

1 2 9 0



UNIVERSIDADE D
COIMBRA

Ricardo Filipe Simões Henriques

MODELAÇÃO NUMÉRICA DE UM TSUNAMI
EM VERDE LAGO, ALGARVE

VOLUME 1

Dissertação no âmbito do Mestrado de Geociências orientada pelo
Professor Doutor Pedro José Miranda da Costa e pela Doutora
Ivana Bosnic e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra
da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de
Coimbra.

Agosto de 2023

Agradecimentos

Um grande agradecimento ao meu orientador, Professor Doutor Pedro José Miranda da Costa, pela boa disposição ao longo de todo este ano. Obrigado pela orientação e palavras de motivação, e também pela paciência que demonstrou ao longo desta longa jornada (principalmente na escrita). Uma palavra de agradecimento também à minha co-orientadora Ivana pela introdução fantástica ao mundo da modelação numérica, que acabou por ser uma área de grande interesse para mim e que procuro seguir no futuro. Queria agradecer também pela paciência que teve comigo quando enviava e-mail mais que uma vez por dia e pelas dúvidas que na altura pareciam do tamanho do mundo, mas que agora parecem mínimas.

Um especial agradecimento à equipa de responsáveis pela obra na urbanização Verde Lago, pelas indicações e pela cedência de uma retroescavadora, bem como aos Professor César Andrade e Sebastião Teixeira pela ajuda durante a campanha de campo.

Aos meus pais e irmã, por serem um grande apoio ao longo de todos estes anos de estudo e que resultaram nesta dissertação. Foram os principais responsáveis por me tornar na pessoa que sou hoje, uma pessoa determinada e sempre pronta para qualquer desafio que possa enfrentar.

Ao Rafa, Filipe, Joana, Leo, Dani e Paiva que são amigos que levo para toda a vida e que me ajudaram nas fases mais difíceis, ao fazer-me rir todos os dias, pelas aventuras, pelos almoços e jantares, pelos momentos nas salas do departamento ou nas chamadas até tarde no Discord, um grande obrigado a todos vocês.

Em especial, agradeço o apoio, paciência e motivação ao longo desta jornada, à Bia que sempre foi uma pessoa que me ajudou em qualquer altura mesmo quando já era difícil escrever a dissertação. Um grande obrigado a ti por todos os momentos que me deram motivação para continuar.

A todos os que não nomeei, mas que sabem que foram muito importantes ao longo deste desafio, um grande obrigado.

Esta cópia da tese é fornecida na condição de que quem a consulta reconhece que os direitos de autor são pertença do autor da tese e que nenhuma citação ou informação obtida a partir dela pode ser publicada sem a referência apropriada.

This copy of the thesis has been supplied on condition that anyone who consults it understood to recognize that its copyright rests with its author and that no quotation from the thesis and no information derived from it may be published without proper acknowledgement.

Resumo

Nesta dissertação é aplicada a técnica de modelação numérica para uma melhor compreensão dos eventos tsunamigénicos na costa Sul de Portugal. Esta técnica foi aplicada na zona de Verde Lago, Algarve e para tal foram usados vários elementos fundamentais para a credibilidade nos resultados apresentados.

Para a realização da modelação numérica foram utilizados vários elementos tais como: amostras recolhidas em campo das oito trincheiras e três sondagens realizadas no local de estudo, conseqüente análise das amostras ao microscópio e por crivação, para a modelação numérica foram utilizadas quatro fontes que sugeridas anteriormente por outros artigos, bem como o uso de grelhas aninhadas para a utilização das condições de fronteira. Foi aplicado ainda o levantamento aerofotogramétrico utilizando dados 2008 DGT 2 m, Lidar DGT 2011 2 m e ainda Emodnet Bathymetry Consortium 115 m. Foi também fundamental para este trabalho o uso de vários parâmetros anteriormente sugeridos por outros artigos (Dourado *et al.*, 2021) e que aqui foram seguidos igualmente (rugosidade, time-step, etc.). Foram ainda adicionados vários pontos de observação que auxiliaram na observação dos resultados obtidos, quer a nível hidrodinâmico e morfodinâmico.

Os resultados deste estudo demonstram que a fonte sísmica HSF apresentou melhor concordância com os padrões de erosão/deposição previstos e os depósitos observados no terreno. Apesar dos resultados das datações apontarem para outro evento, se a fonte sísmica for a mesma, o registo sedimentar obtido aqui poderia eventualmente ajudar, no futuro com mais trabalho e afinação dos modelos numéricos.

Este trabalho reforça a necessidade de existirem trabalhos reforçados na área da modelação numérica para ajudar na restrição de fontes possíveis para o tsunami de 1755.

Palavras chave: eventos extremos, transporte de sedimentos, tempestade, Delft3D, tsunami

Abstract

In this dissertation, a numerical modelling approach is applied for a better understanding of tsunamigenic events in the South coast of Portugal. This was applied in the area of Verde Lago.

To produce and validate tsunamigenic numerical models several input elements were used. Lithostratigraphic data retrieved from eight trenches and three cores and grain size analysis were served as validation tools for the numerical models and to assess its accuracy. Four seismic sources were selected based on previous research data on the main epicentral areas adjacent to Iberia. Aerophotogrammetric survey was also applied using 2008 DGT 2 m, 2011 DGT Lidar 2 m and Emodnet Bathymetry Consortium 115 m data. Other relevant input data (roughness, time-step, boundary conditions) for the numerical model was based on previous works by Dourado *et al.* (2021) and Bosnic *et al.* (2021).

The results of this study demonstrated that the HSF seismic source showed better agreement between the predicted erosion/deposition patterns and the observed deposits in the field. This work reinforces the need for further work in numerical modelling to help narrow down possible sources for the 1755 tsunami or other tsunamigenic sources that might affect the Iberian peninsula.

Key words: extreme events, sediment transport, storm surge, Delft3D, tsunami

Siglas

HSF – Horseshoe Fault

MPF – Marquês de Pombal Fault

SCN1 – Scenario 1

GB – Gorringe Bank

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Principais unidades litoestratigráficas na Boca do Rio (adaptado de Hindson <i>et al.</i> 1999). ...	21
Figura 1.2 – Mapa da localização do estuário do Tejo e principais domínios estuarinos; os círculos vermelhos preenchidos representam locais de sondagem de Alfeite e Pancas (adaptado de Andrade <i>et al.</i> 2003).	23
Figura 1.3 – a) Imagem tridimensional da frente de Marquês de Pombal e área de deslizamento, a linha vermelha indica a localização do perfil sísmico de alta resolução; b) Imagem de alta resolução sísmica em depósitos de deslizamento de terra no sopé do Marquês de Pombal (adaptado de Vizcaino <i>et al.</i> 2006).	24
Figura 1.4 – Mapa de Martinhal, mostrando a localização e as posições do núcleo e da trincheira como círculos negros e abertos, respetivamente. Também são indicados os limites da extensão de um depósito de tempestade recente e o limite de extensão da camada de areia da unidade 1 diretamente sobre a unidade 2 (adaptado de por Kortekaas <i>et al.</i> 2007).	26
Figura 1.5 – Localização da origem presumida para a maioria dos eventos incluídos neste estudo. Foi incluído na figura os eventos de 1939 e 1980 gerado nos Açores, mas sem impacto significativo na costa continental portuguesa (adaptado de Baptista <i>et al.</i> 2009).	28
Figura 1.6 – Localização da área de estudo em Portugal (A) e a oeste do Algarve (B). Imagem Google das praias de Furnas (C) e Barranco (D) (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2011).	29
Figura 1.7 – Áreas de estudo: A – Escócia (Ilhas Shetland e Hebrides); B – Portugal (Martinhal, Boca do Rio e Salgados); C – Indonésia (Lhok Nga). Fotografia aérea de Martinhal (D), Boca do Rio (E) e Salgados (F) (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2012).	31
Figura 1.8 – Lagoa dos Salgados e o esquema de amostragem. (a) localização na faixa costeira de Armação de Pêra-Galé e amostras próximas da costa, profundidades em metros; (b) proximidade da planície mostrando a área recuperada para o campo de golfe e localização das amostras de praia, duna, lagoa e planície aluvial; (c) locais de coring na planície e planície aluvial próxima (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2012).	32
Figura 1.9 – Modelo concetual esquemático representando um evento de tsunamis, a sua dinâmica de sedimentação em terra e em fundos submarinos. A – cenário costeiro pré-evento; B – primeira incursão da onda do tsunami e sua deposição em terra representada em amarelo; C – primeira backwash e a sua deposição em fundos submarinos e material em suspensão transportado ao longo da coluna de água representada a roxo; D – incursão subsequente da onda de tsunami em terra e a sua assinatura deposicional representada a laranja claro e escuro; E – fases posteriores de backwash e a sua impressão deposicional em fundos submarinos representado a roxo claro e material em suspensão transportado ao longo da coluna de água representada em castanho claro (adaptado de Quintela <i>et al.</i> 2016).	34
Figura 1.10 – Interpretação geomorfológica das planícies estuarino-lagunares de Alcantarilha-Salgados e da barreira arenosa. O sistema utilizado foi WGS84, zona UTM 29N (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2016a).	35

Figura 1.11 – Modelo conceitual de recuperação da barreira de areia após um evento de tsunami, assumindo uma disponibilidade moderada de sedimentos. São considerados dois cenários possíveis durante um evento de tsunami: altura da barreira mais baixa (a) e mais alta (d) do que a altura da onda do tsunami. O perfil após um evento de tsunami é apresentado em (b) e (e). A recuperação após um curto período de tempo geológico é ilustrada em (c) e (f) (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2016b).	37
Figura 1.12 – (a) costa algarvia em Portugal; (b) locais de campo (1-Martinhãl, 2-Barranco, 3-Furnas, 4-Boca do Rio, 5-Alvor, 6-Alcantarilha, 7-Salgados, 8-Quarteira, 9-Carcavai, 10-sistema barreira, lago da Ria Formosa); (c) localização do município de Tavira e do rio Gilão e da ilha da barreira em Tavira; a imagem emoldurada é expandida em (d) (adaptado de Andrade <i>et al.</i> 2016).	38
Figura 1.13 – Modelo conceitual da deposição de seqüências sedimentares (M-massivo, N-normal, e I-inverso) associadas ao tsunami de 1755 na Lagoa dos Salgados (adaptado de Moreira <i>et al.</i> 2017).	39
Figura 1.14 – Local de campo em Boca do Rio. (A) Mapa geral com sondagens de perfuração analisados (amarelo), sondagens adicionais (cinzento) e amostras de referência modernas (azul); (B) Fotografia aérea oblíqua da frende do vale de Boca do Rio com praia e leque de galgamento; (C) Fotografia aérea oblíqua do vale com a localização dos locais de perfuração (adaptado de Feist <i>et al.</i> 2019). .	41
Figura 1.15 – Principais características geomorfológicas e caracterização tectónica detalhada do Golfo de Cádiz (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2022).	43
Figura 1.16 – Localização dos casos de estudo analisados (adaptado de Costa <i>et al.</i> 2022).	44
Figura 1.17 – Plataforma continental do Algarve com áreas próximas de Alcantarilha e Salgados para o setor oriental, e Martinhal e Boca do Rio para o setor ocidental (adaptado de Feist <i>et al.</i> 2023).	45
Figura 1.18 – Fotografia aérea e fotografia aérea oblíqua de Arop, Papua Nova Guiné. Fossa onde o TsuSedMod foi dirigido para calcular a velocidade do fluxo do tsunami a partir dos depósitos de tsunami são representados por quadrados (adaptado de Jaffe, B. E., & Gelfenbuam, G. 2007).	46
Figura 1.19 – Vista plana da profundidade do fluxo medido (A) (círculos coloridos), (B) direções do fluxo (setas) e localização dos blocos (círculos amarelos) e (C) espessura dos sedimentos (círculos coloridos) e extensão da praia arenosa durante o primeiro levantamento de campo (curva verde). O limite de inundação (círculos negros) e a borda exterior das planícies do recife (curvas magentas tracejadas) são mostrados nos três painéis. A linhas cinzentas a tracejado em A e C representam três travessias de terra cruzada com espaçamento uniforme. Em C as observações na praia (círculos abertos) e no vale aluvial (círculos preenchidos) são coloridas pela espessura. Os círculos brancos não indicam areia, enquanto que os círculos brancos com centros pretos indicam apenas um pó muito fino de sedimentos arenosos (adaptado de Apotsos <i>et al.</i> 2010).	48
Figura 1.20 – Snapshots instantâneos das concentrações sedimentares durante a inundação da (esquerda) primeira onda de pico (t ~ 27 min) e (direita) da segunda onda de pico (t ~ 56 min) para os perfis medidos (a e b), lineares (c e d) e de curto-transecto (e e f). Os contornos de cor são em intervalos de 10 kg/m ³ (adaptado de Apotsos <i>et al.</i> , 2011a).	49
Figura 1.21 – Níveis máximos de água para simulações usando uma (curvas de cinza sólido), duas (curvas de cinza tracejado), três (curvas de cinza tracejado) e quatro (curvas de cinza tracejado) ondas com T=6 min (adaptado Apotsos <i>et al.</i> 2011b).	50

Figura 1.22 - Grelhas aninhadas para simulação utilizando o COMCOT-SED (adaptado de Li <i>et al.</i> 2012).	51
Figura 1.23 – Vista do mapa do local de estudo do Aeroporto Sendai com o trânsito de terra normal, direções do fluxo, e locais de trincheiras. É de referir que o fluxo é dirigido aproximadamente perpendicular à linha de costa (adaptado de Jaffe <i>et al.</i> 2012).	53
Figura 1.24 – À direita a fonte HSF e à esquerda a fonte CWF e ambos os resultados da modelação numérica: a) perturbação inicial da superfície do mar; b) alturas máximas de onda do tsunami; c) mapas das alturas máximas de onda do tsunami e as profundidades de inundação. Os pontos pretos correspondem a pontos costeiros seleccionados a 10 m de profundidade (adaptado de Ramalho <i>et al.</i> (2018))......	54
Figura 1.25 – Imagem de cima – localizações modeladas de fontes sísmicas, área de interesse, runup histórico e localizações simuladas de fontes de nível de água, batimetria, os níveis 0, 1 e 2 são os limites da grelha aninhada para a modelação numérica; imagem inferior – sondagens de sedimentos, estação de maré virtual e perfis AB/AC na praia dos Salgados (adaptado de Dourado <i>et al.</i> , 2021).	56
Figura 1.26 – Erosão e espessura de deposição utilizando um coeficiente de rugosidade de Manning de 0.025 m ^{-1/3} s para todas as fontes. Os pontos amarelos indicam a localização dos depósitos de sedimentos observados no tsunami de 1755. (a) CAW, (b) HSF, (c) GB, (d) MPF, (e) Cenário 1 Os pontos verdes indicam as sondagens onde o depósito do tsunami de 1755, não foi observado. Portanto, a região entre os pontos amarelos e verdes trata-se de uma estimativa mínima da extensão interior do depósito de tsunami de 1755 (adaptado de Dourado <i>et al.</i> 2021).	57
Figura 1.27 – Fotografias centrais e distribuições verticais da dimensão média das amostras em locais onde o modelo inverso foi aplicado. As camadas de sedimentos correspondentes à segunda onda de tsunami, modelada, são realçadas. O modelo avançado resulta da velocidade média para a primeira e segunda onda de tsunami, conforme as fontes do sismo: Marquês de Pombal (MPF), Falha da Ferradura (FSH) e Cenário 1 (SCN1) (adaptado de Bosnic <i>et al.</i> , 2021)......	59
Figura 1.28 – Modelo numérico Transatlântico do tsunami para 1755: a) altura máxima de onda simulada e tempo de viagem do tsunami para o cenário #1; b) altura máxima de onda simulada e tempo de viagem do tsunami para o cenário #2 (adaptado de Dourado <i>et al.</i> , 2022).	61
Figura 2.1 – Enquadramento geográfico da área de estudo. A – Localização em Portugal continental; B – Freguesias abrangidas pelo concelho de Castro Marim.	62
Figura 2.2 – Extrato da Carta Geológica da região do Algarve, folha oriental, escala 1/200 000, dos Serviços Geológicos de Portugal.	65
Figura 2.3 – Legenda (adaptada) da Carta Geológica da região do Algarve (Fig. 2.2).	65
Figura 2.4 – Localização da área de estudo (Verde Lago, Algarve).....	67
Figura 3.1 – Localização das 8 trincheiras realizadas.	68
Figura 3.2 – Retroescavadora utilizada para a realização das 8 trincheiras localizadas no local de estudo (Verde Lago, Algarve).	69
Figura 3.3 – Exemplo de 1 das 8 trincheiras que foram realizadas na área de estudo em Verde Lago, Algarve.	69

Figura 3.4 – A – Algumas das amostras recolhidas nas trincheiras dos potenciais depósitos de tsunami em Verde Lago, Algarve; B – Algumas das unidades estratigráficas encontradas nas trincheiras (de cima para baixo: solo eólico, areia com seixos e lodo castanho).....	70
Figura 3.5 – Box cores recolhidos da trincheira 4 em Verde Lago, Algarve.....	70
Figura 3.6 - Localização das sondagens realizadas por auxílio do aparelho de sondagens Edelman.	71
Figura 3.7 – A – Instrumento manual Edelman (um trado e meia-cana) utilizado para a realização das sondagens; B – Exemplo de alguma das amostras recolhidas nas sondagens localizadas em Verde Lago, Algarve.	72
Figura 3.8 – À esquerda o SENSORS & SOFTWARE PULSEEKKO GPR utilizado para realizar os perfis de georadar e à direita o Trimble TDC 600 para a georreferenciação.	73
Figura 3.9 – A – amostra de areia com cerca de 100 g colocada dentro de um goblé; B – amostra de areia submersa por água para a separação dos sais na amostra.....	74
Figura 3.10 - Conjunto de crivos e agitador de crivos Retsch AS200 usadas para o tratamento das amostras recolhidas na campanha realizada em Verde Lago, Algarve.	75
Figura 3.11 – Correlação entre areia, cascalho e lama fornecida pelo software GRADISTAT.	75
Figura 3.12 – A – amostra de lodo colocada dentro de um goblé; B – amostra de lodo submersa por água destilada para separar os conglomerados.	76
Figura 3.13 - Granulómetro laser marca Beckman-Coulter mod. LS230. Fonte: DCT website.....	77
Figura 3.14 – Limites das grelhas utilizadas na modelação da área de estudo.	79
Figura 3.15 – Dados batimétricos regionais usados para a construção das grelhas de profundidade para Verde Lago (Algarve, Portugal).....	79
Figura 3.16 - Dados topobatimétricos, usados para a construção da grelha Nível 2, obtidos a partir do levantamento aerofotogramétrico 2008 DGT 2 m, Lidar DGT 2011 2 m e ainda Emodnet Bathymetry Consortium 115 m.	80
Figura 3.17 – Fontes sísmicas hipotéticas usadas para a modelação em Verde Lago, Algarve: A – Banco de Goringe; B – Falha de Ferradura; C – Cenário 1; D – Falha do Marquês de Pombal.....	80
Figura 3.18 – Localização dos pontos de observação usados para obter séries temporais do modelo.	81
Figura 4.1 – Representação da estratigrafia das sondagens 1 e 2, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).	86
Figura 4.2– Representação da estratigrafia da sondagem 3, realizada em Verde Lago (Algarve, Portugal).	87
Figura 4.3 – Representação da estratigrafia das trincheiras 1 e 2, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).	87
Figura 4.4 – Representação da estratigrafia das trincheiras 3 e 4, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).	88
Figura 4.5 – Representação da estratigrafia das trincheiras 5 e 6, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).	88
Figura 4.6 – Representação da estratigrafia das trincheiras 7 e 8, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).	89
Figura 4.7 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (82-92).....	90

Figura 4.8 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (52-60).....	90
Figura 4.9 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (105-11).....	91
Figura 4.10 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projeção do diâmetro médio contra o desvio-padrão.	92
Figura 4.11 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projeção da curtose gráfica contra a assimetria.	92
Figura 4.12 – Resultados obtidos da contagem ao microscópio de algumas das amostras recolhidas em Verde Lago, Algarve.....	95
Figura 4.13 – Resultados obtidos da contagem dos grãos de quartzo obtidos das amostras recolhidas em Verde Lago, Algarve.....	96
Figura 4.14 – Correlação entre cascalho, areia e lama para as amostras de areia fornecido pelo software GRADISTAT.....	97
Figura 4.15 – Distribuição entre o diâmetro das partículas e o seu peso, fornecido pelo software GRADISTAT.....	98
Figura 4.16 – Comparação entre a percentagem cumulativa retida em cada crivo e o diâmetro das partículas, fornecido pelo software GRADISTAT.	99
Figura 4.17 – Condições iniciais da modelação numérica hidrodinâmica e localização das trincheiras para georreferenciação (Verde Lago, Algarve).....	101
Figura 4.18 – Resultado da modelação numérica da fonte GB. Extensão máxima de 31.98 m comparando com as condições iniciais do modelo.	102
Figura 4.19 – Velocidade observadas para a fonte sísmica GB no modelo hidrodinâmico.....	102
Figura 4.20 – Localização do ponto de observação usado para os resultados observados para as diferentes fontes sísmicas.	103
Figura 4.21 – Resultado da modelação numérica para a fonte HSF. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 391.46 m comparando com as condições iniciais do modelo.	104
Figura 4.22 – Resultado da modelação numérica para a fonte HSF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 846.34 m comparando com as condições iniciais do modelo.	104
Figura 4.23 – Velocidade observadas para a fonte sísmica HSF no modelo hidrodinâmico.	105
Figura 4.24 - Localização do ponto de observação usado para os resultados observados para as diferentes fontes sísmicas.	105
Figura 4.25 – Resultado da modelação numérica da fonte MPF. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 390.44 m comparando com as condições iniciais do modelo.	106
Figura 4.26 – Resultado da modelação numérica da fonte MPF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 383 m comparando com as condições iniciais do modelo.	107
Figura 4.27 – Velocidade observadas para a fonte sísmica MPF no modelo hidrodinâmico.	107
Figura 4.28 – Resultado da modelação numérica da fonte SCN1. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 50.44 m comparando com as condições iniciais do modelo.	108
Figura 4.29 – Resultado da modelação numérica da fonte SCN1. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 196.24 m comparando com as condições iniciais do modelo.	109
Figura 4.30 – Velocidade observadas para a fonte sísmica SCN1 no modelo hidrodinâmico.	109

Figura 4.31 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte GB.	110
Figura 4.32 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica (inundação máxima) e morfodinâmica para a fonte sísmica GB.	111
Figura 4.33 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte HSF.....	112
Figura 4.34 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica HSF.	112
Figura 4.35 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte MPF.	113
Figura 4.36 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica MPF.	114
Figura 4.37 – Resultados da modelação morfodinâmica da fonte sísmica SCN1.	115
Figura 4.38 - Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica SCN1.....	116
Figura 5.1 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Diâmetro médio versus o desvio-padrão.	118
Figura 5.2 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projeção da curtose gráfica contra a assimetria.	118
Figura 5.3 – Registo esquemático da estratigrafia observada em Verde Lago (Algarve, Portugal), indicando as unidades litoestratigráficas principais.....	120
Figura 5.4 – Distribuição entre o diâmetro das partículas e o seu peso, fornecido pelo software GRADISTAT.....	121
Figura 5.5 – Resultado da modelação numérica da fonte HSF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 846.34 m comparando com as condições iniciais do modelo.	123
Figura 5.6 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica HSF.	123
Figura 5.7 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica GB.....	125
Figura 5.8 - Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica SCN1.....	125
Figura 5.9 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica MPF.	126

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 – Valores referentes ao ZH: PMmáx: preia-mar máximo; PMAV: preia-mar de águas vivas; PMAM: preia-mar de águas mortas; NM: nível médio; BMAM: baixa mar de águas mortas; BMAV: preia-mar de águas vivas; BMmin: preia-mar mínimo (Fonte: Instituto Hidrográfico, 2023).	66
Tabela 3.1 – Parâmetros utilizados para o modelo hidrodinâmico.	82
Tabela 3.2 – Parâmetros utilizados para o modelo hidrodinâmico.	83
Tabela 4.1 - Descrição das 8 trincheiras realizadas na campanha de campo em Verde Lago, Algarve (E: Este; W: Oeste).	84
Tabela 4.2 - Descrição das 3 sondagens realizadas na campanha de campo em Verde Lago, Algarve.	85
Tabela 4.3 – Resultados obtidos da modelação hidrodinâmica para a zona de Verde Lago, Algarve.	100

Índice

1. Introdução	17
1.1 Objetivos	18
1.2 Estrutura do Documento.....	19
1.3 Revisão Bibliográfica.....	20
1.3.1 Registo de depósitos sedimentares	20
1.3.2 Modelação numérica	45
2. Área de estudo.....	62
2.1 Enquadramento Geográfico.....	62
2.2 Enquadramento Geológico.....	63
2.3 Regime Hidrodinâmico	66
3. Metodologias.....	68
3.1 Trabalho de Campo	68
3.2 Trabalho de Laboratório.....	73
3.3 Modelação numérica	78
3.3.1 Modelação hidrodinâmica	82
3.3.2 Modelação morfodinâmica.....	82
4. Resultados	84
4.1 Resultados de campo.....	84
4.1.1 Estratigrafia e sedimentologia.....	84
4.1.2 Datações	90
4.2 Modelação numérica	100
4.2.1 Hidrodinâmica.....	100
4.2.2 Morfodinâmica	110
5. Discussão.....	117
5.1 Caracterização litoestratigráfica e sedimentológica da sequência tardi-holocénica da zona de Verde Lago;.....	117
5.2 Modelação numérica e contribuição para a definição de risco tsunamigénico no Algarve;	122
6. Conclusão.....	127
7. Bibliografia	128
8. Anexos.....	134
Anexo A – Dados sedimentológicos observados	134
Anexo B – Resultado das datações por radiocarbono	141
Anexo B – Resultados das datações por radiocarbono.....	141

1. Introdução

Tsunamis são uma série de ondas numa massa de água causada pela deslocação de um grande volume de água, geralmente num oceano ou lago. Este é um desastre natural causado por vários eventos geológicos tais como erupção de um vulcão, deslizamentos de terra, e o mais comum, sismos. Tal como outras catástrofes naturais, o impacto do tsunami é igualmente enorme. O tsunami em águas profundas tem um comprimento de onda muito longo e viaja a cerca de 800 km/h mas, habitualmente, com uma amplitude de apenas 1 km. No entanto, ao aproximar-se da costa, o seu comprimento de onda diminui, e a sua amplitude cresce gradualmente, atingindo assim a sua altura máxima (Costa *et al.* 2016a).

Os estudos sobre tsunamis são cada vez mais importantes para aumentar o conhecimento sobre os riscos costeiros, tanto no passado, como no futuro. Os tsunamis têm um grande potencial de erosão, removendo cobertura arenosa das praias, vegetação costeira e dissipando a sua energia através da destruição de casas e estruturas costeiras.

Um dos eventos tsunamigénicos mais importantes ocorreu a 1 de novembro de 1755, resultou na destruição de grande parte da cidade de Lisboa. Este evento foi seguido pelo maior tsunami registado na Europa Atlântica, tendo tido um enorme impacto político e socioeconómico na sociedade portuguesa. Foram realizadas as primeiras investigações científicas sobre as ramificações de um sismo numa extensão geográfica substancial, instigando assim o início da sismologia contemporânea. Diversas fontes foram propostas para o sismo de 1755 (Ramalho *et al.* 2018; Bosnic *et al.* 2021; Dourado *et al.* 2021; Dourado *et al.* 2022), embora até à data nenhuma fonte tenha sido comprovada como capaz de libertar tamanha energia como a que foi registada pelo sismo de 1 de novembro de 1755.

A melhoria na avaliação do risco de tsunami motiva um aumento na investigação da modelação geológica e abordagens mais quantitativas, isto é reforçado pelo facto de que a única evidência física de palaeotsunamis ser o seu registo estratigráfico costeiro (Bosnic *et al.*, 2021). Assim, a modelação numérica apresenta-se como uma ferramenta de grande potencial para estimar a geração e a propagação de tsunamis passados e o transporte sedimentar associado a este fenómeno. Para além de 1755 existe um conjunto de outros

eventos tsunamigénicos que merecem especial destaque, tais como os referenciados em Baptista *et al.* (2009), mas com especial referência para os eventos de 60 a.C. e trezentos e oitenta e dois que devem ser descartados como é justificado em Andrade *et al.* (2016).

1.1 Objetivos

Esta dissertação tem como objetivo principal contribuir para uma melhor compreensão dos eventos tsunamigénicos na costa Sul de Portugal através de uma abordagem multidisciplinar, tendo como objetivos específicos

1. Utilização do modelo numérico Delft3D no que diz respeito à propagação e inundação associada a eventos tsunamigénicos;
2. Contribuição de elementos para a discussão das fontes tsunamigénicas que afetam a costa sul portuguesa;
3. Caracterização litoestratigráfica e sedimentológica dos potenciais depósitos tsunamigénicos da zona de Verde Lago;
4. Utilização de um registo sedimentar na costa sul de Portugal para discutir, testar e validar possíveis fontes sísmicas para um evento semelhante ao tsunami de 1755;
5. Simular e avaliar os impactos de eventos tsunamigénicos assim como inferir dados quantitativos sobre os galgamentos que ocorrem na zona de Verde Lago, Algarve.

1.2 Estrutura do Documento

Esta dissertação é composta por seis capítulos. O Capítulo 1, apresenta uma pequena introdução ao tema abordado, bem como os objetivos delineados para este trabalho. No Capítulo 2 são descritas as características geográficas e geológicas, o regime hidrodinâmico e também aspectos particulares da área de estudo. No Capítulo 3 são enumerados e descritos os métodos de campo e de modelação numérica utilizados nesta dissertação. No Capítulo 4 são apresentados os resultados de campo/sedimentológicos e de modelação obtidos. O Capítulo 5 consiste na interpretação dos resultados, na discussão das hipóteses e objetivos elencados ao longo desta dissertação. No Capítulo 6, são apresentadas as conclusões desta dissertação, bem como é sumariado o que foi realizado, e discutidos possíveis trabalhos futuros. Por último, são apresentadas as referências bibliográficas e os anexos que contêm os dados sedimentológicos produzidos.

1.3 Revisão Bibliográfica

Embora a literatura sobre a modelação de tsunamis não seja ampla, é possível encontrar alguns estudos que abordam especificamente a assinatura sedimentar desses eventos gerados por tsunamis. Os trabalhos que apresentam dados de modelação, sobre a costa portuguesa e sobre depósitos de tsunami, são extremamente relevantes para a compreensão do que será realizado nesta dissertação.

1.3.1 Registo de depósitos sedimentares

Para o uso da modelação numérica no estudo de depósitos de tsunami, é importante perceber de que maneira a costa é afetada por tsunamis, desde a forma como os sedimentos são transportados, bem como as mudanças que o impacto dos tsunamis pode ter na morfologia do local afetado.

