com a mesma direcção, estando sobrepostas entre si. As partículas têm uma forma bastante alongada e fina parecendo escamas, podendo dizer-se que a sua fábrica estará algures entre os tipos turbostrático e pilha. A 39,0m de profundidade verifica-se para um zoom de 5000x que as partículas de argila também se encontram orientadas mas que parecem ser mais alongadas e regulares na forma. Estas imagens são parecidas com as obtidas por Laranjo et al. (2010) (Figura 3.4d)) mostrando arranjos similares das partículas de argila.

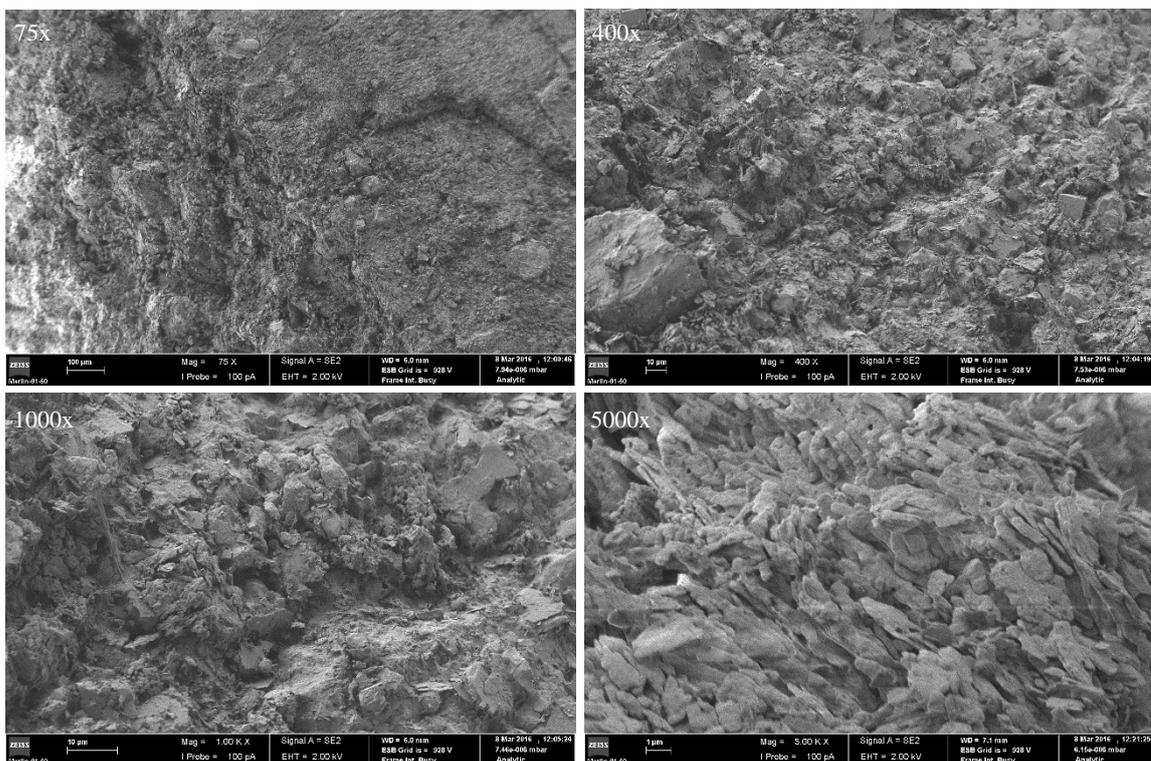


Figura 4.8 - Imagens com diferentes ampliações para a amostra intacta à profundidade de 36,0m

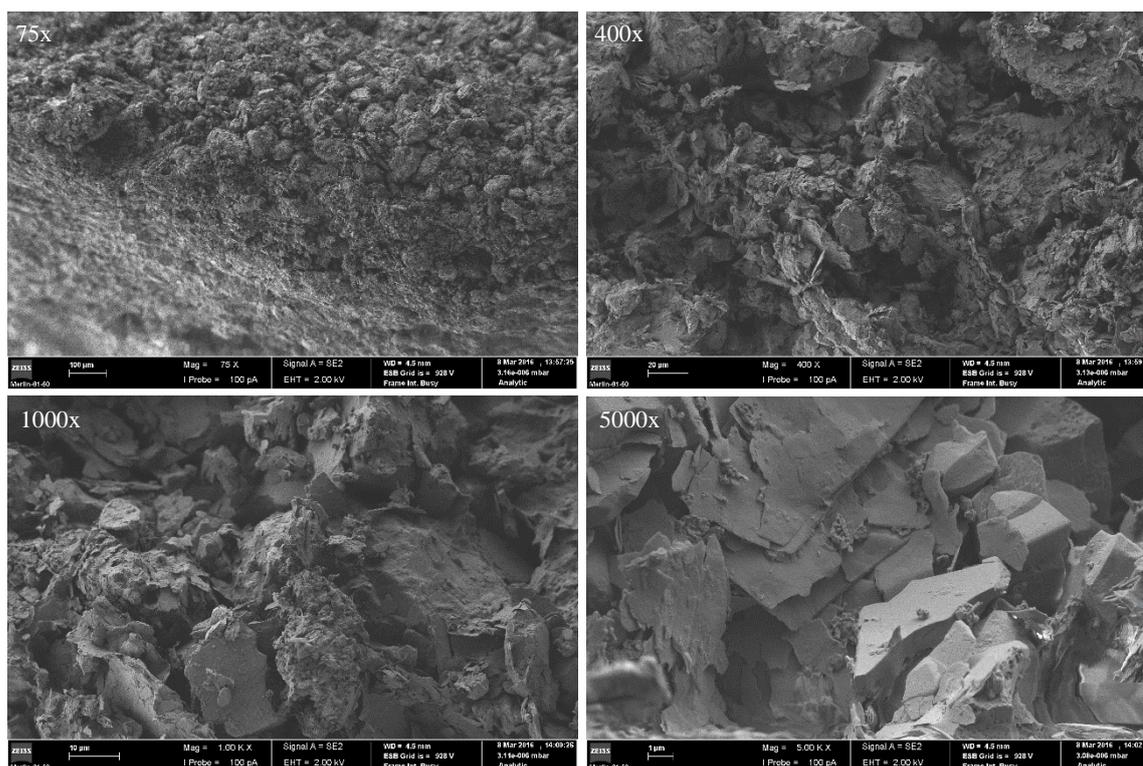


Figura 4.9 - Imagens com diferentes ampliações para a amostra intacta à profundidade de 39,0m

Do exposto consegue-se comprovar que a magnitude de ampliação escolhida afeta significativamente a percepção da estrutura do solo, tendo-se que para maiores ampliações é possível verificar que as partículas de argila das AP se encontram orientadas numa direcção e dispostas em camadas. Também se pode constatar a forma laminar das partículas sendo que algumas são mais irregulares (36,0m) enquanto que outras são mais regulares e uniformes (39,0m). As imagens obtidas para a profundidade de 37,5m seguem um padrão próximo da profundidade de 36,0m enquanto que a 40,0m verifica-se um padrão similar ao observado a 39,0m (ver imagens em anexo).

Para facilitar a comparação entre as diferentes profundidades, apresentam-se na Figura 4.10, para um ampliação de 400x, e na Figura 4.11, para uma ampliação de 5000x (as ampliações de 75x e de 1000x encontram-se em anexo), imagens retiradas das amostras para as 4 profundidades analisadas. Pela observação da primeira figura não é possível distinguir grandes diferenças entre as profundidades, sendo que todos os aglomerados de partículas parecem seguir uma composição algo aleatória. Contudo, na Figura 4.11, agora numa escala ampliada de 5000x, podem observar-se diferenças ao longo das profundidades apreciáveis. Para esta ampliação, como referido anteriormente, as partículas de argila parecem seguir uma orientação preferencial definida, sendo que essa orientação aumenta claramente com a profundidade, podendo-se ver para as profundidades de 39,0 e 40,0m as partículas praticamente alinhadas. A estas últimas profundidades, parece haver uma maior homogeneidade com a formação de lâminas lisas e regulares empilhadas umas nas outras como facilmente se observa a 39,0m. Para menores profundidades, particularmente para 36,0m, verifica-se que as partículas se encontram dispostas de forma mais dispersa e têm um formato claramente irregular. Infelizmente dada a

pequena dimensão das amostras analisadas e com o nível de ampliação utilizado, não é fácil conseguir identificar com clareza sobre qual será a orientação macroscópica das partículas. Contudo, está-se em crer que as partículas a 36,0m encontram-se com uma inclinação vertical indiciando que foram depositadas num meio mais agitado. A 37,5m já se consegue ver algum alinhamento embora só a partir dos 39,0m as partículas pareçam estar sobrepostas verticalmente em camadas, o que é típico de um ambiente de deposição em águas mais calmas. Esta interpretação é consistente com o observado por Pedro (2013) que sugere a divisão das AP em 2 camadas diferentes: a camada superior, de transição entre as duas camadas miocénicas, mais heterogénea em resultado do seu processo geológico de formação ser mais agitado, com uma cor mais clara e com grande quantidade de fósseis; e a camada inferior, mais homogénea e consistente, resultando em partículas mais lisas e mais compactadas.

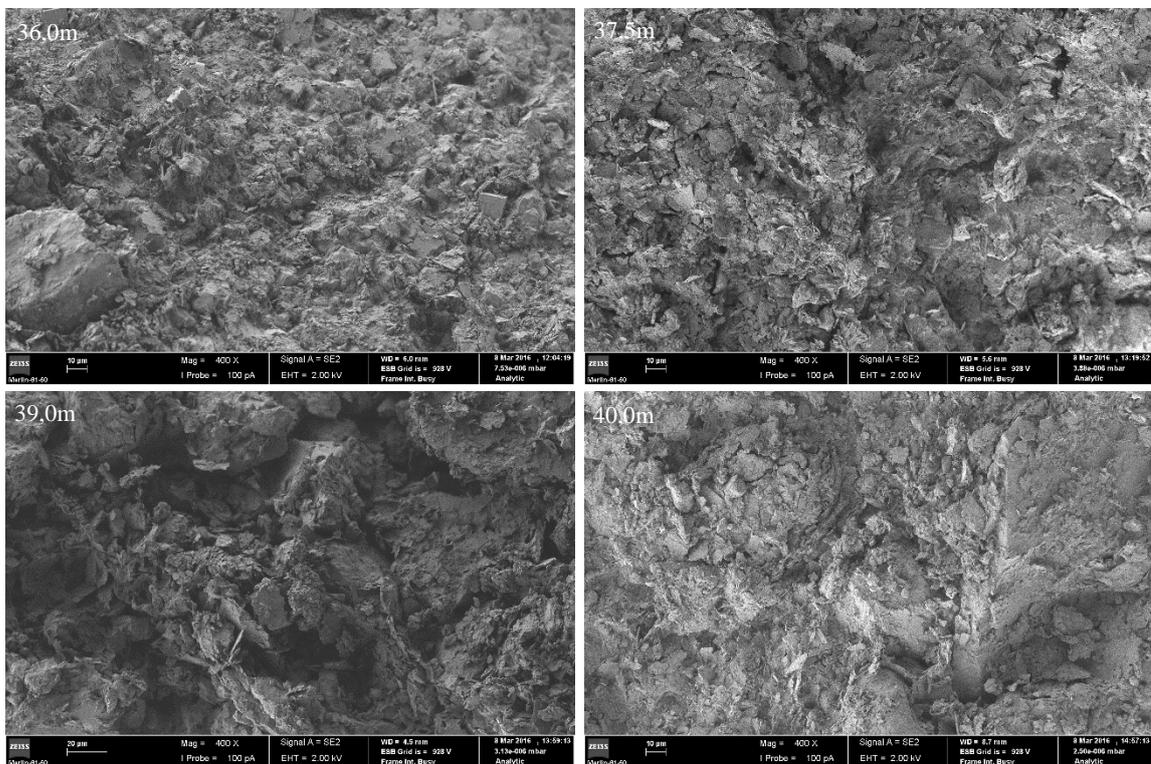


Figura 4.10 – Ampliação de 400x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras intactas

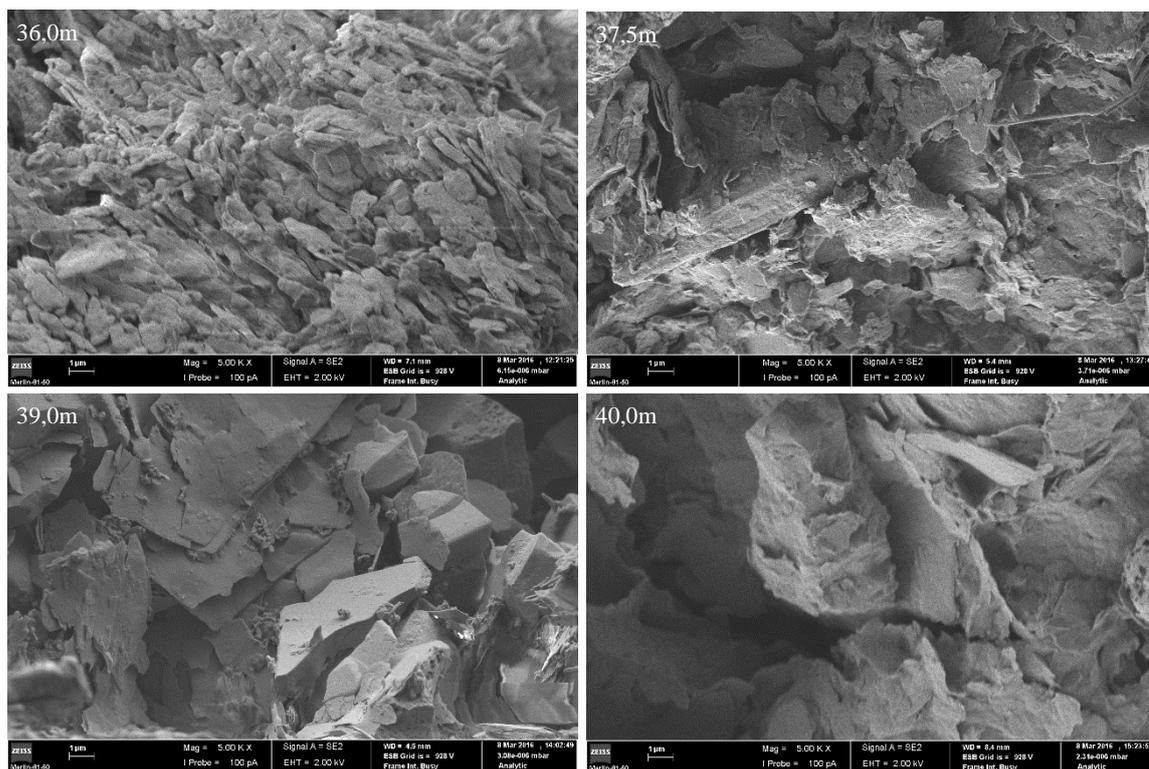


Figura 4.11 - Ampliação de 5000x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras intactas

Durante o uso do MEV algumas particularidades foram observadas e que merecem destaque. Na Figura 4.12, a uma profundidade de 37,5m, foi encontrado um aglomerado de pirites, denominadas de pirites framboidais, similares às observadas por Laranjo et al. (2010) nas suas análises microscópicas na formação das AP (Figura 3.4b)). Para a ampliação de 1000x já é possível observar na zona inferior da figura a sua presença que é mais facilmente perceptível para um zoom de 5000x. Deve contudo salientar-se que a presença das pirites foi fortuita e apenas surgiu nas amostras a esta profundidade.

Por último, ilustra-se na Figura 4.13 uma das análises efetuadas pelo MEV. Neste caso e para a amostra intacta à profundidade de 39,0m procedeu-se a uma análise semi-quantitativa por EDS, numa zona que parecia ter marcadamente partículas com dimensões e características diferentes. Da análise dos espectros efetuados conclui-se que se está na presença de partículas de argila. Apesar das diferenças de forma observa-se que a composição mineral não é muito distinta, verificando-se que o silício se encontra presente em ambos os zonamentos selecionados em maior quantidade. Na partícula mais alongada constata-se que o ferro é o segundo elemento seguido do alumínio. No espectro 2, referente à partícula mais prismática foram encontrados os mesmos minerais, embora neste caso o carbono seja o segundo mais representativo, tendo os outros minerais detetados uma presença residual. Deve referir-se que o ouro detetado não deve ser considerado pois faz parte da camada condutora que se colocou inicialmente na preparação das amostras.

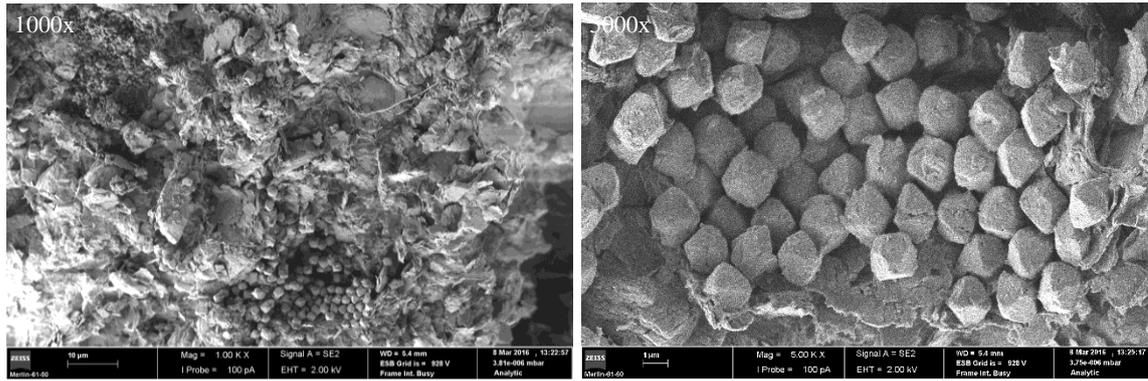


Figura 4.12 -Pirites framboidais para a amostra intacta à profundidade de 37,5m

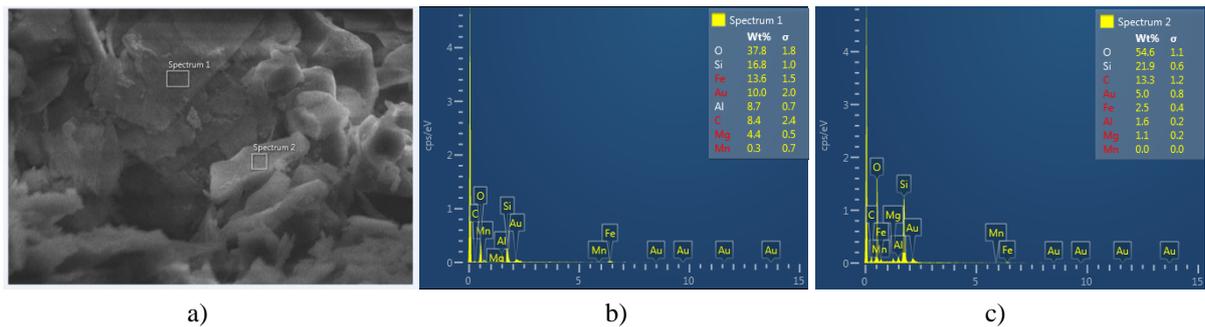


Figura 4.13 – Espectro EDS para a amostra intacta a 39,0m: a) imagem ampliada; b) espectro EDS 1; c) espectro EDS 2

#### 4.3.3.2 Amostras reconstituídas

Tal como referido anteriormente também se analisaram no MEV amostras reconstituídas para as 4 profundidades alvo de estudo. Na Figura 4.14 apresentam-se imagens para a profundidade de 39,0m com diferentes níveis ampliação. As imagens obtidas para as outras profundidades encontram-se em anexo dado que os aspetos observados para a amostra a 39,0m podem ser generalizados. Pelo que se consegue observar na figura, e sabendo que esta amostra foi alvo de um processo de reconstituição, verifica-se alguma homogeneidade da amostra não sendo possível identificar uma orientação preferencial independentemente do zoom utilizado. Estes resultados, especialmente para as ampliações mais elevadas são contrastantes com os observados para a amostra intacta (Figura 4.9) e indicam que o processo de destruturação empregue parece ter resultado.