Um exemplo de trabalho relevante para esta dissertação, é a investigação realizada por Hindson *et al.* (1999) que identificou um horizonte sedimentar invulgar, que é possível ter sido depositado pelo tsunami associado ao sismo de Lisboa de 1755, na Boca do Rio, entre Sagres e Lagos no sul de Portugal. Foram efetuadas investigações litoestratigráficas em vários locais do vale principal e nos vales afluentes, por meio de sondagens e escavação de trincheiras. O preenchimento do vale no Holocénico consiste em 4 unidades sedimentares distintas referidas como unidades A, B, C e D (Figura 1.1). As análises efetuadas às amostras de sondagem revelaram que as características sedimentológicas predominantes da unidade B, dominada por areia, indicam uma rutura no ambiente de baixa energia anteriormente dominado por lodos, associado às unidades A e C. Foi sugerido também que a presença de bolas de lodo, na base deste horizonte dominado por areia, era indicadora de um evento de alta energia capaz de erodir fragmentos de lodos coesivos da superfície estuarina. Foi comprovado também em dados recolhidos nas trincheiras escavadas na Boca do Rio, que para além do conteúdo de areia, a unidade B continha material do tamanho de cascalho, e até blocos, bem como abundância de argila siltosa aparentemente erodidas da unidade subjacente. A restrição espacial desta subunidade indica que o tsunami perdeu rapidamente energia ao subir o vale. Alguns dos blocos e calhaus retirados da subunidade B5 (base da unidade B)

apresentaram sinais de organismos marinhos que viveram sobre ou dentro delas, alimentando-se de carbonato de cálcio, (i.e. *Petricola lithophaga*) e que habitam na zona submarina. A análise do material que preenche os restos faunísticos e as estruturas de bioerosão preservadas nos blocos e pedras da camada B5 mostrou que o preenchimento *post-mortem* de algumas das conchas e/ou das perfurações correspondentes não é o mesmo que o material em que os blocos estão agora embebidos. Tanto o material das conchas como as estruturas de bioerosão associadas contêm um enchimento de areia branca, limpa, de grão médio, típica de condições marinhas abertas, que em alguns casos é colmatada por uma argila siltosa castanha avermelhada escura. Da Silva *et al.* (1996) sugeriram que os blocos foram rapidamente transportados da zona submarina dominada pela areia para a planície lodosa da Boca do Rio, resultando na obstrução das conchas e na presença de estruturas de bioerosão. O caráter bem preservado das conchas sugere a existência de transporte em suspensão. Com base nesta observação, foi concluído que apenas ondas extremamente longas como do tsunami gerado pelo sismo de 1755, poderia ter iniciado o transporte de blocos e calhaus encontrados na unidade B.

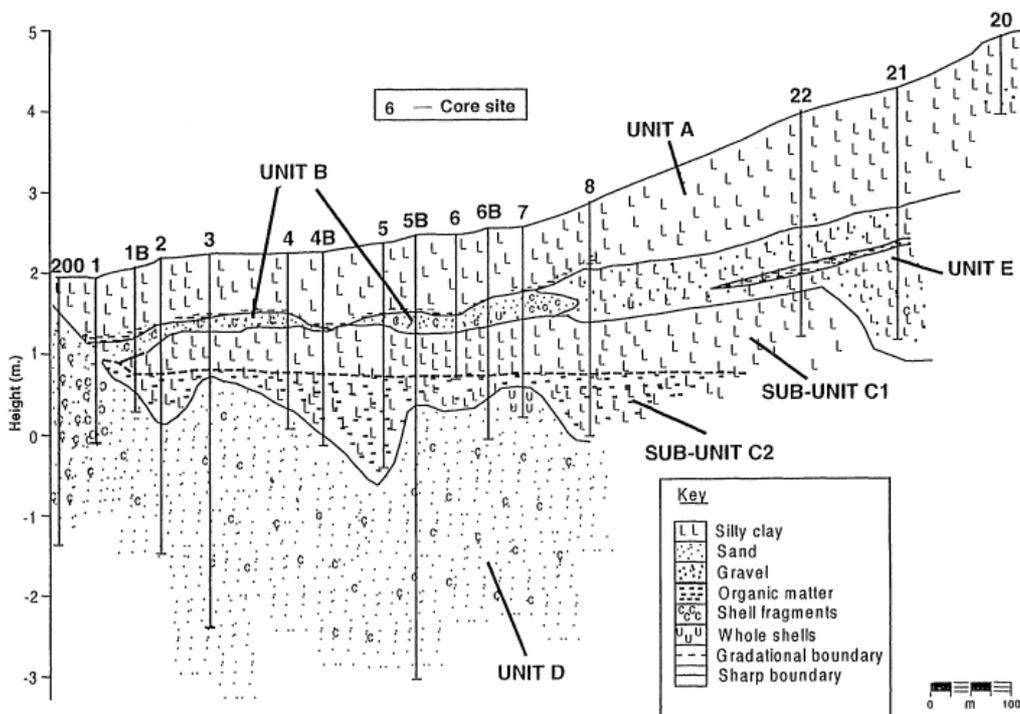


Figura 1.1 - Principais unidades litoestratigráficas na Boca do Rio (adaptado de Hindson *et al.* 1999).

Os contextos morfodinâmicos proporcionam espaço de acomodação para sedimentos alóctones que ostentam assinaturas ecológicas e texturais distintas, podendo assim ser prontamente distinguidos dos depósitos de fundo (Andrade *et al.*, 2003). Em contraste, os contextos dissipativos podem atenuar eficazmente as ondas que chegam, reduzindo os seus impactos à modificação transitória do padrão vetorial dos campos de corrente e à adição significativa de água-marinha, sem alteração notável dos níveis de energia. Neste caso, os sedimentos transportados e depositados pelo evento tsunamigénico serão muito provavelmente de origem local e a perturbação associada deixará uma assinatura relacionada com alterações na composição dos sedimentos e não na textura e com propriedades físicas e químicas da água do mar. Esta hipótese é discutida neste estudo com base no registo geológico de palaeotsunamis no contexto dissipativo do estuário do Tejo (Figura 1.2). Os resultados apresentados neste artigo apoiam um modelo dinâmico envolvendo episódios únicos e efémeros de ressuspensão e transporte transversal de portadores ferromagnéticos originalmente restritos à margem norte do estuário do Tejo e concentrados em sedimentos mafiosos (magnetite, ilmenite e augite), fornecidos a partir do Complexo Vulcânico de Lisboa. A contaminação dos sedimentos da margem sul com estes minerais implica uma perturbação significativa do campo de corrente modal vetorial associada a uma entrada anómala de água-marinha e pode estar correlacionada com perturbações isoladas da dinâmica do estuário, resultantes de um tsunami. Os resultados sedimentológicos, geoquímicos, de suscetibilidade magnética e paleoecológicos, sugerem que pelo menos dois eventos tsunamigénicos são registados nesta área (1531 e 1755).

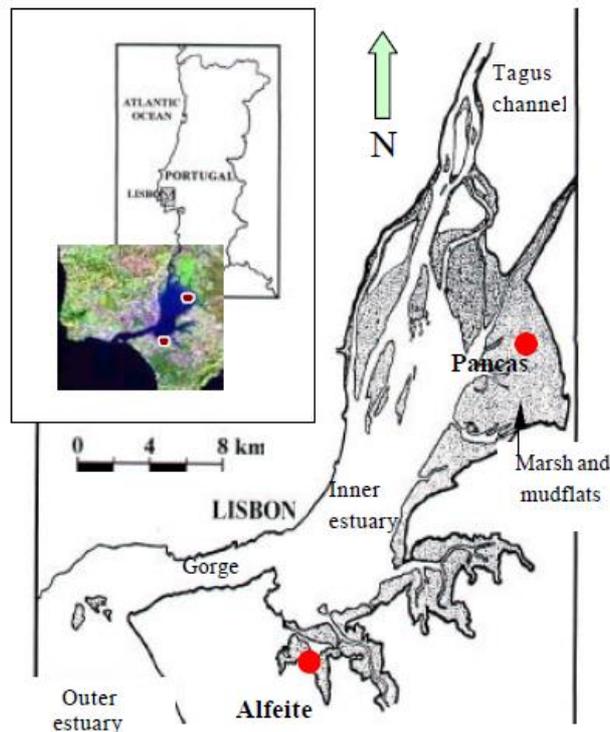


Figura 1.2 – Mapa da localização do estuário do Tejo e principais domínios estuarinos; os círculos vermelhos preenchidos representam locais de sondagem de Alfeite e Pancas (adaptado de Andrade et al. 2003).

Num estudo realizado por Vizcaino *et al.* (2006) é referido que a Margem Ibérica Sudoeste está localizada na convergência das Placas Europeia e Africana/Núbia, onde ocorrem os sismos de maior magnitude na Europa Ocidental. Várias estruturas ativas, tais como a falha do Marquês de Pombal (Figura 1.3), são fontes potenciais de sismos e tsunamis de grande magnitude. Associadas a falhas, os movimentos de massa submarinos são também bastante comuns. Uma grande área, com cerca de 260 km², foi identificada com um sinal de grande retrodifusão acústica na parte central da escarpa do Marquês de Pombal e aparenta corresponder a um complexo deslizamento translacional. A descrição litológica, propriedades físicas e a datação de quatro sondagens de sedimentos amostrados permitiram investigar a fácies dos sedimentos, a idade e o mecanismo de geração. A idade máxima atribuída a este movimento de massa é de 3270 ± 60 Cal yr BP. A datação por radiocarbono destes eventos durante o Holocénico indica uma taxa de recorrência estimada de < 2 kyr. Embora vários mecanismos possam ser invocados para justificar o desencadeamento dos movimentos de massa, os sismos são o mecanismo

provável para as instabilidades da inclinação observada na área do Marquês de Pombal, pelo menos durante o Holocénico. Para confirmar a hipótese, foram datados e correlacionados turbiditos recolhidos perto de falhas ativas e bacias adjacentes às planícies abissais da Ferradura e Tejo. No entanto, independentemente do mecanismo de geração dos depósitos em redor da área do Marquês de Pombal, os dados apresentados por Vizcaino *et al.* (2006) indicam que os grandes depósitos de movimentos de massa observados, não estão relacionados com o sismo de Lisboa de 1755, mas são mais antigos, com idades entre 3270 e 1940 yr BP.

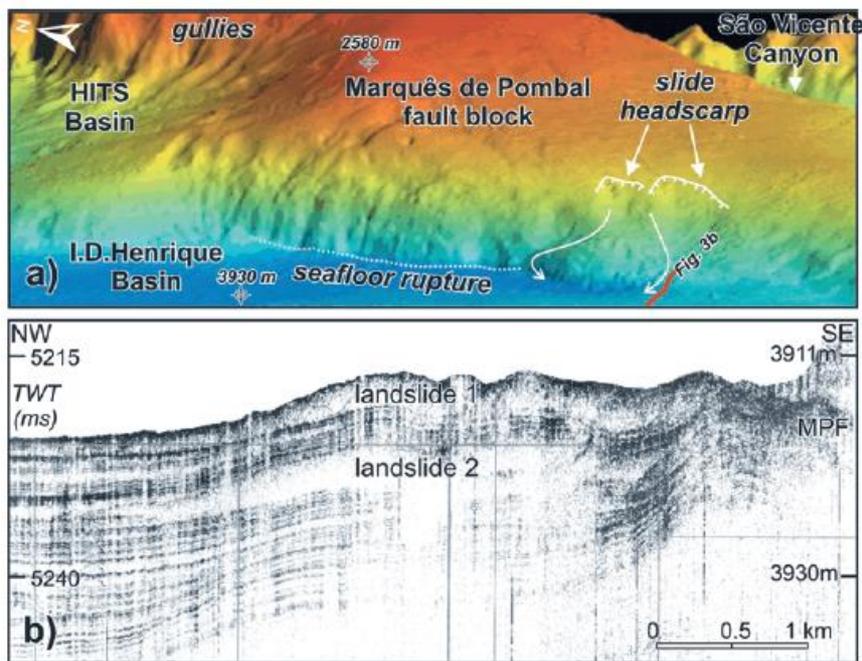


Figura 1.3 – a) Imagem tridimensional da frente de Marquês de Pombal e área de deslizamento, a linha vermelha indica a localização do perfil sísmico de alta resolução; b) Imagem de alta resolução sísmica em depósitos de deslizamento de terra no sopé do Marquês de Pombal (adaptado de Vizcaino *et al.* 2006).

Assim é importante referir trabalhos realizados, por exemplo, por Kortekaas & Dawson (2007), onde se discute o impacto do tsunami associado ao sismo de 1755. Neste trabalho o foco é a determinação da assinatura geomorfológica e sedimentológica no Martinhal, localizado imediatamente a este de Sagres no extremo ocidental do Algarve. Para além do depósito do tsunami, a estratigrafia do Martinhal apresenta também vestígios sedimentares de tempestades que galgaram e ultrapassaram a barreira, inundando a planície estuarino-lagunar e deixando níveis arenosos que polvilham a sequência tardi-Holocénica do paul do Martinhal. Foram realizadas vinte e quatro

sondagens com uma profundidade até de 4,7 m para estudar a estratigrafia da planície do Martinhal e sete trincheiras com profundidade até 2 m que foram escavadas para examinar os depósitos com mais detalhe. Destas foram selecionadas duas sondagens para a realização de análises em foraminífera (Figura 1.4). Com o objetivo de realizar uma comparação entre as características da granulometria na sondagem e nas condições atuais de ambientes arenosos em Martinhal, foram examinadas adicionalmente catorze amostras de análogos atuais de ambientes costeiros - da face de praia, duna, bermas, e do leque de galgamento – e um depósito recente de tempestade. A análise foi realizada usando um conjunto de crivos com intervalos de 0,5 phi, variando de -2,5 phi a 4 phi. Os resultados das investigações estratigráficas mostram que o depósito de tsunami se estende muito mais para o interior do que qualquer uma das outras camadas de areia. Além disso, os intraclastos de sedimentos finos erodidos da superfície subjacente só são encontrados na camada de tsunami. Os resultados da análise dos foraminíferos das sondagens 9 e 45 (Figura 1.4 para localização) mostram que o depósito de tsunami, bem como os de tempestade demonstram um aumento significativo de foraminíferos marinhos quando comparados com os conjuntos predominantemente salobros da sedimentação padrão. Os resultados da análise granulométrica revelam uma clara distinção entre o depósito de tsunami e a face de praia, berma e areias das dunas. O leque de galgamento, o depósito de tempestade recente e o depósito de tempestade da unidade 1 (limite da unidade 1 identificado na Figura 1.4) mostram um caráter semelhante. Isto sugere que todos os depósitos consistem principalmente de areia de praia, berma e/ou duna, mas que o depósito de tsunami contém uma fonte adicional de material mais grosseiro. Este material é constituído por fragmento de conchas e cascalho e pode ter origem no mar.

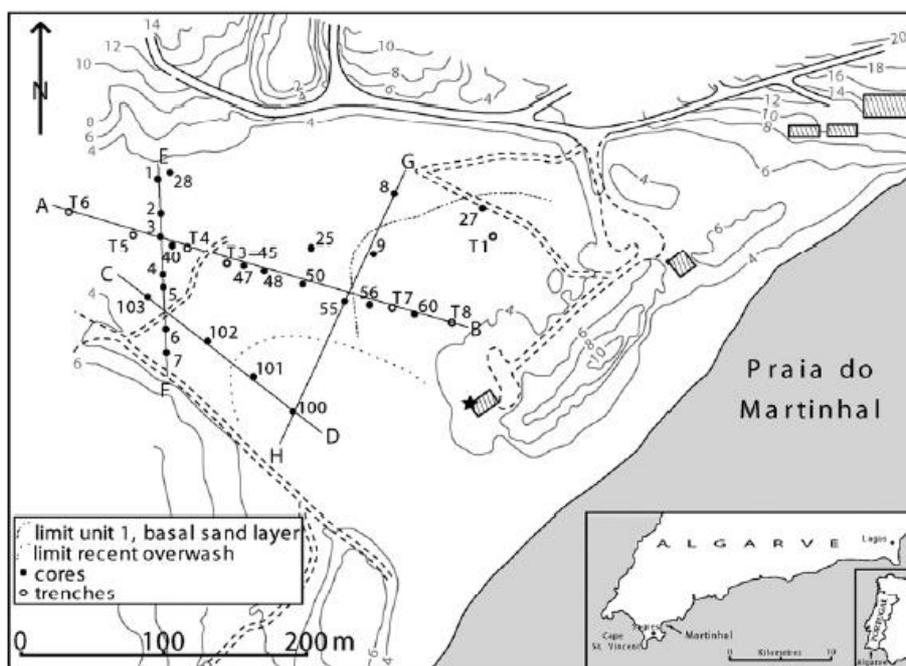


Figura 1.4 – Mapa de Martinhal, mostrando a localização e as posições do núcleo e da trincheira como círculos negros e abertos, respetivamente. Também são indicados os limites da extensão de um depósito de tempestade recente e o limite de extensão da camada de areia da unidade 1 diretamente sobre a unidade 2 (adaptado de por Kortekaas et al. 2007).

Num trabalho realizado por Baptista *et al.* (2009) é apresentada uma revisão dos acontecimentos, que afetaram as costas do continente português e da Ilha da Madeira, que estão descritas em documentos históricos ou foram medidos por indicadores de maré desde a instalação destes instrumentos (Figura 1.5). Para alguns eventos foram incluídas novas informações relevantes para a avaliação da geração de tsunamis ou dos seus efeitos, e foram descartados eventos que estão incluídos em compilações existentes, mas não são validadas por compilações históricas de qualidade ou registos instrumentais. A lista de tsunamis nas costas portuguesas inclui dezassete eventos fiáveis desde 60 A.C. Catorze deles foram gerados por sismos. Um grupo de cinco eventos pode ser considerado regional ou Atlântico, e gerou danos importantes: 60 A.C., 382, 1755, 1761 e 1929. Com exceção do evento múltiplo de 1929 de Grand Banks, todos estes foram gerados por sismos. Provocaram a inundação de grandes áreas, afetaram infraestruturas perto da costa, e a destruição dos navios ancorados. Alterações morfológicas, baseadas em documentos históricos são identificadas em 3 destes eventos (60 a.C., 382 e 1755). O único tsunami gerado longe dos limites da placa é o evento Grand Banks de 1929, que foi causado por um sismo que causou um grande deslizamento de terras submarinas, mas o seu efeito nas

costas portuguesas só foi detetado por indicadores de marés e o seu efeito nos portos não está documentado. Três eventos, bem registados por indicadores de marés costeiras num número de lugares diferentes (1941, 1969, e 1975), mostraram alturas de onda moderadas, com pequena ou insignificantes efeitos de inundação. Os dois primeiros foram gerados na zona da Falha da Glória, como grandes movimentos de massa, o terceiro foi gerado a sul do Banco de Gorringe, como um impulso, por um sismo. Todos mostraram efeitos significativos nos portos do continente português, Madeira e/ou Açores. Três eventos (1531, 1722 e 1926) são considerados como tsunamis locais: foram gerados por falhas de pequenas dimensões e provavelmente por sismos, mas suficientemente perto da costa para ter gerado um impacto importante em áreas próximas. A importância dos eventos locais é particularmente elevada no Algarve e no estuário do Tejo, onde pelo menos dois eventos estão bem definidos (1531 e 1923). Um terceiro evento (1756) também afetou a zona de Lisboa, conforme as informações disponíveis. No caso do evento do Tejo de 1926, foi considerado a causa provável para o deslizamento marítimo sísmico no estuário. Ao considerar o período após 60 a.C., que normalmente é a data de início da maioria dos catálogos sísmicos de Portugal, foi possível verificar que eventos com magnitude (estimada) superior a 7,5, e epicentro em zonas submarinas geraram tsunamis. As exceções são os eventos de 29 de junho de 1033 e de 24 de agosto de 1356. Os pequenos eventos tsunamigénicos só são conhecidos depois de 1881. Os novos eventos incluídos neste trabalho de revisão apontam para que o nível de detalhe dos catálogos dos tsunamis ainda é baixo, mesmo se nos limitarmos ao período de instrumentação, após 1881.

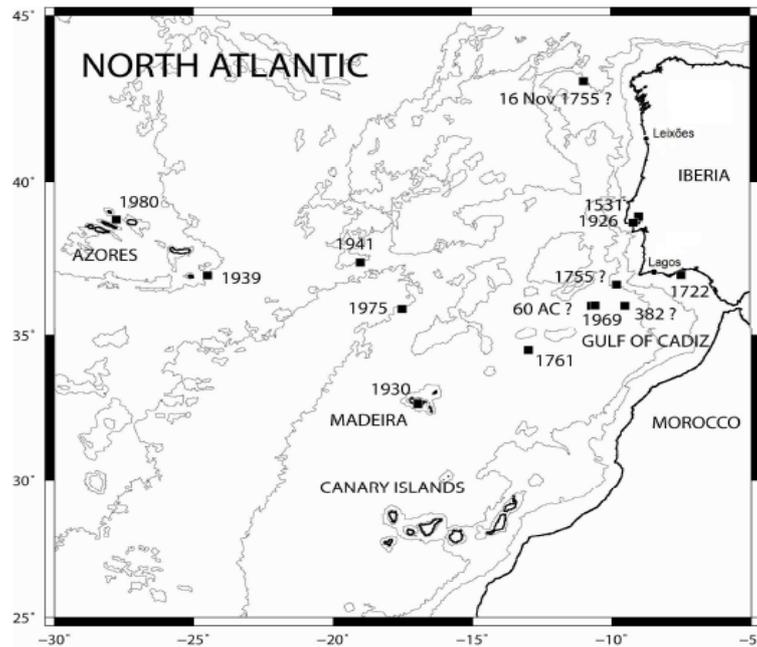


Figura 1.5 – Localização da origem presumida para a maioria dos eventos incluídos neste estudo. Foi incluído na figura os eventos de 1939 e 1980 gerado nos Açores, mas sem impacto significativo na costa continental portuguesa (adaptado de Baptista et al. 2009).

Costa *et al.* (2011) realizou uma investigação importante para o aprofundamento do conhecimento de depósitos de tsunami. Foi identificada uma notável acumulação de blocos marinhos localizadas acima do atual nível da maré de primavera e de águas vivas em duas planícies estuarino-lagunares costeiras do Algarve, (i.e. Barranco e Furnas) (Figura 1.6). O intervalo de tamanho das partículas estudadas é raramente relatado na literatura em associação com eventos extremos de inundação costeira, tornando assim este estudo relevante para muitas outras costas em todo o mundo. As origens marinhas dos blocos são demonstradas por estruturas de macro-bioerosão bem desenvolvidas e restos esqueléticos *in situ* de endólitos marinhos pouco profundos. A boa preservação do estado dos fósseis dentro dos blocos indica que a abrasão durante o transporte não foi significativa. É provável que o depósito de blocos tenha ocorrido durante o tsunami de Lisboa em 1755 através de transporte rápido a curta distância, dominado por suspensão. Foi utilizada uma modelação numérica hidrodinâmica do tsunami para testar os dados observados sobre as dimensões dos blocos nos processos prováveis de deposição de sedimentos. Este trabalho demonstra a eficácia do estudo dos depósitos de blocos na reconstrução dos tsunamis. Blocos e burgaus com evidências de bio-erosão marinha e colonização por macrofauna foram medidos ao longo de vales, em perfis igualmente

espaçados durante uma campanha em junho de 2007 na Praia do Barranco e Praia das Furnas. Em fevereiro de 2009, a Praia do Barranco foi revisitada e um total de 606 blocos foram medidos com o azimute de eixo mais longo, para além da medição dos seus eixos. Durante uma campanha adicional em novembro de 2010, as posições dos blocos marcados foram verificadas com a utilização de uma estação total e duas trincheiras foram escavadas na planície aluvial para melhor compreender a parte superior da estratigrafia. A modelação hidrodinâmica do tsunami foi feita usando uma versão adaptada do código COMCOT. Os resultados mostram que as acumulações de blocos em Barranco e Furnas foram formadas no interior do leito das ribeiras, a menos de 5 m de cota. A preservação do material bioclástico na superfície de blocos indica que os sedimentos estavam depositados no fundo do mar e transportados rapidamente. Os blocos apresentam uma tendência espacial compatível com o decréscimo de energia. Estes resultados são consistentes com o seu transporte a partir de um ambiente marinho pouco profundo. Este trabalho confirma também que o estudo dos blocos e campos de blocos é uma ferramenta crucial no estudo das inundações causadas por tsunamis. As datações radiométricas de conchas retiradas em três blocos são consistentes com a deposição provocada pelo tsunami de 1755. Por fim, foi encontrado, através de modelação numérica da inundaçã, um valor das velocidades de limiar necessárias para iniciar o transporte dos blocos.

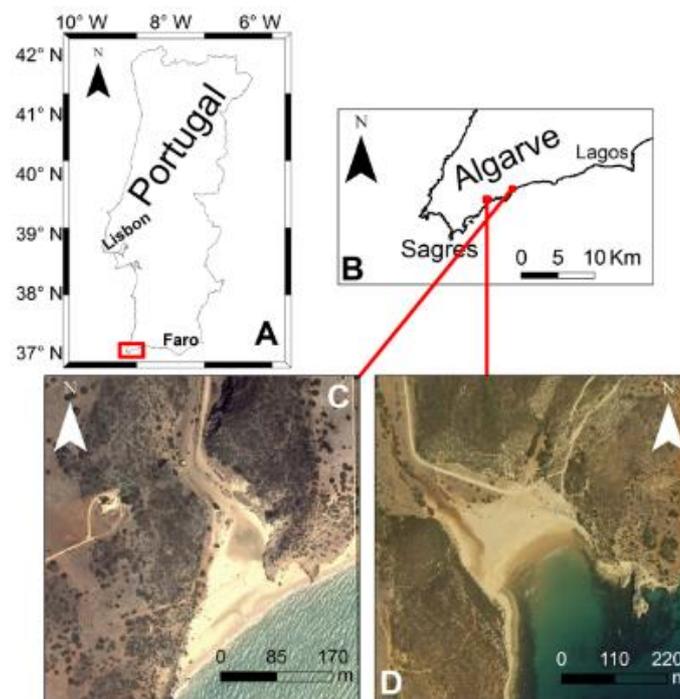


Figura 1.6 – Localização da área de estudo em Portugal (A) e a oeste do Algarve (B). Imagem Google das praias de Furnas (C) e Barranco (D) (adaptado de Costa et al. 2011).

É apresentado também por Costa *et al.* (2012a) um estudo sobre os grãos de quartzo transportados e depositados pelo tsunami e ondas de tempestade visando identificar assinaturas microtexturais específicas causadas por inundações marinhas de alta energia e para as correlacionar com as suas principais fontes sedimentares. Neste estudo empírico, mil cento e cinquenta grãos de quartzo (setenta e oito amostras) e as suas assinaturas microtexturais foram observadas, analisadas e classificadas utilizando fotomicrografias de microscópio eletrônico de varrimento. Os resultados sugerem que, embora não haja assinatura microtextural específica associada a inundações de alta energia, há fortes aumentos na percentagem de superfícies recentes e marcas de percussão quando comparadas com o potencial material das fontes sedimentares. Além disso, os grãos de tsunami e de tempestade apresentam a maior variação microtextural entre todos os grãos analisados. No entanto, as condições locais específicas e as concentrações de sedimentos condicionam as distinções microtexturais entre grãos de tsunami ou tempestade. Uma experiência laboratorial foi concebida para testar aspetos microtexturais em grãos sujeitos a condições variáveis de velocidade, concentração de sedimentos e tempo. As assinaturas microscópicas na superfície em grãos de quartzo de eventos de alta energia contribuem ainda mais para o desenvolvimento de critérios sedimentológicos mais eficientes para identificar depósitos associados a tsunamis e eventos de tempestade. A geomorfologia local, topografia, batimetria e a disponibilidade de sedimentos, desempenham papéis fundamentais nas assinaturas microtexturais (Figura 1.7). Por exemplo, as marcas de percussão são mais predominantes em áreas onde a concentração de sedimentos é mais elevada e os depósitos de tsunamis são mais espessos. Por outro lado, as superfícies recentes são mais comuns em locais onde a concentração de sedimentos é menor e onde ocorreram impactos entre os grãos a velocidades mais elevadas. As amostras portuguesas apresentaram uma forte predominância de marcas de percussão na superfície dos grãos, e em alguns casos, uma reformulação quase completa da superfície do grão, agora cobertos com marcas de percussão. Nesta fase da investigação, o potencial de utilização da análise microscópica da superfície do grão como técnica sedimentológica complementar a ser aplicada na discriminação dos ambientes sedimentares costeiros e na identificação de depósitos de invasões marinhas

abruptas é relevante, especialmente após a contextualização regional sedimentológica e geomorfológica.

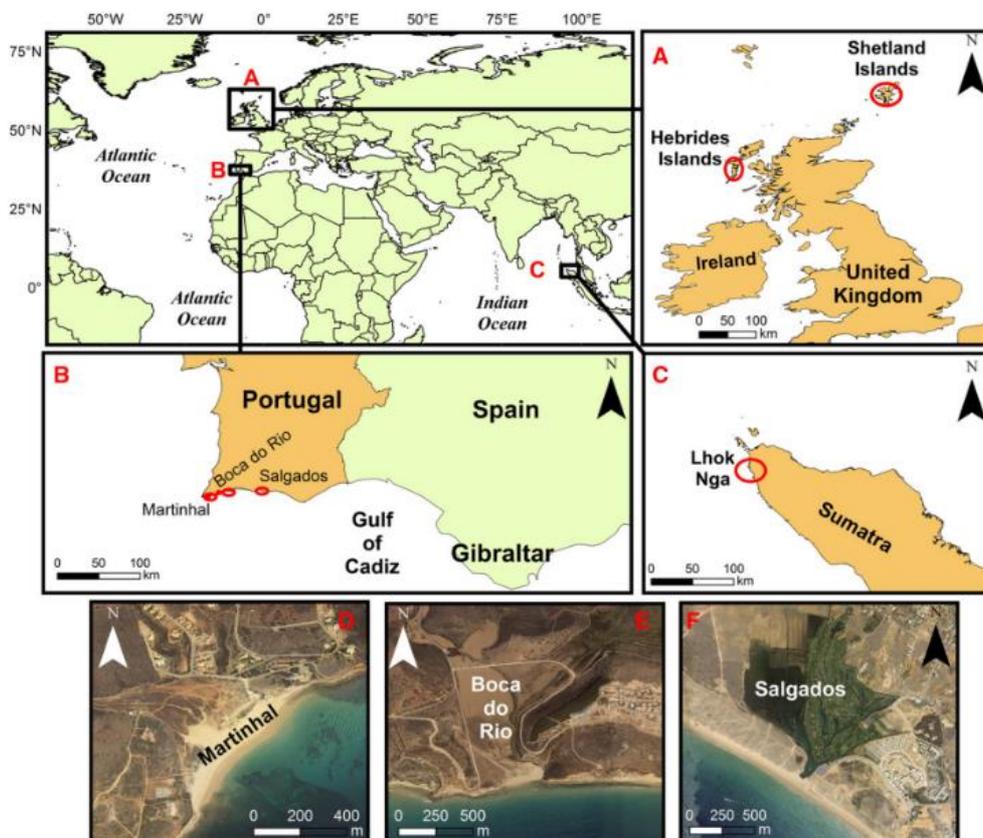


Figura 1.7 – Áreas de estudo: A – Escócia (Ilhas Shetland e Hebrides); B – Portugal (Martinhal, Boca do Rio e Salgados); C – Indonésia (Lhok Nga). Fotografia aérea de Martinhal (D), Boca do Rio (E) e Salgados (F) (adaptado de Costa et al. 2012).

Num outro artigo, Costa *et al.* (2012b), é descrita a sedimentação associada ao tsunami gerado pelo sismo de Lisboa em 1755. É argumentado que o tsunami depositou um nível de areia sobre a Lagoa dos Salgados (Figura 1.8) intercalado com sedimentos tardio-holocénicos do estuário/lagoa. Uma vasta gama de técnicas analíticas foi utilizada para estabelecer a proveniência do material arenoso, bem como restringir a idade do depósito. Os critérios estratigráficos são utilizados para distinguir a singularidade da camada do evento. A análise exoscópica e textural sugere que a fonte do depósito é principalmente proveniente da duna, da praia e da camada subjacente. A análise dos foraminífera indica um aumento conspícuo da diversidade e dominância de espécies marinhas no interior do nível estratigráfico associado ao evento. As características espaciais da camada do tsunami sugerem que a barreira impediu o galgamento generalizado pelo tsunami, permitindo inferir uma altura máxima de galgamento de cerca

de 10 m na costa. Para além disso, os dados também parecem indicar o percurso preferencial tanto para a água como para os sedimentos transportados para o interior do espaço estuarino-lagunar. Os resultados da datação permitem a extrapolação de uma idade de deposição compatível com o sismo e tsunami de 1755, o acontecimento mais devastador que afetou esta zona costeira em tempos históricos. Correlações com depósitos semelhantes detetados em planícies estuarino-lagunares próximas reforçam o argumento de que a camada sedimentar do tsunami representa um horizonte marcante na estratigrafia costeira ao longo da costa Algarvia portuguesa. No total, cento e cinquenta e oito sondagens de sedimentos foram obtidas a partir da superfície da planície dos Salgados usando sondas operadas manualmente: Edelman, van der Horst, van der Staay e Livingstone. Além disso, cerca de cinquenta amostras de superfície de ambientes sedimentares atuais, incluindo do fundo submarino entre 4 e 19 m abaixo do nível médio do mar, face de praia, berma da praia, duna, crista da duna e aluvião foram recolhidas à mão ou diretamente do fundo do mar via mergulho.

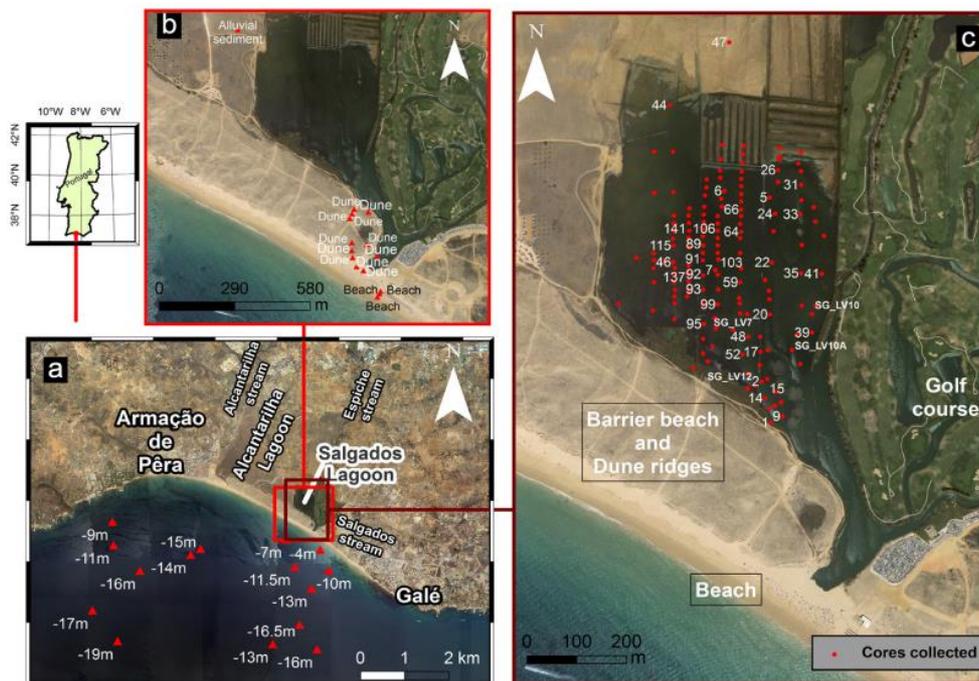


Figura 1.8 – Lagoa dos Salgados e o esquema de amostragem. (a) localização na faixa costeira de Armação de Pêra-Galé e amostras próximas da costa, profundidades em metros; (b) proximidade da planície mostrando a área recuperada para o campo de golfe e localização das amostras de praia, duna, lagoa e planície aluvial; (c) locais de coring na planície e planície aluvial próxima (adaptado de Costa et al. 2012).

Num outro artigo realizado por Quintela *et al.* (2016) foi tentada a identificação de palaeotsunamis, tanto no registo sedimentar terrestre como no registo dos fundos submarinos do sul de Portugal, apoiando-se principalmente no estudo de foraminíferos. Foram analisadas três trincheiras, escavadas na planície aluvial de Alcantarilha (imediatamente a oeste dos Salgados) e uma sondagem recolhida a cerca de 98 m de profundidade na plataforma algarvia. Neste trabalho foram analisadas evidências do tsunami de 1755 com base no aumento do número de carapaças de foraminíferos alóctones e a sua correlação com o tamanho médio dos grãos mais grosseiros. Isto foi possível após caracterização ambiental micropaleontológica tanto de regimes de sedimentação em terra como nos fundos submarinos proximais. No registo terrestre, três fases distintas de transporte de sedimentos foram diferenciadas dentro da unidade tsunamigénicas (Figura 1.9). A fase basal que retrata a inundação inicial representada pela predominância de espécies de foraminíferos marinhos num conjunto muito diversificado. O caráter mais energético desta fase também foi observado na identifica o do maior número de carapaças partidas/com sinais de abrasão. A fase interm dia reflete um número não especificado de impulsos de inunda o e *backwash* (onda de retorno) que foram reconhecidos com base na presença bem equilibrada de espécies estuarinas-marinhas, a acentuada diminui o do  ndice de diversidade e do número de carapaças de foraminífera. A fase final registada na unidade tsunamig nicas regista o último *backwash* que foi identificado com base na dominância de fauna estuarina. A unidade sobrejacente   dominada por espécies de salobras, demonstrado o início da fase de recupera o do sistema costeiro. No registo estudado nos fundos submarinos, foi possível identificar dois eventos históricos de tsunami distintos (1755 e 1969). Isto foi conseguido através da identifica o de aumentos significativos da popula o de foraminíferos costeiros nas camadas mais grosseiras. Esta interpreta o foi sustentada por métodos indiretos de data o que atribuíram idades compatíveis ao tsunami de 1755. Os resultados obtidos neste estudo sublinham a relevância de uma abordagem multianal tica em no reconhecimento e compreensão dos eventos de tsunami.

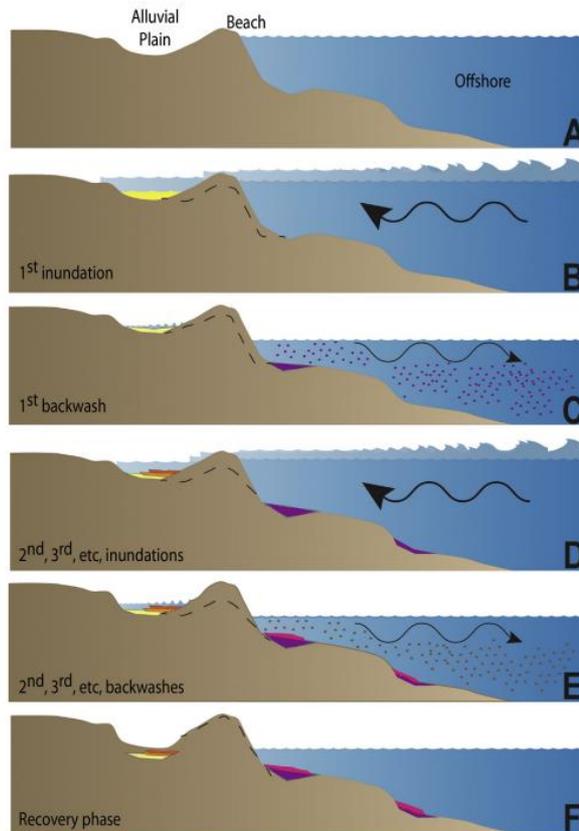


Figura 1.9 – Modelo conceitual esquemático representando um evento de tsunami, a sua dinâmica de sedimentação em terra e em fundos submarinos. A – cenário costeiro pré-evento; B – primeira incursão da onda do tsunami e sua deposição em terra representada em amarelo; C – primeira backwash e a sua deposição em fundos submarinos e material em suspensão transportado ao longo da coluna de água representada a roxo; D – incursão subsequente da onda de tsunami em terra e a sua assinatura deposicional representada a laranja claro e escuro; E – fases posteriores de backwash e a sua impressão deposicional em fundos submarinos representado a roxo claro e material em suspensão transportado ao longo da coluna de água representada em castanho claro (adaptado de Quintela et al. 2016).

Num artigo realizado por Costa *et al.* (2016a), é apresentado uma abordagem multidisciplinar envolvendo sedimentologia, geomorfologia e análises geofísicas e modelação numérica do tsunami de 1755 sobre um segmento costeiro localizado dentro da costa sul de Portugal (Figura 1.10). Em particular, o trabalho está centrado em decifrar o impacto das ondas de tsunami sobre uma barreira costeira arenosa que é o ponto culminante de duas planícies estuarino-lagunares que foram inundadas pelo tsunami de 1755. Características erosivas foram documentadas através de dados geofísicos (i.e. georadar) e foram atribuídas ao evento de 1755 com apoio de dados cronológicos e sedimentológicos. Além disso, estas características permitiram a calibração das

configurações de simulação para reconstruir as condições locais e estabelecer o percurso do tsunami quando este atingiu a costa. Estas assinaturas tsunamigénicas foram estudadas na planície de Alcantarilha e comparadas com as assinaturas adjacentes do tsunami na planície dos Salgados onde anteriormente tinha sido identificado um depósito daquele tsunami. A maioria dos resultados aqui apresentados sugerem um impacto relativamente baixo do tsunami sobre a barreira costeira, principalmente devido à (provável) cota topográfica das dunas. No entanto, é importante salientar que, como consequência da inundação da barreira, o impacto parece ter sido suficiente para desestabilizar a duna costeira e iniciar a formação de escarpas e pedestais e a migração para o interior de dunas parabólicas. Considerando a tempestade extrema do século que afetou esta costa (com alturas de onda acima de 5 m) e que não foi capaz de alterar ou erodir estes pedestais, a sua origem pode ser atribuída a um acontecimento extremo único – o tsunami de 1755. Com base nos dados de GPR, da distribuição espacial do depósito e da modelação hidrodinâmica, foi possível limitar a altura de galgamento do tsunami de 1755 entre 6 e 8 m acima do nível médio do mar. A abordagem multidisciplinar seguida neste trabalho facilita a definição e compreensão dos processos morfodinâmicos relacionados com a inundação causada pelo tsunami de 1755.

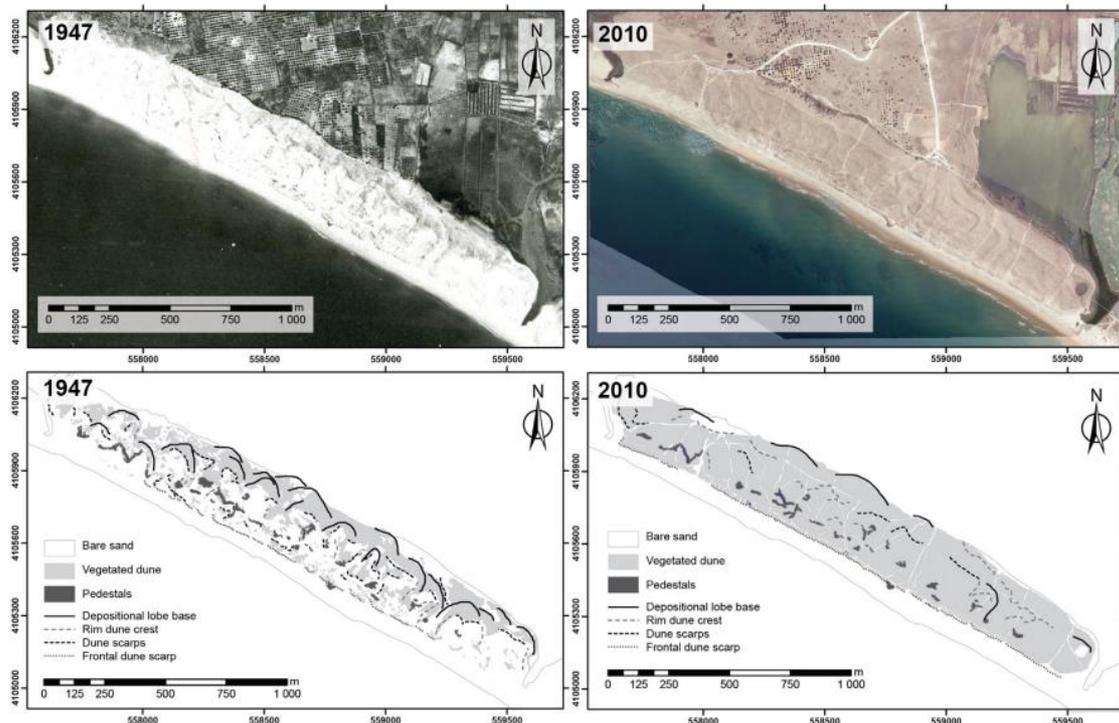


Figura 1.10 – Interpretação geomorfológica das planícies estuarino-lagunares de Alcantarilha-Salgados e da barreira arenosa. O sistema utilizado foi WGS84, zona UTM 29N (adaptado de Costa et al. 2016a).

Outro exemplo de trabalhos realizados por Costa *et al.* (2016b), na costa sul portuguesa é o estudo onde são sumariadas as assinaturas sedimentológicas e geomorfológicas do tsunami de 1755 em planícies estuarino-lagunares da costa algarvia (Martinhal, Barranco, Furnas, Boca do Rio, Salgados-Alcantarilha) com aspetos contrastantes geomorfológicos e sedimentológicos. Foram encontradas semelhanças notáveis entre os depósitos de tsunamis e os materiais disponíveis para o transporte na costa antes do tsunami. A recuperação do sistema costeiro para condições pré-evento é avaliada e analisada em termos de disponibilidade e fornecimento de sedimentos, clima, hidrodinâmica e cenário geomórfico (Figura 1.11). As praias encaixadas, com pouco sedimento disponível, aparentam não conseguir recuperar a morfologia pré-evento. Além disso, e apenas em Martinhal, as alterações abruptas morfológicas traduziram-se numa maior e duradoura permeabilidade da barreira e das zonas húmidas adjacentes a galgamentos por tempestades. O sistema praia-duna de Alcantarilha-Salgados, composto por areia média, foi amplamente escarpado, mas não totalmente galgado. Aqui, a recuperação foi parcialmente alcançada através da desestabilização da duna remanescente, e da formação e avanço das dunas parabólicas após o evento de 1755. Nas barreiras de areia, a disponibilidade de sedimentos para transporte pós-evento é condicionada por vários fatores, nomeadamente a cobertura vegetal e o teor de humidade. Após o tsunami, o cenário normal é o desaparecimento parcial ou total da cobertura vegetal. Em ambientes mais secos, a remobilização da areia é mais comum, especialmente com ventos persistentes em terra que favorecem a formação de dunas parabólicas. Num ambiente mais húmido o sedimento é estabilizado e não está disponível para movimentação, o que resulta em condições mais difíceis na recuperação das mudanças provocadas pelo tsunami. Em conclusão, o estudo das assinaturas de tsunami é altamente condicionado por fatores que são também cruciais na recuperação pós-evento.

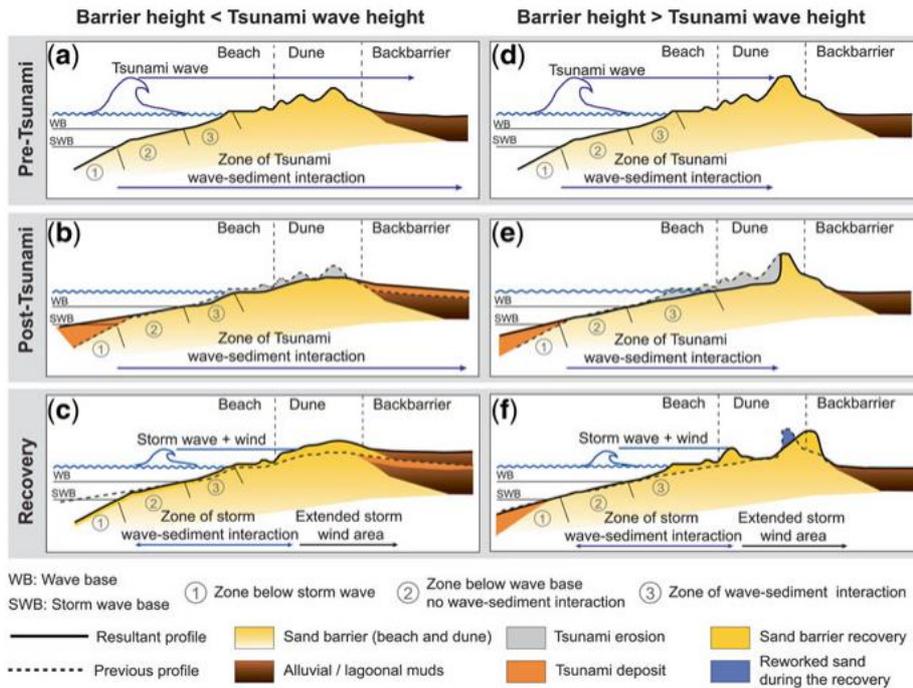


Figura 1.11 – Modelo concetual de recuperação da barreira de areia após um evento de tsunami, assumindo uma disponibilidade moderada de sedimentos. São considerados dois cenários possíveis durante um evento de tsunami: altura da barreira mais baixa (a) e mais alta (d) do que a altura da onda do tsunami. O perfil após um evento de tsunami é apresentado em (b) e (e). A recuperação após um curto período de tempo geológico é ilustrada em (c) e (f) (adaptado de Costa et al. 2016b).

Um estudo realizado por Andrade *et al.* (2016) aborda os aspetos históricos e sedimentares dos registos em terra de eventos de inundação abrupta de alta energia da costa algarvia de Portugal associada aos tsunamis. Dados estratigráficos e cronológicos apresentados confirmam a validade da interpretação anterior das características geomorfológicas preservadas no tardo das ilhas barreiras do Sudoeste Algarvio como tendo sido modelado pelo tsunami de 1755 (Figura 1.12). A interpretação e reanálise de documentos históricos permitiu sugerir que intensidades atribuídas a tsunamis históricos, ocorridos durante os dois últimos milénios, nesta costa foram sobrestimadas em catálogos anteriores. É sugerida ainda uma revisão das intensidades atribuídas aos eventos de 1762 e 1722 e que os sismos e tsunamis de 382 e 60 a.C. relatados em catálogos portugueses, europeus e mundiais sobre tsunamis devem ser rejeitados. Isto aumenta o intervalo de tempo médio que separa os sucessivos tsunamis que ocorreram nos últimos dois milénios e a sua capacidade de inundar extensivamente regiões costeiras a barlavento da costa. Este resultado está conforme a investigação do sedimento tardio-holocénico em terra presente nas assinaturas das planícies estuarino-lagunares do Algarve. Estes estudos

indicam o evento de 1755 como um evento singular e compatível com um intervalo de recorrência de pelo menos 3,5ka para a janela de tempo médio que separa dois tsunamis regionais consecutivos de alta magnitude/intensidade. Assim, a incongruência entre os dados históricos e os dados geológicos é apenas aparente. Os tsunamis que não atinjam esta intensidade podem ser apenas registados por instrumentos e amplamente noticiados, mas a sua inundação potencial é nula, pelo que não deixam qualquer marca perceptível no registo geológico em terra das planícies estuarino-lagunares costeiras.

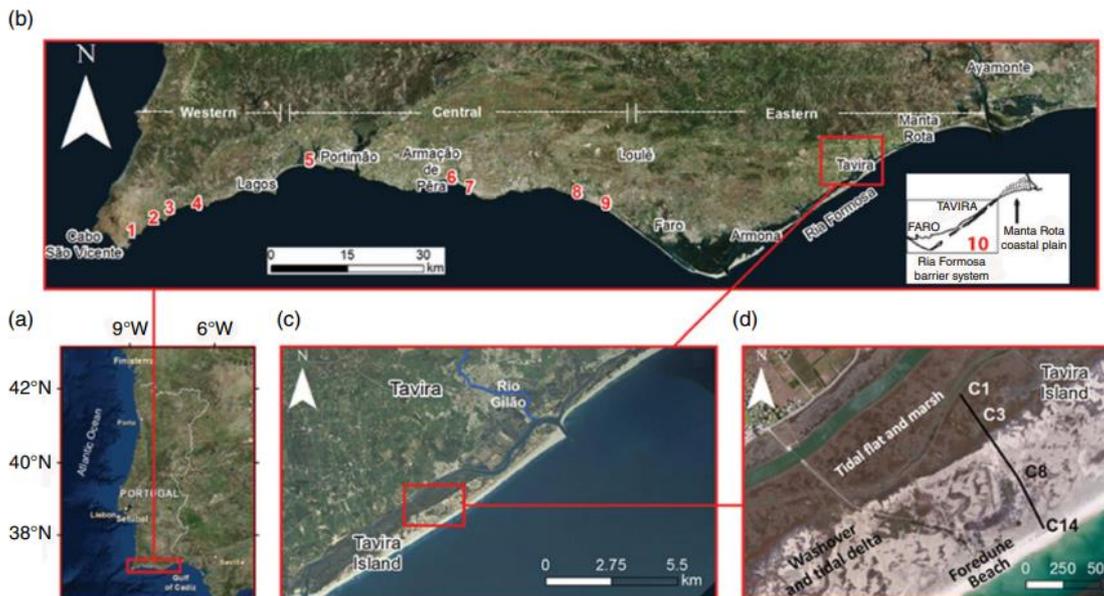


Figura 1.12 – (a) costa algarvia em Portugal; (b) locais de campo (1-Martinhal, 2-Barranco, 3-Furnas, 4-Boca do Rio, 5-Alvor, 6-Alcantarilha, 7-Salgados, 8-Quarteira, 9-Carcavai, 10-sistema barreira, lago da Ria Formosa); (c) localização do município de Tavira e do rio Gilão e da ilha da barreira em Tavira; a imagem emoldurada é expandida em (d) (adaptado de Andrade et al. 2016).

A costa sul portuguesa tem sido alvo de inúmeros estudos devido à sua riqueza em depósitos de tsunami e na facilidade de acesso aos mesmos. Por exemplo, Moreira *et al.* (2017), aplicaram com sucesso análises geoquímicas. Este artigo apresenta resultados de análises geoquímicas e granulométricas de alta resolução ao depósito do tsunami de 1755 – análise de Fluorescência de Raios-x e de granulometria através de análise de imagem. Esta areia, enriquecida em bioclastos, foi reconhecido na sequência estratigráfica costeira da lagoa dos Salgados (Figura 1.13) devido à sua composição contrastante quando comparada com as camadas lodosas inferiores e superiores. Na ausência de contrastes texturais, a identificação de valores elevados de concentrações de Cl, S e Br numa sequência silto-argilosa contínua foi uma alternativa utilizada. Além disso, os dados de análise granulométricos atestaram a diminuição de espessura para o

interior da zona lagunar. Salienta-se ainda que apesar da estrutura macroscópica massiva do depósito de tsunami, ao longo da lagoa, os resultados granulométricos revelaram maior complexidade e permitiram inferir até quatro sequências de deposição diretamente associadas a diferentes fases da inundação causada pelo tsunami de 1755. Os indicadores geoquímicos (Cl, S, Br e Al, também Si/Al e Ca/Ti) de salinidade, foram detetados para além da assinatura sedimentológica arenosa, indicando assim que a inundação marinha se estendeu para além da presença do depósito e que 260 anos após o evento a sua assinatura geoquímica ainda é preservada na estratigrafia da lagoa. Este estudo mostra a relevância de combinar investigações geoquímicas e granulométricas de alta resolução em sequências costeiras para melhorar a reconstrução da extensão da inundação. Além disso, esta abordagem combinada proporcionou uma visão inovadora na capacidade de identificar diferentes modos de transporte e pulsos de inundação.

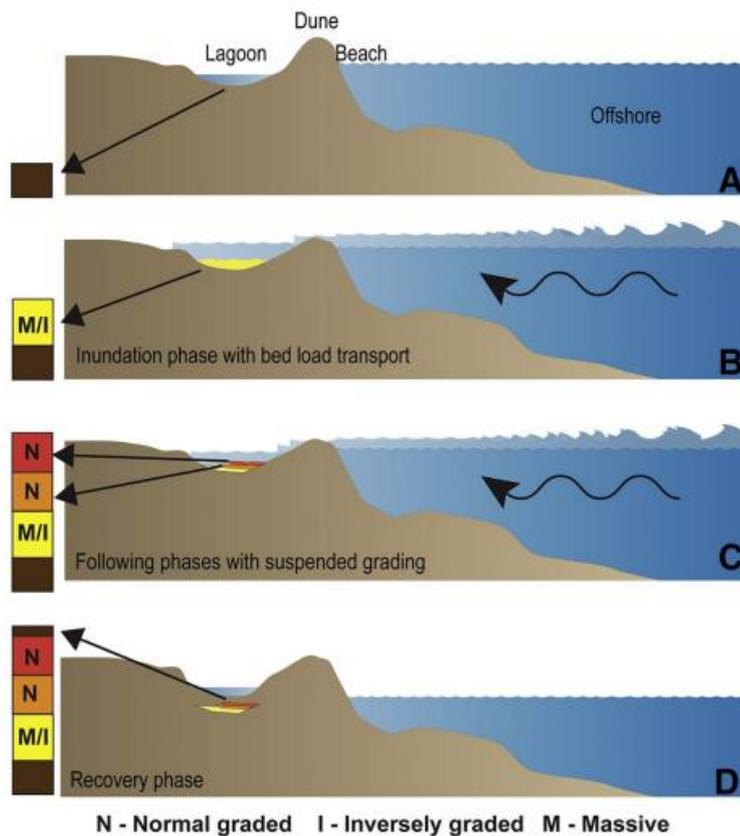


Figura 1.13 – Modelo conceitual da deposição de sequências sedimentares (M-massivo, N-normal, e I-inverso) associadas ao tsunami de 1755 na Lagoa dos Salgados (adaptado de Moreira et al. 2017).

O local onde foi identificado este depósito de tsunami tem sido motivo de várias investigações, uma delas feita por Feist *et al.* (2019). Neste artigo é apresentado uma análise multianalítica de sete sondagens de sedimentos da região da Boca do Rio, organizados em duas passagens, uma paralela e outra perpendicular à linha de costa. O quadro geocronológico foi estabelecido através da combinação de radiocarbono e datação por luminescência opticamente estimulada com análises sedimentológicas e geoquímicas e abrange a evolução paleogeográfica desta área para os últimos quatro milénios (Figura 1.14). Como esperado, o tsunami de 1755 foi facilmente identificado em todos os locais onde foram realizadas sondagens, como um estrato arenoso, por vezes silto-arenoso, entre a aluvião de grão mais fino. Esta camada apresenta várias características de depósitos de tsunami, tais como contacto basal erosivo, intraclastos lodosos, e uma lâmina lodosa. Numa sondagem específica, um eventual segundo evento extremo depositou uma camada de origem marinha que foi detetada dentro de depósitos lodosos típicos da planície de inundação. Esta observação baseou-se, no seu contraste granulométrico, Fluorescência de Raios-x, suscetibilidade magnética e propriedades micropaleontológicas. Esta unidade está estratigraficamente localizada abaixo do tsunami de 1755 e pode ser associado a outro evento ainda não documentado, muito provavelmente datado até ao meio ou final do 1º milénio. Durante este período, o Algarve, incluindo o vale da Boca do Rio, foi sujeito a consideráveis alterações paisagísticas.

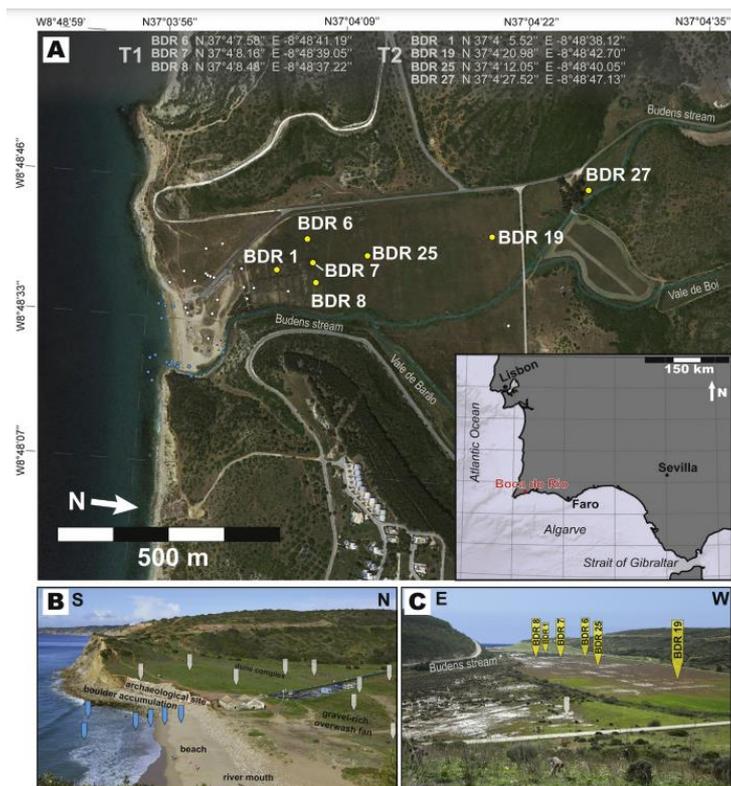


Figura 1.14 – Local de campo em Boca do Rio. (A) Mapa geral com sondagens de perfuração analisados (amarelo), sondagens adicionais (cinzento) e amostras de referência modernas (azul); (B) Fotografia aérea oblíqua da frende do vale de Boca do Rio com praia e leque de galgamento; (C) Fotografia aérea oblíqua do vale com a localização dos locais de perfuração (adaptado de Feist et al. 2019).