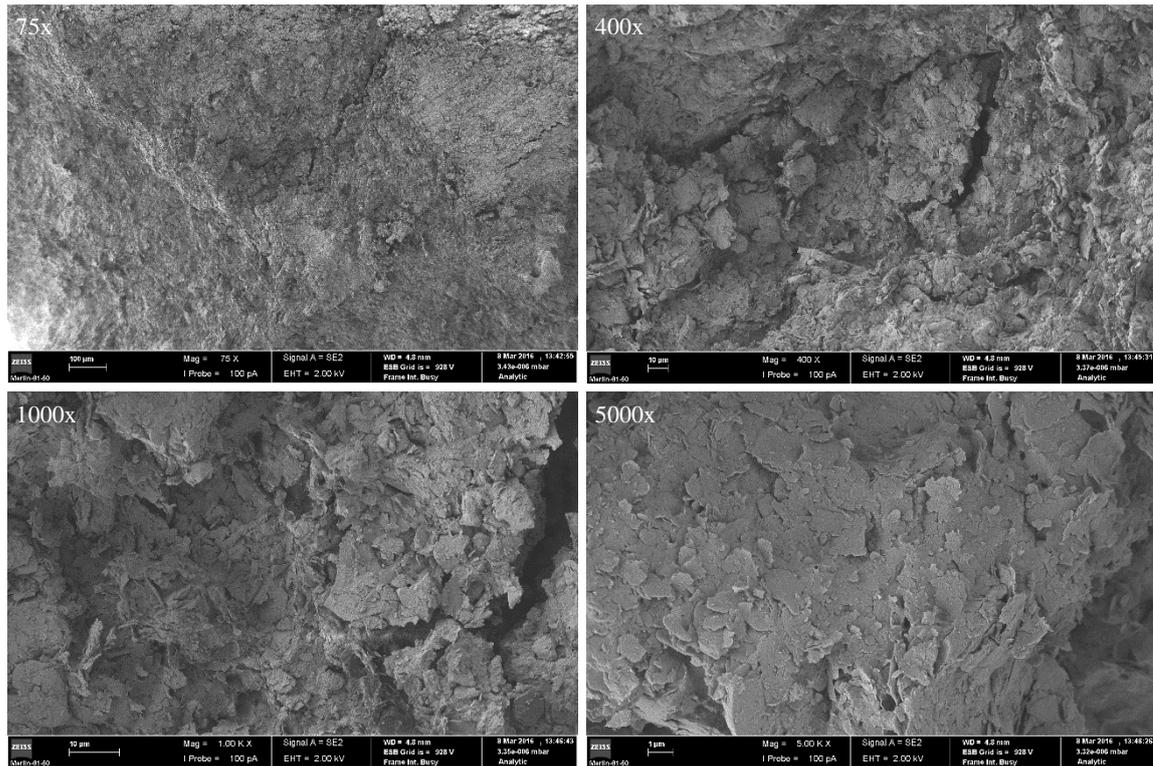


Figura 4.14 - Imagens com diferentes ampliações para a amostra reconstituída à profundidade de 39,0m

Na Figura 4.15 e na Figura 4.16 comparam-se as 4 profundidades para uma ampliação de 400x e 5000x, respetivamente. Comparativamente com as amostras intactas (Figura 4.10) pode verificar-se que para a ampliação menor e independentemente da profundidade considerada não se verificam grandes diferenças sendo todas as imagens muito parecidas. Contudo, com o aumento da ampliação (5000x) as diferenças relativamente às amostras intactas começam a ser mais evidentes. Exemplo disso é a amostra a 36,0m, onde depois de reconstituída se observa uma amostra completamente homogénea e sem qualquer orientação das suas partículas, ao contrário do verificado na Figura 4.11 para a amostra intacta. Constatações similares são visíveis para as outras profundidades, onde apenas a amostra a 37,5m parece aparentar ainda alguma orientação preferencial das partículas. Tal pode ser justificado pelo facto de, conforme descrito anteriormente, esta amostra apresentar bastantes fósseis que apesar dos esforços não foram totalmente removidos e podem ter interferido com o processo de desestruturação. As amostras reconstituídas a 39,0 e 40,0m de profundidade são muito similares à observada a 36,0m, não se detetando sinais de estrutura. Do exposto, parece poder-se concluir que as amostras para todas as profundidades foram desestruturadas, perdendo a sua “identidade”.

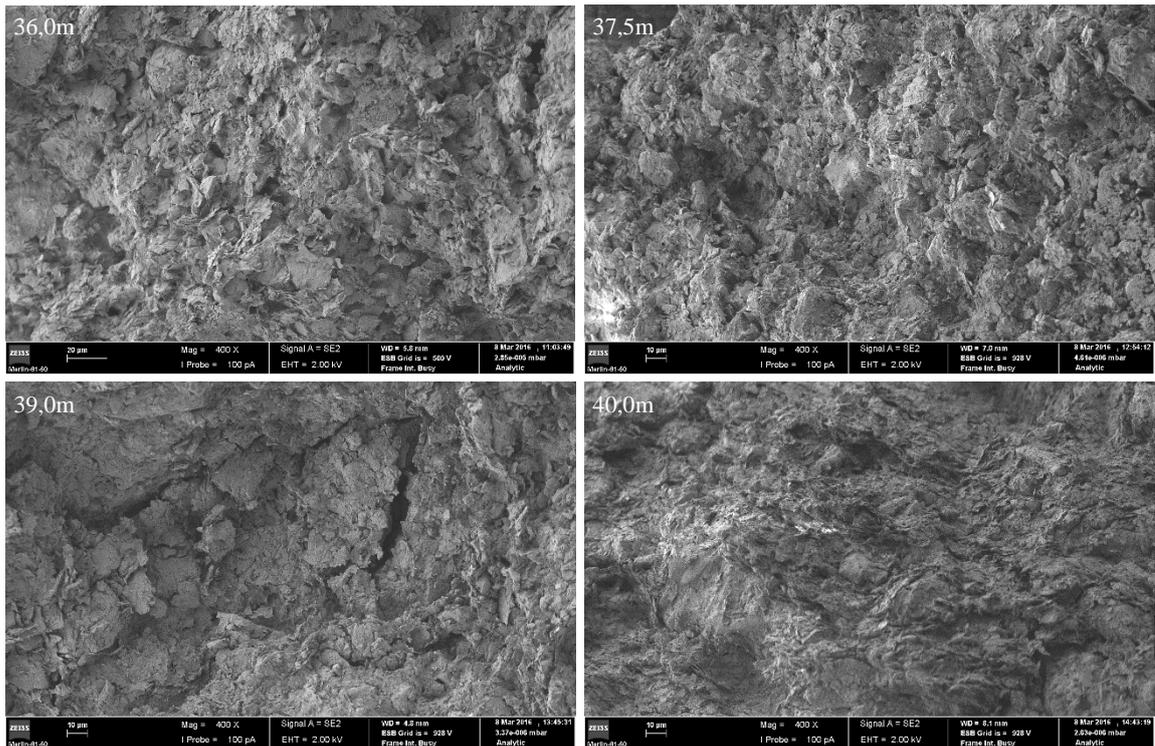


Figura 4.15 - Ampliação de 400x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras reconstituídas

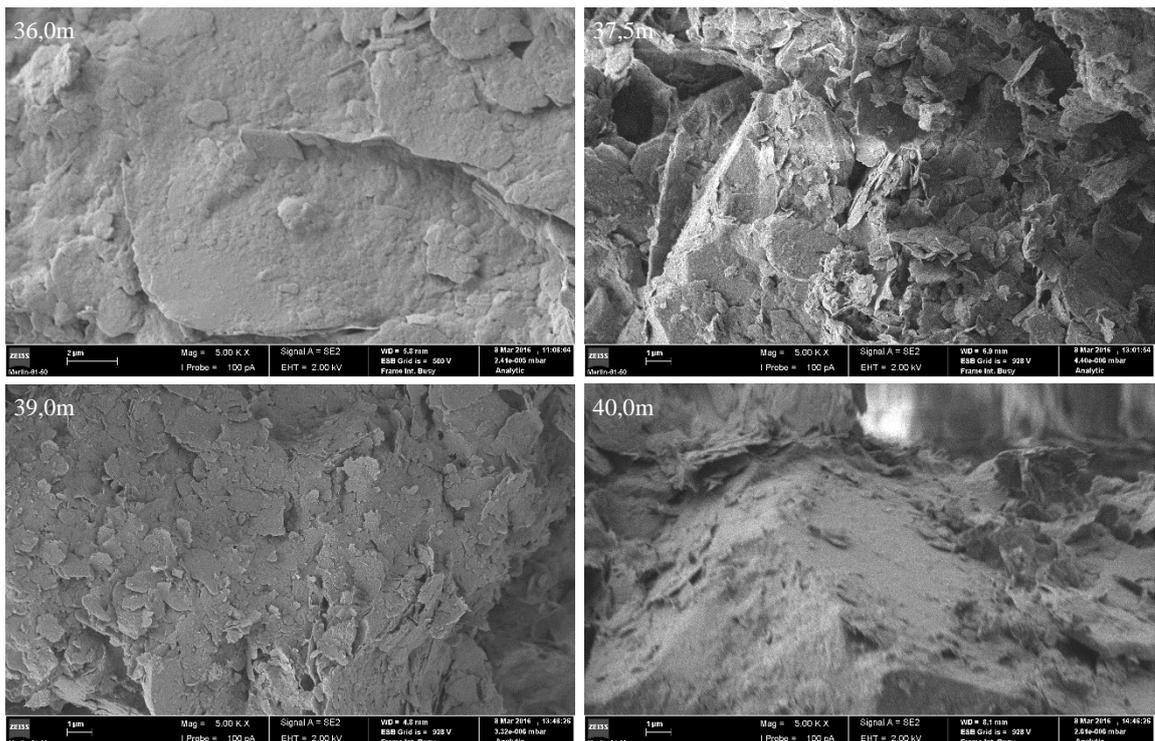


Figura 4.16 - Ampliação de 5000x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras reconstituídas

Por fim, apresenta-se na Figura 4.17 um detalhe observado para a amostra de 37,5m. Também na amostra reconstituída observou-se a presença de pirites framboidais embora estas neste caso estivessem completamente envolvidas nas partículas de argila, sendo que mesmo a maiores ampliações é difícil isolar estes aglomerados. Estes resultados vêm confirmar que o processo

de reestruturação alterou significativamente a estrutura do solo embora tenha preservado todos os seus elementos constituintes.

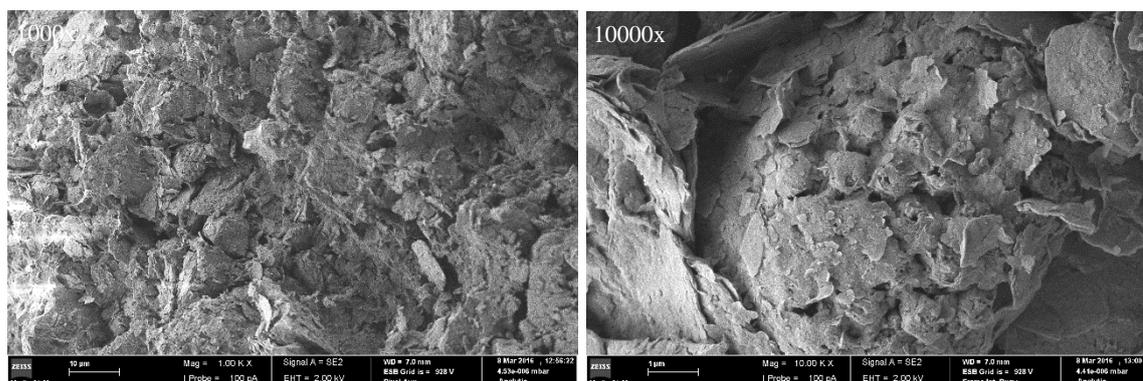


Figura 4.17 - Detalhe da ampliação para amostra reconstituída à profundidade de 37,5m

#### 4.3.4 Compressibilidade

Na Figura 4.18a) apresentam-se as curvas de compressão para os 8 ensaios edométricos realizados. Tal como se referiu no procedimento experimental realizaram-se dois para cada profundidade diferindo estes essencialmente no número de ciclos carga-descarga realizados e no período de aplicação da carga (M1-24h vs M2-4h). A primeira constatação a salientar é que este último aspeto não parece influenciar os resultados já que as curvas obtidas após ciclos de 24h (M1) são bastante próximas com as determinadas para períodos de 4h (M2). Note-se que as principais diferenças observadas devem-se essencialmente ao facto do índice de vazios inicial não ser o mesmo nas duas amostras. Na Figura 4.18b) representam-se as curvas de compressão normalizadas para o mesmo  $e_{56}$ , podendo-se observar que somente para as amostras a 39,0 e 40,0m existem ligeiras diferenças que podem ser devidas às diferenças do ciclo de carga mas também causadas por alguma heterogeneidade do solo. Esta figura permite igualmente evidenciar que a compressibilidade aumenta um pouco em profundidade o que se justifica devido à maior presença de silte e argila no solo a esta profundidade (Tabela 4.3). Sobreposta na figura encontra-se a envolvente dos resultados de amostras reconstituídas obtida por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013). Como se pode observar, as amostras agora ensaiadas apresentam um comportamento mais rígido, que pode estar igualmente associado à composição granulométrica visto que as amostras ensaiadas por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) apresentam maior percentagem de argila (Tabela 3.1) e também devido à menor profundidade a que foram recolhidas (4,0 e 8,0m). Ainda na Figura 4.18b) sobrepõe-se igualmente a envolvente das amostras intactas realizadas por Pedro (2013) neste material. A comparação de resultados ilustra bem as diferenças entre os estados reconstituídos e intactos da formação das AP, sendo facilmente perceptível a existência de estrutura neste material.

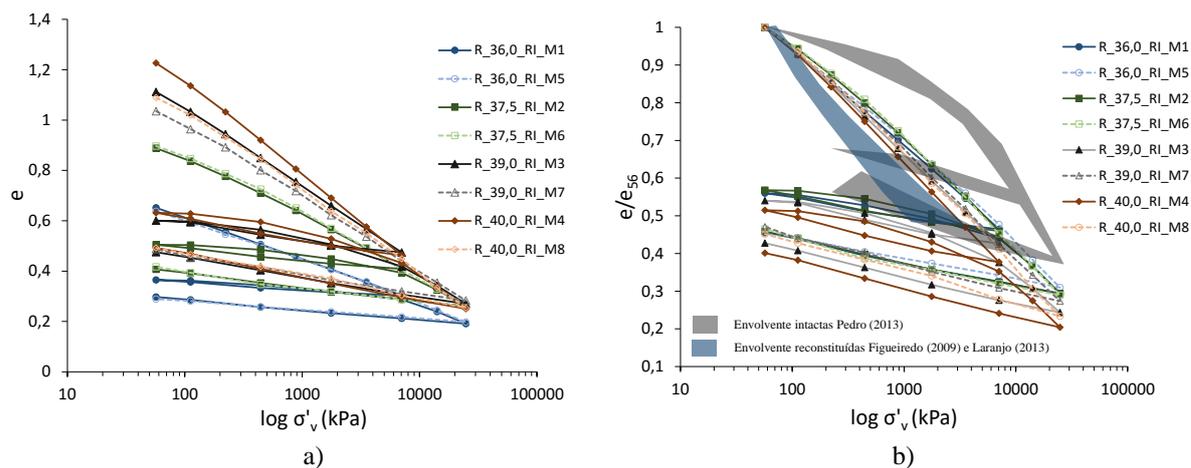


Figura 4.18 – Ensaios edométricos realizados na formação das AP: a) curvas de compressão; b) curvas de compressão normalizadas

As condições finais e os parâmetros de compressibilidade obtidos a partir das curvas de compressão encontram-se na Tabela 4.6. Para além dos valores individuais para cada amostra apresentam-se igualmente os valores médios das amostras ensaiadas à mesma profundidade. A análise dos resultados é clara e ilustra que existe em todos os parâmetros uma tendência crescente em profundidade que, como se disse anteriormente, encontra-se associada à maior percentagem de silte da amostra. Relativamente aos valores de  $C_c^*$  verifica-se um aumento médio de 0,169 a 0,348. Apesar deste aumento os valores obtidos são inferiores aos determinados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) e apresentados na Tabela 3.7. Conforme referido tal pode dever-se essencialmente a dois fatores: a maior percentagem de argila e a menor profundidade das amostras. Já os valores médios de  $C_s^*$  variam entre 0,036 e 0,091. De referir que para o cálculo de  $C_s^*$  a cada profundidade, foi considerado o valor médio do primeiro ciclo descarga-recarga e da descarga final, visto apresentarem declives praticamente iguais, como pode ser observado a partir da Figura 4.18b). Comparativamente aos valores obtidos por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) constata-se que não existem neste caso diferenças significativas sendo os valores da mesma ordem de grandeza. Globalmente os parâmetros determinados encontram-se dentro dos valores publicados em outros estudos efetuados em argilas com características similares conforme se pode constatar na Tabela 4.7 para a argila Magnus e sensivelmente inferiores à argila de Kimmeridge e de Oxford. Para argilas moles como é o caso da Whangamarino e da Solo Mole do Baixo Mondego, os valores são consideravelmente superiores.

Tabela 4.6 – Parâmetros de compressibilidade das AP

Ensaio	Prof. (m)	Condições Finais		$e_{100}^*$	$e_{1000}^*$	$C_c^*$	$C_s^*$						
		$w_f$	$e_f$										
R_36,0_RI_M1	36,0	10,77	10,47	0,297	0,293	0,616	0,611	0,443	0,442	0,173	0,169	0,037	0,036
R_36,0_RI_M5	36,0	10,47	10,47	0,289	0,293	0,605	0,611	0,440	0,442	0,165	0,169	0,035	0,036
R_37,5_RI_M2	37,5	15,14	15,33	0,407	0,412	0,854	0,860	0,613	0,616	0,241	0,244	0,054	0,057
R_37,5_RI_M6	37,5	15,51	15,33	0,417	0,412	0,865	0,860	0,619	0,616	0,246	0,244	0,059	0,057
R_39,0_RI_M3	39,0	17,73	17,78	0,475	0,477	1,051	1,016	0,731	0,712	0,321	0,306	0,079	0,078
R_39,0_RI_M7	39,0	17,82	17,78	0,478	0,477	0,981	1,016	0,692	0,712	0,290	0,306	0,077	0,078
R_40,0_RI_M4	40,0	18,50	18,50	0,492	0,492	1,154	1,095	0,779	0,747	0,375	0,348	0,092	0,091
R_40,0_RI_M8	40,0	18,49	18,50	0,492	0,492	1,036	1,095	0,715	0,747	0,321	0,348	0,090	0,091

Tabela 4.7 - Parâmetros de compressibilidade para algumas argilas reconstituídas

Argilas	Referência	w <sub>l</sub>	w <sub>p</sub>	e <sub>100</sub> *	C <sub>c</sub>	C <sub>c</sub> *	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> *
Gault	Hosseini Kamal (2012)	74,0	28,0	1,196	0,221	0,496	0,095	0,168
Kimmeridge	Hosseini Kamal (2012)	49,0	23,0	0,837	0,160	0,377	0,091	0,128
London	Hosseini Kamal (2012)	66,0	29,0	1,110	0,254	0,522	0,106	0,144
Magnus	Jardine (1985)	35,0	17,0	0,760	0,179	0,214	-	0,042
Oxford	Hosseini Kamal (2012)	66,0	34,0	1,045	0,216	0,390	0,216	0,104
Solo Mole do Baixo Mondego	Correia (2011)	71,0	42,8	1,143	0,570	0,550	0,065	0,074
Whangamarino	Newland and Allely (1955)	136,0	61,0	2,440	-	0,790	-	-

A análise dos resultados dos ensaios edométricos permitiu igualmente avaliar outros parâmetros que se apresentam nas figuras 4.19 a 4.21 e resumidamente na Tabela 4.8 para o escalão de carga da tensão in-situ (443-884 kPa) onde foram recolhidas as amostras. Na Figura 4.19 apresenta-se para os 8 ensaios efetuados os coeficientes de consolidação vertical obtidos através do método de Taylor para os respetivos escalões de carga. Apesar de existir alguma variação, os valores obtidos parecem ser independentes do escalão de carga considerado, não ultrapassando os 7,0m<sup>2</sup>/ano e tendo um valor médio abaixo dos 3,0m<sup>2</sup>/ano. Devido à dispersão de valores é difícil observar alguma tendência com a profundidade embora se verifique maiores valores para a profundidade de 36,0 e 37,5m. Quando comparados com os valores publicados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) (Tabela 3.8), são globalmente maiores, embora não excedam o pico de 10.79 m<sup>2</sup>/ano obtido por Figueiredo (2009).

Os coeficientes de consolidação secundária obtidos para os 8 ensaios encontram-se na Figura 4.20 podendo observar-se que o valor tende a crescer ligeiramente com o nível de carga aplicado e também com a profundidade da amostra. Contudo, e apesar das variações encontradas os valores obtidos podem considerar-se baixos. Comparativamente aos valores apresentados por Figueiredo (2009) encontram-se dentro da mesma ordem de grandeza.

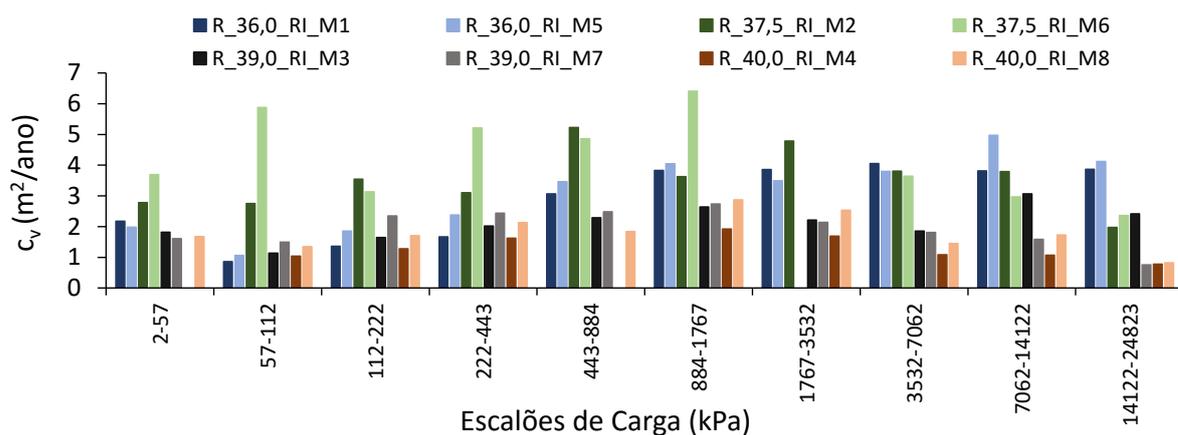


Figura 4.19 – Coeficientes de consolidação vertical determinados através do método de Taylor

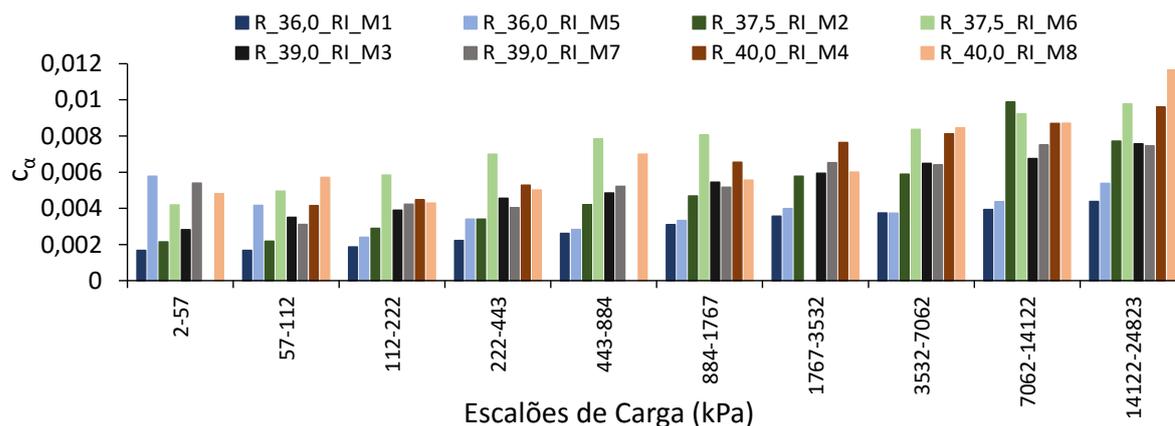


Figura 4.20 – Coeficientes de consolidação secundária

Os valores do coeficiente de compressibilidade volumétrica,  $m_v$ , bem como os coeficientes de permeabilidade,  $k$ , encontram-se apresentados na Figura 4.21. Relativamente ao parâmetro  $m_v$ , como expectável, os valores tendem a decrescer com o aumento do nível de carga dado que os solos tornam-se cada vez mais compactos à medida que a tensão aumenta. Também neste caso se pode observar que o  $m_v$  tende a aumentar para o escalão de carga in-situ em profundidade embora a diferença global possa ser considerada pequena.

Por último, para os valores da permeabilidade pode-se observar que, tal como para o  $m_v$  tendem a diminuir com o aumento do nível de tensão, visto que o índice de vazios reduz-se e consequentemente a expulsão da água torna-se mais difícil. Com base na Tabela 4.8 pode verificar-se que para o escalão de carga da tensão in-situ a permeabilidade é um pouco maior aos 37,5m de profundidade. Comparando os valores obtidos com os publicados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) (Tabela 3.8) pode constatar-se que apesar de serem da mesma ordem de grandeza são ligeiramente superiores evidenciando a natureza menos fina deste material neste local e a esta profundidade.

Deve referir-se que em alguns gráficos o escalão de carga 2-57kPa não se encontra presente uma vez que os resultados obtidos eram afetados pelo facto do nível de tensão aplicado ser pequeno e originar grande dispersão de resultados e dificuldade de interpretação.

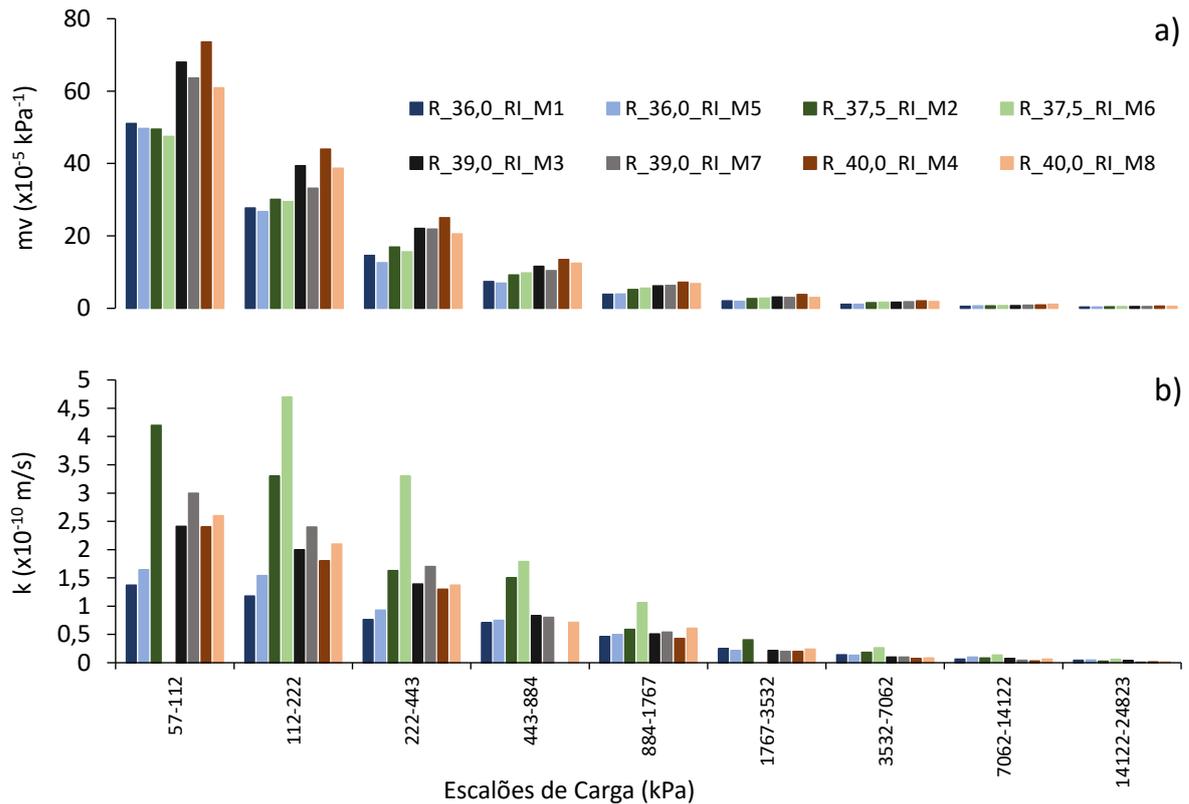


Figura 4.21 – a) Coeficientes de compressibilidade volumétrica; b) coeficientes de permeabilidade

Tabela 4.8 – Parâmetros das AP para o escalão de carga da tensão *in situ*

Ensaio	Prof. (m)	$c_v^*$ (m <sup>2</sup> /ano)		$c_\alpha^*$		$k^*$ (x10 <sup>-10</sup> m/s)	$m_v^*$ (x10 <sup>-5</sup> kPa <sup>-1</sup> )		
Escalão de carga da tensão <i>in situ</i> (443-884 kPa)									
R_36,0_RI_M1	36,0	3,1	3,3	0,0026	0,0027	0,70	0,73	7,37	7,17
R_36,0_RI_M5	36,0	3,5		0,0028		0,75	0,73	6,96	7,17
R_37,5_RI_M2	37,5	5,2	5,1	0,0042	0,0060	1,50	1,65	9,19	9,49
R_37,5_RI_M6	37,5	4,9		0,0078		1,79		9,79	
R_39,0_RI_M3	39,0	2,2	2,4	0,0049	0,0051	0,83	0,82	11,6	11,00
R_39,0_RI_M7	39,0	2,5		0,0052		0,80		10,4	
R_40,0_RI_M4	40,0	-	-	-	0,0070	-	0,72	13,5	13,00
R_40,0_RI_M8	40,0	1,8	1,8	0,0070		0,72	0,72	12,5	13,00

## 5 AVALIAÇÃO DA ESTRUTURA

### 5.1 Introdução

Ao longo deste capítulo procede-se à avaliação da estrutura da formação das AP, apresentando em primeiro lugar os resultados referentes à avaliação microscópica sendo posteriormente feita uma avaliação macroscópica.

A avaliação microscópica é efetuada através da comparação das imagens do MEV entre as amostras intactas e reconstituídas para diferentes níveis de ampliação. Para ilustrar as diferenças qualitativas ao nível da estrutura recorre-se ao zonamento mineralógico das amostras.

Na avaliação macroscópica, começa-se por definir as ICL (linha de compressão intrínseca – intrinsic compression line) e as ISL (linha de expansibilidade intrínseca – intrinsic swelling line) provenientes de ensaios edométricos realizados sobre amostras reconstituídas. De seguida, através da normalização proposta por Burland (1990), procura-se unificar as diferentes curvas e estabelecer uma única ICL e ISL para as AP. Por último, tendo por base a proposta de unificação, avalia-se quantitativamente a estrutura das AP através do cálculo do parâmetro de sensibilidade segundo Schmertmann (1969) e Cotecchia (1996) e através do modelo proposto por Gasparre (2005) para as diferentes amostras intactas existentes na bibliografia.

### 5.2 Avaliação Microscópica

A avaliação microscópica da estrutura foi efetuada recorrendo a zonamentos mineralógicos, também designados por mapas de análise elementar, onde é possível identificar através do contraste a disposição de diversos minerais existentes nas AP. Estes zonamentos são efetuados pelo MEV que através do varrimento da superfície da amostra realça em diferentes camadas os minerais existentes, podendo-se desta forma separar e observar camada a camada a disposição dos minerais. Na Figura 5.1, Figura 5.2 e Figura 5.3, apresentam-se os zonamentos obtidos para os diferentes minerais identificados nas amostras intactas, para as profundidades de 36,0, 37,5 e 40,0m, respetivamente (o zonamento da profundidade 39,0m encontra-se em anexo), e para 3 níveis de ampliações diferentes (100x, 300x e 1000x).

As partículas da amostra a uma profundidade de 36,0m (Figura 5.1), para uma escala ampliada de 300x, parecem seguir uma orientação oblíqua relativamente à disposição da imagem, facto que é facilmente detetado em todas as ampliações utilizadas, o que mostra que existe uma orientação preferencial da estrutura nesta direção. O zonamento efetuado identificou na amostra minerais como o Al (alumínio), Ca (cálcio), Si (silício) e Mg (magnésio), constatando-se que

para uma ampliação de 300x, também se identifica uma disposição semelhante em alguns minerais, particularmente no Si, embora ainda se observe alguma homogeneidade. Contudo, para maiores ampliações observa-se que alguns dos minerais se encontram efetivamente alinhados num feixe bem definido como é o caso do Al e do Si. No caso do Mg não se detetou nenhuma orientação preferencial independentemente da ampliação usada. Já o caso do Ca é mais curioso dado que o padrão deste mineral parece ser o inverso do Si, ocupando as áreas onde o Si não se encontra presente. Assim, parece que este mineral não se encontra particularmente orientado numa direção mas constitui uma camada mais homogénea que apenas é interrompida pela presença de Si. Este mineral está geralmente associado à presença de conchas e fósseis na amostra algo que se encontra de acordo com o observado nesta camada de transição, particularmente a 37,5m, aquando da preparação das amostras para ensaio (ver ponto 4.2.1).

A análise da Figura 5.2, referente à profundidade de 37,5m revela alguns aspetos interessantes verificando-se que para uma ampliação de 100x praticamente não se observa nenhuma orientação preferencial dos diversos minerais, surgindo manchas homogéneas. À semelhança do observado a 36,0m, também nesta figura, com o aumento da escala se verifica uma disposição cada vez mais alinhada dos minerais que tendem a concentrar-se em locais mais bem definidos como é o caso do Al, Ca e Si, sendo que o Mg continua, também neste caso, a manter uma distribuição praticamente uniforme em todo o zonamento efetuado. É de salientar que para a ampliação a 1000x se detetou uma zona com pirites framboidais que é realçada nos zonamentos com o aparecimento de uma zona bem evidente de Ca e de Fe, este último bem presente, o que não se verificava para uma ampliação de 100x. Relativamente à distribuição dos minerais constata-se que nesta amostra, e ao contrário do observado a 36,0m, existe uma presença mais marcante de Al e de Si que apresentam maiores contagens do que o Ca, com exceção da zona já indicada.

Para a profundidade de 40,0m (Figura 5.3), pela análise dos zonamentos e dos minerais identificados, observa-se uma homogeneidade constante para todos os minerais e independentemente do nível de ampliação utilizado. Somente o Si parece apresentar uma zona de maior concentração para uma ampliação de 1000x embora a mesma não se possa considerar muito significativa em comparação com o detetado nas amostras a profundidades menores. De salientar que nesta amostra não se identificou Ca, embora tenha sido detetada a presença de enxofre (S). Este padrão é consistente com o observado na preparação das amostras onde se verificou uma homogeneidade muito maior da formação das AP a esta profundidade. Idêntica conclusão obteve-se para a amostra de 39,0m analisada conforme se pode observar em anexo.