O estudo de depósitos de tsunami é também realizado a uma escala global, com vários exemplos descritos em artigos. Costa *et al.* (2022a) oferece uma visão geral dos conhecimentos atuais sobre o registo geológico do sudoeste ibérico do tsunami, especificamente resume três décadas de investigação sobre o reconhecimento, diferenciação e estabelecimento de cronologias de tempestades passadas. Outra peculiaridade abordada neste capítulo é o contraste entre os diversos registos de marcas do tsunami ou da tempestade na parte espanhola do Golfo de Cádiz (Figura 1.15), quando comparado com a zona portuguesa. Esta discrepância está essencialmente relacionada com o domínio de processos de acreção ou erosão que favorecem a preservação dos depósitos e também com diferente disponibilidade de sedimentos durante o Holocénico. Isto permitiu uma melhor correlação entre o registo espanhol do tsunami em terra e os seus dados turbidíticos. O número de eventos identificados é muito limitado no lado português, presumivelmente devido ao seu contexto geomorfológico e sedimentológico específico e à sua menor preservação por apresentar um litoral essencialmente erosivo.

Os cenários sedimentológicos e geomorfológicos onde foram descritas impressões de eventos de ondas extremas na Península Ibérica partilham muitas semelhanças. Os depósitos tendem a ser camadas arenosas mais grosseiras que intercalam sedimentos silto-argilosos em ambientes estuarinos, aluviais ou lagunares. Estes depósitos são também caracterizados pela sua peculiaridade paleontológica que tem sido amplamente utilizada como um critério de diagnóstico para eventos de ondas extremas. Outras características texturais, composicionais, geoquímicas e geofísicas comuns foram também descritas de maneira semelhante para outros tsunamis e depósitos de tempestades em outras partes do mundo. Um problema comum na distinção entre depósitos de tsunami e tempestade é a determinação precisa do período em que eles ocorrem. Isto é particularmente crucial para eventos de alta intensidade o que suscita dúvidas sobre o número exato de eventos descritos até à data na Península Ibérica. O segundo problema reside na sua datação com rigor devido à incerteza sobre a estimativa de intervalos, algumas evidências geológicas descobertas nas costas ibéricas sobrepõem-se a datas de diferentes eventos observados nos fundos submarinos, levantando assim dúvidas sobre a sua associação com eventos específicos. No entanto, o impacto generalizado do tsunami de 1755 e a sua forte presença na estratigrafia dos vários locais estudados são inquestionáveis. A necessidade de mais estudos é óbvia, tal como a integração do registo em terra e dos fundos submarinos. Além disso, os desenvolvimentos presentes e futuros de metodologias de estimativa da idade, juntamente com estudos sedimentológicos de alta resolução produzirão dados ainda mais fiáveis. No entanto, no contexto europeu, o sudoeste da Península Ibérica fornece os melhores e mais detalhados exemplos sedimentológicos de depósitos de tsunami e tempestade, convertendo-se assim num inestimável laboratório natural para registos geológicos de eventos de ondas extremas.

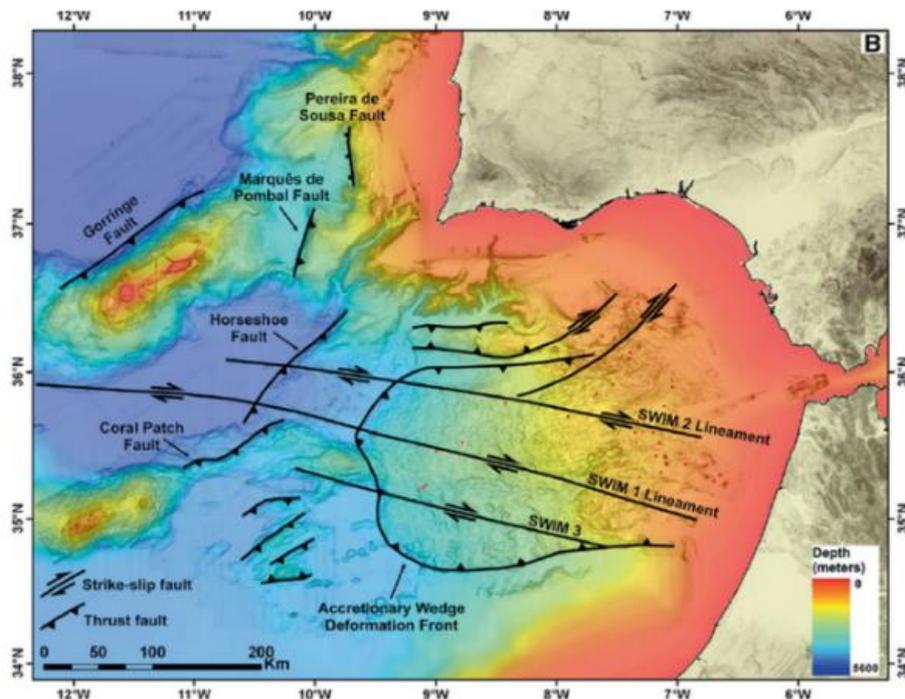


Figura 1.15 – Principais características geomorfológicas e caracterização tectónica detalhada do Golfo de Cádiz (adaptado de Costa *et al.* 2022).

Num outro artigo realizado por Costa *et al.* (2022b) foram comparadas as distâncias de inundação alcançadas na costa algarvia pelo tsunami de 1755 e a variação da espessura dos depósitos correspondentes através da análise de quatro locais ao longo da costa Algarvia (Martinhal-MRT, Boca do Rio-BDR, Alcantarilha-ALC, Salgados-SG, Almargem-ALM) (Figura 1.16). É sugerido que o espaço de acomodação controla a relação entre o limite terrestre do depósito e a extensão máxima da inundação, com valores entre 20% e 50%, à semelhança do detetado por exemplo em Sendai (Japão) e descrito por Chagué-Goff *et al.* (2012). Apesar de alguma subjetividade intrínseca, os dados históricos indicam distâncias da inundação semelhantes, de cerca de 1500 m. Por sua vez, os dados geológicos sugerem que nos locais com menor espaço de acomodação (MRT e ALM) a relação entre as distâncias à linha de costa do local com maior representatividade litoestratigráfica do depósito e o seu limite interno é de 50% a 60%. Já em BDR, ALC e SG essa relação diminui para 25% a 40%. Assim, a espessura máxima do depósito parece estar relacionada com aspetos paleobatimétricos e, principalmente, paleotopográficos que terão favorecido a deposição em pequenas depressões da superfície inundada. Com base nestes resultados pode sugerir-se que em zonas com menor espaço de acomodação o alcance horizontal da inundação excede 5 – 6x a distância assinalada

pelo depósito e que esta diferença diminui para 1.6 – 2x nos casos com espaço de acomodação significativamente superior.

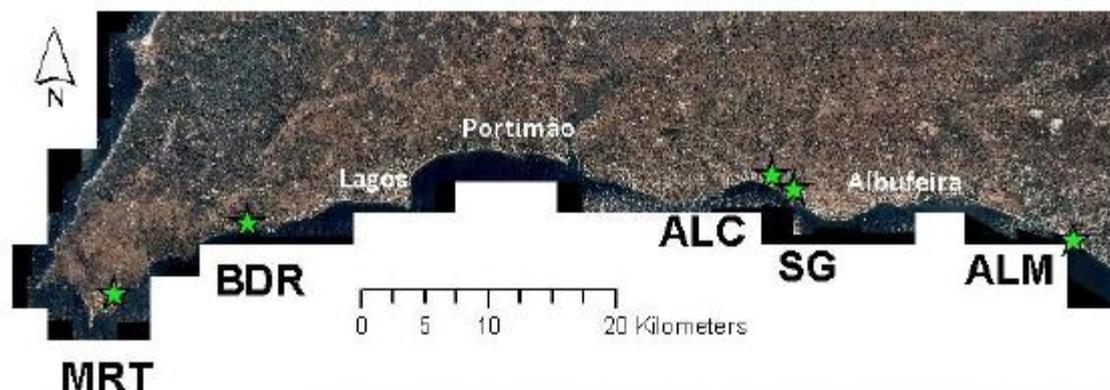


Figura 1.16 – Localização dos casos de estudo analisados (adaptado de Costa et al. 2022).

Sendo afetado pelo poderoso tsunami de 1755, a plataforma sudoeste do Algarve (Figura 1.17), proporciona ambientes para a deteção de assinaturas de tsunamis em fundos submarinos. Feist *et al.* (2023), analisaram os sedimentos Holocénicos pós-glaciares da plataforma algarvia e revelaram depósitos de tsunami ligados ao tsunami de 1755 e a um evento de 3600 cal yr BP. Este último evento até agora não tinha sido identificado em Portugal. Ambos os depósitos destes eventos apresentam um contraste litoestratigráfico, um contato basal erosivo, tornando-os discerníveis não só nos dados obtidos através de sondagens, mas, também, através de dados geofísicos. Especialmente o depósito do evento 3600 cal yr BP está excepcionalmente bem preservado nalgumas sondagens e perfis. A diferenciação clara em subunidades permite uma maior compreensão do transporte nos fundos submarinos e dos processos de deposição do tsunami. Este estudo demonstra que o registo e preservação dos depósitos de tsunami foram possíveis na costa Algarvia em locais específicos protegidos de possíveis perturbações antropogénicas ou naturais. Os resultados alargam catálogos do tsunami de Portugal com um tsunami previamente desconhecido. Existem limitações à interpretação dos registos paleo-tsunami nas plataformas continentais devido à bioturbação e ao retrabalho e transporte de sedimentos induzidos por correntes ou ondas que caracterizam as áreas plataforma mais rasas e para lá da profundidade de fecho. A investigação de tsunamis nos fundos submarinos proximais tem assim um grande potencial para alargar o registo do tsunami de qualquer região costeira, especialmente quando os registos costeiros estão incompletos ou são escassos.

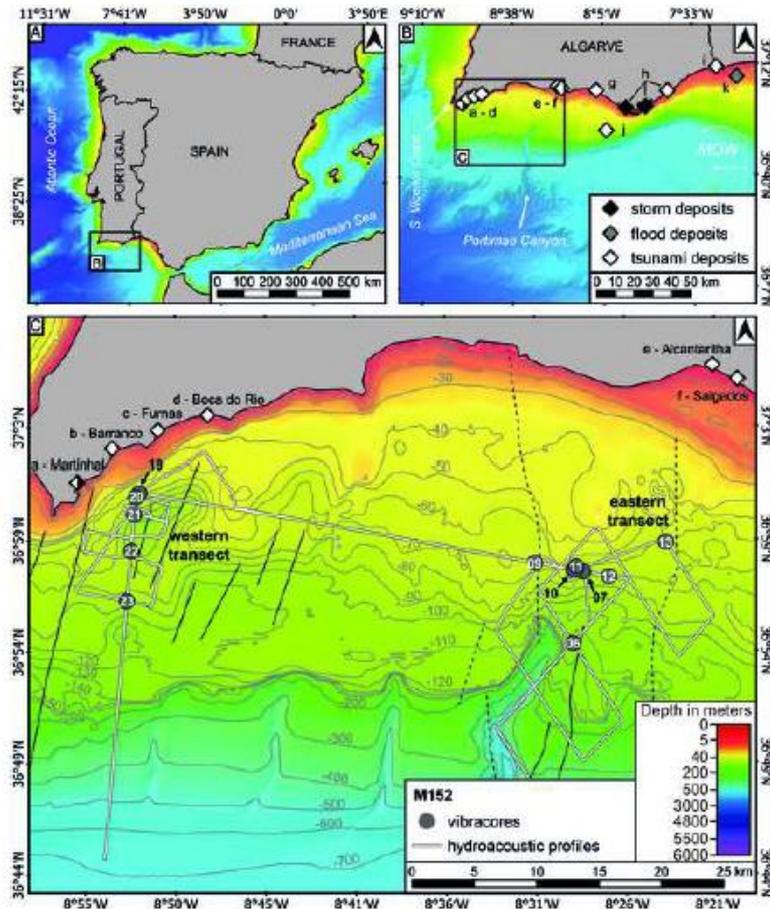


Figura 1.17 – Plataforma continental do Algarve com áreas próximas de Alcantarilha e Salgados para o setor oriental, e Martinhal e Boca do Rio para o setor ocidental (adaptado de Feist et al. 2023).

1.3.2 Modelação numérica

É importante referir, o trabalho realizado por Jaffe & Gelfenbuam (2007). Este trabalho apresenta um modelo simples de sedimentação do tsunami que pode ser aplicado para calcular a velocidade do fluxo a partir da espessura e granulometria de um depósito de tsunami. O modelo é testado utilizando dados de campo recolhidos em Arop, Papua-Nova Guiné (Figura 1.18), pouco depois do tsunami de 1998 (Ilhas Flores, Indonésia). O modelo de transporte TsuSedMod usa diferentes fórmulas e valores para os parâmetros. O modelo é executado até que os sedimentos em suspensão de cada classe dimensional correspondam à fração observada no depósito e a espessura do depósito corresponda à espessura observada. Este modelo também requer três dados de entrada: distribuição granulométrica, espessura do depósito e a altura da coluna de água do tsunami. Foi

escolhido um valor de 10 cm para a espessura do depósito de tsunami por ser um valor típico. Os resultados mostram que para um depósito composto de um único tamanho de grão é um melhor indicador da velocidade do fluxo do tsunami do que a espessura do depósito. Para depósitos de 10 cm de espessura compostos de areia de 0,15 mm, uma mudança de 10% na espessura resulta numa mudança de 3% na velocidade do fluxo do tsunami. Para depósitos compostos por areia de 0,15 mm de espessura de 10 cm, uma mudança de 10% na espessura do grão resulta numa mudança de 5% na velocidade do fluxo do tsunami. O modelo simples é também capaz de reproduzir a classificação observada num depósito de tsunami criado pelo tsunami de Papua-Nova Guiné de 1998 num local a 403 m do interior da linha de costa. As tendências e magnitudes na variação vertical da classificação prevista e observada e da inclinação também são reproduzidas pelo modelo.



Figura 1.18 – Fotografia aérea e fotografia aérea oblíqua de Arop, Papua Nova Guiné. Fossa onde o TsuSedMod foi dirigido para calcular a velocidade do fluxo do tsunami a partir dos depósitos de tsunami são representados por quadrados (adaptado de Jaffe, B. E., & Gelfenbuam, G. 2007).

Apotsos *et al.* (2010), utiliza observações de campo e modelações numéricas para estudar a inundação causada pelo tsunami e pelo transporte de sedimentos numa baía no lado norte de Tutuila, Samoa Americana, durante o tsunami de 2009 que afetou o Pacífico Sul. Dados de batimetria e topografia próximo da costa, profundidade da coluna água do tsunami, deposição e extensão dos sedimentos arenosos foram recolhidos durante dois levantamentos de campo, aproximadamente duas e cinco semanas após o tsunami. Medições em terra, da altura do fluxo em quarenta e oito locais diferentes, parece indicar que as ondas inundaram quase 250 m em terra e com uma altura superior a 7 m (Figura 1.19). As simulações demonstram que a deposição terrestre de sedimentos pode ser afetada em mais de 50% pela quantidade de sedimentos disponíveis para transporte e também pela inclinação da topografia terrestre, sugerindo que estes efeitos podem ter de ser considerados ao interpretar depósitos de tsunami. A modelação numérica foi realizada com recurso ao software Delft3D. Os resultados obtidos demonstram que os níveis máximos previstos de água em terra atingem 8-9 m e 10-12 m acima do nível médio da água do mar e variam em menos de 20% em qualquer localização perpendicular à costa. A maioria dos sedimentos em terra tem origem na praia ou em áreas pouco profundas. Os sedimentos da parte mais profunda do canal/barra/inlet são também erodidos, mas a maioria deste sedimento é depositado ao largo ou nas proximidades do recife. Muito pouca quantidade de sedimentos situados para lá do recife é erodida ou transportada durante o tsunami. A quantidade de sedimentos depositados em terra diminui com o aumento do declive. A diminuição da espessura máxima da unidade depositada por este evento de 3 a 0,5 m de espessura resulta numa diminuição do volume de sedimento depositado em terra de 40%-50%. Diminuindo a inclinação da parte mais íngreme para a mais rasa em terra, resulta num aumento do volume de sedimentos depositados em terra de cerca de 60%-80%. A presença de grandes blocos de coral em terra sugere que o tsunami foi grande o suficiente para mobilizar diferentes tamanhos de grãos sedimentares. Estes resultados sugerem que o transporte e deposição de sedimentos em terra são provavelmente afetados tanto pela disponibilidade de sedimentos como pelo declive topográfico. Apesar da dimensão deste tsunami apenas foram depositadas áreas restritas e espaçadas espacialmente. A distribuição observada de sedimentos em terra e a erosão completa de parte da praia arenosa sugere que o transporte e a deposição de sedimentos foram controlados pela disponibilidade sedimentar. Os resultados deste estudo indicam

que o fornecimento de sedimentos e a inclinação topográfica em terra não pode ser negligenciada.

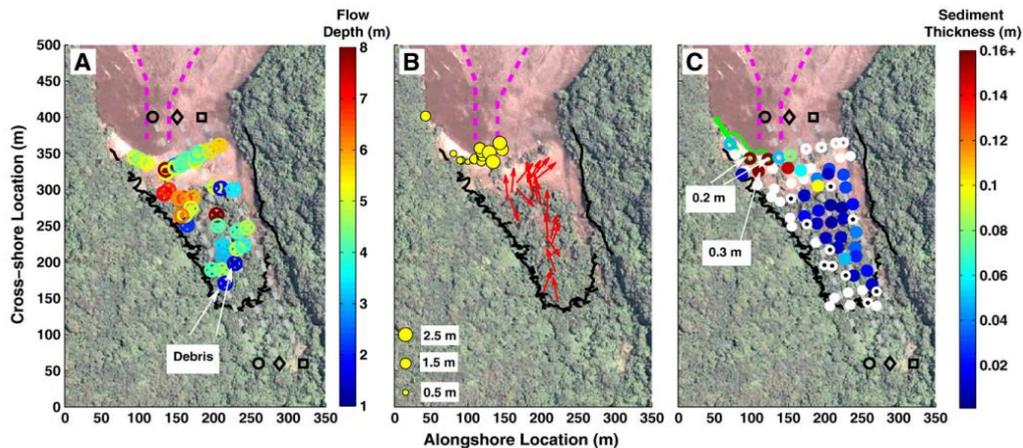


Figura 1.19 – Vista plana da profundidade do fluxo medido (A) (círculos coloridos), (B) direções do fluxo (setas) e localização dos blocos (círculos amarelos) e (C) espessura dos sedimentos (círculos coloridos) e extensão da praia arenosa durante o primeiro levantamento de campo (curva verde). O limite de inundação (círculos negros) e a borda exterior das planícies do recife (curvas magentas tracejadas) são mostrados nos três painéis. A linhas cinzentas a tracejado em A e C representam três travessias de terra cruzada com espaçamento uniforme. Em C as observações na praia (círculos abertos) e no vale aluvial (círculos preenchidos) são coloridas pela espessura. Os círculos brancos não indicam areia, enquanto que os círculos brancos com centros pretos indicam apenas um pó muito fino de sedimentos arenosos (adaptado de Apotsos et al. 2010).

Num dos primeiros trabalhos com modelação numérica, Apotsos *et al.* (2011a) utilizaram o software Delft3D, um modelo numérico tridimensional, para simular a inundação e o transporte de sedimentos de um tsunami de magnitude semelhante ao tsunami de 26 de dezembro de 2004 no Oceano Índico. Para identificar tendências gerais na previsão dos processos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos, e para testar se estas tendências são influenciadas pela morfologia, quatro diferentes perfis morfológicos são examinados. Todas as simulações são realizadas utilizando um perfil normal de tsunami com uma coluna de água de 35 m de profundidade ao largo de Kuala Meurisi, Sumatra para o tsunami de 26 de dezembro de 2004. A dimensão dos sedimentos foi estabelecida com base em análises granulométricas de amostras de depósitos do tsunami de 2004. O modelo sugere que numa dada localização perpendicular à costa, o fluxo acelera rapidamente à medida que a frente da onda prossegue e depois desacelera gradualmente antes de inverter a direção e passar a dirigir-se de regresso ao mar. Enquanto alguns sedimentos são erodidos pela frente de onda que passa, a suspensão de sedimentos arenosos é dominada pela onda de retorno de longa duração e de alta

velocidade que ocorre ao longo da face de praia e ao largo da linha de costa. A inundação e transporte de sedimentos durante um tsunami pode ser afetado por complexidades no perfil morfológico (Figura 1.20) e interações entre múltiplas ondas, e grande parte dos processos de transporte de sedimentos e hidrodinâmicos aqui previstos são semelhantes aos processos análogos observados na zona de zona de espraio.

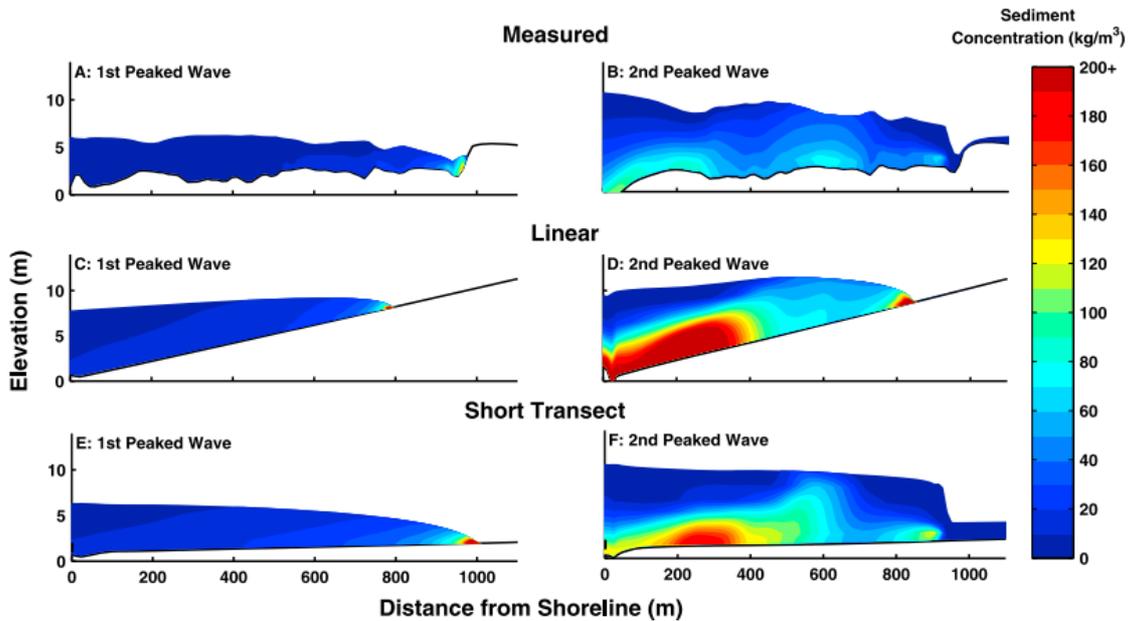


Figura 1.20 – Snapshots instantâneos das concentrações sedimentares durante a inundação da (esquerda) primeira onda de pico ($t \sim 27$ min) e (direita) da segunda onda de pico ($t \sim 56$ min) para os perfis medidos (a e b), lineares (c e d) e de curto-transecto (e e f). Os contornos de cor são em intervalos de 10 kg/m^3 (adaptado de Apotsos et al., 2011a).

Outro exemplo semelhante para uma maior compreensão do modelo numérico é o estudo realizado também por Apotsos *et al.* (2011b). Neste trabalho um modelo numérico baseado nas equações não lineares de água rasa demonstra, pela primeira vez, resultados que alinham com as expressões analíticas desenvolvidas para as ondas longas periódicas que inundam as zonas costeiras rasas e planas. Mais de treze mil simulações foram realizadas para examinar as variações das características da onda, declives e rugosidade que podem ter no *run-up* máximo do tsunami e da velocidade da água na linha de costa. A hidrodinâmica do tsunami é simulada usando o software Delft3D, um modelo acoplado de transporte hidrodinâmico/sedimento/mudança morfológica. Os resultados demonstraram que o modelo numérico está conforme as equações analíticas desenvolvidas para a velocidade máxima e a velocidade máxima da linha de costa instantânea de ondas longas periódicas, inundando sobre zonas rasas uma vasta gama de parâmetros relevantes a tsunamis gerados pelo sismo. Como o modelo não é dispersivo,

pode prever que as ondas quebram e assim subestimar o impacto em terra das ondas em situação pré-quebra. Os resultados deste estudo demonstram ainda mais que a resposta em terra a um tsunami é complexa e depende de uma série de fatores (Figura 1.21). Por conseguinte, utilizar expressões analíticas pode nem sempre ser apropriado para ambientes mais complexos. Da mesma forma, os resultados sugerem possíveis limitações a estudos de risco que não incorporem as características específicas da fonte. No entanto, os autores indicam que será necessário um estudo mais aprofundado em 2D e 3D para fundamentar esta conclusão. Além disso, os resultados indicam que a maior magnitude de onda observada num tsunami pode não resultar no maior impacto em terra.

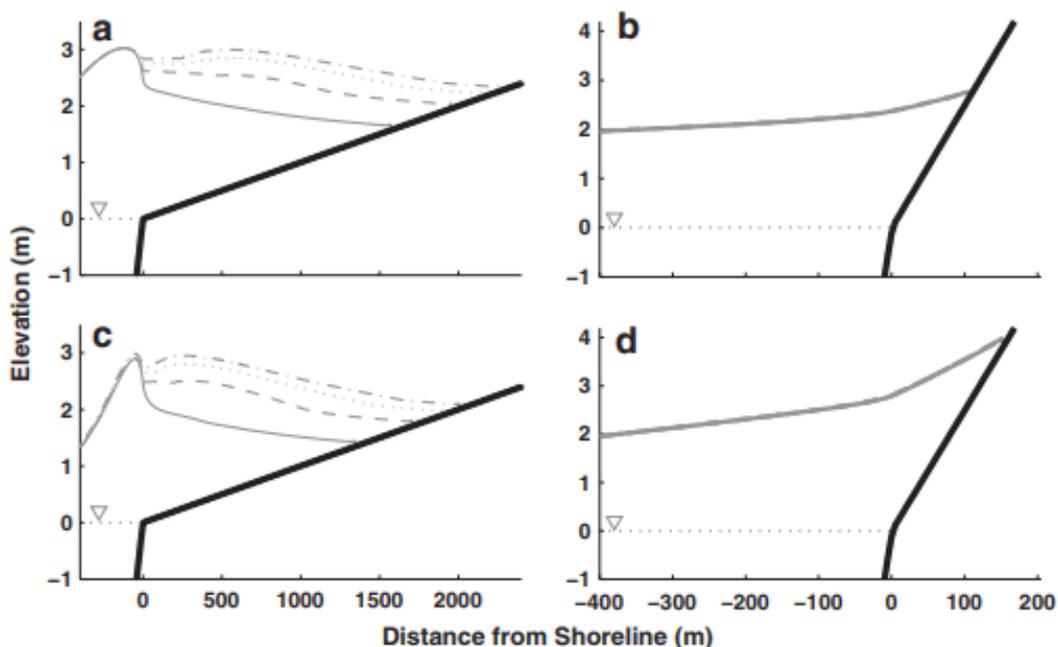


Figura 1.21 – Níveis máximos de água para simulações usando uma (curvas de cinza sólida), duas (curvas de cinza tracejado), três (curvas de cinza tracejado) e quatro (curvas de cinza tracejado) ondas com $T=6$ min (adaptado Aptosos et al. 2011b).

Noutro exemplo de uso de modelação para melhor compreensão dos depósitos de tsunami é o caso do uso de um modelo hidrostático e morfodinâmico acoplado é desenvolvido com base em dois softwares: COMCOT e XBeach, Li et al. (2012). Ambos foram utilizados para investigar a mudança morfológica na baía de Lhok Nga (Indonésia) durante o tsunami de 2004 no Oceano Índico, o mesmo modelo previu a espessura dos depósitos de tsunami que se verificou estarem de acordo com as medições realizadas. Características como a diminuição da espessura do depósito arenoso associado ao evento tsunamigénico e gradação positiva são usados para identificar depósitos de tsunami e

foram utilizados para este estudo. Para simular tanto o campo de fluxo, como o transporte de sedimentos com alta eficiência e precisão, foi incorporado o módulo de transporte de sedimentos em XBeach na grelha mais pequena de COMCOT e o modelo acoplado é designado por COMCOT-SED (Figura 1.22). Com este estudo conclui-se que o depósito ocorre tanto em períodos de *backwash*, como em períodos de inundação. Desta forma, os depósitos têm o potencial de registar o número de ondas que ocorreram, nos locais de erosão e deposição repetitivas. No entanto, as espessuras dos depósitos medidos após o evento registam apenas os efeitos acumulados do fluxo no depósito de sedimentos. Uma vez que não é fácil reconstituir a profundidade de erosão ou deposição de cada sub-unidade causada por cada onda de tsunami, as alturas das ondas que são deduzidas utilizando os mesmos modelos regressivos e podem ser significativamente subestimadas. A topografia tem efeitos muito importantes sobre a características e distribuição espacial dos depósitos. Os depósitos mais espessos normalmente ocorrem em depressões topográficas ou em torno de pequenas elevações, o que sugere que os barrancos costeiros e as zonas frontais de falésias íngremes têm mais hipóteses de preservar os depósitos. A espessura dos depósitos de tsunami pode ser afetada pela composição da distribuição inicial dos sedimentos-fonte e pela disponibilidade da mesma.

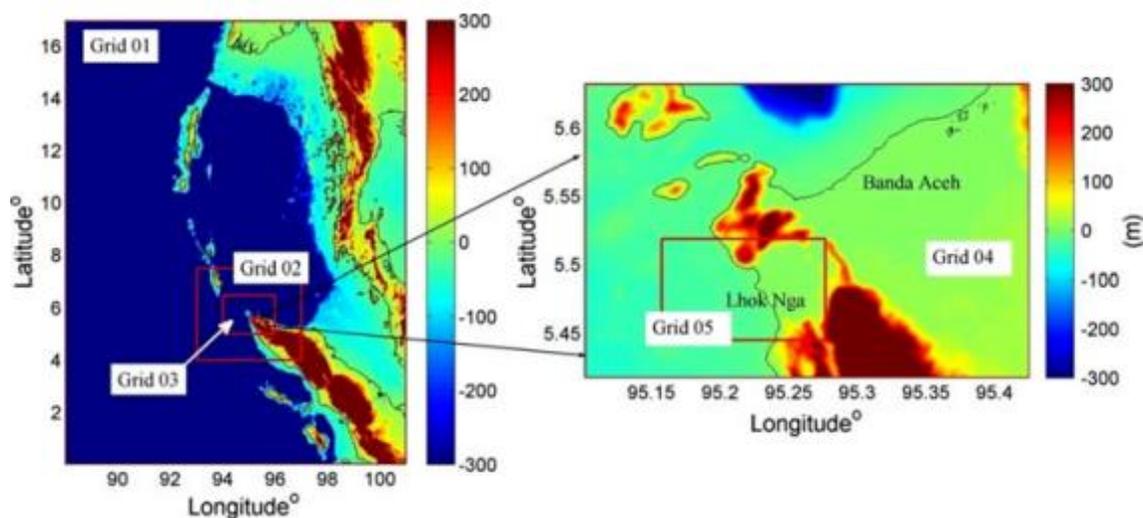


Figura 1.22 - Grelhas aninhadas para simulação utilizando o COMCOT-SED (adaptado de Li et al. 2012).