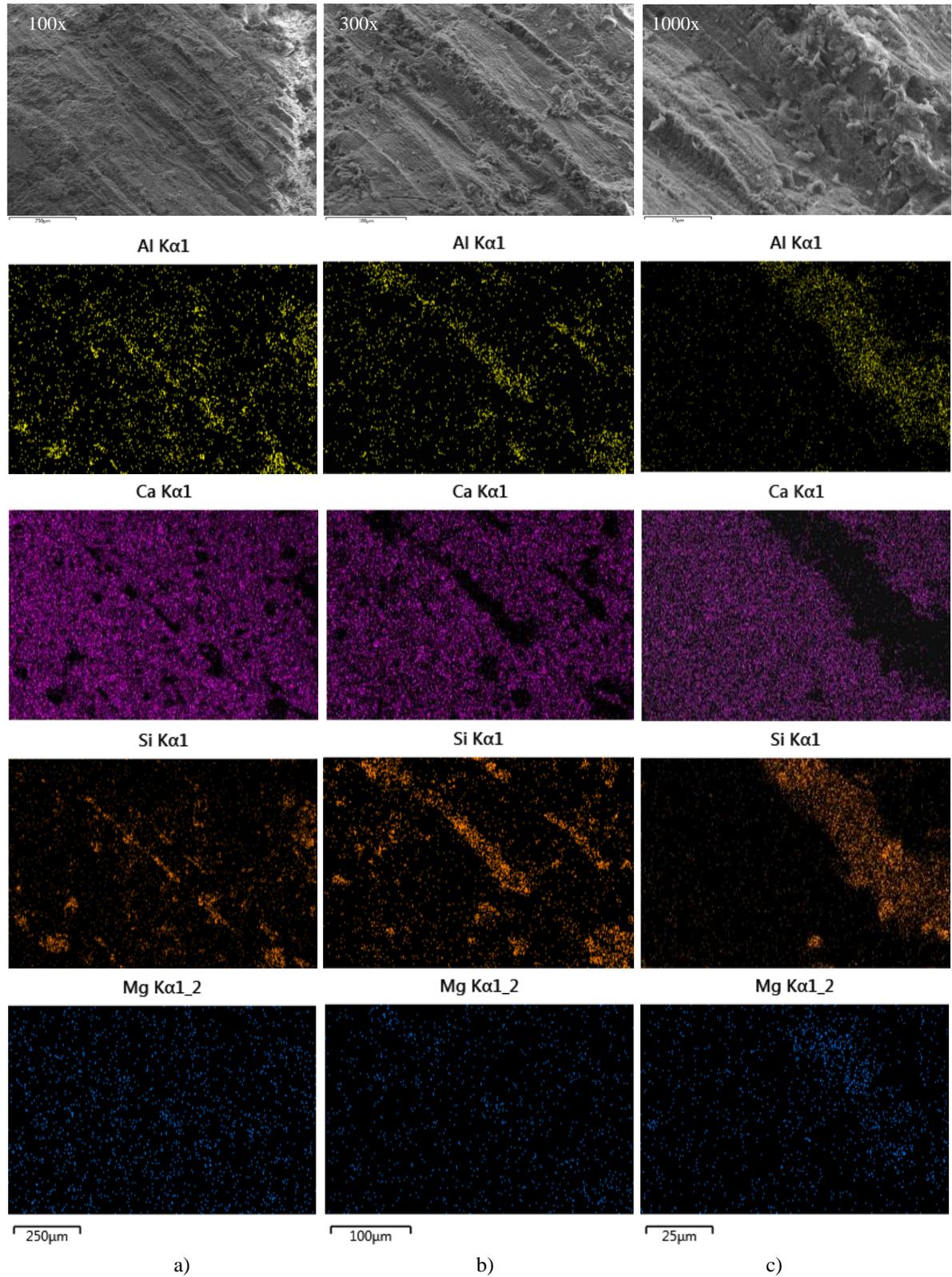


Figura 5.1 - Mapas de análise elemental para amostras intactas a uma profundidade de 36,0m com distribuição de alumínio, cálcio, silício e magnésio. a) 100x; b) 300x; c) 1000x

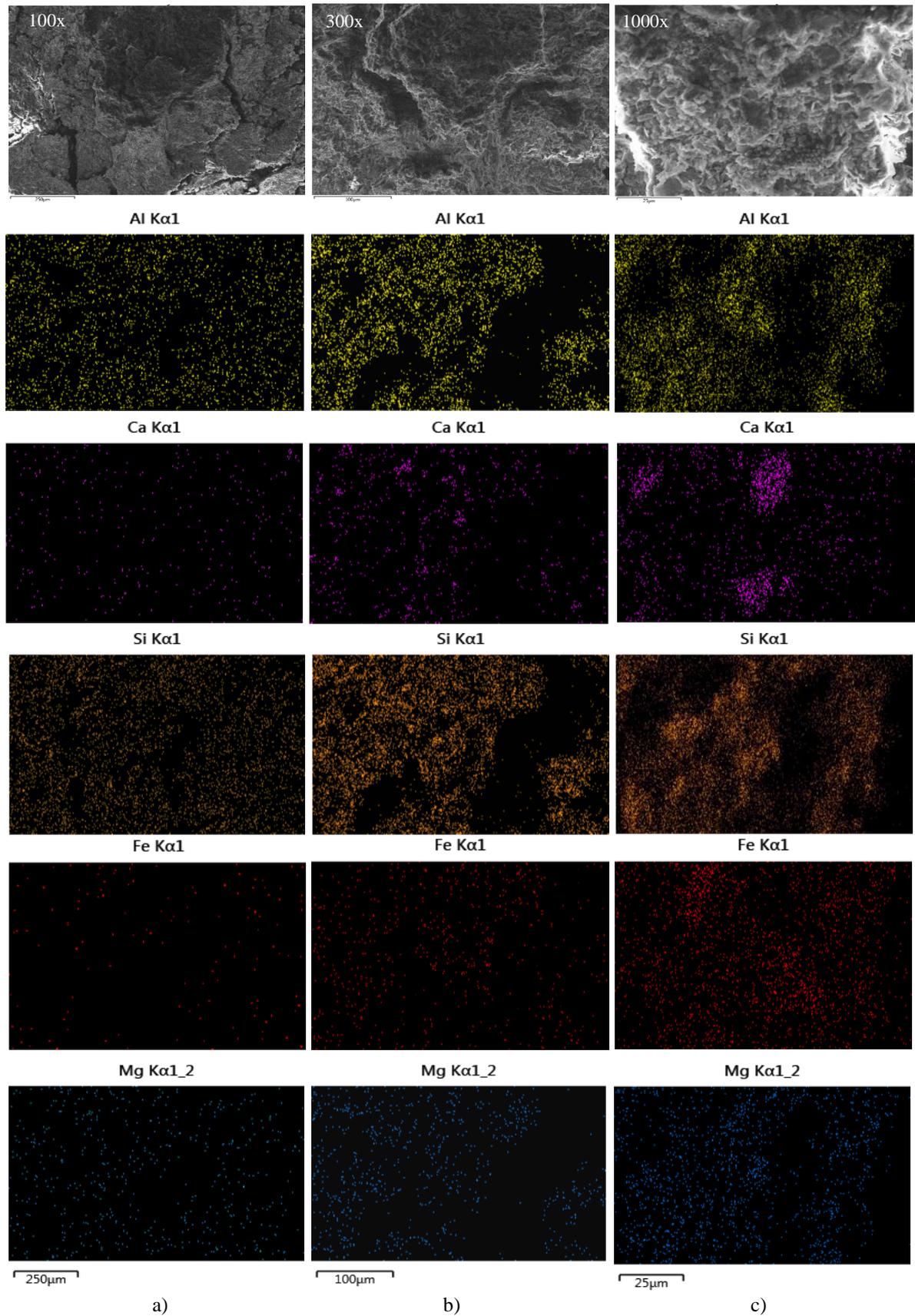


Figura 5.2 - Mapas de análise elemental para amostras intactas a uma profundidade de 37,5m com distribuição de alumínio, cálcio, silício, ferro e magnésio. a) 100x; b) 300x; c) 1000x

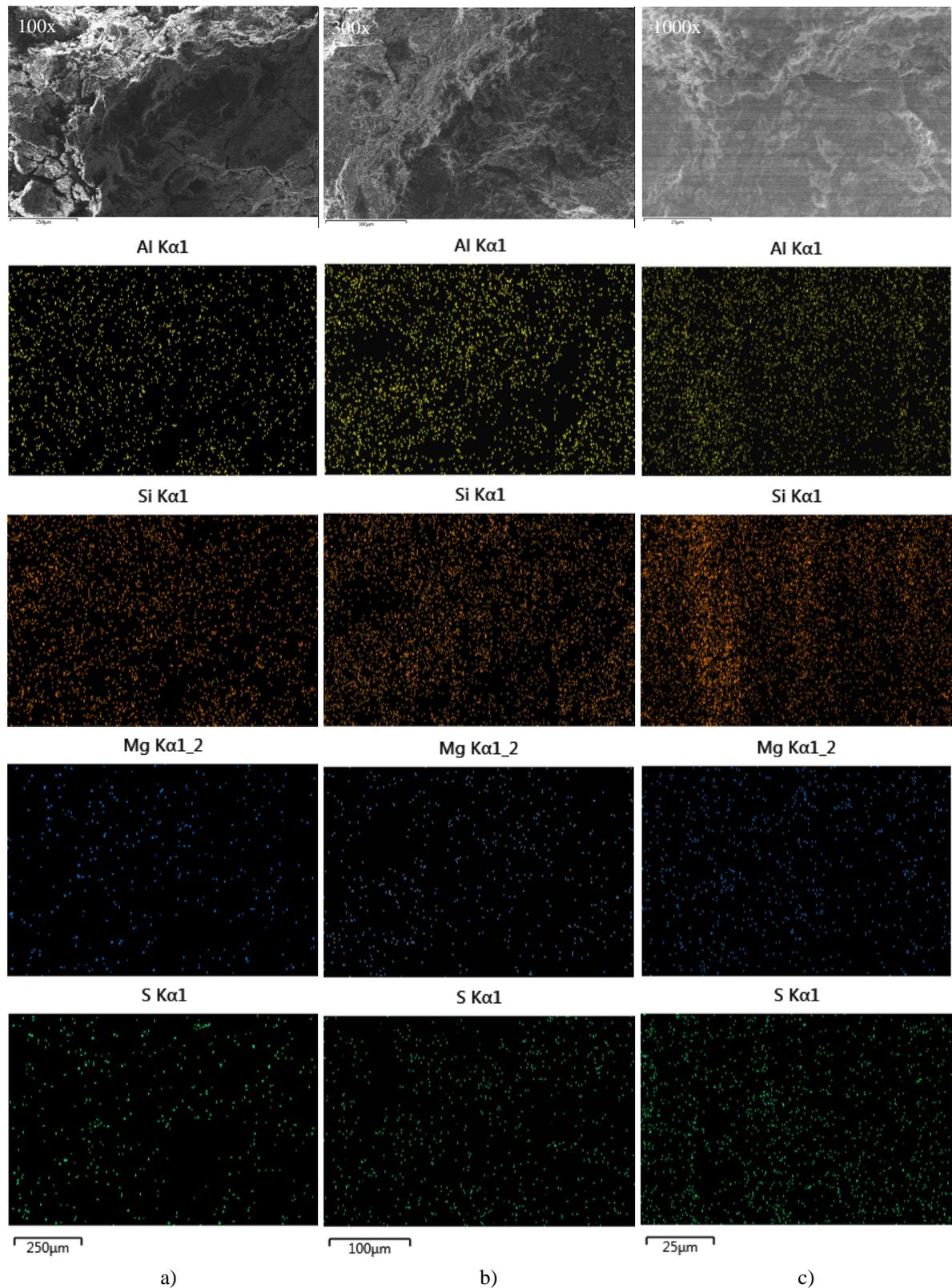


Figura 5.3 - Mapas de análise elementar para amostras intactas a uma profundidade de 40,0m com distribuição de alumínio, silício, magnésio e enxofre. a) 100x; b) 300x; c) 1000x

Em suma, verifica-se que à medida que a ampliação aumenta a percepção da orientação dos minerais torna-se mais clara podendo-se observar a presença de estrutura nas amostras intactas. Consta-se também que para as profundidades de 36,0 e 37,5m o grau de estruturação é mais

evidente, o que vem corroborar os resultados anteriores e o modelo proposto por Pedro (2013) relativamente a esta camada de transição. Para profundidades superiores observa-se uma maior homogeneidade na distribuição dos minerais.

Na Figura 5.4, Figura 5.5, Figura 5.6 e na Figura 5.7 apresenta-se para as ampliações de 300x e de 1000x a comparação entre as amostras intactas e reconstituídas para as profundidades de 36,0, 37,5, 39,0 e 40,0m, respetivamente. Pretende-se com esta comparação verificar as diferenças ocorridas aquando da destruição da estrutura promovida pelo procedimento experimental utilizado. As diferenças existentes entre amostras intactas e reconstituídas são bem evidentes na Figura 5.4 e na Figura 5.5, para as duas ampliações (300x e 1000x) podendo-se observar que nas amostras reconstituídas, devido ao processo de reconstituição utilizado (ver ponto 4.2.3), toda a orientação e a disposição das partículas visível nas amostras intactas foi drasticamente destruída. A distribuição dos minerais é, nas amostras reconstituídas, praticamente homogénea sem grande diferenciação e sem qualquer orientação preferencial, sendo exemplo claro disso a distribuição dos minerais Si, Ca e Al, para as duas profundidades. Naturalmente, e tal como expectável, a distribuição de Mg permanece homogénea em ambas as amostras, intactas e reconstituídas, independentemente da profundidade.

Para as profundidades de 39,0 e 40,0m (Figura 5.6 e Figura 5.7) as diferenças observadas entre amostras intactas e reconstituídas são bem menores. Tal deve-se ao facto das amostras intactas já em si possuírem uma grande homogeneidade que é reforçada no caso das amostras reconstituídas. Ainda assim é possível observar a ambas as profundidades e particularmente para os minerais Al e Si algumas diferenças que comprovam que o processo de reconstituição destruiu algumas das ligações e orientações existentes.

No cômputo geral verifica-se que os resultados alcançados são muito satisfatórios, visto que foi possível verificar diferenças a nível da estruturação das argilas através da comparação dos zonamentos efetuados em amostras intactas e reconstituídas. Constata-se igualmente que a ampliação utilizada tem um papel determinante, pois a menores ampliações parece tudo muito homogéneo podendo observar-se claras diferenças à medida que a escala de visualização aumenta. Verifica-se também, e como era expectável, que para as profundidades de 36,0 e 37,5m existem diferenças assinaláveis em comparação com as amostras às profundidades de 39,0 e 40,0m. Enquanto que para as primeiras parece existir uma orientação preferencial dos minerais, que é destruída nas amostras reconstituídas, a 39,0 e 40,0m não existe uma diferença tão acentuada, existindo alguma homogeneidade.

Infelizmente não foi possível verificar qual a orientação espacial preferencial das partículas pois dada a sua dimensão não foi possível prepará-las com uma orientação específica. Também a utilização de ampliações tão elevadas como as utilizadas torna difícil essa interpretação. Ainda assim da análise efetua resulta claramente a certeza de que existe estrutura nas AP.

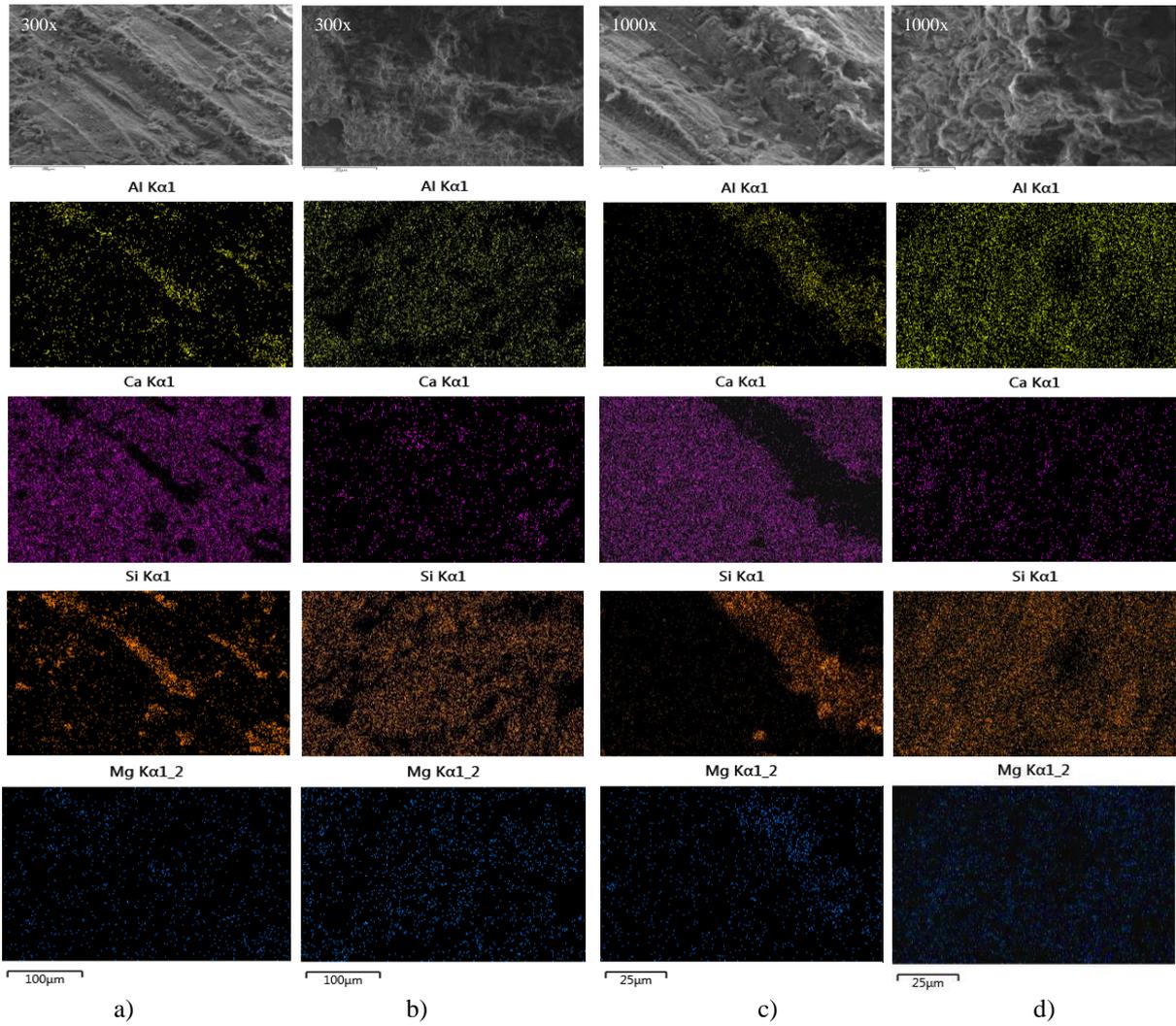
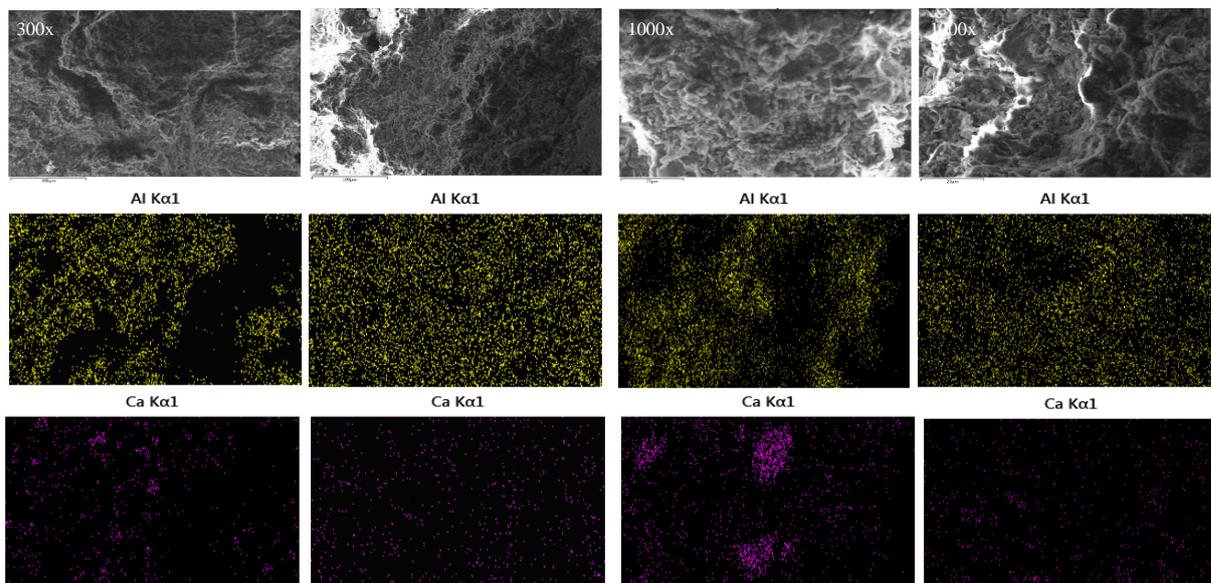


Figura 5.4 - Mapas de análise elementar para amostras intactas e reconstituídas a uma profundidade de 36,0m com distribuição de alumínio, cálcio, silício e magnésio. a) 300x intacta; b) 300x reconstituída; c) 1000x intacta; d)1000x reconstituída.



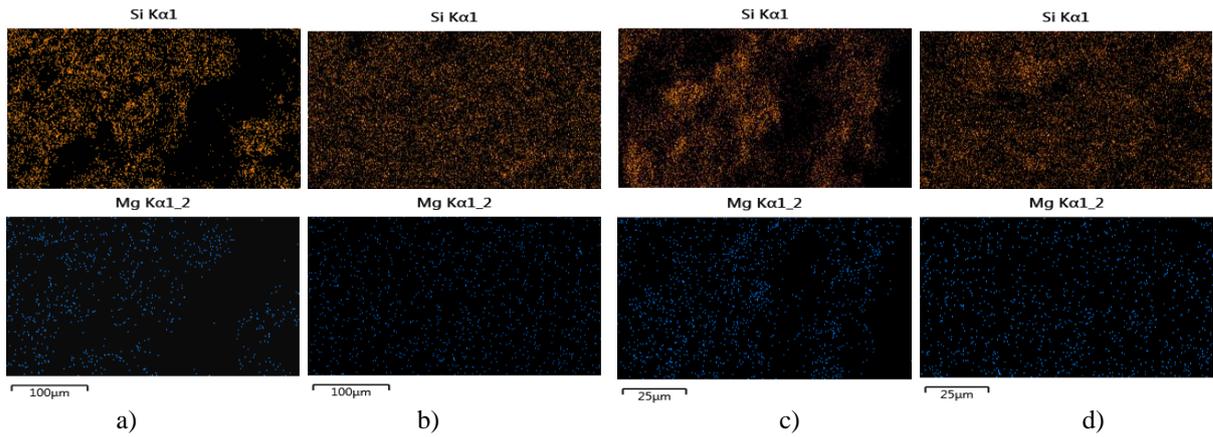


Figura 5.5 - Mapas de análise elementar para amostras intactas e reconstituídas a uma profundidade de 37,5m com distribuição de alumínio, cálcio, silício e magnésio. a) 300x intacta; b) 300x reconstituída; c) 1000x intacta; d)1000x reconstituída.

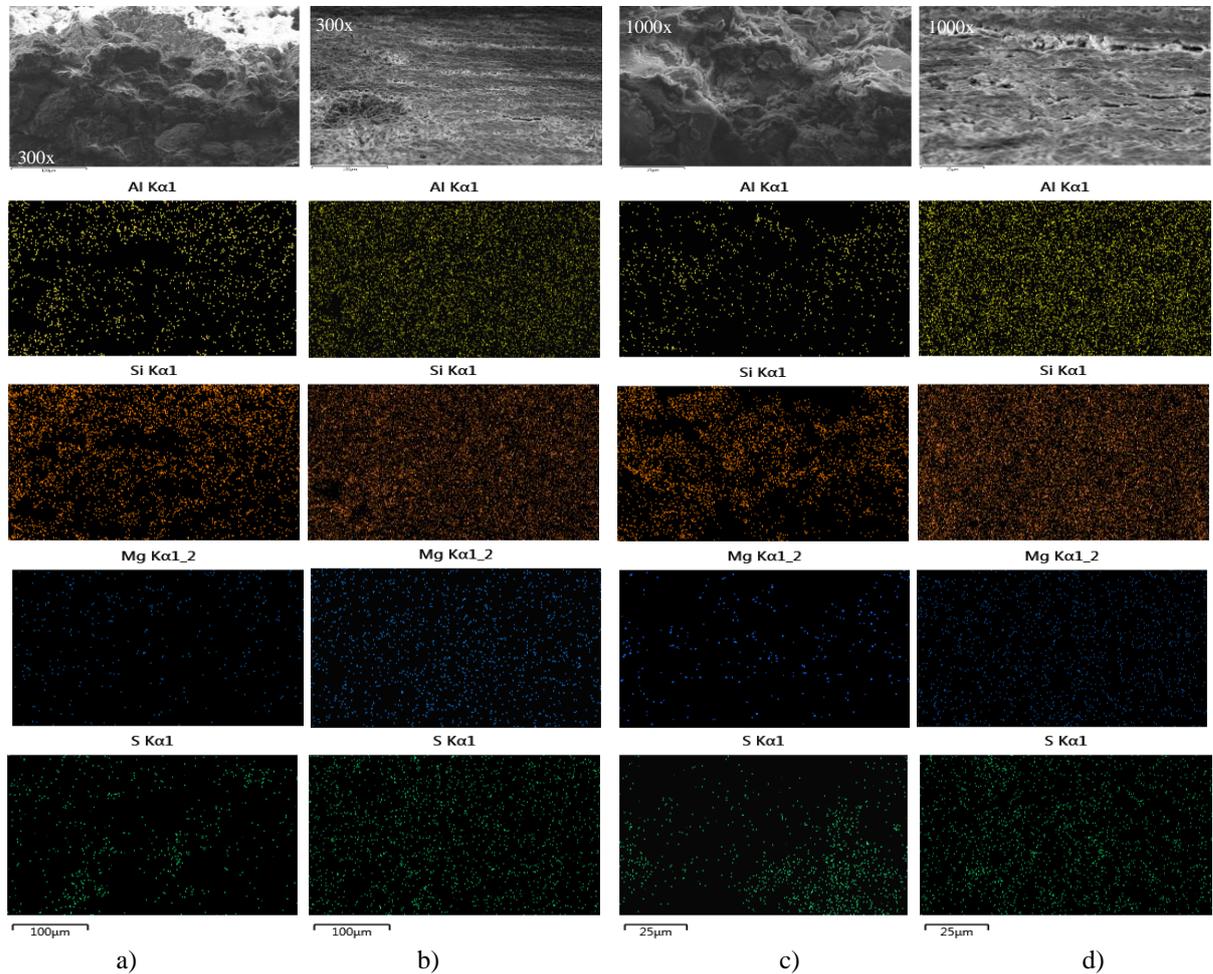


Figura 5.6 - Mapas de análise elementar para amostras intactas e reconstituídas a uma profundidade de 39,0m com distribuição de alumínio, silício, magnésio e enxofre. a) 300x intacta; b) 300x reconstituída; c) 1000x intacta; d)1000x reconstituída

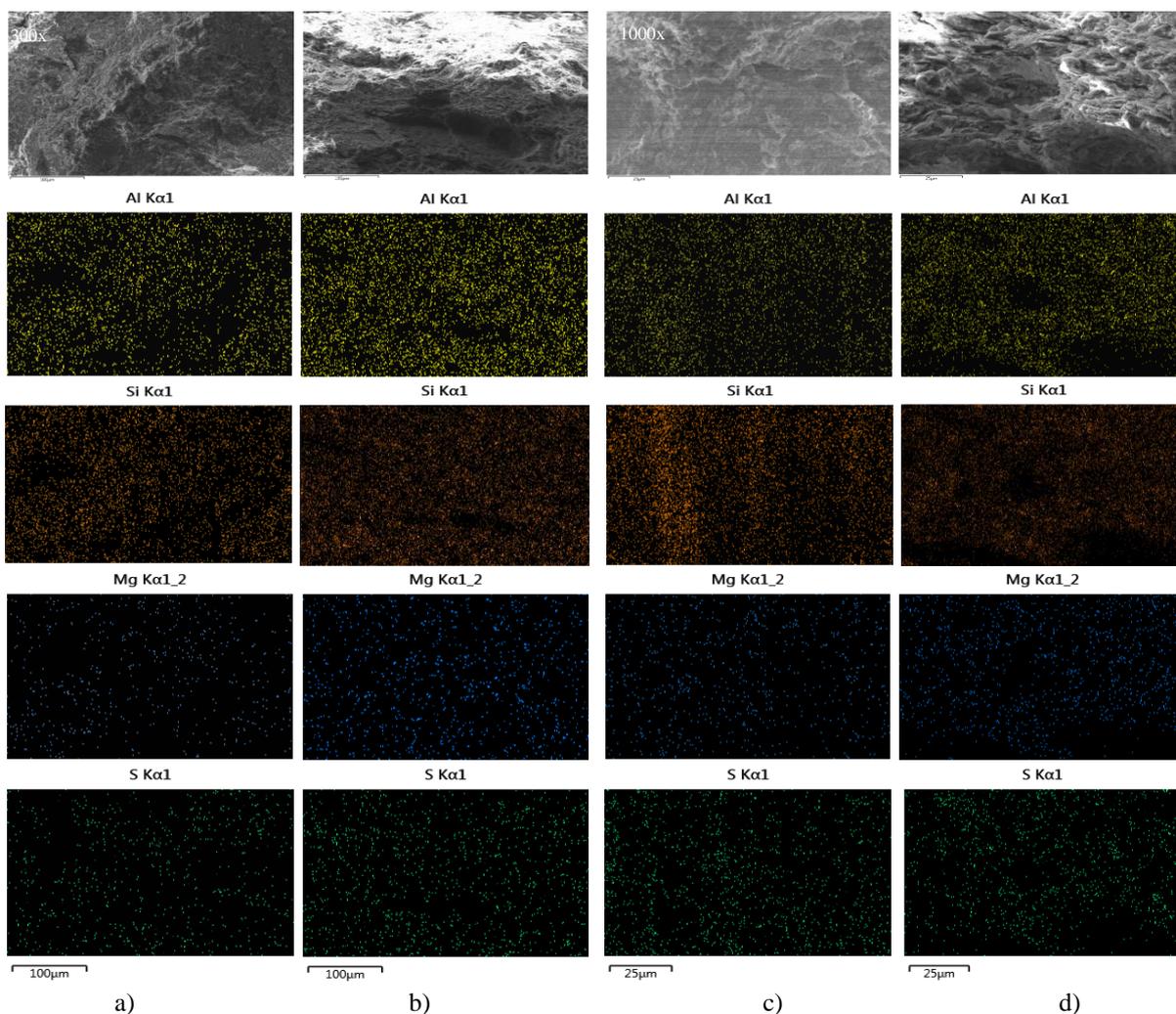


Figura 5.7 - Mapas de análise elementar para amostras intactas e reconstituídas a uma profundidade de 40,0m com distribuição de alumínio, silício, magnésio e enxofre. a) 300x intacta; b) 300x reconstituída; c) 1000x intacta; d) 1000x reconstituída

### 5.3 Avaliação Macroscópica

Neste ponto procura-se através de uma avaliação macroscópica quantificar a estrutura das AP através do parâmetro de sensibilidade resultante da comparação dos ensaios edométricos realizados sobre amostras intactas e reconstituídas. Para tal, começou-se por determinar quais as ICL e ISL correspondentes às profundidades de estudo. Na Figura 5.8a) mostram-se as curvas ICL no plano  $e$ - $\log(\sigma'_v)$  obtidas a partir dos valores médios do  $C_c^*$  definidos para cada profundidade e anteriormente apresentados na Tabela 4.6. Da análise da figura constata-se que com o aumento da profundidade as AP tendem a tornar-se mais compressíveis, existindo diferenças assinaláveis entre as profundidades de 36,0 e 39,0m sendo que para maior profundidade praticamente não existem grandes alterações. Como referido anteriormente estes resultados são consistentes com o modelo proposto por Pedro (2013) e com os resultados da caracterização física efetuada. Também se pode observar na figura as ICL determinadas a partir dos resultados médios (Tabela 3.7) publicados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013)

verificando-se que as mesmas apresentam uma ainda maior compressibilidade, o que também se adequa face à composição granulométrica mais fina dessas amostras. Como se pode observar na Figura 5.8b) uma situação similar ocorre relativamente às ISL embora aí as diferenças sejam bem menores no que respeita ao declive da curva ( $C_s^*$ ), tendo-se que os resultados publicados por Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) apresentam um declive similar embora se iniciem a índices de vazios mais elevados e compatíveis com a menor profundidade a que estas amostras foram recolhidas. De referir, que para a obtenção das ISL os parâmetros utilizados para as suas construções foram calculados através do valor médio de  $C_s^*$  obtido no ciclo descarga-recarga (quando foi efetuado) e na descarga final já que se observou que os declives nestes dois troços eram praticamente iguais.

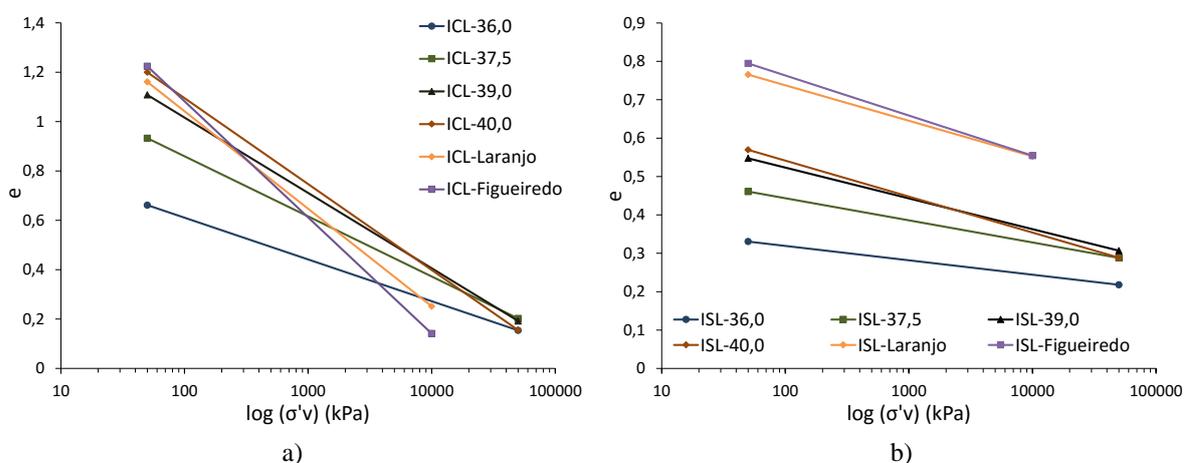


Figura 5.8 – a) Linhas de compressão intrínsecas (ICL); b) Linhas de expansibilidade intrínsecas (ISL)

Posto isto, e através da equação 1 proposta por Burland (1990), normalizaram-se os resultados de todos os ensaios efetuados. Na Figura 5.9a) representam-se no plano  $I_v$ -  $\log(\sigma'_v)$  as ICL médias a cada profundidade devidamente normalizadas podendo observar-se que estas praticamente se sobrepõem dando origem a uma curva única. Essa mesma curva tem igualmente um bom ajuste quer aos resultados de Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) quer à proposta por Burland (1990), podendo somente observar-se que para tensões mais elevadas tende a existir alguma discrepância com a curva proposta por Burland (1990) a apresentar alguma curvatura. Contudo, tal verifica-se para valores de tensão superiores a 2000kPa o que corresponde aproximadamente a uma profundidade de 100m, que é regra geral inferior ao horizonte da formação das AP. Do exposto pode concluir-se que a proposta por Burland (1990) é válida para a corrente profundidade a que se encontra a formação das AP.

Face aos resultados obtidos é possível afirmar que existe uma ICL única das AP e que esta parece ser independente da heterogeneidade encontrada na formação. Os parâmetros que definem esta ICL-AP encontram-se apresentados na Tabela 5.1, sendo a expressão que traduz o melhor ajuste dada pela equação 7. Na Tabela 5.1 apresentam-se igualmente os parâmetros determinados a partir das equações 3, 4 e 5 propostas por Burland (1990) observando-se que existem algumas diferenças para o caso das AP. Idêntico procedimento efetuou-se para as curvas ISL podendo-se visualizar na Figura 5.9b) o resultado da normalização. Neste caso o ajuste alcançado não é tão bom embora se possa considerar bastante aceitável e representativo

de todo o comportamento desta formação. Assim, também se definiu uma única ISL-AP cujos parâmetros se encontram igualmente na Tabela 5.1. Deve referir-se que a relação entre os declives da ISL-AP e da ICL-AP se encontra ligeiramente acima dos valores apresentados por Matos Fernandes (2006) para a maioria dos solos, onde estabelece uma relação do valor de  $C_s^*$  de 1/5 a 1/10 do valor de  $C_c^*$ .

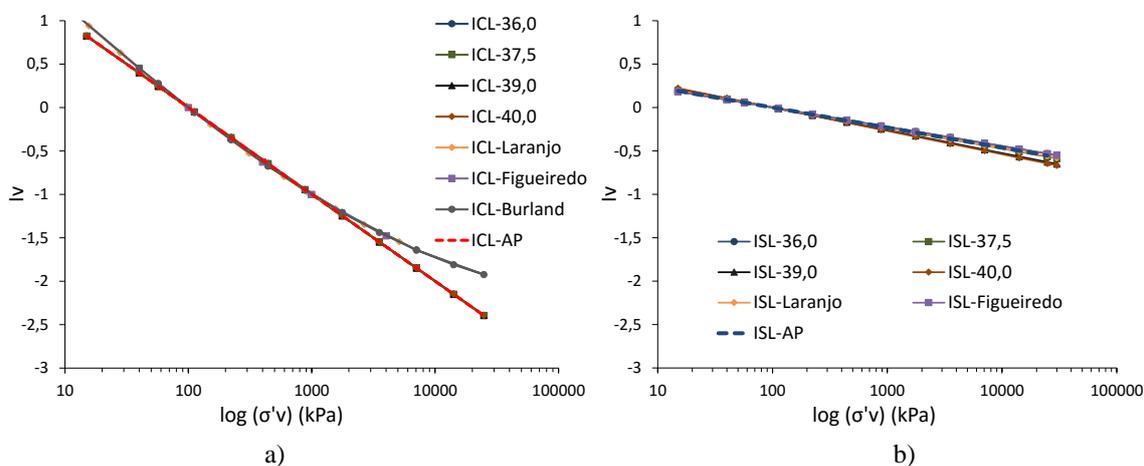


Figura 5.9 – Plano Iv-  $\log(\sigma'_v)$ : a) construção da ICL-AP; b) construção da ISL-AP

Tabela 5.1 – Parâmetros das ICL-AP e ISL-AP

Dados teóricos segundo Burland (1990)			ICL-AP		ISL-AP		
$e_L$ (Eq. 5)	$e_{100}^*$ (Eq. 3)	$C_c^*$ (Eq. 4)	$e_{100}^*$	$C_c^*$	$I_{v,Cc}^*$	$C_s^*$	$I_{v,Cs}^*$
1,124	0,782	0,248	0,950	0,303	1,000	0,073	0,232

$$I_{v,ICL} = 2,00 - \log \sigma'_v$$

7

Na Figura 5.10 encontram-se representadas as curvas dos ensaios efetuados normalizadas no plano  $I_v$ - $\log(\sigma'_v)$ , com as respetivas ICL-AP e ISL-AP bem como a ICL proposta por Burland (1990). Pela observação da figura constata-se o excelente ajuste que as curvas de compressão têm com a ICL-AP. Também se traçaram para os respetivos níveis do ciclo descarga-recarga e descarga final as ISL-AP podendo igualmente observar-se um bom ajuste.