Outra modelação numérica em depósitos tsunami, foi apresentada em Jaffe *et al.* (2012). Neste artigo os depósitos de areia perto do aeroporto de Sendai (Figura 1.23) são modelados utilizando um transporte de sedimentos por modelação regressiva para

explorar a variação espacial e temporal da velocidade do fluxo no tsunami de 11 de março de 2011, Tohoku-oki. O modelo regressivo aqui utilizado relaciona a espessura e a granulometria à velocidade do fluxo do tsunami. Este modelo foi aplicado a vinte e quatro intervalos de suspensão, variando em espessura de 2 a 4 cm, a sete trincheiras localizadas a cerca de 250 a 1350 m para o interior a partir da linha de costa. Após o exercício de modelação, foi possível verificar que as velocidades de fluxo do tsunami variam de 2,2 a 9,0 m/s, e estavam fortemente dependentes da escolha do coeficiente de rugosidade de Manning's. As velocidades de fluxo foram mais elevadas a cerca de 75-300 m de terra de dunas com cobertura vegetal, onde o tsunami encontrou menor rugosidade numa zona baixa à medida que viajava em declive. Por sua vez, verificou-se que diminuiu 16% à medida que o tsunami se deslocava para o interior durante os subsequentes 596 m. Foram identificados em cada local até cinco intervalos de suspensão, sugerindo que foram formados durante o fluxo em terra de até cinco ondas, com uma tendência para um decréscimo no número de intervalos de suspensão, o que sugere menos ondas no interior. Os fluxos do tsunami tenderam a ser mais rápidos nos dois intervalos mais baixos (ondas anteriores) e mais lentos no intervalo mais alto (última onda) dos depósitos. Estimativas do tempo necessário para formar 99% da espessura dos intervalos de suspensão variou entre 2 a 5 min, permitindo que o sedimento que cai da suspensão pudesse ter formado estas porções dos depósitos no tempo que decorre entre a passagem das ondas. A aplicação do modelo inverso para determinar as velocidades de fluxo de palaeotsunamis a partir de depósitos, embora agora seja possível, é complicado pela incerteza na rugosidade. À medida que o modelo inverso melhora a previsão da rugosidade e velocidade do fluxo do tsunami, a magnitude dos palaeotsunamis será melhor compreendida e a capacidade de avaliar o risco de tsunami a partir de depósitos de palaeotsunamis irá melhorar.

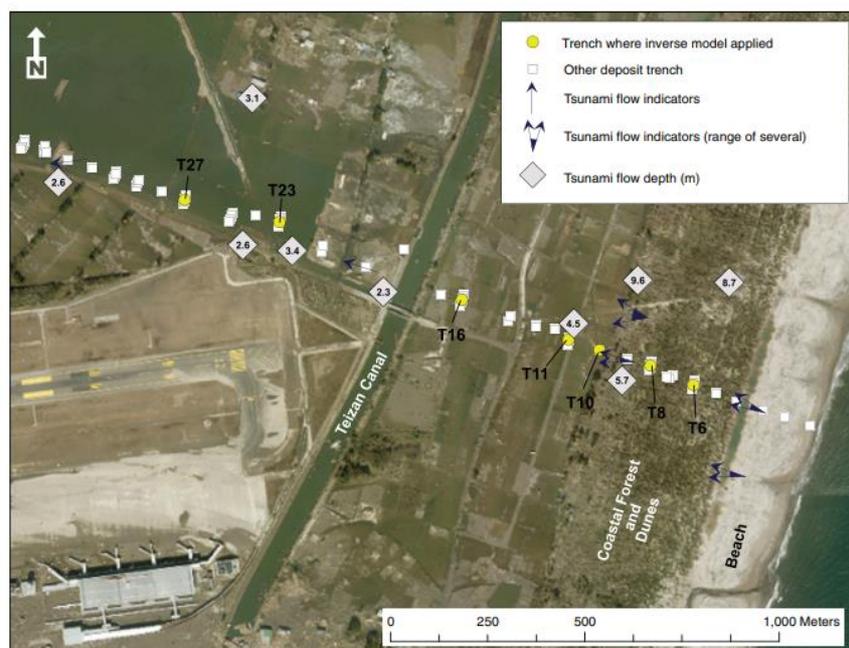


Figura 1.23 – Vista do mapa do local de estudo do Aeroporto Sendai com o trânsito de terra normal, direções do fluxo, e locais de trincheiras. É de referir que o fluxo é dirigido aproximadamente perpendicular à linha de costa (adaptado de Jaffe et al. 2012).

Existe um aumento nos trabalhos que tentam combinar modelação geológica e abordagens mais quantitativas. Um exemplo deste tipo de investigação é a investigação realizada por Ramalho *et al.* (2018), onde foram realizadas investigações das mudanças morfológicas induzidas pelo tsunami nas costas propensas a inundação e como o transporte de sedimentos é controlado tanto pelas características do tsunami como pelas características do sedimento. O local escolhido foi uma costa propensa ao tsunami no Atlântico NE, Tânger-Marrocos, que viveu intensamente o tsunami de Lisboa de 1755. Foi utilizado um modelo numérico hidrodinâmico e morfodinâmico com base em duas fontes de código: COMCOT e XBeach, com elevação digital e alta resolução e modelos sedimentares, para simular o impacto dos tsunamis na morfologia e distribuição sedimentar na Baía de Tânger. Para este modelo foram utilizados os cenários de HSF e CWF. Para modelar a inundação provocada pelo tsunami e as alterações na morfologia, foi construído um conjunto de grelhas batimétricas/topográficas com aumento das resoluções que cobrem a área de interesse da fonte. Os dados batimétricos/topográficos incluem quatro grelhas com resoluções de 640 m a 10 m. Os resultados mostram que a zona costeira de Tânger pode sofrer alterações substanciais na morfologia e distribuição de sedimentos após o impacto do tsunami. Para os cenários usados, o volume de sedimentos mobilizados, tanto em fundos submarinos como em terra, variou entre os

30.000 a 200.000 m³. Além disso, a presença de sedimentos não coesivos e as condições favoráveis ao tsunami levam a um aumento do impacto das ondas na configuração costeira. Em contrapartida, a presença dos quebra-mares ajuda a proteger a costa de Tânger, limitando a extensão da área afetada. Os resultados desta investigação sugerem que a avaliação do impacto costeiro induzido pelo tsunami deve incluir o efeito sobre a morfologia. As mudanças morfológicas são principalmente controladas pelas características do tsunami e pelo impacto, tal como altura de onda, período, extensão da inundação, profundidade e velocidade de fluxo, e elevada erosão sedimentar ocorre na zona estuarina e na de planície. Os dois cenários selecionados de 1755 (Figura 1.24) causam uma inundação evidente por parte do tsunami ao longo da costa de Tânger, com áreas de inundação de 2,28 km² para o cenário HSF e de 6,2 km² para o cenário de CWF. Em conclusão, este trabalho mostra que os eventos tsunamigénicos no sudoeste da zona da Margem Ibérica pode ter um impacto significativo na Baía de Tânger.

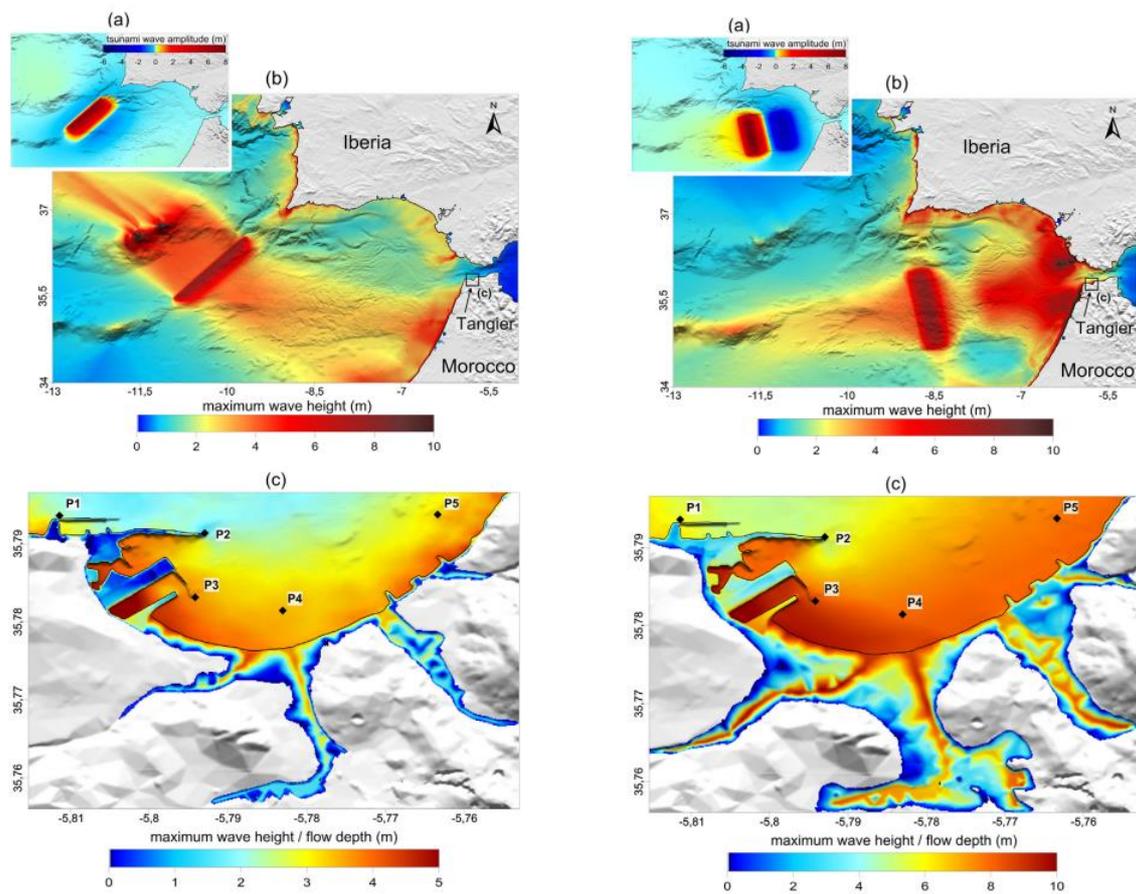


Figura 1.24 – À direita a fonte HSF e à esquerda a fonte CWF e ambos os resultados da modelação numérica: a) perturbação inicial da superfície do mar; b) alturas máximas de onda do tsunami; c) mapas das alturas máximas de onda do tsunami e as profundidades de inundação. Os pontos pretos correspondem a pontos costeiros selecionados a 10 m de profundidade (adaptado de Ramalho et al. (2018)).

Uma abordagem semelhante foi utilizada por Dourado *et al.* (2021), utilizando o registo sedimentar no sul de Portugal para testar e validar fontes sísmicas potencialmente responsáveis pelo sismo de 1755. Para tal foram recolhidas mais de cento e cinquenta sondagens, na zona dos Salgados (Figura 1.25), e a variação da espessura da unidade sedimentar associada ao tsunami de 1755 foi comparada com os resultados obtidos através do software Delft3D utilizando o módulo FLOW que simula a propagação dos tsunamis, inundação, erosão e deposição. Foram utilizadas cinco fontes sísmicas: Falha de Marquês de Pombal (MPF), Goringe (GB), Falha da Ferradura (FSH), CAW e ainda foi considerada uma fonte hipotética, Cenário 1 (SCN1) (Figura 1.26), que é um rearranjo da fonte do sismo de Lisboa de 1969, através da combinação das fontes de Goringe e Falha de Ferradura, à semelhança do que foi apresentado por Bosnic *et al.* (2021). Para as simulações de transporte de sedimentos para a fonte GB, foi utilizada uma rugosidade (coeficiente de Manning) de 0,025, foi obtido um volume de depósito de tsunami inferior a 25% do volume medido na estratigrafia dos Salgados. Os volumes modelados para as fontes CAW e SCN1 atingem ou excedem 100% do volume obtido a partir dos dados de campo. Foram comparados os dados históricos para os tempos de chegada e os resultados modelados em Sines, Cabo São Vicente, Lagos e Huelva. Quando comparado com os resultados obtidos em Salgados, é possível observar que a melhor correspondência global entre a chegada documental e os resultados modelados consiste nas fontes de MPF e HSF. A pior correlação corresponde a CAW e a fonte GB. Dos cinco cenários utilizados, a fonte MPF e SCN1 fornecem os melhores resultados comparando com o tempo de viagem entre a fonte e a chegada do tsunami e o *run-up* obtido do registo documental das fontes. Estas duas fontes fornecem também a melhor combinação global em termos de padrões de erosão/deposição previstos pelos dados obtidos no campo. A fonte MPF produziu as melhores correlações entre a modelação e os dados de campo, confirmando que a região a sudoeste do Cabo São Vicente é a área provável para a origem do sismo de 1755. A abordagem de modelação numérica utilizada neste estudo, foi capaz de reduzir as hipóteses para as fontes do sismo de 1755.

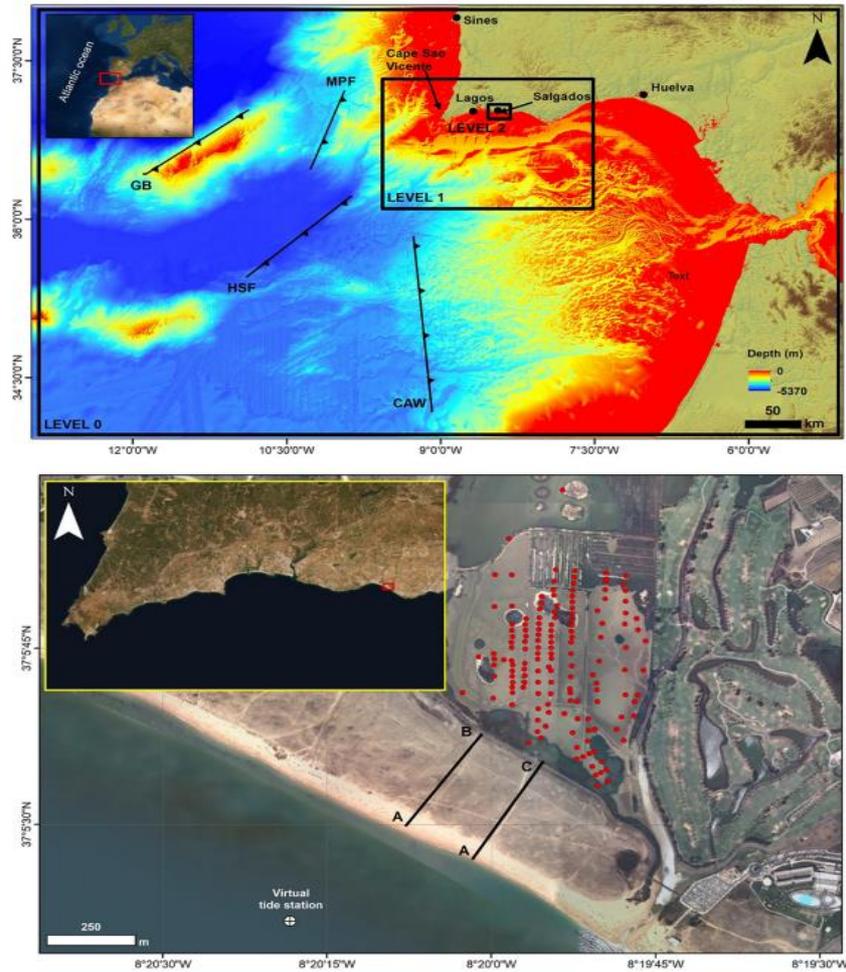


Figura 1.25 – Imagem de cima – localizações modeladas de fontes sísmicas, área de interesse, runup histórico e localizações simuladas de fontes de nível de água, batimetria, os níveis 0, 1 e 2 são os limites da grelha aninhada para a modelação numérica; imagem inferior – sondagens de sedimentos, estação de maré virtual e perfis AB/AC na praia dos Salgados (adaptado de Dourado et al., 2021).

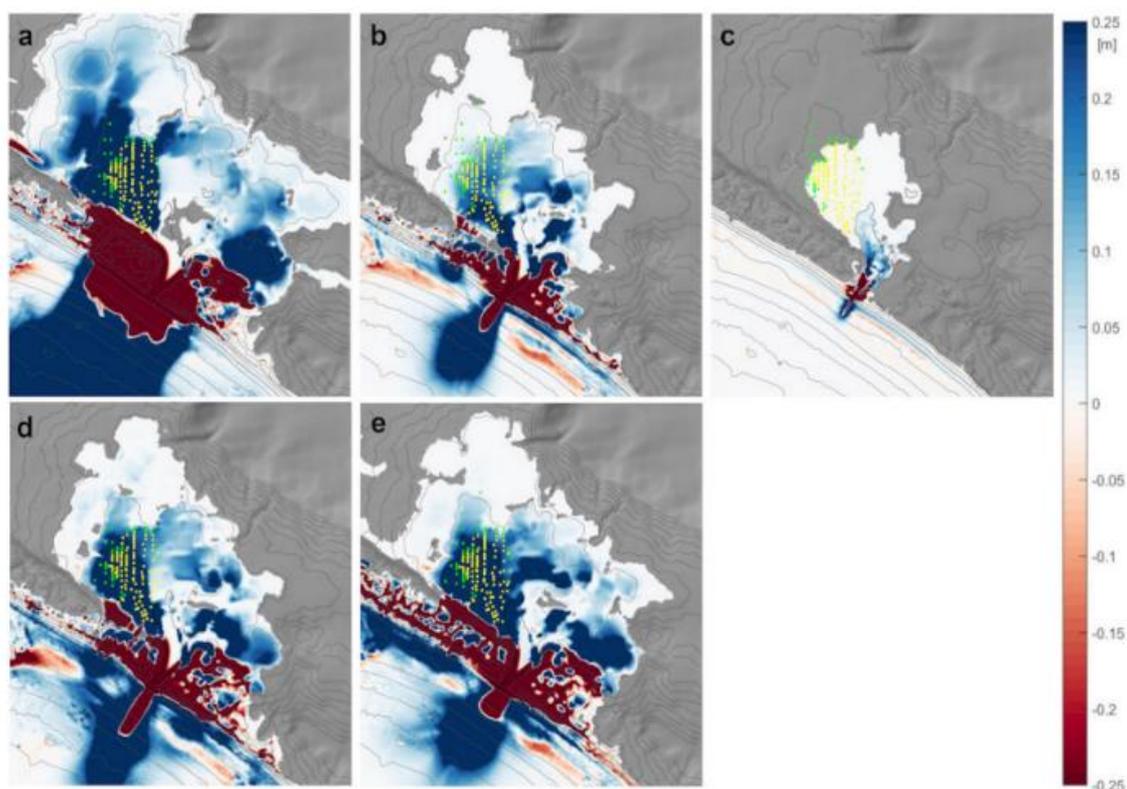


Figura 1.26 – Erosão e espessura de deposição utilizando um coeficiente de rugosidade de Manning de $0.025 \text{ m}^{-1/3\text{s}}$ para todas as fontes. Os pontos amarelos indicam a localização dos depósitos de sedimentos observados no tsunami de 1755. (a) CAW, (b) HSF, (c) GB, (d) MPF, (e) Cenário 1 Os pontos verdes indicam as sondagens onde o depósito do tsunami de 1755, não foi observado. Portanto, a região entre os pontos amarelos e verdes trata-se de uma estimativa mínima da extensão interior do depósito de tsunami de 1755 (adaptado de Dourado et al. 2021).

O estudo realizado por Bosnic *et al.* (2021), na zona lagunar dos Salgados (Algarve, Portugal), utilizou uma modelação inversa e *forward* – regressiva e preditiva - (i.e. modelação de cenarização da inundação e da sua assinatura sedimentar), com recurso aos sedimentos do depósito de tsunami. A modelação inversa serviu para quantificar as características do fluxo em terra, e a modelação *forward* para simular a hidrodinâmica do tsunami e o transporte de sedimentos provocado pela ocorrência de um tsunami com características físicas determinadas a priori. Modelação inversa foi realizada usando, o modelo TsuSedMod (Jaffe et. al 2007) que estima as velocidades de fluxo do tsunami com base na tensão de corte necessária para suspender, e depois depositar, a quantidade de sedimento observada no depósito de tsunami em questão. Os dados dos sedimentos utilizados foram obtidos a partir de 4 amostras de “*piston core*” recolhidas no topo da sequência tardi-holocénica da Lagoa dos Salgados. Por sua vez, a modelação *forward* consiste na geração do estado inicial, propagação hidrodinâmica e transporte sedimentar

induzido. A modelação foi realizada utilizando o módulo FLOW do modelo Delft3D, (Figura 1.27). As fontes do sismo escolhidas foram: Falha Marquês de Pombal (MPF), a Falha da Ferradura (HSF), ainda foi considerada uma fonte hipotética, Cenário 1 (SCN1), que é um rearranjo da fonte do sismo de Lisboa de 1969, através da combinação das fontes de Gorringe e Falha de Ferradura. Os resultados da modelação inversa mostram que a velocidade média do tsunami em terra variou entre os 7,3 e os 9,3 m/s e foi obtido uma tensão de corte de 0,52 a 0,66 m/s. Os resultados da modelação *forward* mostraram uma grande variação, na dependência da fonte sísmica e a propagação do tsunami em terra, podendo variar desde 7 m/s ao observar a fonte MPF e até mesmo uma ausência de inundação observando a fonte SCN1. O intervalo de valores obtido é semelhante aos estimados através dos depósitos sedimentares (de blocos e burgaus) depositados pelo tsunami de Lisboa de 1755 na extremidade sudoeste do Algarve (Costa *et al.* 2011, cerca de 7 m/s). A comparação de velocidade de fluxo entre as duas abordagens de modelação indica que apenas certas fontes são plausíveis pois, de acordo com a modelação efetuada, algumas das fontes propostas aparentam não inundar as zonas onde as evidências sedimentológicas foram detetadas. Na modelação *forward* é observado que apenas a fonte de MPF foi capaz de gerar velocidades de fluxo comparáveis com os dados do modelo inverso.

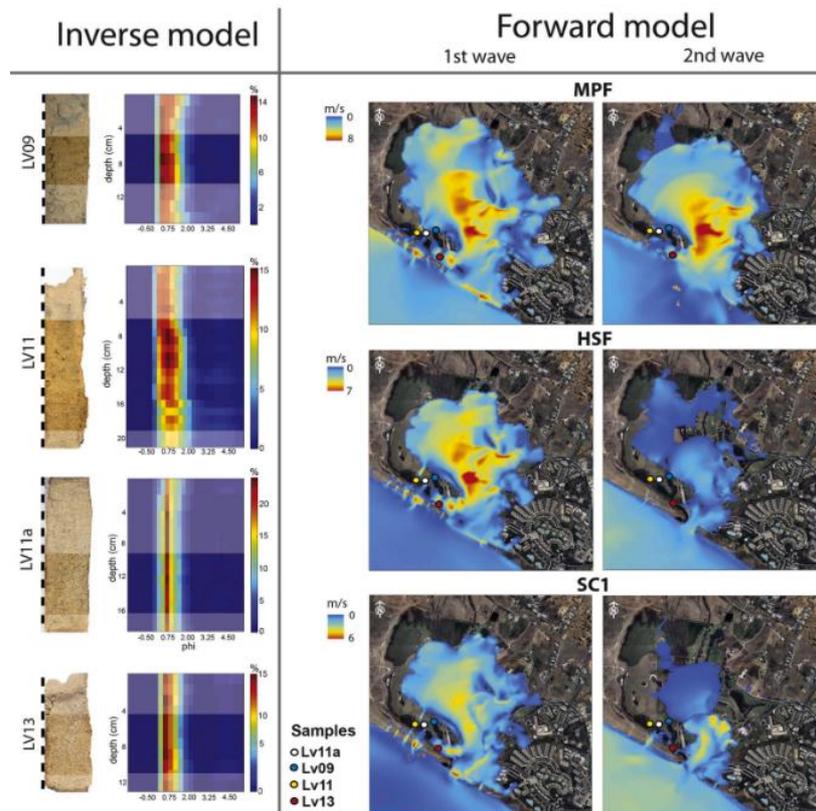


Figura 1.27 – Fotografias centrais e distribuições verticais da dimensão média das amostras em locais onde o modelo inverso foi aplicado. As camadas de sedimentos correspondentes à segunda onda de tsunami, modelada, são realçadas. O modelo avançado resulta da velocidade média para a primeira e segunda onda de tsunami, conforme as fontes do sismo: Marquês de Pombal (MPF), Falha da Ferradura (FSH) e Cenário 1 (SCN1) (adaptado de Bosnic et al., 2021).

Outro exemplo de Dourado *et al.* (2022), que utiliza a modelação numérica para estudar o impacto transatlântico do tsunami de Lisboa de 1755 na costa brasileira utilizando a descrição histórica, modelação numérica e a análise de sedimentos. A combinação destes resultados atesta a presença de potenciais marcas do tsunami de 1755 na costa brasileira. Entre as possíveis fontes candidatas do evento de 1755 foram seleccionados dois cenários capazes de gerar ondas que atingem a costa do Brasil: Cunha Acrecionária de Cádiz (CWF) e Falha do Marquês de Pombal (MPF). Com base nos registos históricos são realizadas simulações numéricas da geração do tsunami e da propagação transoceânica para identificar áreas ao longo da costa brasileira mais suscetíveis de serem afetadas pela inundação do tsunami de 1755. Este procedimento identificou áreas ao longo da costa norte e nordeste do Brasil com locais potencialmente impactados pelo tsunami. Em complemento, a análise geomorfológica permitiu a

definição de locais com maior potencial para a preservação dos depósitos de tsunami. O levantamento de campo de 270 km realizado ao longo da costa do Nordeste brasileiro revelou a presença de uma peculiar unidade de areia “marinha” grosseira. A unidade é constituída por duas camadas numa sequência eólica costeira em Pontinhas (Pernambuco, Brasil). A análise granulométrica e dos foraminíferos permite especular sobre uma associação a uma inundação marinha de alta energia como responsável pela sua deposição. A modelação numérica do tsunami também suporta esta hipótese, mostrando uma inundação potencial no local onde foram encontrados os depósitos peculiares. A análise sedimentológica permite uma associação provável do depósito com tsunami de 1755, apesar da incerteza na sua idade que foi estabelecida por luminescência opticamente estimulada. Os resultados da simulação numérica do tsunami combinados com documentos históricos, ajudaram a restringir a área de trabalho de campo. O tempo de viagem calculado desde a área de origem até à costa brasileira foi de 8h. Ambas as simulações numéricas resultam em ondas de tsunami com 0,5-2,0 m de altura (Figura 1.28). A energia do tsunami diminui para sul ao longo da costa. Além disso, prevê-se que a barreira de coral, presente em Pontinhas e ao longo dos vários troços do litoral nordeste brasileiro, mitigaria o impacto de ondas de longo período e perturbaria e quebraria ondas normais de vento, mesmo que geradas por um grande evento de tempestade. Os dados de composição também revelaram uma maior diversidade quando comparados com as camadas eólicas inferiores e superiores, o que sugere que o evento responsável pela sua deposição foi capaz de erodir, transportar sedimentos ao longo do perfil costeiro e depositá-los no interior numa zona localizada para lá da ação comum de tempestades. Apesar da imprecisa datação obtida por de luminescência, os dados sedimentológicos associados aos registos históricos de testemunhos, e os modelos transoceânicos e costeiros do tsunami fazem-nos sugerir que este poderia ser o primeiro registo do tsunami de 1755 na costa sul-americana. Foi concluído que, apesar dos limites deste estudo, este trabalho representa um primeiro passo importante para o desenvolvimento de futuros estudos sobre os depósitos de tsunami no Sudoeste Atlântico.

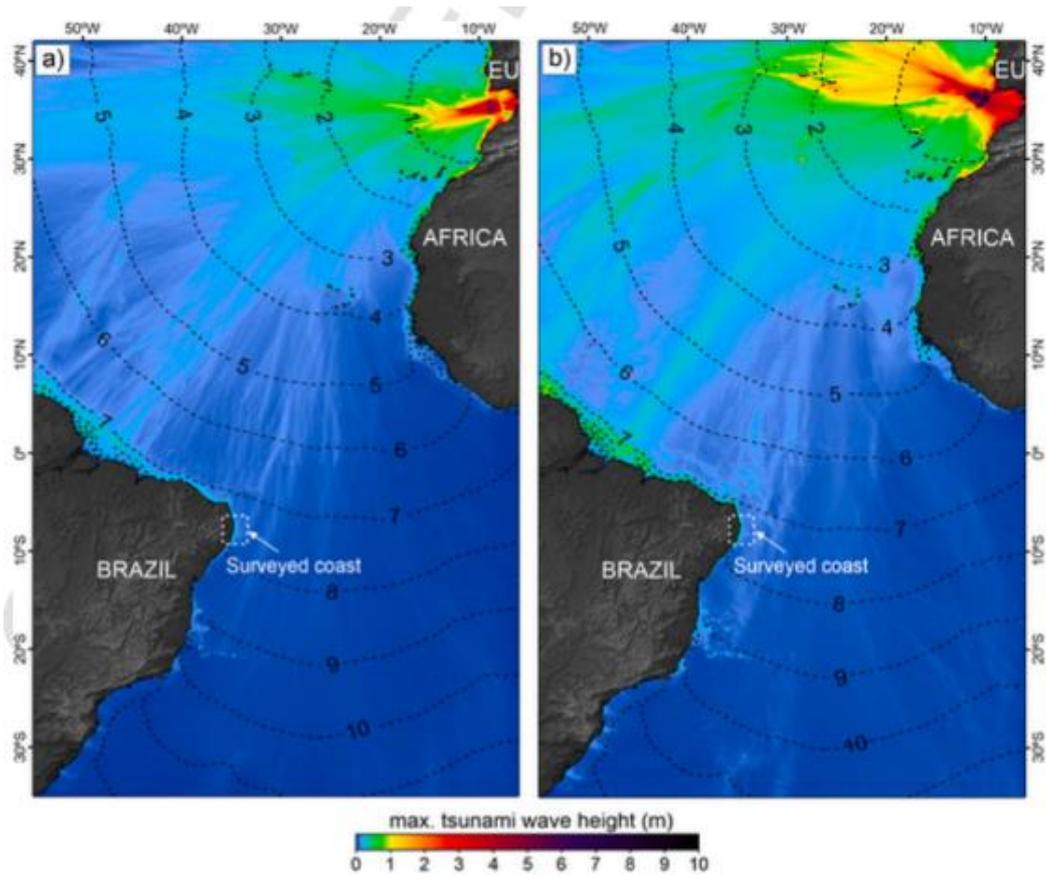


Figura 1.28 – Modelo numérico Transatlântico do tsunami para 1755: a) altura máxima de onda simulada e tempo de viagem do tsunami para o cenário #1; b) altura máxima de onda simulada e tempo de viagem do tsunami para o cenário #2 (adaptado de Dourado et al., 2022).