Determinada a ICL-AP é possível estimar qual a sensibilidade das diversas amostras intactas das AP. Para tal, as amostras ensaiadas por Pedro (2013) foram normalizadas no plano  $I_v$ - $\log(\sigma'_v)$  podendo visualizar-se as curvas obtidas na Figura 5.11 para as profundidades de 36,5, 37,5 e 40,0m. A partir das curvas consegue-se quantificar o parâmetro de sensibilidade de pressão,  $S_\sigma$ , segundo o método proposto por Cotecchia (1996). Assim, estimou-se o valor mais adequado para a tensão de cedência para o qual existe rotura em compressão da estrutura natural,  $\sigma'_{vy}$ , e através da construção indicada determinou-se o valor da tensão vertical equivalente na ICL-AP para o mesmo índice de vazios,  $\sigma'_{ve}$ . Os valores obtidos para as 3 amostras analisadas encontram-se na Tabela 5.2 podendo observar-se que a sensibilidade de pressão varia entre 1,4 e 3,2, indicando a existência de estrutura na formação das AP para todas as profundidades. Contudo, deve referir-se que a sensibilidade, isto é, a estrutura aumenta em profundidade sendo

mais pequena a 36,5m e maior a 40,0m o que era algo expectável e que está, mais uma vez, de acordo com a proposta de Pedro (2013) que refere que a esta profundidade, 36,5m, o solo tem um comportamento praticamente semelhante a um solo reconstituído, devido à zona de transição que ocorre entre as duas camadas miocénicas.

Também na Tabela 5.2 se apresenta o parâmetro de expansibilidade de acordo com Schmertmann (1969), obtido através dos valores de  $C_s$  e  $C_s^*$  para as amostras intactas e reconstituídas. Neste caso verifica-se que para as profundidades de 36,5 e 37,5m o método indica que não existe estrutura no solo, sendo que para a profundidade de 36,5m dá inclusivamente um valor inferior a 1. Para a profundidade de 40,0m é estimada a presença de alguma estrutura embora ainda com valor moderado.

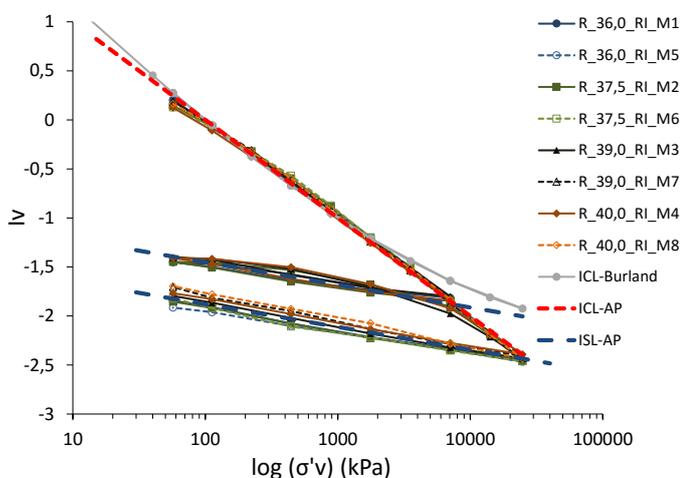


Figura 5.10 – Curvas de compressão das AP normalizadas no plano  $I_v$ - $\log(\sigma'v)$  e respetivas ICL-AP e ISL-AP

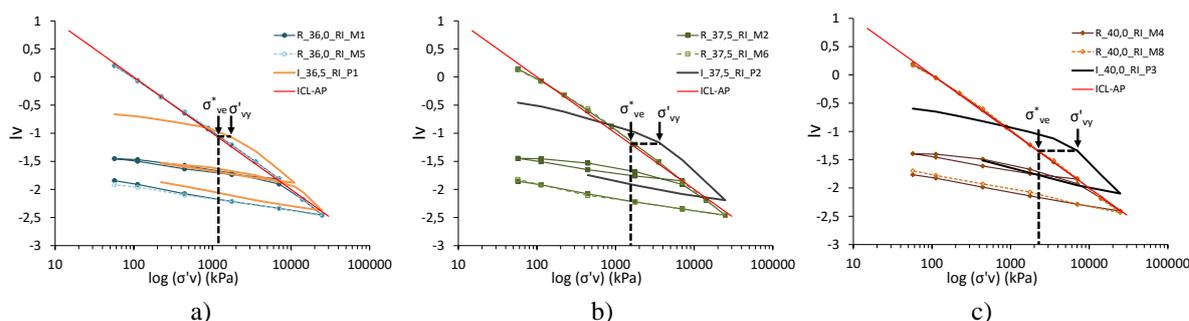


Figura 5.11 – Cálculo dos valores da sensibilidade segundo Cotecchia (1996) na formação das AP: a) 36,5m; b) 37,5m; c) 40,0m

Tabela 5.2 – Valores da sensibilidade segundo os métodos de Cotecchia (1996) e Schmertmann (1969)

Local	Referência	Designação	Prof. (m)	Cotecchia (1996)			Schmertmann (1969)		
				Intact. ( $\sigma'_{vy}$ )	Reconst ( $\sigma'^*_{ve}$ )	$S_\sigma$	Intact. ( $C_s$ )	Reconst. ( $C_s^*$ )	$S_s$
Poço Rua Ivens	Pedro (2013)	I_36,5_RI_P1	36,5	1750	1270	1,4	0,040	0,036	0,90
		I_37,5_RI_P2	37,5	3700	1580	2,3	0,057	0,057	1,00
		I_40,0_RI_P3	40,0	7300	2275	3,2	0,083	0,091	1,10

Com a definição da ICL-AP foi igualmente possível recalcular os valores da sensibilidade de pressão (Cotecchia (1996)) para as amostras de Figueiredo (2009) e Laranjo (2013) e calcular para as amostras de Marques (1998), apresentando-se os resultados obtidos na Tabela 5.3. Pela análise da tabela, constata-se que o parâmetro de sensibilidade é sempre superior à unidade confirmando a existência de estrutura das AP a várias profundidades e em diferentes locais. Pode igualmente observar-se que neste caso existe uma tendência da sensibilidade diminuir em profundidade embora tal possa estar relacionado com fatores locais como se viu no caso dos resultados da Rua Ivens.

Tabela 5.3 – Valores da sensibilidade segundo o método de Cotecchia (1996) para as AP

Local	Referência	Designação	Cotecchia (1996)		
			Intactas ( $\sigma'_{vy}$ )	Reconstituídas ( $\sigma'^*_{ve}$ )	$S_\sigma$
Av. Visconde Valmor	Laranjo (2013)	I_4,0_VV_L1	3500	1450	2,4
		I_4,0_VV_L2	3500	1300	2,7
Av. Liberdade P. Saldanha Av. República	Figueiredo (2009)	I_8,0_AL_F1	3280	1580	2,1
		I_8,0_PS_F2	3000	1850	1,6
		I_8,5_AR_F3	3100	1700	1,8
Túnel do Término	Marques (1998)	I_12,9_TT_M1	3150	1700	1,9
		I_14,0_TT_M2	3000	1750	1,7
		I_20,0_TT_M3	3000	1750	1,7
		I_24,7_TT_M4	3000	1750	1,7
		I_31,0_TT_M5	1750	1150	1,5

Por último, procurou-se aplicar às AP o método proposto por Gasparre (2005) apresentando-se os resultados obtidos na Figura 5.12. Pela observação da figura e de acordo com Gasparre (2005) confirma-se a existência de estrutura na formação, embora os valores obtidos sejam diminutos e apresentem um comportamento irregular, algo que pode ser fruto da própria metodologia utilizada que, tal como foi referido anteriormente, pode não tratar-se da mais apropriada para este fim.

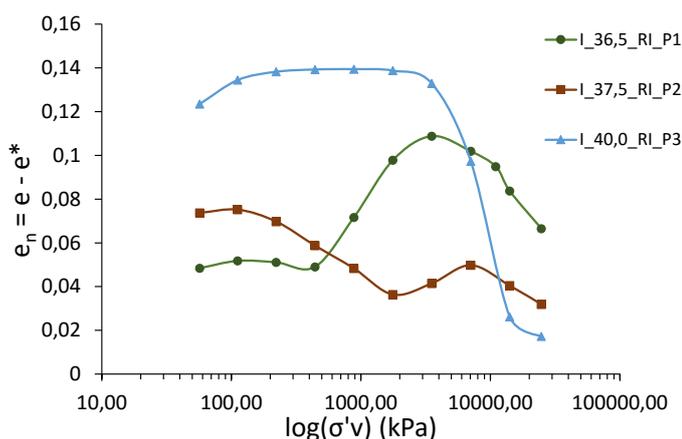


Figura 5.12 - Normalização de ensaios edométricos de acordo com o modelo proposto por Gasparre (2005)

## 6 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

### 6.1 Conclusões

O principal objetivo do presente trabalho foi o de avaliar a estrutura da formação das “Argilas e Calcários dos Prazeres”. Sendo os solos argilosos um material que exhibe geralmente um comportamento estruturado complexo, efetuou-se na primeira parte desta dissertação a revisão bibliográfica acerca de quais os fatores que afetam a sua estrutura, identificando-se como principais a gênese, a composição mineralógica, a microestrutura e a fábrica. Para uma completa caracterização geológico-geotécnica destes materiais é fundamental conhecer o seu grau de estruturação, sendo que essa avaliação pode ser feita qualitativamente a nível microscópico através de ensaios de DRX e com o recurso ao MEV, ou quantitativamente a nível macroscópico através da comparação de ensaios, geralmente edométricos, realizados em amostras intactas e reconstituídas em condições similares.

As “Argilas e Calcários dos Prazeres” (AP), série miocénica pertencente ao Miocénico Marinho de Lisboa, foi selecionada como objeto de estudo ao longo desta dissertação, dado que é uma camada do subsolo da cidade de Lisboa de extrema importância, em virtude de servir de solo de fundação a diversas construções e de ser atravessada por múltiplas infraestruturas. Apesar de existirem alguns dados acerca desta formação verificou-se que os mesmos se encontravam dispersos e que necessitavam de ser complementados a fim de se conseguir avaliar adequadamente a estrutura existente nesta formação.

Através da compilação de resultados publicados na bibliografia verificou-se que se trata de uma formação algo heterogénea, maioritariamente constituída por finos, especialmente por silte, mas cujos parâmetros não variam significativamente em profundidade. Em termos mineralógicos verifica-se a predominância de Quartzo e Filossilicatos, sendo que entre estes últimos detetou-se principalmente illite, esmectite, caulinite e clorite. Os ensaios edométricos realizados sobre amostras intactas, apresentam um valor médio de  $C_c$  e de  $C_s$  de 0,28 e de 0,060, enquanto que nos poucos ensaios existentes em amostras reconstituídas obteve-se uma média de 0,44 para o  $C_c^*$  e de 0,085 para o  $C_s^*$ . Tendo por base uma primeira abordagem aos resultados disponíveis concluiu-se que a formação das AP apresentava um grau de estruturação relevante.

Na segunda parte desta dissertação focou-se o estudo na avaliação da estrutura da formação das AP a maiores profundidades, 36,0 a 40,0m, utilizando para tal amostras existentes no laboratório de Geotecnia da FCTUC. Com vista à caracterização destas amostras realizaram-se inicialmente ensaios correntes de caracterização física, obtendo-se valores que corroboraram no essencial os resultados existentes na bibliografia, embora se deva salientar que se obtiveram

percentagens de argila algo inferiores relativamente a menores profundidades. Também se verificaram algumas diferenças com as amostras menos profundas, 36,0 e 37,5m, ao conterem menos material fino. Os ensaios mineralógicos realizados permitiram detetar uma maior presença de Quartzo, seguido de Filossilicatos, e entre estes a existência em maiores quantidades de Caulinite, Mica-Ilite e Esmectite, confirmando os resultados obtidos por outros autores.

Através da análise microscópica com o MEV em amostras intactas conseguiu-se avaliar a influência que a ampliação tem na visualização da estrutura. Uma maior ampliação traduz-se numa melhor definição e perceção da orientação das partículas. Para a profundidade de 36,0 e 37,5m, constatou-se que as partículas de argila se encontram todas praticamente orientadas com a mesma direção, e que têm uma forma bastante alongada e fina, podendo concluir-se que a sua fábrica se encontra algures entre os tipos turbostrático e pilha. Esta estrutura é consequência das características desta zona de transição entre camadas Miocénicas e resulta do seu processo geológico de deposição ter decorrido num ambiente algo agitado e da presença de uma grande quantidade de fósseis. Ao invés, a partir dos 39,0m de profundidade as partículas de argila encontram-se perfeitamente orientadas, sendo mais alongadas e regulares na sua forma, o que é consistente com um ambiente de deposição mais calmo. Comparativamente, observou-se no MEV que as amostras reconstituídas apresentam diferenças substanciais e que estas são resultado do processo de reconstituição de que foi alvo o solo, o que permite concluir acerca da boa qualidade da metodologia empregue na desestruturação do solo. Neste caso, e independentemente da ampliação utilizada, as imagens podem considerar-se de um modo geral muito homogêneas não se vislumbrando quaisquer orientações preferenciais de partículas.

Com a realização de ensaios edométricos sobre as amostras reconstituídas, obtiveram-se valores médios dos parâmetros  $C_c^*$  e  $C_s^*$  de 0,267 e 0,066, respetivamente, sendo estes ligeiramente inferiores aos publicados na bibliografia, embora em conformidade com os observados em outros tipos de argilas similares. Os restantes parâmetros de compressibilidade também apresentaram valores próximos dos existentes na bibliografia, obtendo-se baixos coeficientes de consolidação primária e secundária. Os resultados obtidos confirmaram as diferenças existentes na camada, verificando-se a menores profundidades uma menor compressibilidade que é fruto da composição granulométrica menos fina do solo.

Por fim, procedeu-se a uma avaliação da estrutura das AP qualitativamente e quantitativamente. Através do recurso ao MEV, e analisando diferentes níveis de ampliação, comparou-se os zonamentos mineralógicos de amostras reconstituídas e intactas. Os resultados obtidos nas amostras intactas evidenciaram que para menores profundidades alguns minerais, nomeadamente Al e Si, se encontravam orientados em feixes com direção bem definida. Já para profundidades maiores observou-se uma distribuição mais homogênea dos minerais não sendo fácil identificar orientações preferenciais. Por sua vez a análise às amostras reconstituídas revelou que, independentemente da profundidade considerada, a distribuição dos minerais era homogênea comprovando que o processo de reconstituição utilizado cumpriu o seu propósito.

Para a avaliação macroscópica, a realização dos ensaios edométricos em amostras reconstituídas, permitiu aferir as curvas de compressão para as diferentes profundidades. Também neste caso se constataram as diferenças existentes entre os dois níveis de profundidade. Contudo, quando se procedeu à normalização das curvas de compressão através da metodologia proposta por Burland (1990), verificou-se que estas praticamente se sobreponham possibilitando a construção de uma única ICL-AP representativa de toda a formação. Verificou-se igualmente que esta ICL-AP se ajustava adequadamente à ICL definida por Burland (1990) havendo somente algumas discrepâncias para tensões mais elevadas e que se podem considerar fora do horizonte da formação. Utilizando um processo análogo estabeleceu-se igualmente uma ISL-AP ajustada a todos os ramos de descarga das curvas de compressão obtidas nos ensaios edométricos. Também esta, apesar de ter um ajuste um pouco inferior à ICL-AP, pode-se considerar representativa do comportamento desta formação.

Com a ICL-AP por referência quantificaram-se os parâmetros de sensibilidade de pressão e de expansibilidade de acordo com as propostas de Cotecchia (1996) e Schmertmann (1969), sendo igualmente utilizada a metodologia proposta por Gasparre (2005). Os resultados obtidos demonstram que para maiores profundidades (acima de 39,0m) existe estrutura relevante na AP. Para profundidades menores observou-se uma menor presença de estrutura o que se encontra de acordo com o referido por Pedro (2013) que indica que para estas profundidades (36,0 a 37,5m) o solo tem um comportamento praticamente semelhante a um solo reconstituído, fruto da sua localização numa zona de transição entre duas camadas miocénicas.

De um modo geral, os objetivos propostos para esta dissertação foram alcançados, conseguindo-se efetuar uma revisão bibliográfica acerca da estrutura de solos argilosos, compilar a informação dispersa existente sobre a formação em estudo – “Argilas e Calcários dos Prazeres”, realizar ensaios complementares que permitiram avaliar qualitativamente a presença de orientações preferenciais de minerais e, finalmente, estabelecer um comportamento padrão para a compressibilidade desta formação possibilitando a avaliação quantitativa da sua estrutura.

## **6.2 Trabalhos futuros**

De acordo com as conclusões obtidas através do presente trabalho, propõe-se neste ponto algumas sugestões a considerar em investigações futuras:

- realização de ensaios edométricos adicionais a outras profundidades e em diferentes locais, de maneira a tentar estabelecer e confirmar o padrão de comportamento identificado;
- avaliar a influência da componente estrutural das AP, recorrendo à modelação numérica através de modelos constitutivos avançados, em diferentes obras geotécnicas executadas nesta formação;
- realização de ensaios triaxiais em amostras reconstituídas, com o objetivo de aplicar outras metodologias para a avaliação da sensibilidade e do grau de estruturação desta formação.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. M. (1986) Geological Institute of Portugal, Lisbon.
- Amorosi, A. & Rampello, S. (2007) An Experimental Investigation into the Mechanical Behaviour of a Structured Stiff Clay. *Géotechnique*, (57-2), 153-166.
- Antunes, M. T. (1979) *Introduction À La Géologie Générale Du Portugal*. Reports of the Geological Services of Portugal. 72-85 pages.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1993) The Neogene of Portugal. *Geological Publications*, **96**, 39-50.
- Antunes, M. T., Elderfield, H., Legoinha, P., Nascimento, A. & Pais, J. (1999) A Stratigraphic Framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional Sequences, Biostratigraphy and Isotopic Ages. *Spanish Geology Institute Journal*, **12** (I), 3-15.
- ASTM-American Society of Testing Materials (1987) ASTM D 2487-85; D2488-84. *Annual Book of Astm Standards*
- Bennett, R. H., Bryant, W. R. & Keller, G. H. (1981) Clay Fabric of Selected Submarine Sediments: Fundamental Properties and Models. *Journal of Sedimentary Research*, **51** (1).
- Bennett, R. H. & Hulbert (1986) “Clay Microstructure”. International Human Resources Development Corporation, Press, Prentice Hall, Boston.
- Bohor, B. & Hughes, R. E. (1971) Scanning Electron Microscopy of Clays and Clay Minerals. *Clays and Clay Minerals*, v. **19**, 49-54.
- British Standards Institution (1990) *Methods of Test for Soils for Civil Engineering Purposes*. London, BSI.
- Burland, J., Rampello, S., Georgiannou, V. & Calabresi, G. (1996) A Laboratory Study of the Strength of Four Stiff Clays. *Géotechnique*, **46** (3), 491-514.
- Burland, J. B. (1990) On the Compressibility and Shear-Strength of Natural Clays. *Géotechnique*, **40** (3), 329-378.
- Casagrande, A. (1932) The Structure of Clay and Its Importance in Foundation Engineering. *Boston Society Civil Engineers Journal*, **19** (4), pp. 168-208.
- Cenorgeo (2008) *Design Project of Ivens Shaft - Baixa-Chiado Metro Station of the Lisbon Metro*. Cenorgeo. 350 pages.
- Coop, M., Atkinson, J. & Taylor, R. (1995) Strength, Yielding and Stiffness of Structured and Unstructured Soils. In *Proceedings of the Proceedings of the 11th European conference on soil mechanics and foundation engineering, Copenhagen, Denmark*, 28, pp. 55-62.
- Correia, A. A. S. (2011) *Aplicabilidade Da Técnica De Deep Mixing Aos Solos Moles Do Baixo Mondego*. Dissertação de Doutoramento. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Cotecchia, F. (1996) *The Effects of Structure on the Properties of an Italian Pleistocene Clay*. Faculty of Engineering, Imperial College of Science Technology and Medicine, London.
- Cotecchia, F. & Chandler, R. J. (2000) A General Framework for the Mechanical Behaviour of Clays. *Géotechnique*, **50** (4), 431-447.
- Cotter, J. C. B. (1956) *The Marine Miocene of Lisbon*. Reports of the Geological Services of Portugal. 170 pages.
- Figueiredo (2009) Comunicação Pessoal Através De Laranja(2013).

- Gasparre, A. (2005) *Advanced Laboratory Characterisation of London Clay*. PhD thesis. Imperial College of London, London.
- Gribble, C. D., and & Hall, A. J. (1992) *Optical Mineralogy Principles and Practice*: London. *UCL Press*, p. 303.
- Guedes, T. (1997) *Study of the Expansibility of the Clay Formations of Lisbon*. MsC thesis. University of Lisbon, Lisbon.
- Harris, W. & White, N. (2008) "X-Ray Diffraction Techniques for Soil Mineral Identification" *Methods of Soil Analysis, Part 5 – Mineralogical Methods*, SSSA Book Series, Madison Wisc. USA
- Hight, D. W. & Leroueil, S. (2002) *Characterisation of Soils for Engineering Purposes. Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*, Singapore, A.A. Balkema Publishers.
- Hosseini Kamal, R. (2012) *Experimental Study of the Geotechnical Properties of Uk Mudrocks*. PhD thesis. Imperial College of London, London.
- Jardine, R. J. (1985) *Investigation of Pile-Soil Behaviour with Special Reference to the Foundations of Offshore Structures*. University of London.
- Kahle, M., Kleber, M. & Jahn, R. (2002) Review of Xrd-Based Quantitative Analyses of Clay Minerals in Soils: The Suitability of Mineral Intensity Factors. *Geoderma*, **109** (3–4), 191-205.
- Lambe, T. W. (1953) The Structure of Inorganic Soil. In *Proceedings of the Proc. ASCE*, 79, pp. 1-49.
- Lambe, T. W. & Whitman, R. V. (1979) *Soil Mechanics: Si Version*. New York.
- Laranjo, M. (2013) *Argilas Miocénicas De Lisboa. Parametrização Para O Dimensionamento De Estruturas Geotécnicas*. Dissertação de Doutoramento. Universidade do Porto, Porto.
- Laranjo, M. L., Fernandes, I., Matos Fernandes, M. & Costa Esteves, E. (2010) Microscopic Study of the Mineralogy of a Sample of "Argilas Dos Prazeres". In *Proceedings of the XII - National Conference in Geotechnics, GuimarãesI*, pp. 319-328.
- LNEC E 196-1966, E. E 196-1966-" Solos. *Análise granulométrica, Lisboa*.
- Lopes, I. M. F. (2001) *Evaluation of Geological and Geotechnical Conditions for Seismic Hazard Characterisation. Application to the Castelo De São Jorge Hill*. MsC thesis. University of Lisbon, Lisbon.
- Marques, F. E. R. (1998) *Analysis of the Observed Behaviour of a Tunnel Open in the Miocenic Formations of Lisbon*. Master's thesis. University of Coimbra, Coimbra.
- Matos Fernandes, M. (2006) *Mecânica Dos Solos: Conceitos E Princípios Fundamentais*. FEUP edições.
- Mesri, G. (1973) Coefficient of Secondary Compression. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, **99** (1), 123-137.
- Mitchell, J. K. & Soga, K. (2005) *Fundamentals of Soil Behavior*. Hoboken, New Jersey.
- Moitinho de Almeida, I. (1991) *Geotechnical Characteristics of the Lisbon Soils*. PhD thesis. University of Lisbon, Lisbon.
- Moitinho de Almeida, I. (2008) In *Guia de Telheiras* Lisbon, pp. 4.
- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. J. (1997) *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*.
- Newland, P. & Allely, B. (1955) Results of Some Investigations on Two Sensitive Clays. *New Zealand Engineering*, **10** (11), 403.
- NP (1965) *Solos. Determinação Da Densidade Das Partículas*.
- NP (1969) *Solos. Determinação Dos Limites De Consistência*.
- Pais, J. (2004) *O Neogénico Da Bacia Do Baixo Tejo (Portugal), a Geologia Na Rota Dos Vinhos E Da Vinha Do Ribatejo, Cartaxo*. .

- Pedro, A. (2013) *Geotechnical Investigation of Ivens Shaft in Lisbon*. PhD Thesis Imperial College London, London, UK.
- Póvoa, R. F. (2014) *Simulação Do Comportamento De Um Solo Artificialmente Estabilizado Com O Modelo Cam Clay Estruturado Modificado* Dissertação de Mestrado. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Pusch, R. (1966) Quick-Clay Microstructure. *Engineering Geology*, **1** (6), 433-443.
- Sarkar, S., Aimin, X. & Jana, D. (2001) Scanning Electron Microscopy, X-Ray Microanalysis of Concretes. *Handbook of Analytical Techniques in Concrete Science and Technology*. William Andrew Inc./Noyes Publications, 231-274.
- Schmertmann, J. H. (1969) Swell Sensitivity. *Geotechnique* **19**(41), 530-533.
- Shibuya, S. (2000) Assessing Structure of Aged Natural Sedimentary Clays. *Soils and foundations*, **40** (3), 1-16.
- Sides, G. & Barden, L. (1971) The Microstructure of Dispersed and Flocculated Samples of Kaolinite, Illite, and Montmorillonite. *Canadian Geotechnical Journal*, **8** (3), 391-399.
- Silva, J. M. P. d. (2011) *Geotechnical Characterization of the Miocene Formations of Lisbon*. MSc thesis. University of Coimbra, Coimbra.
- Skempton, A. W. (1953) The Colloidal “Activity” of Clays. In *Proceedings of the Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Switzerland*, pp. 57-61.
- Skempton, A. W. (1970) The Consolidation of Clays by Gravitational Compaction. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **125** ((1-4): 373-411).
- Sorensen, K. K., Baudet, B. & Simpson, B. (2007) Influence of Structure on the Time-Dependent Behaviour of a Stiff Sedimentary Clay. *Géotechnique*, **57** (1), 113.
- Tanaka, H. & Locat, J. (1999) A Microstructural Investigation of Osaka Bay Clay: The Impact of Microfossils on Its Mechanical Behaviour. *Canadian Geotechnical Journal*, **36** (3), 493-508.
- Taylor, D. W. (1948) *Fundamentals of Soil Mechanics*.
- Terzaghi, K. (1943) *Theoretical Soil Mechanics*. New Yorkpages.
- Terzaghi, K. (1944) Ends and Means in Soil Mechanics, *Engineering Journal (Canada)* 27: 608.
- Wilkinson, S. (2011) *The Microstructure of Uk Mudrocks*. PhD thesis. Imperial College of London, London.

**ANEXOS**

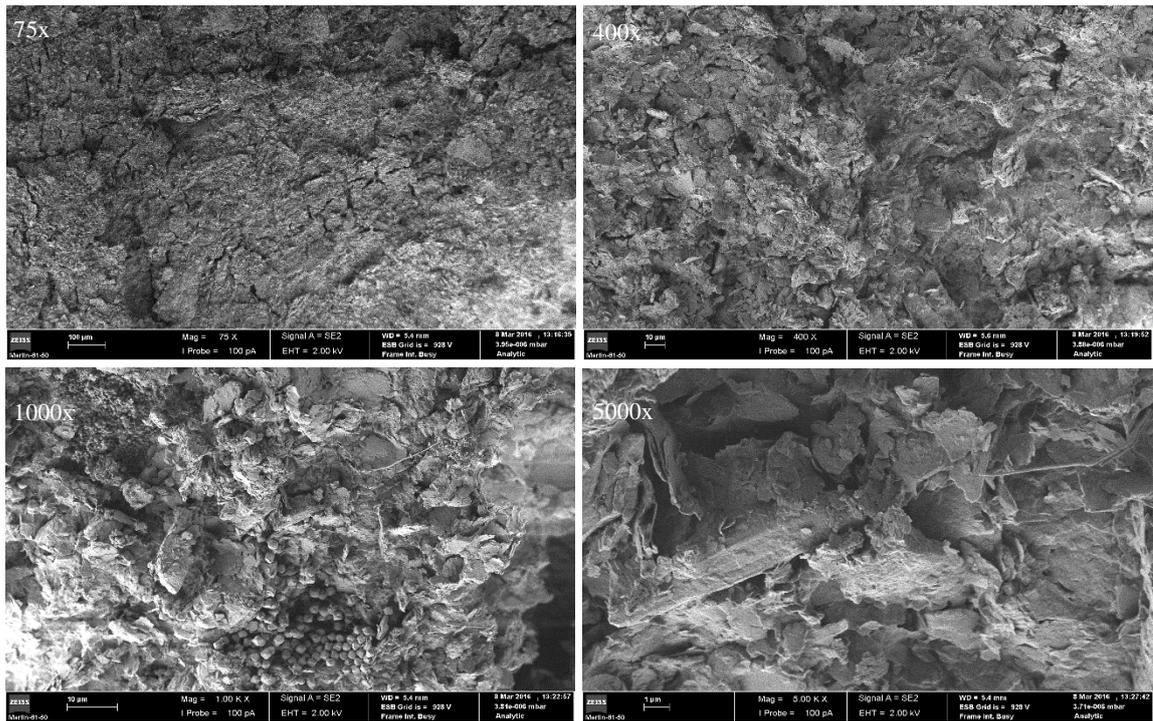


Figura A 1 - Imagens com diferentes ampliações para amostra intacta à profundidade de 37,5m

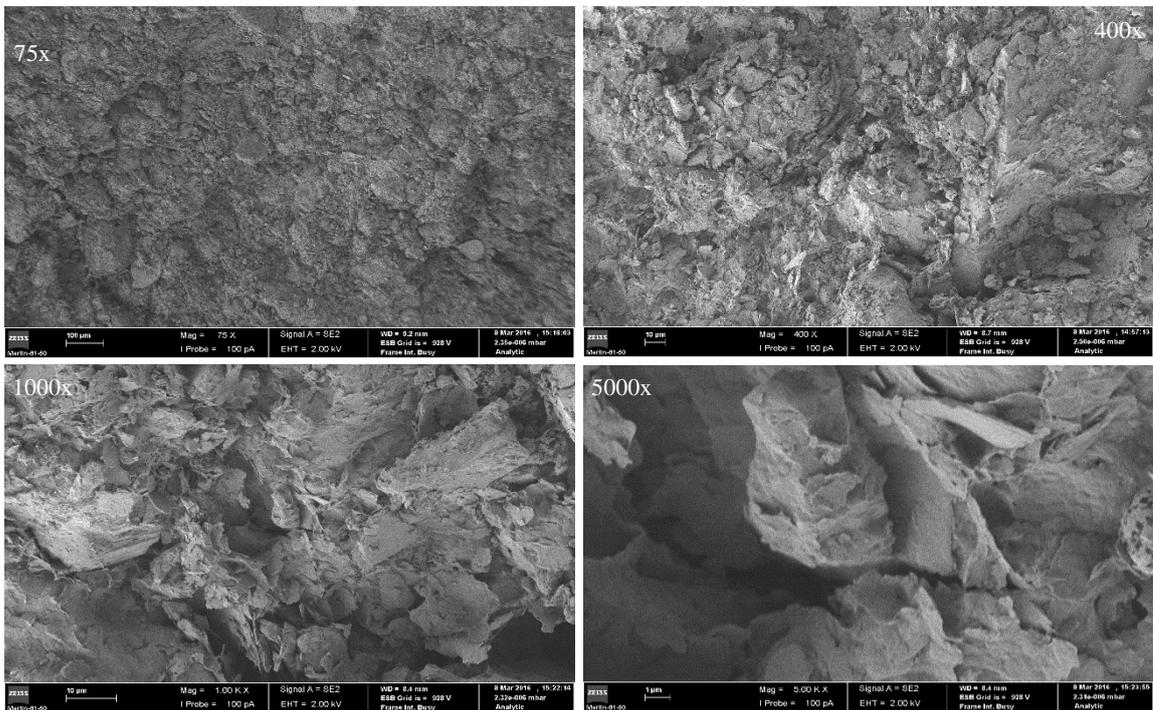


Figura A 2 - Imagens com diferentes ampliações para amostra intacta à profundidade de 40,0m

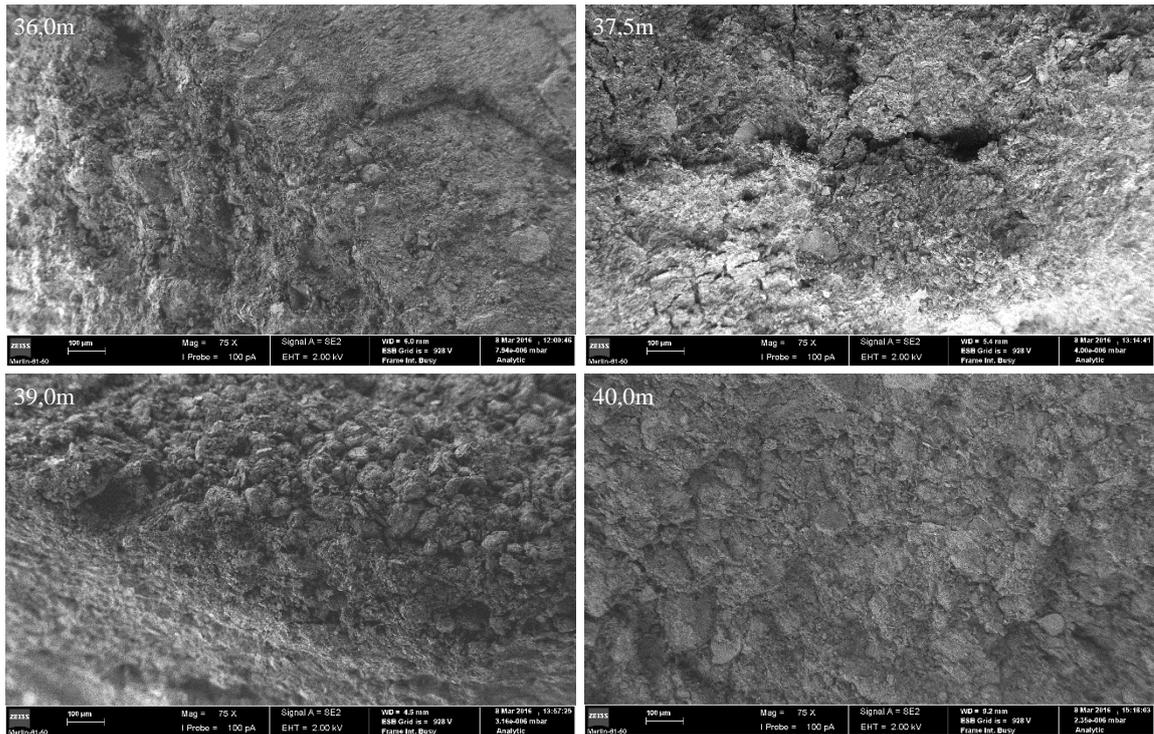


Figura A 3 - Ampliação de 75x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras intactas

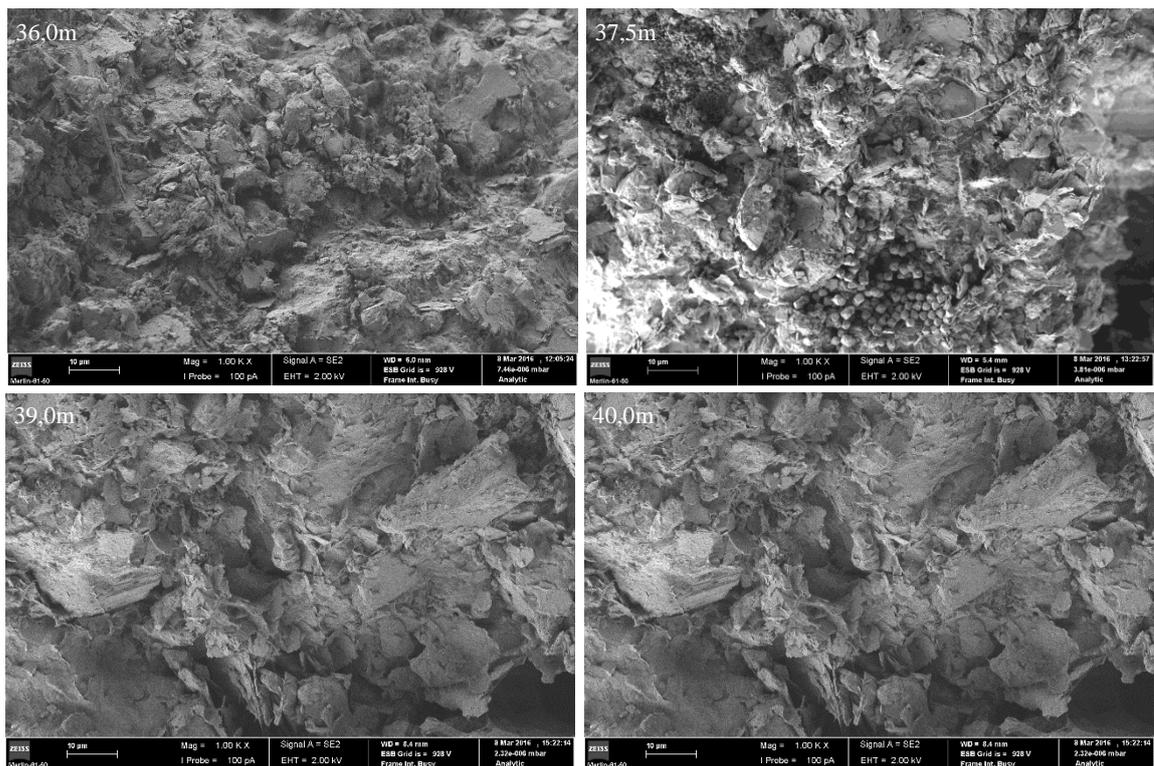


Figura A 4 - Ampliação de 1000x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras intactas