2. Área de estudo

2.1 Enquadramento Geográfico

A área de estudo escolhida para esta dissertação situa-se em Portugal continental, no distrito de Faro, concelho de Castro Marim. Este município. ocupa uma superfície de 300 Km², que corresponde a 6% da área da região do Algarve (cm-castromarim.pt, 2023). Este concelho abrange quatro freguesias das quais Azinhal, Odeleite e Castro Marim, localizadas no interior e Altura, no litoral algarvio, Figura 2.1. Este município é limitado a Norte e Noroeste pelo município de Alcoutim, a leste por Espanha, a Sudeste por Vila Real de Santo António, a Sul pelo oceano atlântico, a Sudoeste pela freguesia de Vila Nova de Cacela e a Este por Tavira.

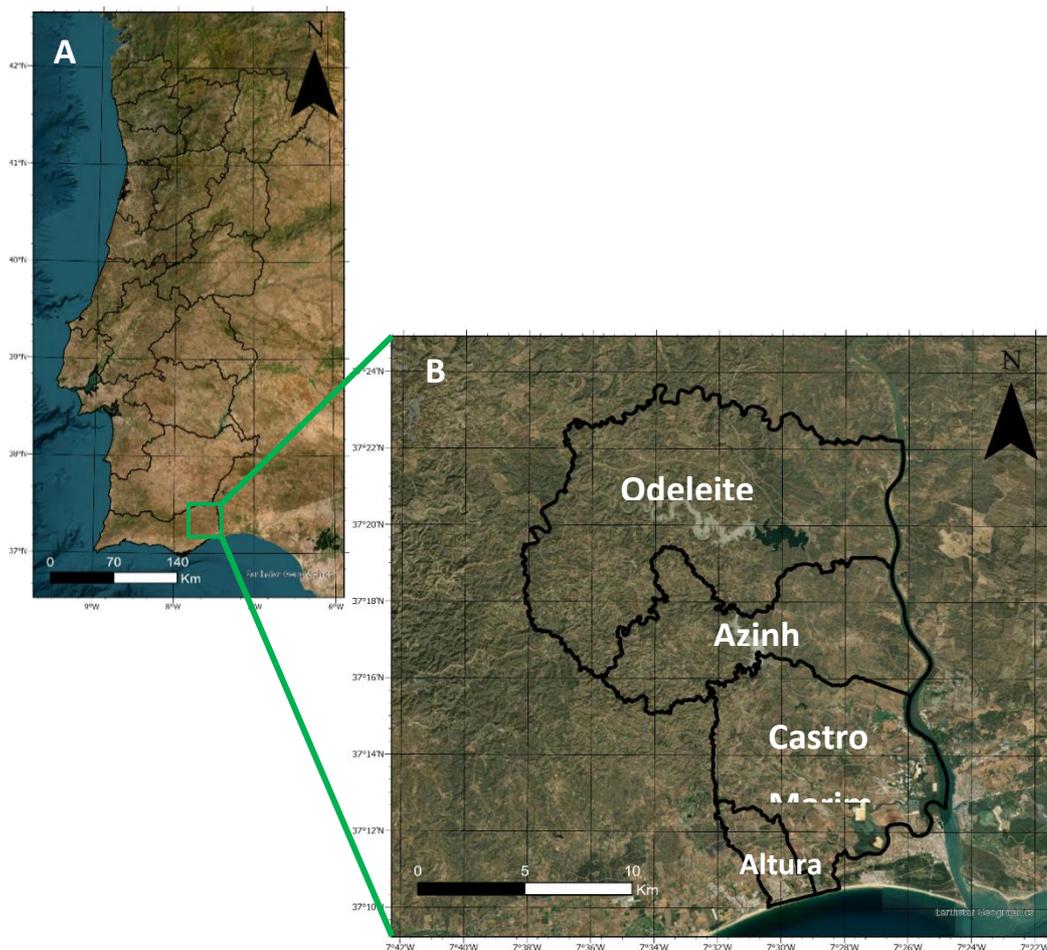


Figura 2.1 – Enquadramento geográfico da área de estudo. A – Localização em Portugal continental; B – Freguesias abrangidas pelo concelho de Castro Marim.

2.2 Enquadramento Geológico

A área de estudo está representada na Carta Geológica da Região do Algarve, folha oriental, na escala 1:200 000 (Figura 2.2 e 2.3).

A maioria dos terrenos da Reserva Natural de Castro Marim e Vila Real de Santo António foi modelada durante o período Quaternário, que teve início há cerca de 2 milhões de anos. No entanto, a história geológica da região da Reserva é contada por evidências geológicas que remontam aproximadamente de há 320 milhões de anos até à atualidade. Esta progressão é intrincada e apresenta fases de transgressão e regressão marinhas, formação de montanhas, erosão, atividade vulcânica e eventos sísmicos.

Nas proximidades da área de estudo encontram-se unidades morfossedimentares que se descrevem seguidamente (icnf.pt, 2023).

Era Primária ou Paleozóico (Período Carbónico):

Durante o período Carbonífero, o clima quente e húmido facilitou a propagação de vastas florestas e a região onde hoje existe a Reserva Natural foi submersa pelo mar. Os solos mais antigos da Reserva, como os xistos e grauvaques, formaram-se há cerca de 320 milhões de anos, através da acumulação de sedimentos terrígenos erodidos do continente exposto e depositados no mar. Estes estratos foram depois fortemente dobrados durante a orogenia Hercínica, que ocorreu há cerca de 260 e 290 milhões de anos, resultando na formação da Cadeia Hercínica, uma importante cadeia montanhosa. As rochas que constituem as serras da região algarvia são maioritariamente deste período. As rochas carboníferas da área da Reserva são intensamente dobradas, por vezes quase verticais.

Era Secundária ou Mesozoico (Período Triásico):

Durante a era Mesozóica, a massa terrestre portuguesa situava-se mais a sul do que a sua posição atual, o que a colocava dentro da zona intertropical. O clima era mais quente e provavelmente árido durante o período Triásico. Apenas alguns locais ofereciam condições ambientais mais favoráveis para uma variedade limitada de invertebrados, anfíbios e répteis habitarem. Durante o Triásico, a cordilheira hercínica sofreu intensa

erosão, resultando na formação de arenitos, conglomerados e argilitos de cor predominantemente vermelha, vulgarmente designados por “Grés de Silves”. Estas formações pode ser encontradas na encosta sul do Castelo de Castro Marim e nas imediações da vila, na área da Reserva Natural.

Era Secundária ou Mesozoico (Período Jurássico):

Durante o período Jurássico Inferior, a terra foi submersa pelo mar e o ambiente continental do Triássico foi substituído por um ambiente marinho progressivamente mais profundo que suportava uma gama diversificada de fauna. O clima tornou-se mais húmido e, conseqüentemente, desenvolveu-se uma cobertura vegetal significativa. Os calcários dolomíticos que suportam o Castelo de Castro Marim formaram-se neste período, juntamente com rochas doleríticas que testemunham o significativo e intenso vulcanismo mesozóico prevalecente na região do Algarve.

Era Cenozoica (Período Terciário – Miocénico Superior):

Num período de quase 200 milhões de anos, desde o Jurássico Inferior até ao Miocénico, a história geológica da área da Reserva permanece desconhecida, uma vez que não foram descobertos sedimentos ou rochas desta época. No entanto, no período do Miocénico Superior, os deltas dos rios depositaram argilas e sedimentos arenosos que constituem atualmente as arribas primárias da Ria Formosa, que se estendem entre Cabas de Tavira e Manta Rota. Durante este período, a ligação entre o Oceano Atlântico e o Mar Mediterrâneo e foi bloqueada, permitindo a migração de mamíferos entre a Península Ibérica e o Norte de África.

Era Cenozoica (Período Quaternário):

A Reserva Natural é caracterizada principalmente por sapais, que representam cerca de dois terços da área. Estes sapais são formados por depósitos aluviais de argilas negras que se acumularam durante cerca de 8000 anos no curso inferior do rio Guadiana. Os sapais são impedidos de se estenderem em direção ao mar por sedimentação e massas de areia, como é o caso do “Banco de O’Brill” e a cadeia de dunas costeiras. Conseqüentemente, desenvolveu-se uma planície aluvial propensa a inundações e atravessada por canais sinuosos na foz de cursos de água irregulares provenientes dos relevos circundantes. A colina onde hoje se ergue o Castelo de Castro Marim foi outrora

um ilhéu no estuário do Guadiana, mas a progressiva acumulação de sedimentos, típica dos sapais, acabou liga-lo ao continente.

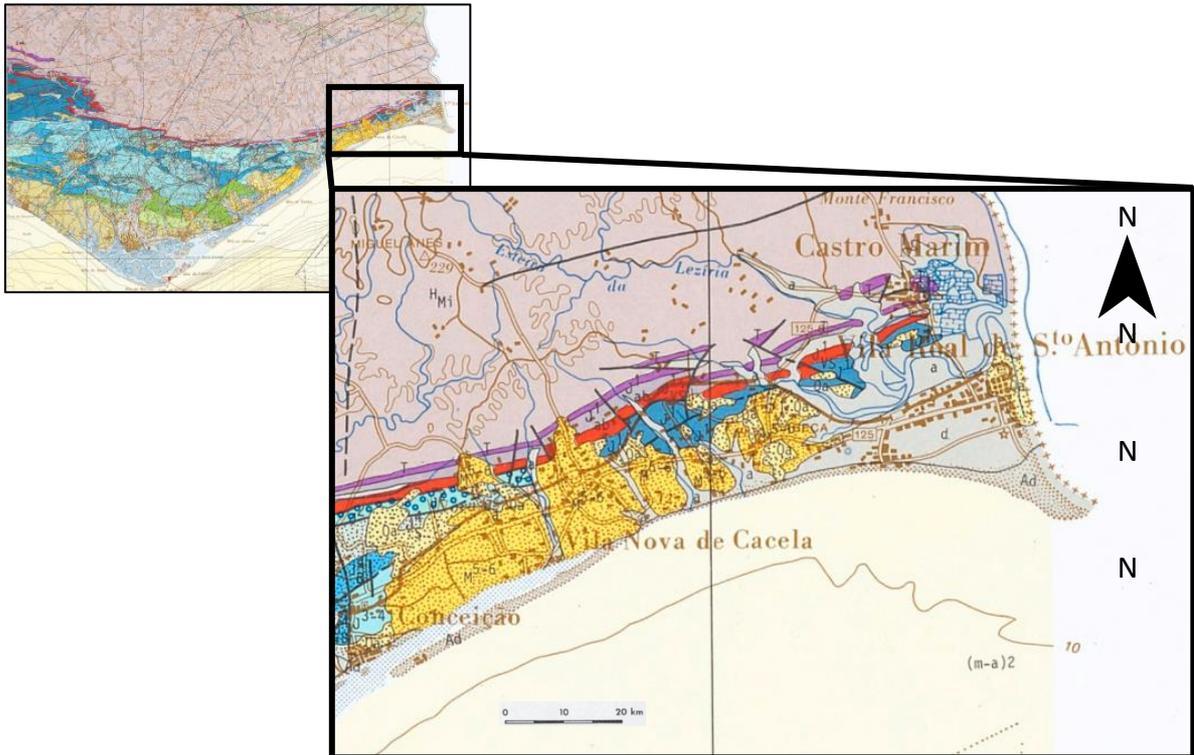


Figura 2.2 – Extrato da Carta Geológica da região do Algarve, folha oriental, escala 1/200 000, dos Serviços Geológicos de Portugal.

Algarve Oriental		
Holocénico	Aluviões, areias e lodos	a
	Dunas (d), areias de dunas e de praia (Ad)	d, Ad
	Cascalheiras, terraços e tufo calcários	Qb
Plistocénico	Areias e cascalheiras de Faro-Quarteira	Qa
Miocénico	Formação de Cacela	M ⁵⁻⁶
Jurássico Inferior	Dolomitos e calcários dolomíticos	J ¹ _J
	Complexo Vulcano-sedimentar básico e dolomitos intercalados - Formação Picavessa	J ¹ _{VS}
	Pelitos, calcários e evaporitos de Silves	J ¹ _{ab} L
Triásico Superior	Arenitos de Silves	T
Carbónico Inferior	Formação de Mira	H _{Mi}

Figura 2.3 – Legenda (adaptada) da Carta Geológica da região do Algarve (Fig. 2.2).

2.3 Regime Hidrodinâmico

A Reserva Natural compreende maioritariamente o estuário do Guadiana, fortemente influenciado pelo regime das marés. Cerca de 26% do território é periodicamente inundado devido aos ciclos diários e lunares. As zonas de sapal que envolvem o rio Guadiana e os dois principais estuários, o da Lezíria e o da Carrasqueira, são os que são inundadas pelas marés. Estas áreas são subdivididas em zonas mais pequenas, facilitando a drenagem natural do sapal. Enquanto algumas zonas da Reserva são naturalmente inundáveis pela maré, outras não o são devido à intervenção humana. Por exemplo, foram construídas salinas em zonas pantanosas para controlar a entrada de água. Adicionalmente, foi construído um dique a norte da entrada do estuário de Lezíria para manter a maré fora, permitindo o desenvolvimento da agricultura, que, entretanto, já não é praticada.

Na região da costa sul (Faro), são frequentemente desencadeados temporais de direção Sudoeste de curta duração e intensidade moderada, resultantes de circunstâncias semelhantes às que originam os temporais de Oeste e são direcionados para a parte sul da costa oeste. Temporais provenientes do Sudoeste, normalmente vinculados a períodos de curta extensão devido à limitada área de expansão das ondas, também ocorrem com frequência. Nesta zona específica da costa portuguesa, situações de baixa pressão que se desenvolvem a sudoeste do continente português e se movem rapidamente podem ocasionalmente gerar temporais nos quais a orientação da trajetória das ondas se altera. Isto acontece devido às diferentes áreas de geração ao longo da costa sul em relação à posição da área de baixa pressão. (Costa, *et al.* 2001)

A Tabela 2.1 apresenta os elementos de maré (relativos ao zero hidrográfico) para a área de estudo.

Tabela 2.1 – Valores referentes ao ZH: PMmáx: preia-mar máximo; PMAV: preia-mar de águas vivas; PMAM: preia-mar de águas mortas; NM: nível médio; BMAM: baixa mar de águas mortas; BMAV; preia-mar de águas vivas; BMmin: preia-mar mínimo (Fonte: Instituto Hidrográfico, 2023).

	PMmáx	PMAV	PMAM	NM	BMAM	BMAV	BMmin
Faro-Olhão	3.79	3.39	2.61	2.00	1.40	0.58	0.20

Verde Lago é uma depressão a Este de Altura, onde afloram sedimentos Plio-Plistocénicos pontuando uma baixa aluvial colmatada separada do mar por um sistema praia-duna (Figura 2.4). A estratigrafia esquemática observada em Verde Lago traduz alternância de ambientes deposicionais mais calmos estuarinos-lagunares (sedimentação lodosa), episódio de energia mais elevada, correspondentes a galgamentos marinhos e ou transporte eólico (níveis arenosos). Este local está próximo de um local turístico relevante, Praia Verde. Esta praia está situada entre a praia da Alagoa a poente e a praia do Cabeço-Retur a nascente, e é abrigada por um pinhal. É uma zona de água balnear costeira, caracterizada por uma frente de praia com cerca de 550 m e grande extensão de dunas bem preservadas, onde abundam vegetação típica e espécies autóctones/emblemáticas.

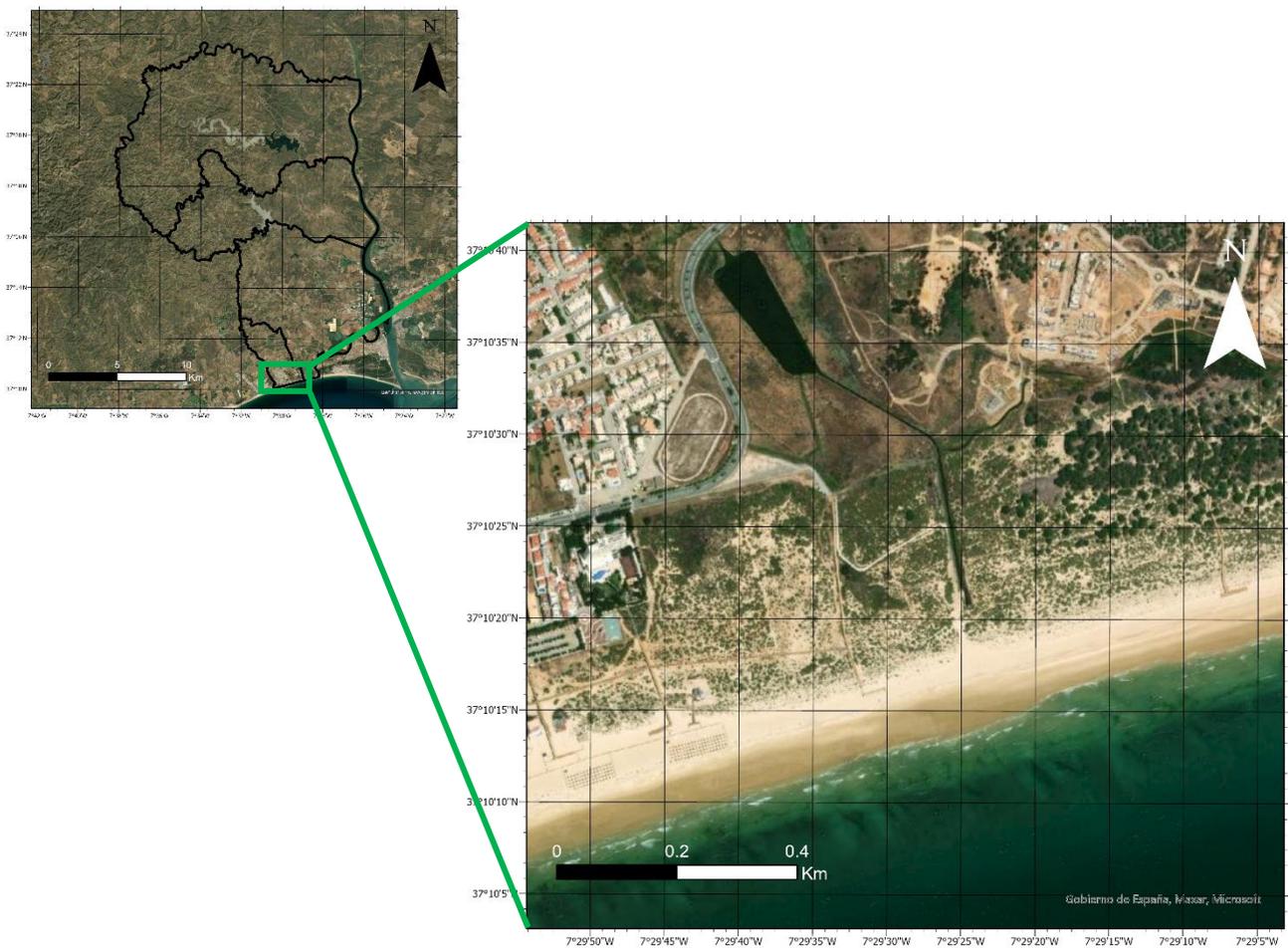


Figura 2.4 – Localização da área de estudo (Verde Lago, Algarve).

3. Metodologias

3.1 Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi efetuado entre os dias 4 a 6 de outubro de 2022, com o propósito de reconhecer o terreno, recolher amostras dos potenciais depósitos de tsunami, de sedimentos de duna e praia, bem como para realizar sondagens em locais geograficamente e geologicamente relevantes. Para a recolha de amostras dos potenciais depósitos de tsunami foram realizadas oito trincheiras (Figura 3.1), com o auxílio de uma retroescavadora (Figura 3.2). As trincheiras tinham uma dimensão de cerca 4 m de comprimento, 1 m de largura e 2 m de profundidade (Figura 3.3). Em cada trincheira foi recolhida 1 amostra por cada unidade estratigráfica identificada. Assim, foram recolhidas no total, quarenta e cinco amostras das trincheiras (Figura 3.4). Foram ainda realizados dois *box cores* (Figura 3.5) na trincheira 4 visto esta apresentar a estratigrafia representativa da sequência em estudo.

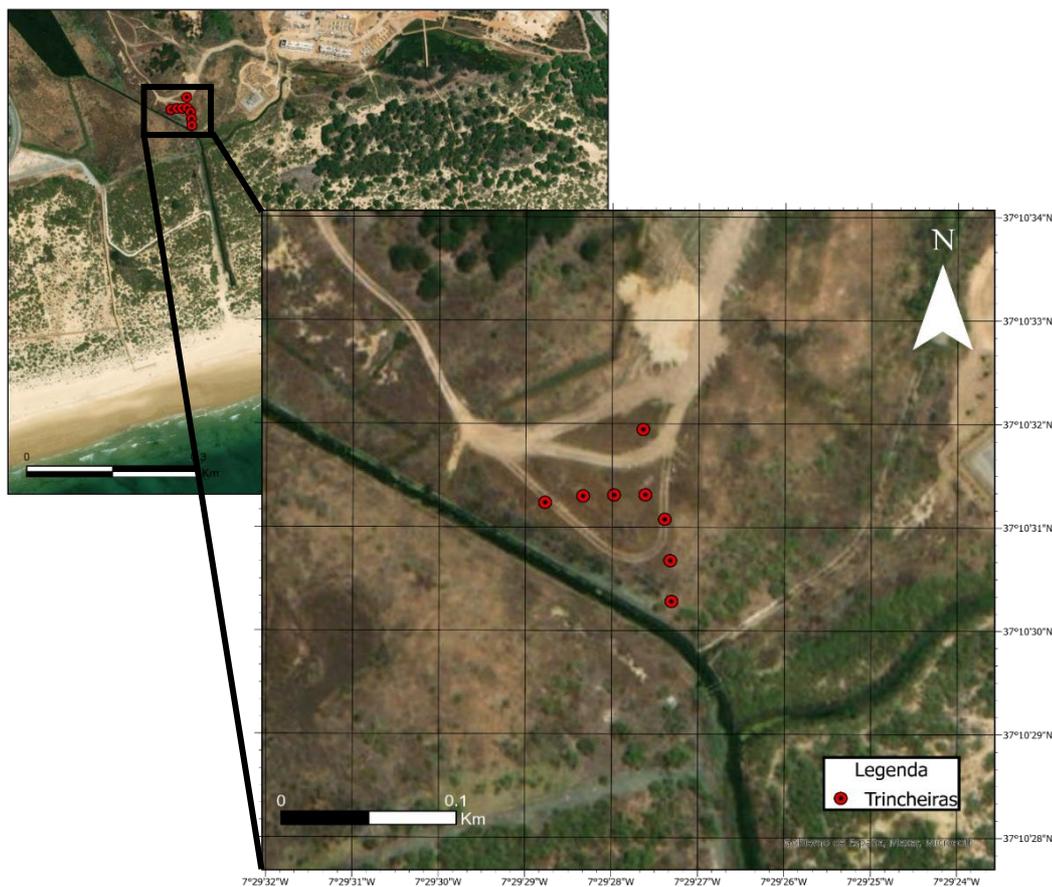


Figura 3.1 – Localização das oito trincheiras realizadas.



Figura 3.2 – Retroscavadora utilizada para a realização das oito trincheiras localizadas no local de estudo (Verde Lago, Algarve).

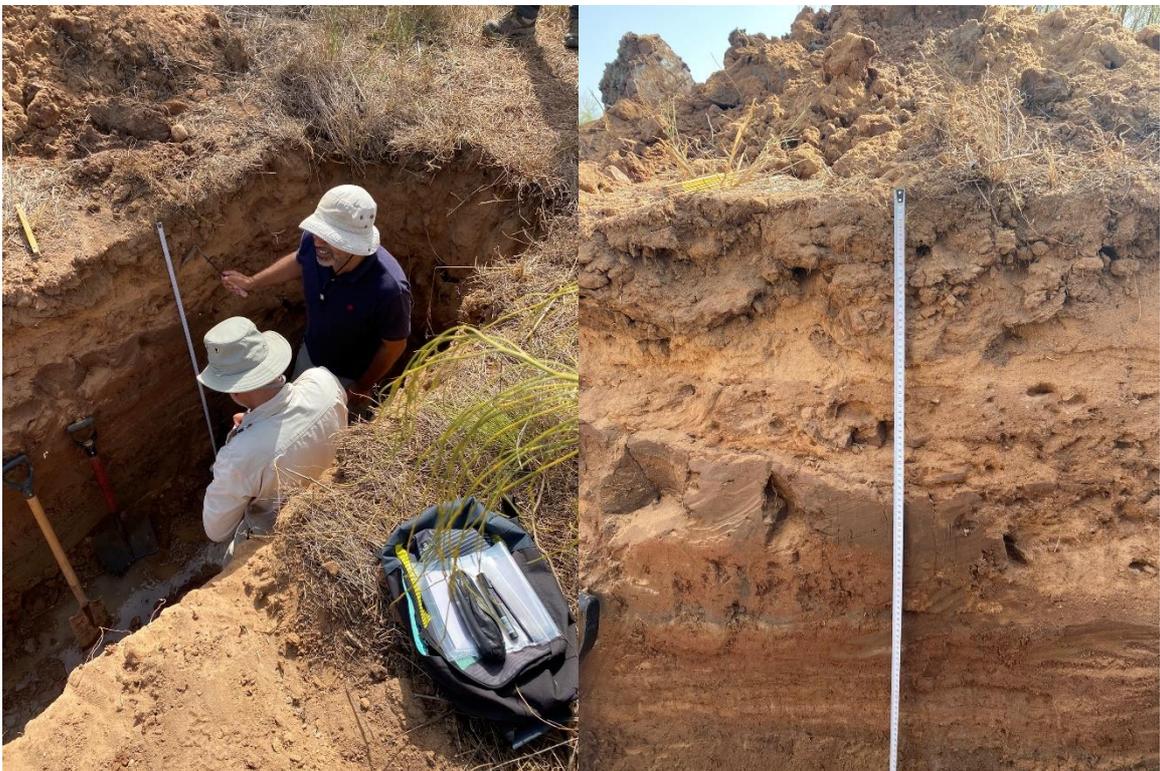


Figura 3.3 – Exemplo de 1 das oito trincheiras que foram realizadas na área de estudo em Verde Lago, Algarve.



Figura 3.4 – A – Algumas das amostras recolhidas nas trincheiras dos potenciais depósitos de tsunami em Verde Lago, Algarve; B – Algumas das unidades estratigráficas encontradas nas trincheiras (de cima para baixo: solo eólico, areia com seixos e lodo castanho).



Figura 3.5 – Box cores recolhidos da trincheira 4 em Verde Lago, Algarve.

A realização das sondagens foi possível pelo uso do aparelho de sondagens manual *Edelman* (um trado e meia-cana). Depois de realizadas as sondagens foram recolhidas amostras de unidade litoestratigráfica identificada e com relevância para o presente estudo. No total foram realizadas três sondagens (Figura 3.6), em diferentes localizações e foram recolhidas um total de dezanove amostras (Figura 3.7). As sondagens atingiram uma profundidade máxima de 207 cm.



Figura 3.6 - Localização das sondagens realizadas por auxílio do aparelho de sondagens Edelman.



Figura 3.7 – A – Instrumento manual Edelman (um trado e meia-cana) utilizado para a realização das sondagens; B – Exemplo de alguma das amostras recolhidas nas sondagens localizadas em Verde Lago, Algarve.

Para uma georreferenciação precisa foi utilizado o instrumento Trimble TDC 600 e para aquisição dos perfis de georadar foi utilizado o SENSORS & SOFTWARE PULSEKKO GPR (Figura 3.8). Foram realizados no total catorze perfis de georadar. Nesta dissertação tendo o foco sido a validação de dados de campo e a modelação numérica optou-se por não se realizar a interpretação dos radargramas, não sendo apresentados na secção dos resultados desta dissertação.

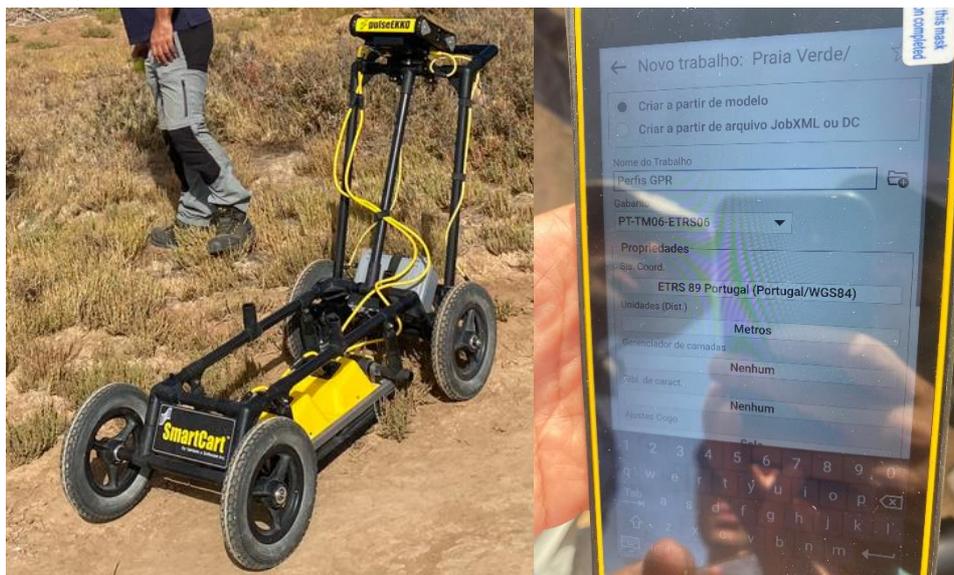


Figura 3.8 – À esquerda o SENSORS & SOFTWARE PULSEKKO GPR utilizado para realizar os perfis de georadar e à direita o Trimble TDC 600 para a georreferenciação.

3.2 Trabalho de Laboratório

Depois de recolhidas todas as amostras necessárias foram realizadas as análises texturais de cada amostra. Para isso, os ensaios granulométricos foram realizados pelo método de peneiração, o que permitiu classificar e caracterizar texturalmente os sedimentos. Para as areias foi realizado o seguinte procedimento:

1. Após a pesagem de uma porção da amostra, de cerca de 100g, foi transferido esta quantidade para um recipiente;
2. De seguida foi colocada uma quantidade de água sobre a amostra para poder separar a areia dos sais presentes na amostra (Figura 3.9);
3. Foi libertada a água a mais e procedeu-se à secagem em estufa a 45°, durante cerca de uma semana;

4. Realização dos ensaios granulométricos utilizando um conjunto de crivos (Figura 3.10). Cada amostra de areia foi crivada durante 10 minutos num agitador mecânico, Retsch AS200 (Figura 3.10);
5. Utilizou-se uma série de crivos ordenados segunda a escala granulométrica de Wentworth (1992) (-1ϕ a 4ϕ a intervalos regulares de $\frac{1}{2} \phi$).