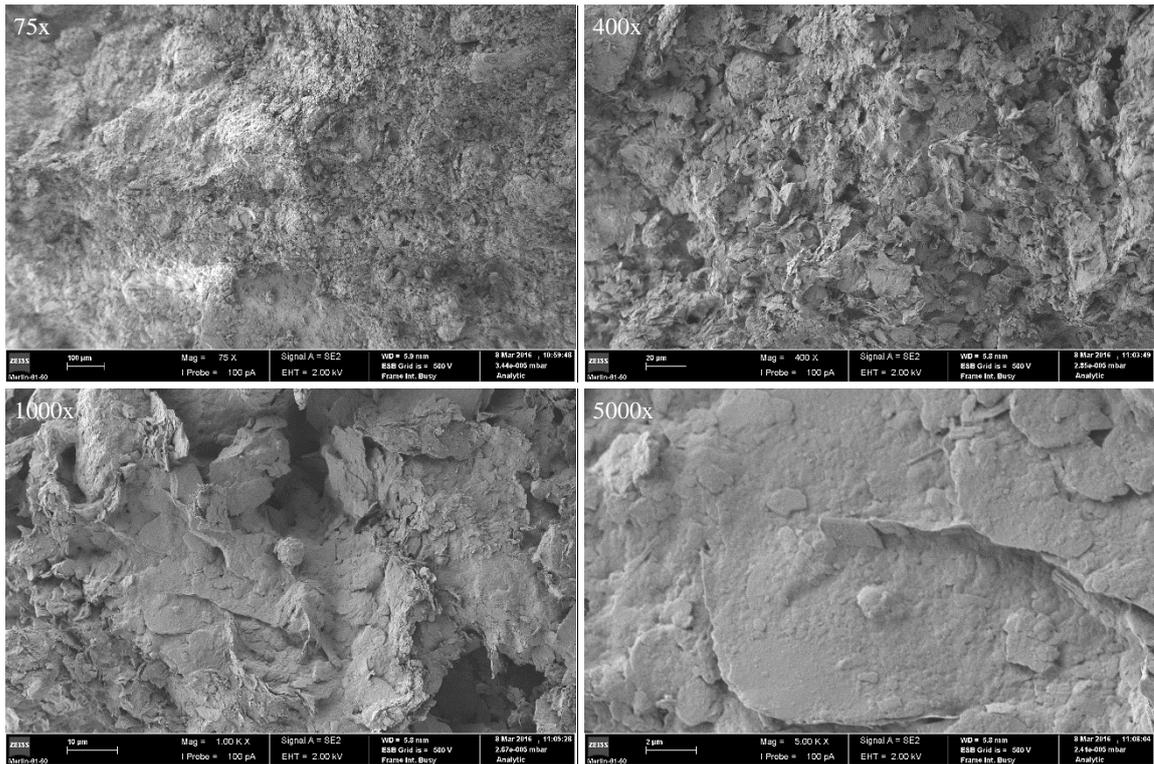


Figura A 5 - Imagens com diferentes ampliações para amostra reconstituída à profundidade de 36,0m

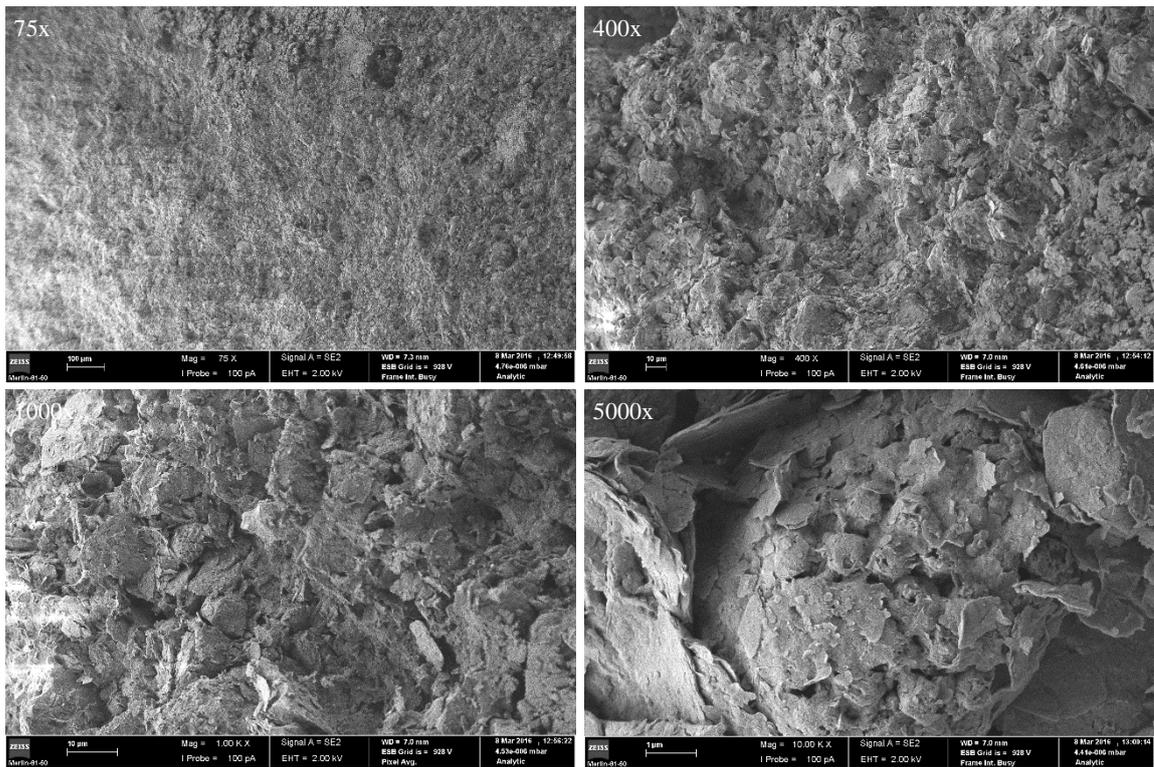


Figura A 6 - Imagens com diferentes ampliações para amostra reconstituída à profundidade de 37,5m

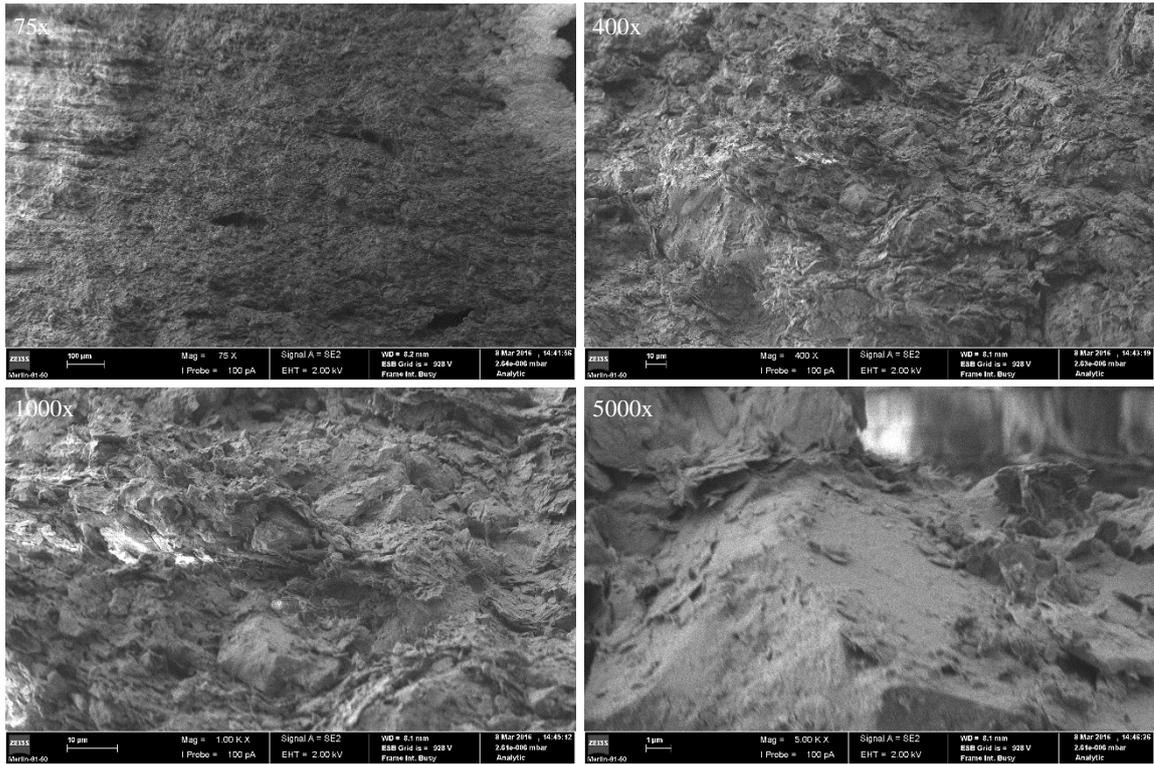


Figura A 7 - Imagens com diferentes ampliações para amostra reconstituída à profundidade de 40,0m

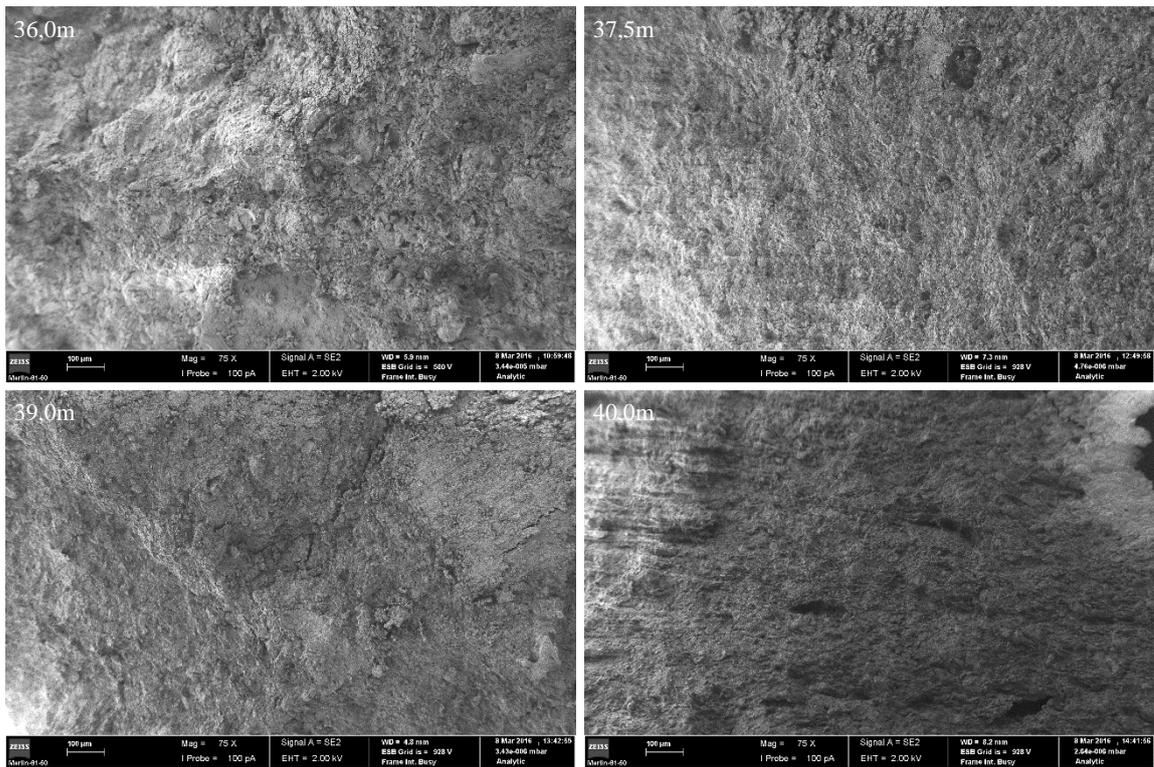


Figura A 8 - Ampliação de 75x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras reconstituídas

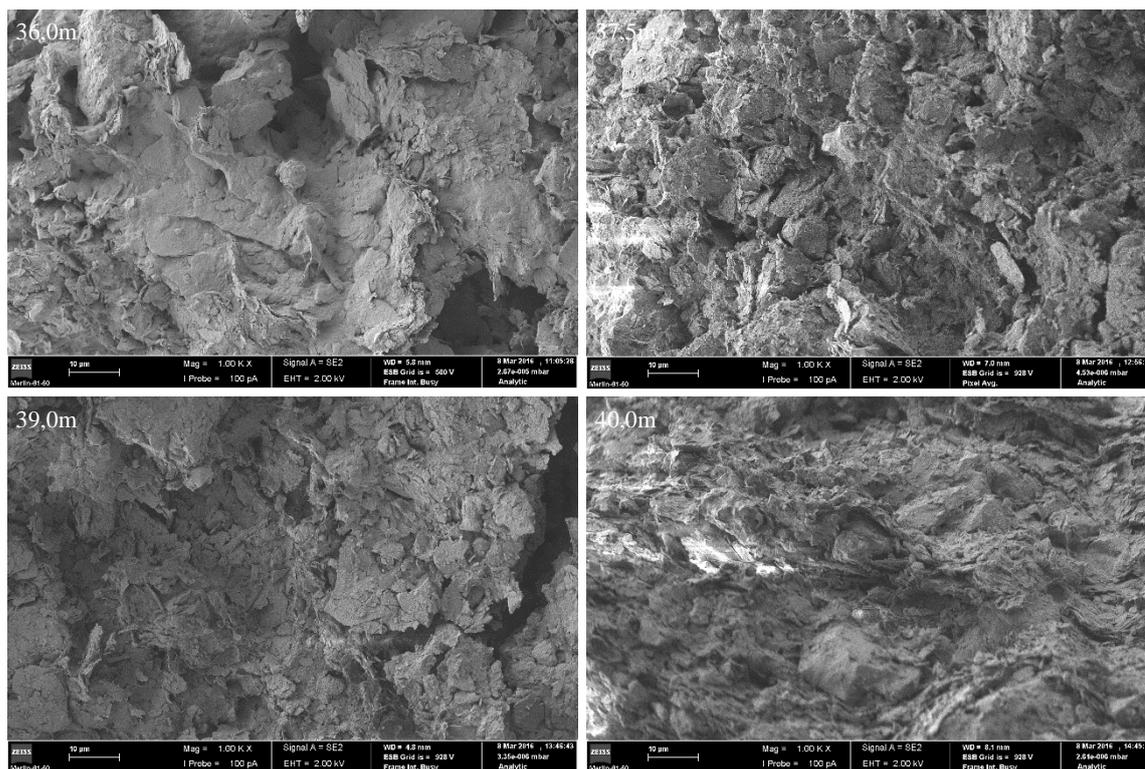


Figura A 9 - Ampliação de 1000x para as diferentes profundidades analisadas nas amostras reconstituídas

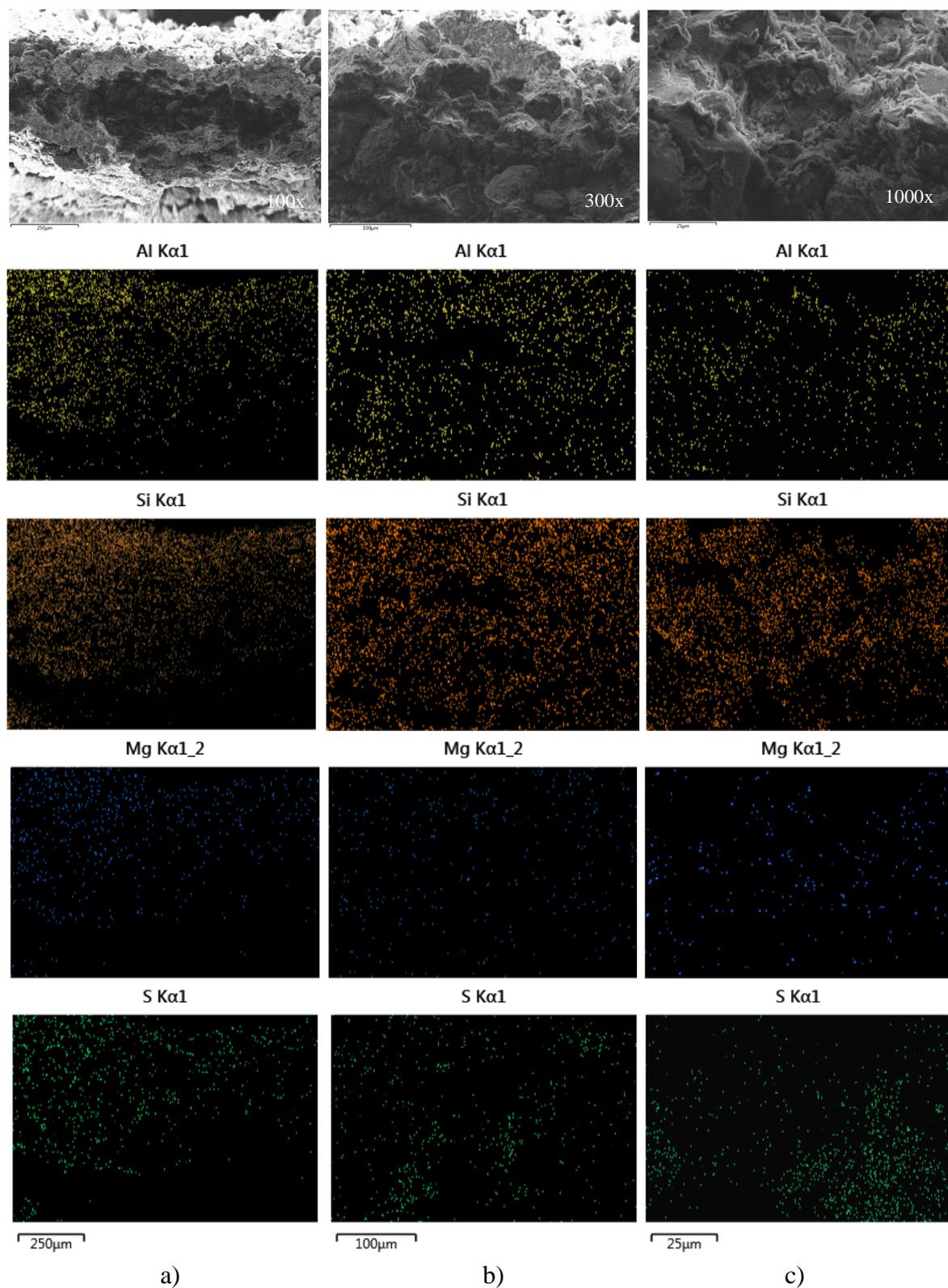


Figura A 10 - Mapas de análise elementar para amostras intactas a uma profundidade de 39,0m com distribuição de alumínio, silício, magnésio e enxofre. a) 100x; b) 300x; c) 1000x