A caracterização textural dos sedimentos obteve-se pelo método gráfico com auxílio do programa GRADISTAT, (Blott, S.J. and Pye, K., 2001) (Figura 3.11) que possibilitou a determinação dos seguintes parâmetros estatísticos: média gráfica ($Mz \phi$), desvio-padrão (σI), assimetria gráfica inclusiva (SK_1) e curtose gráfica ($K\sigma$), de acordo com Folk & Ward (1957).

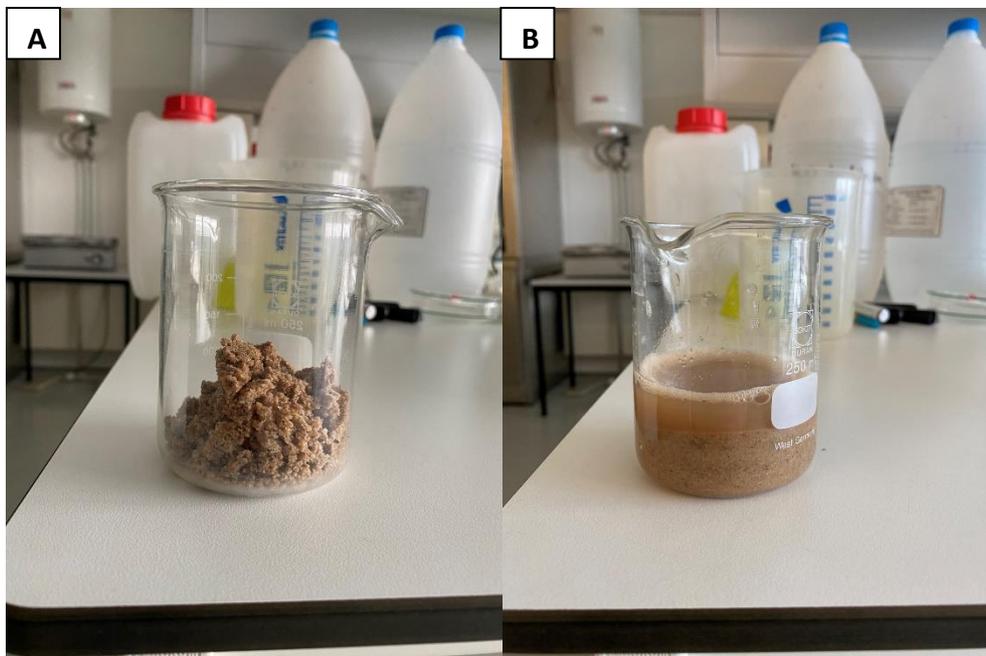


Figura 3.9 – A – amostra de areia com cerca de 100 g colocada dentro de um goblé; B – amostra de areia submersa por água para a separação dos sais na amostra.



Figura 3.10 - Conjunto de crivos e agitador de crivos Retsch AS200 usadas para o tratamento das amostras recolhidas na campanha realizada em Verde Lago, Algarve.

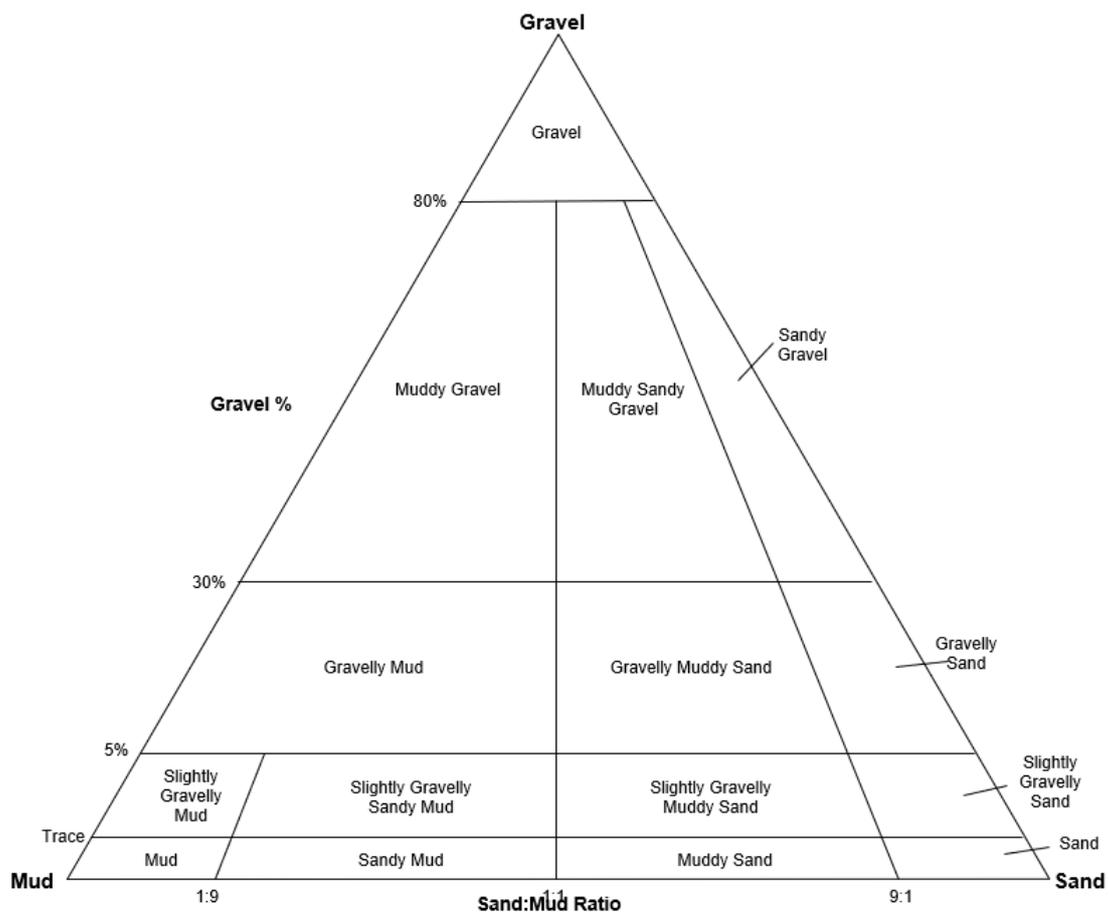


Figura 3.11 – Correlação entre areia, cascalho e lama fornecida pelo software GRADISTAT.

As amostras recolhidas de lodo foram submersas com água destilada num goblé com o objetivo de separar os conglomerados para depois se realizar a sua análise, (Figura 3.12). Para algumas amostras foi necessário submergir novamente a amostra de lodo com 30% de hexametáfosfato de sódio, devido à dificuldade em separar os agregados de lodo. Por fim, todas as amostras foram analisadas através de um Granulómetro laser Beckman-Coulter mod. LS230 (Figura 3.13).

Para um conjunto restrito de amostras foi realizada uma análise morfológica: PV-PQ, PV-Duna, PV-FP, PV-T4 (10-20), PV-T4 (52-60), PV-T4 (45-52), a seleção destas amostras teve em conta a posição destas amostras em cada respetiva trincheira, bem como a importância na análise de amostras de duna e face de praia para comparação. A contagem foi realizada através do uso de um microscópio, os grãos foram agrupados em grupos de 10 até um total de, pelo menos 100 grãos contado por amostra. Para cada contagem foram identificados os grãos de quartzos, líticos e bioclastos, e dentro do grupo dos quartzos foram ainda classificados como: com revestimento, sem revestimento, angulosos, subangulosos, arredondados, hialinos ou leitosos. O número total de quartzos ideal seria de 100, se ao realizar 10 grupos com 10 grãos o número de grãos de quartzo não atingir o objetivo seria necessário realizar o número de grupos necessário para atingir os 100 grãos de quartzo.



Figura 3.12 – A – amostra de lodo colocada dentro de um goblé; B – amostra de lodo submersa por água destilada para separar os conglomerados.



Figura 3.13 - Granulómetro laser marca Beckman-Coulter mod. LS230. Fonte: DCT website.

3.3 Modelação numérica

A modelação numérica utilizando sedimentos de potenciais depósitos de tsunami pode ser aplicada para quantificar as características do fluxo em terra. A geração da onda de tsunami foi realizada através da plataforma Delft Dashboard de acordo com o modelo de Okada (1985) utilizando o módulo FLOW do software Delft3D (Deltares, 2016), que resolve as equações não lineares para águas rasas utilizando um esquema de diferenças finitas. O Delft3D é um software de modelação 3D, usado para simular hidrodinâmica, o transporte de sedimentos, as alterações morfológicas e a qualidade da água em ambientes fluviais, estuarinos e costeiros.

Foram construídas para cada caso de estudo três grelhas aninhadas (figura 3.14) com resoluções espaciais de 232 m (Nível 0), 100 m (Nível 1), 50, 25 e 5 m (Nível 2, resolução variável na mesma grelha) (Dourado *et al.*, 2021). Foram usados dados topobatimétricos (Figura 3.15) obtidos a partir do levantamento aerofotogramétrico 2008 DGT 2 m, Lidar DGT 2011 2 m e ainda Emodnet Bathymetry Consortium 115 m (figura 3.16). No modelo foram adicionadas algumas estações de observação (Figura 3.18) virtuais em terra, nos fundos próximos e na plataforma continental para monitorizar a velocidade, propagação e altura do tsunami. Como mecanismo geracional foram consideradas três áreas fonte: Falha de Ferradura (HSF), Banco de Gorringe (GB), e Falha do Marquês do Pombal (MPF). Foi ainda considerada uma fonte hipotética, Cenário 1 (SCN1), que consiste em um rearranjo da fonte do terramoto de Lisboa de 1969 através da combinação das fontes GB e HSF (figura 3.17). Estas fontes foram escolhidas com base em resultados recentes que apontam para uma boa correlação entre resultados modelados e dados observados/recolhidos em campo, para além de, como referenciado em Dourado *et al.* (2021), estas representarem as fontes mais prováveis a terem originado o tsunami de 1755.

Um passo fundamental na modelação numérica do transporte de sedimentos é a escolha da rugosidade. Para uma planície costeira com pouca vegetação considera-se que os valores razoáveis de Manning são entre 0.025 e 0.030 (Wei and Arcas, 2010; Sugawara and Goto, 2012).

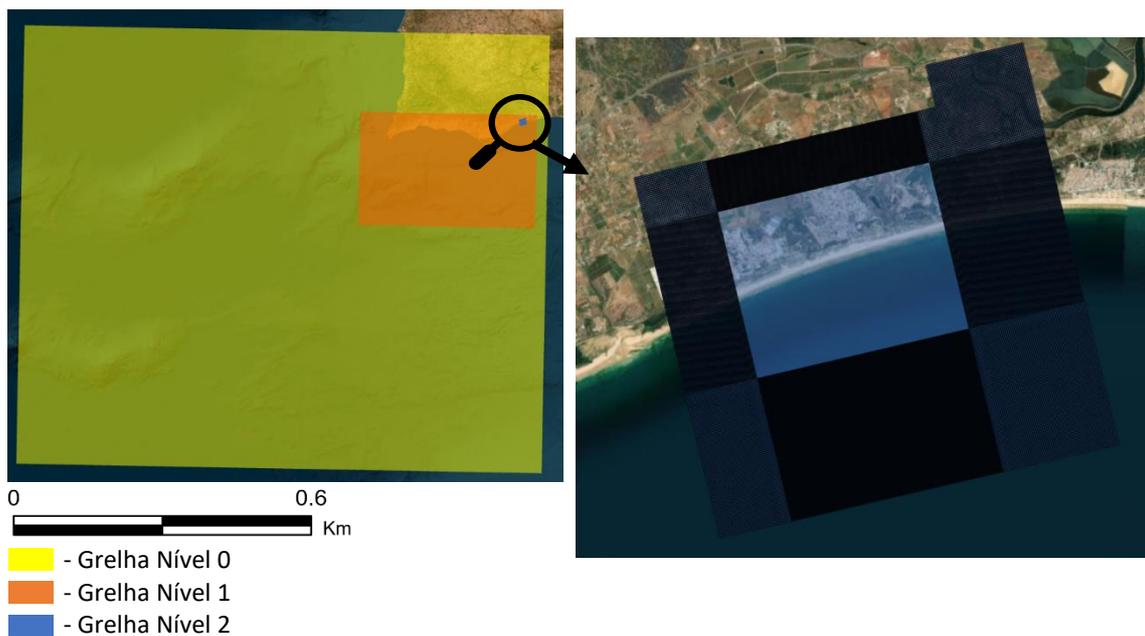
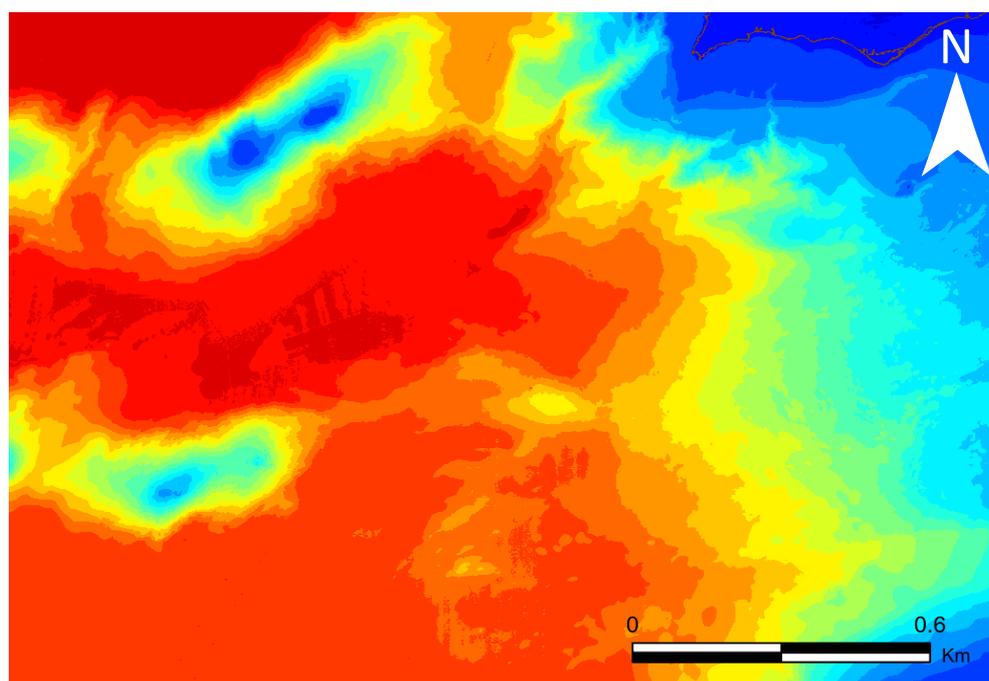


Figura 3.14 – Limites das grelhas utilizadas na modelação da área de estudo.



Legenda (m):

5246 4940 4633 4327 4020 3714 3407 3101 2794 2488 2182 1875 1569 1262 956 649 343 36 -269 -576 -882

Figura 3.15 – Dados batimétricos regionais usados para a construção das grelhas de profundidade para Verde Lago (Algarve, Portugal).

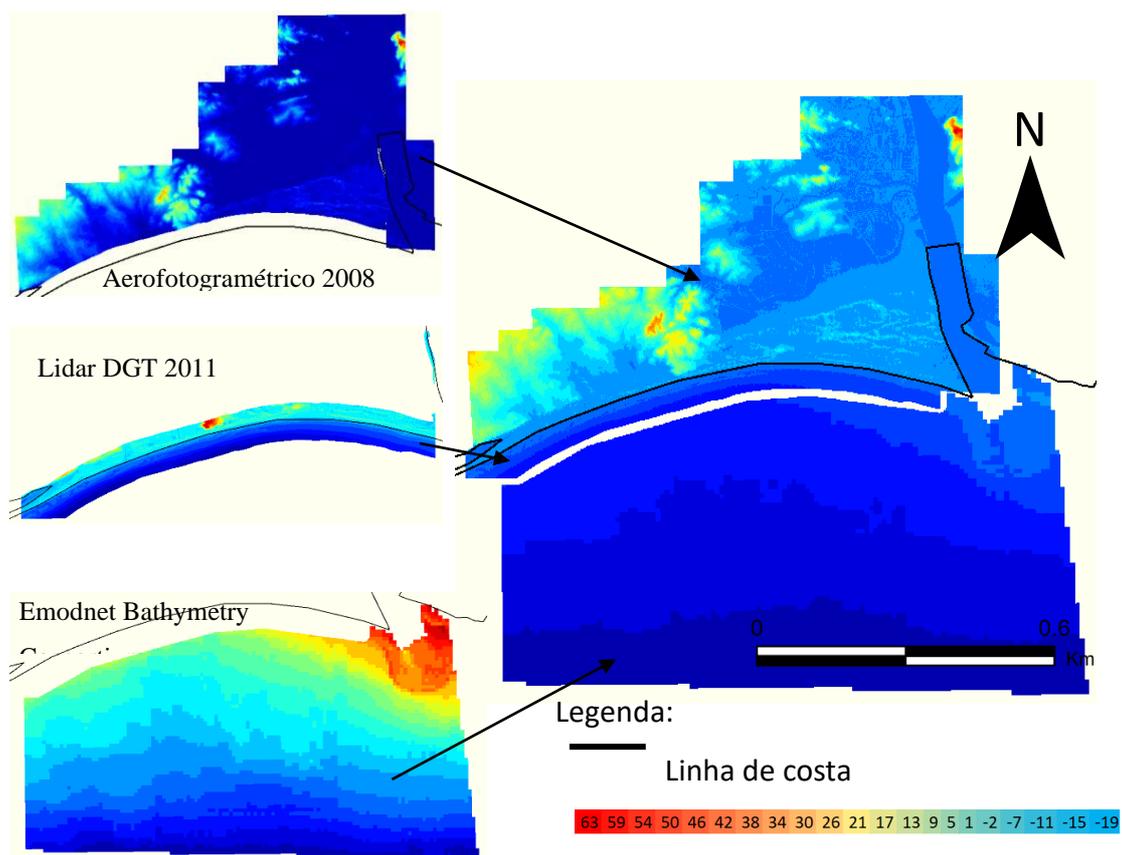


Figura 3.16 - Dados topobatimétricos, usados para a construção da grelha Nível 2, obtidos a partir do levantamento aerofotogramétrico 2008 DGT 2 m, Lidar DGT 2011 2 m e ainda Emodnet Bathymetry Consortium 115 m.

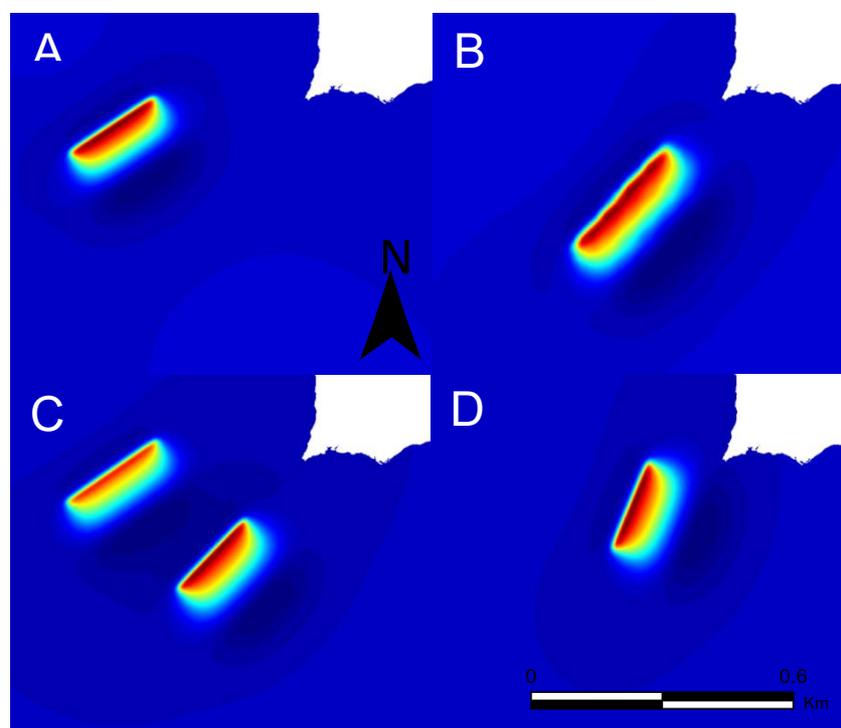


Figura 3.17 – Fontes sísmicas hipotéticas usadas para a modelação em Verde Lago, Algarve: A – Banco de Goringe; B – Falha de Ferradura; C – Cenário 1; D – Falha do Marquês de Pombal.

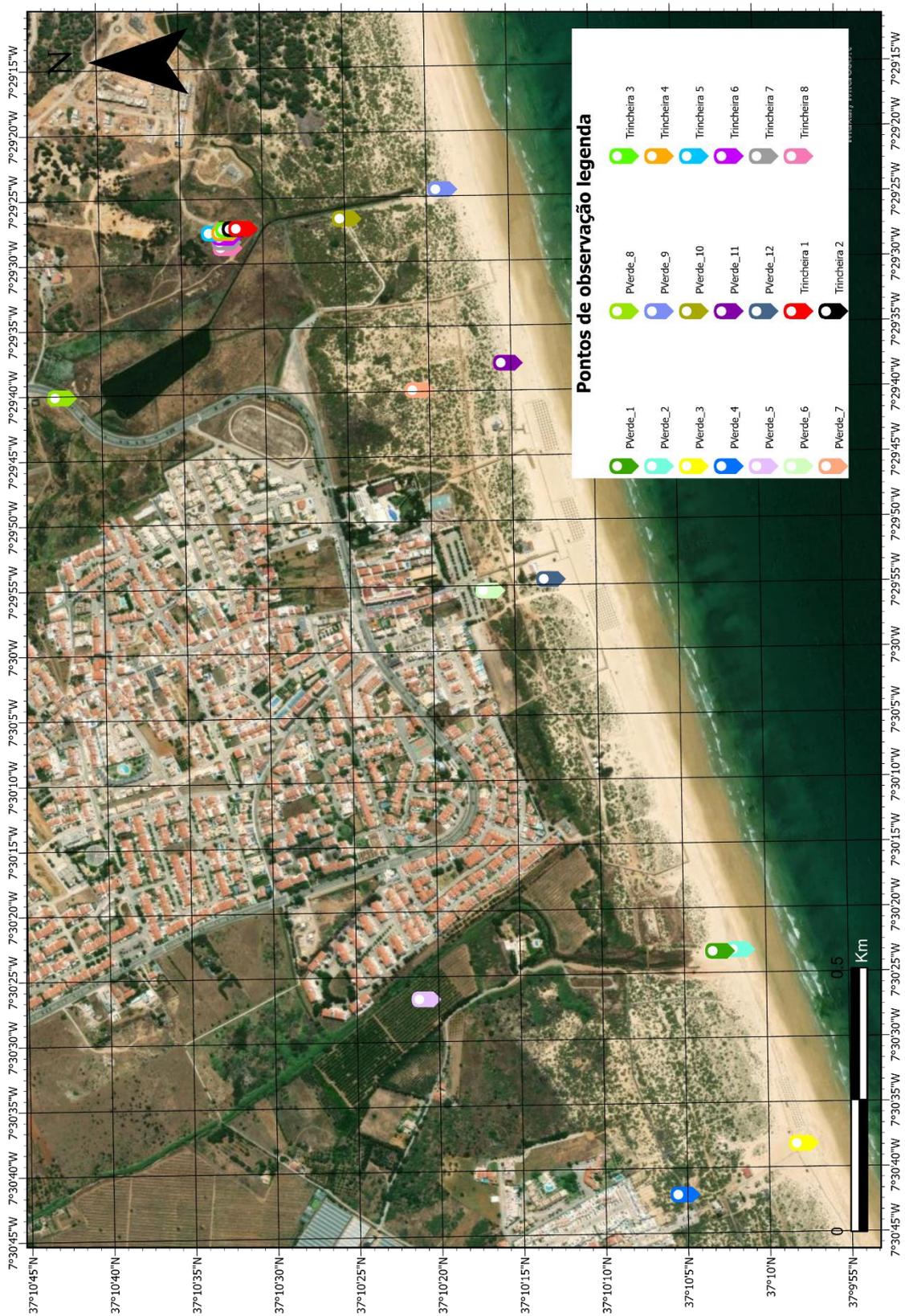


Figura 3.18 – Localização dos pontos de observação usados para obter séries temporais do modelo.

3.3.1 Modelação hidrodinâmica

A modelação hidrodinâmica consiste num sistema de geração de condições iniciais, dependentes da fonte a ser utilizada. Para esta fase de modelação foi executado um modelo *depth-averaged* (2DH) utilizando fronteiras de Riemann com o intuito de calcular a hidrodinâmica induzida pelo tsunami. Convém referir também, que apenas o nível 0 e 1 usam um modelo 2DH, enquanto que, o nível 2 usa um modelo 3D mas que neste caso não utiliza dez camadas sigma com incremento da resolução em direção ao fundo, como é o caso da modelação morfodinâmica. Neste modelo hidrodinâmico são calculados fenómenos de escoamento e transporte não estáveis resultantes de forças de maré e meteorológicas. Os parâmetros utilizados para o modelo hidrodinâmico representados na Tabela 3.1. A simulação deste modelo hidrodinâmico durou cerca de três horas para o nível 0 e 1, e um total de cinco horas para o nível 2. O parâmetro “Interval” irá fornecer os resultados e os dados a cada intervalo de tempo desejado.

Tabela 3.1 – Parâmetros utilizados para o modelo hidrodinâmico.

	Time-Step	Sediments	Boundary	Forcing type	Roughness	Interval (min)	History Interval (min)
Level 0	0.1	-	Riemann	Time-series	Manning (U:65; V:65)	10	0.1
Level 1	0.05	-	Riemann	Time-series	Manning (U:65; V:65)	10	0.1
Level 2	0.005	-	Riemann	Time-series	Manning (0.025-0.040)	0.5	0.5

3.3.2 Modelação morfodinâmica

O modelo de transporte de sedimentos do tsunami usa a formulação de van Rijn (2007) com dez camadas verticais, apenas no Nível 2 (3D) de modo a incluir os efeitos de estratificação da densidade induzida por sedimentos em suspensão na mistura turbulenta vertical. Além disso, as alterações no fundo causadas pela erosão e deposição são atualizadas em cada passo temporal da simulação. Na simulação do Nível 2, o tamanho mediano do sedimento (D50) utilizado foi de 328.6 μm com uma densidade de 2,650 kg/m^3 . Este valor foi escolhido tendo em conta o que foi observado em campo nos potenciais depósitos de tsunami. De maneira a testar a sensibilidade do modelo relativamente à rugosidade e ao tipo de ambiente, foi ajustado o coeficiente de Manning usando valores entre 0.025 e 0.040 nas zonas de cota menor e maior. Os parâmetros utilizados para o modelo hidrodinâmico representados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Parâmetros utilizados para o modelo morfodinâmico.

	Layers	Time-Step	Sediments	Boundary	Forcing type	Roughness	Interval (min)	History Interval (min)
Level 0	-	0.1	-	Riemann	Time-series	Manning (U:65; V:65)	10	0.1
Level 1	-	0.05	-	Riemann	Time-series	Manning (U:65; V:65)	10	0.1
Level 2	10	0.005	D50 = 328.6	Riemann	Time-series	Manning (0.025-0.040)	0.5	0.5

4. Resultados

4.1 Resultados de campo

4.1.1 Estratigrafia e sedimentologia

A listagem total das trincheiras e sondagens realizadas na área de estudo encontra-se detalhada abaixo (Tabela 4.1 e 4.2). A tabela detalha dados como a data em que foi realizada a trincheira e/ou sondagem, a identificação, a espessura de cada camada de cada trincheira e sondagem, bem como a identificação de cada unidade litoestratigráfica.

Tabela 4.1 - Descrição das oito trincheiras realizadas na campanha de campo em Verde Lago, Algarve (E: Este; W: Oeste).

Data	Parede	Sondagem	Espessura (cm)	Descrição
06/10/2022	E	PV-T1	0-23	Solo eólico
			23-27	Areia com seixos centimentados, quartzo subangulosos, com conchas (gastropodes)
			23-27	Seixos presentes na areia
			27-37	Seixos com 8 cm, areia mal calibrada, níveis de seixo no topo, estruturas sedimentares, com grãos de quartzo angulosos e subangulosos
			37-64	Lodo castanho com fragmentos incarbonizados (matérias orgânicas)
			64-101	Areia lodosa com grãos de quartzo angulosos
			64-101	Lodos na areia
			101-145	Lodo cinzento
	W	PV-T2	0-20	Solo eólico
			20-44	Areia lodosa com grãos de quartzo angulosos
			44-76	Lodo castanho com fragmentos incarbonizados (matérias orgânicas)
			76-127	Areia lodosa
			127-130	Lodo cinzento
	W	PV-T3	0-10	Solo, lodo castanho
			10-18	Areia amarela/castanho média, moderadamente calibrada
			18-118	lodo castanho, plantas, raízes, muitos carvões e grande concentração de conchas de bivalves (cardium, algumas inteiras em posição de vida) 82-90
			118-145	Lodo cinzento, contato gradual
	W	PV-T4	0-30	Solo eólico
			30-52	Areia lodosa, com raízes muitos pedacinhos de carvão
			52-92	Parte complexa, alternância de lâminas centimétricas de areia branca, com conchas marinhas grandes e lâminas de lodo e lodo arenoso
92-145			Lodo cinzento	
E	PV-T5	0-18	Solo eólico	
		18-100	Lodo castanho	
		18-45	Lodo arenoso	
		100-110	Lenticulas areia	
		110-130	Lodo cinzento	

06/10/2022	E	PV-T6	0-19	Solo eólico
			19-31	Areia
			31-42	Base de areia presença irregular seixos com quartzo
			42-80	Lodo arenoso
			80-85	Lodo cinzento
			85-99	Areia branca
			99-110	Lodo cinzento
	E	PV-T7	0-13	Solo eólico
			13-14	Areia (descontinuidade) - não amostrado
			14-41	Lodo castanho
			41-62	Lodo arenoso
			62-64	Lodo cinzento
			64-94	Areia branca
	W	PV-T8	94-110	Lodo cinzento
			0-17	Solo eólico
			17-23	Areia
			23-63	Lodo castanho
			63-83	Areia
83-100	Lodo cinzento			

Tabela 4.2 - Descrição das três sondagens realizadas na campanha de campo em Verde Lago, Algarve.

Data	Sondagem	Espessura (cm)	Descrição
05/10/2022	S1	0-30	Lodo castanho
		30-50	Lodo cinzento
		50-63	Areia lodosa
		63-81	Lodo castanho
		81-91	Areia
		91-177	Lodo verde
		177-189	Cascalheira
06/10/2022	S2	0-10	Areia com seixos
		0-51	Areia de duna
		51-71	Lodo castanho
		71-91	Areia
		91-123	Areia lodosa
		123-156	Lodo cinzento
	S3	0-20	Solo eólico
		20-43	Lodo arenoso
		43-70	Areia lodosa
		70-79	Lodo arenoso
		79-80	Areia
80-207	Lodo cinzento		

Como referido antes, para o trabalho de campo foram realizadas três sondagens e oito trincheiras em localizações diferentes com o objetivo de reconhecer o terreno, recolher amostras dos potenciais depósitos de tsunامي, das dunas e praia. Depois da realização das sondagens e trincheiras e recolha de amostras foi realizado um esboço da estratigrafia de cada trincheira e sondagem com o objetivo de compreender e relacionar com os resultados obtidos da modelação numérica.

Foram identificadas e definidas cinco unidades litoestratigráficas sequenciais que se observaram nas diferentes sondagens e trincheiras. Assim, do topo para a base foram identificados os seguintes estratos: solo eólico, areia com seixos, lodo castanho, areia branca e lodo cinzento. A estratigrafia de cada sondagem e trincheira é apresentada nas figuras abaixo, figura 4.1 a 4.6.

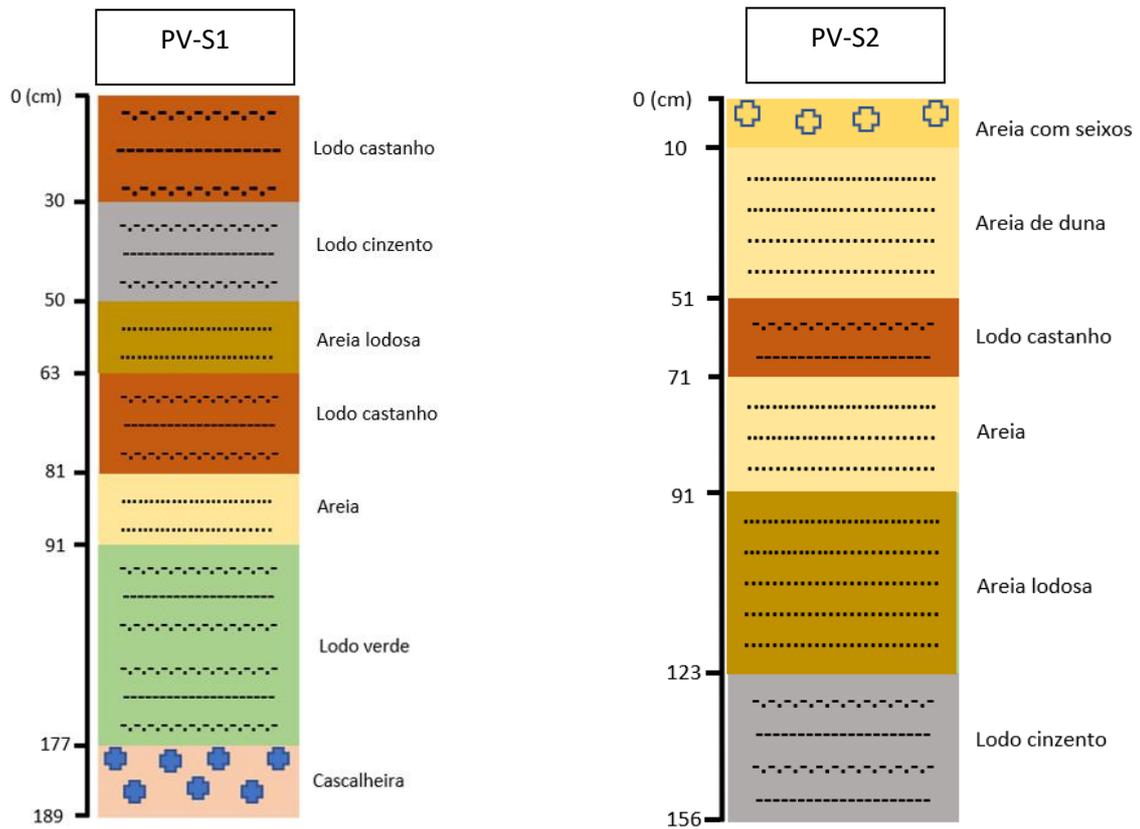


Figura 4.1 – Representação da estratigrafia das sondagens 1 e 2, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).

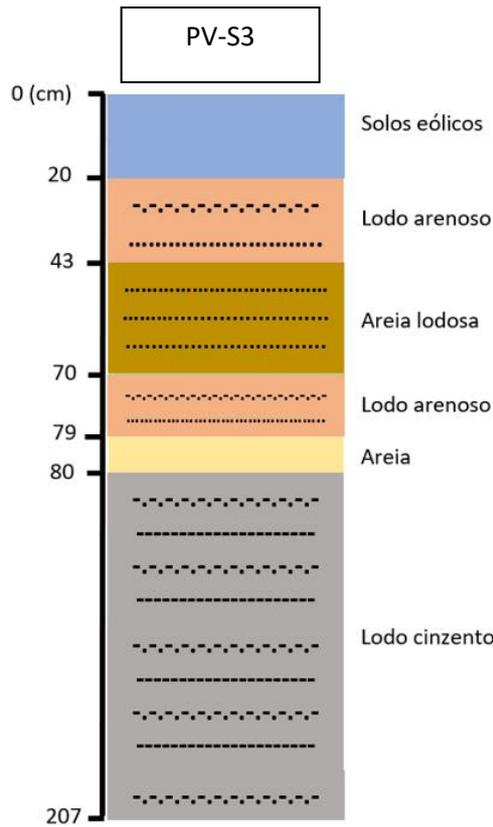


Figura 4.2 – Representação da estratigrafia da sondagem 3, realizada em Verde Lago (Algarve,

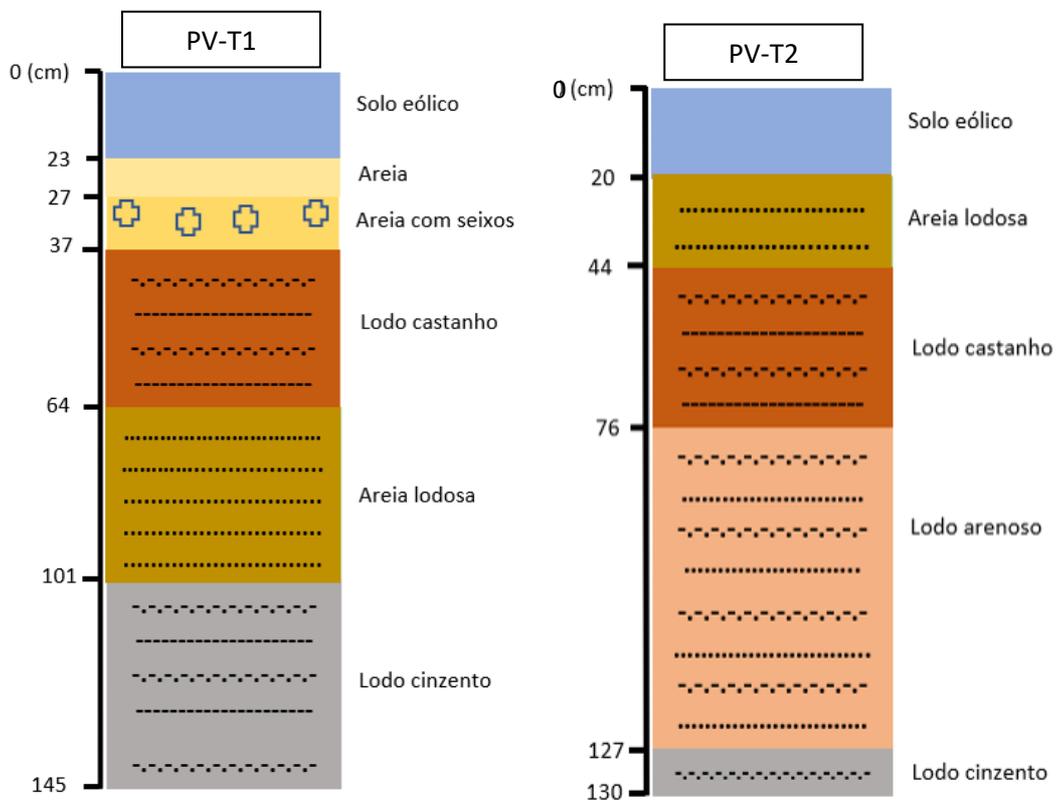


Figura 4.3 – Representação da estratigrafia das trincheiras 1 e 2, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Alaarve. Portuaal).

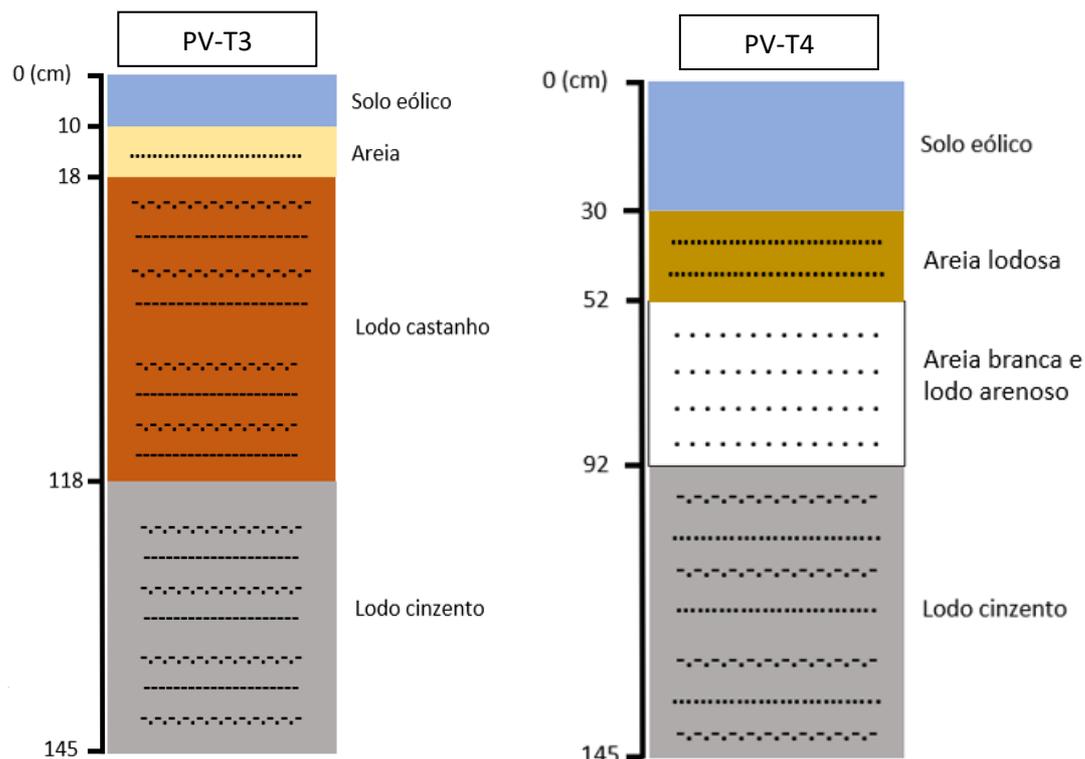


Figura 4.4 – Representação da estratigrafia das trincheiras 3 e 4, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).

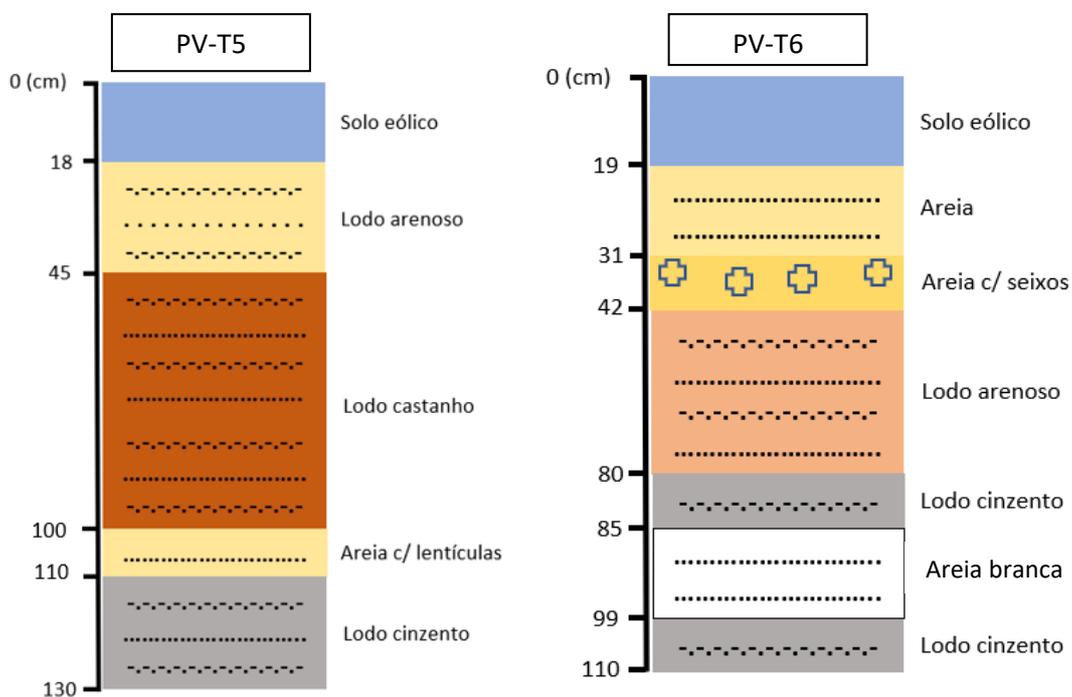


Figura 4.5 – Representação da estratigrafia das trincheiras 5 e 6, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).

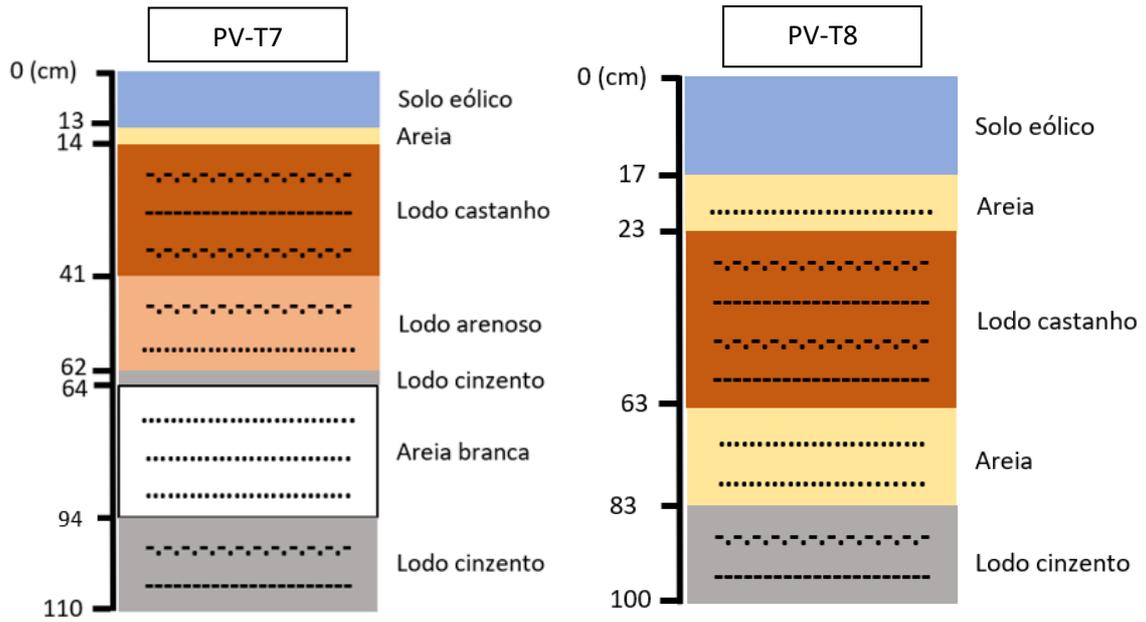


Figura 4.6 – Representação da estratigrafia das trincheiras 7 e 8, respetivamente, realizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal).

4.1.2 Datações

As datações realizadas para as amostras PV-T4 (55-60), PV-T4 (82-92) e PV-T4 (105-11) encontram-se representados nas figuras abaixo e no anexo. Os intervalos de idade obtidos na sondagem T4, entre profundidades 55 a 112 cm, variam aproximadamente entre 3000 e 6000 anos BP (mais detalhes da datação de radiocarbono em anexo desta dissertação).

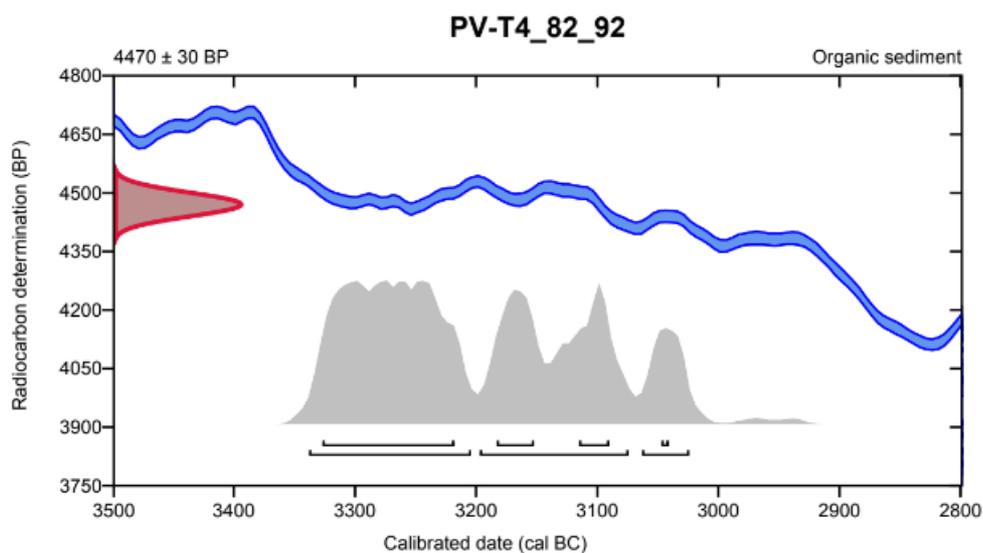


Figura 4.7 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (82-92).

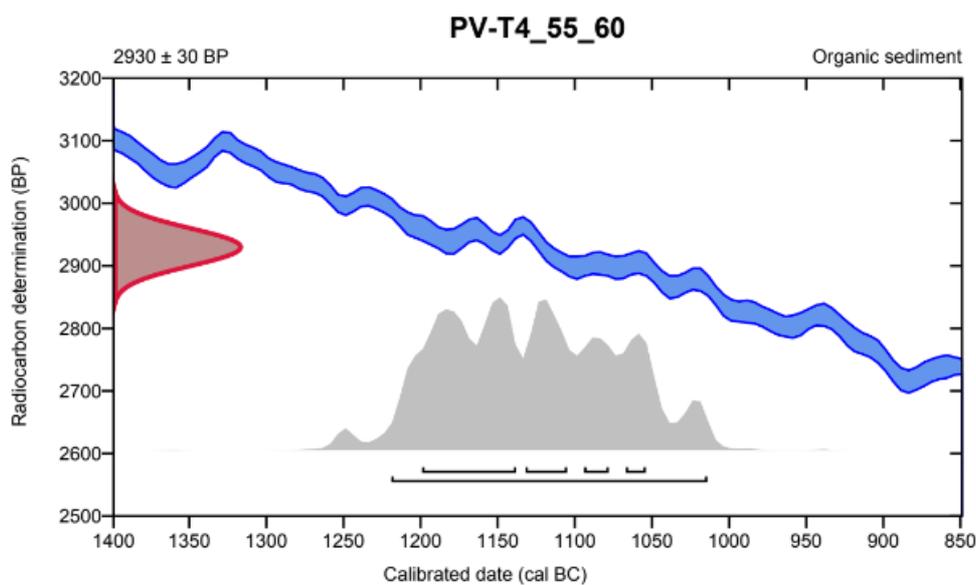


Figura 4.8 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (55-60).

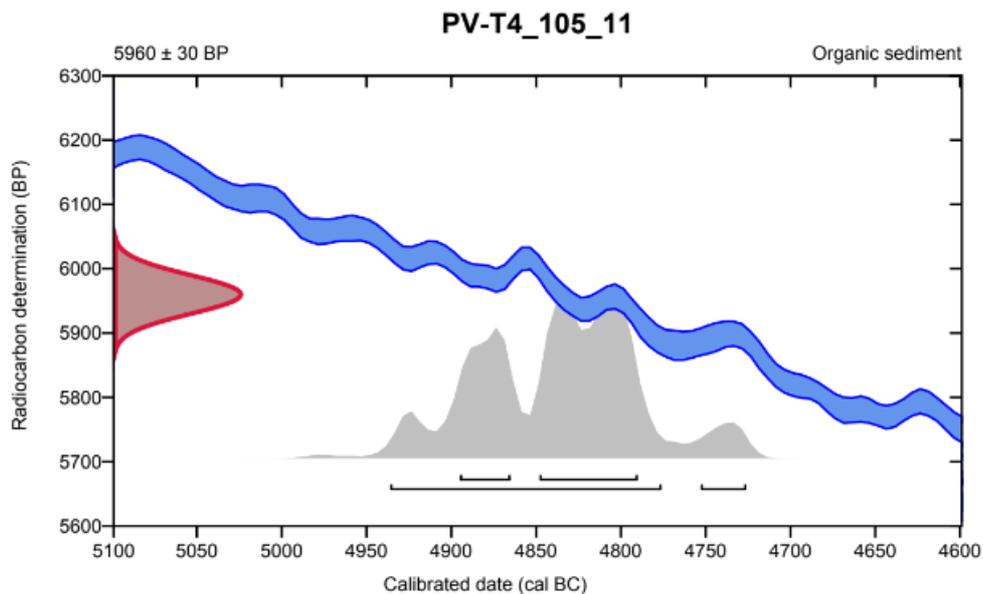


Figura 4.9 – Resultados das datações obtidas por radiocarbono para a amostra PV-T4 (105-11).

As dezoito amostras de areia estudadas classificam-se quanto à dimensão como areias médias a muito grosseiras e quanto ao desvio padrão como mal calibradas a moderadamente calibradas (Figura 4.10). As curvas de distribuição granulométrica são aproximadamente de assimetria negativa a assimetria muito negativa e muito leptocúrticas a muito platicúrticas (Figura 4.11).

A dispersão dos pontos na Figura 4.10 sugere o agrupamento das amostras em dois conjuntos (delimitados pelas elipses). O primeiro, possui as amostras PV-PQ, PV-T3 0-10, PV-T6 0-19 e PV-T6 31-42, estas areias são mais bem calibradas e leptocúrtica a platicúrtica. Nas restantes características granulométricas, ilustradas na figura 4.11, estes agrupamentos não são evidentes.

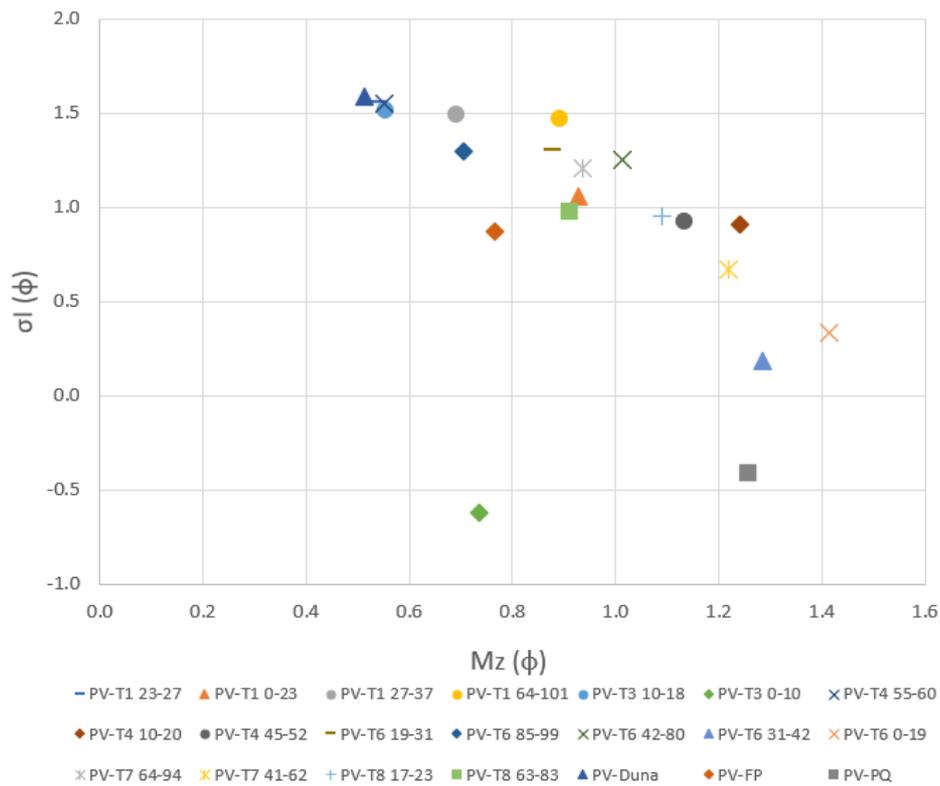


Figura 4.10 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projeção do diâmetro médio contra o desvio-padrão.

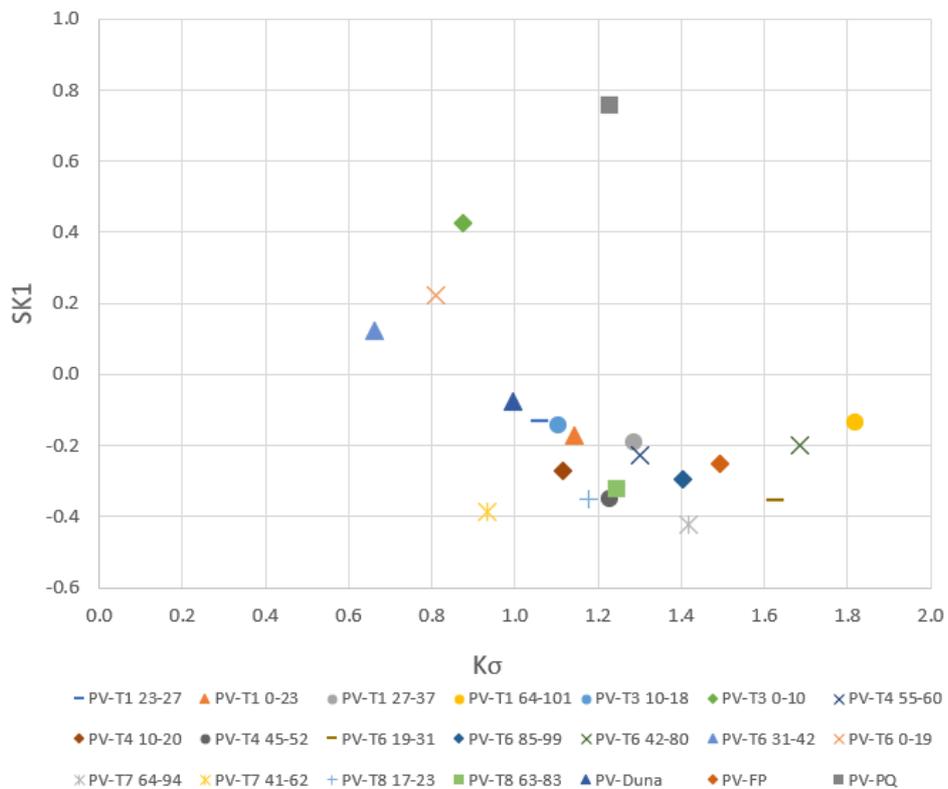


Figura 4.11 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projeção da curtose gráfica contra a assimetria.

Das amostras de areia analisadas foi possível verificar que as amostras da trincheira PV-T1 apresentam uma dimensão classificada como areia média, nos três níveis mais profundos, correspondentes ao nível identificado como areia, areia com seixos e areia lodosa, respetivamente. Verificou-se que a sua calibração é moderadamente bem calibrada, enquanto que, o nível PV-T1 0-10, correspondente ao solo eólico, é classificado como moderadamente calibrado. Para todas as amostras, a assimetria foi determinada como assimetria negativa. Por fim, quanto à curtose esta trincheira foi classificada em dois níveis (PV-T1 0-23 e PV-T1 27-37) como leptocúrtica, no nível PV-T1 23-27 foi classificada como mesocúrtica e no nível PV-T1 64-101 foi classificada como muito leptocúrtica. Todas as amostras aqui analisadas foram avaliadas quanto ao seu valor de D_{10} que representa um diâmetro que corresponde diretamente à percentagem, em peso, de grãos que é igual a 10% no diagrama de tamanho de grão e ao D_{50} que representa nas medições da distribuição do tamanho das partículas, o diâmetro médio da massa, considerado como o tamanho médio das partículas em massa. Nos valores de D_{10} verifica-se que existe um aumento dos seus valores à medida que nos aproximamos da superfície apenas com uma diminuição do seu valor do nível PV-T1 23-27 para o 0-23. Por outro lado, é verificado que existe uma diminuição constante dos valores de D_{90} por todo o depósito, do nível mais profundo para o nível da superfície.

A trincheira PV-T3 obteve duas classificações diferentes para a dimensão, sendo o nível P-T3 0-10 (solo eólico) classificado como areia muito grosseira, enquanto que, o nível PV-T3 10-18 (areia) é classificado como areia média. O primeiro nível possui uma classificação de moderadamente calibrado ao contrário do segundo nível que é classificado como moderadamente bem calibrado. O nível PV-T3 0-10, possui uma assimetria muito positiva e é classificado como platicúrtico. Por outro lado, o nível PV-T3 10-18 possui uma assimetria negativa e é classificado como mesocúrtico. Em ambos os níveis os valores de D_{90} e de D_{10} diminuem à medida que nos aproximamos da superfície.

Na classificação da trincheira PV-T4 verificou-se que o nível mais profundo possui uma classificação de areia média, enquanto que os níveis PV-T3 10-20 e PV-T3 45-52 são classificados como areia grosseira. Assim ambos estes níveis estão classificados como mal calibrados, porém o nível mais profundo (PV-T3 55-60) apresenta-se como moderadamente bem calibrado. Ambos os níveis 55-60 e 10-20 possuem assimetria negativa enquanto que o nível 45-52 está classificado com uma

assimetria muito negativa. Por fim, todas as amostras analisadas apresentam uma curtose leptocúrtica. Os valores de D_{10} diminuem do nível mais profundo para o nível da superfície existindo apenas um pequeno aumento do nível 45-52 para o nível 10-20.

A classificação da trincheira PV-T6 mostra-nos que os níveis correspondentes a areia branca (PV-T6 85-99) e a lodo arenoso (PV-T6 42-80) apresentam uma dimensão classificada como areia média, enquanto os níveis de areia com seixos (PV-T6 31-42) e solo eólico (PV-T6 0-19) indica uma areia grosseira. Na classificação da calibração apenas o nível de areia branca é classificado como moderadamente calibrado, assim tanto os níveis de lodo arenoso, areia com seixos e solo eólico são classificados como mal calibrados. Os níveis de PV-T6 85-99 e 42-80, apresentam uma assimetria negativa enquanto que os níveis PV-T6 31-42 e 0-19 são classificados com uma assimetria positiva. A classificação da curtose varia entre os 4 níveis, para o nível da areia branca é verificado uma curtose leptocúrtica, para o nível de lodo arenoso é apresentado uma classificação muito leptocúrtica, a areia com seixos é classificada como muito platicúrtica e o solo eólico como platicúrtica. A análise revela que existe uma diminuição dos valores de D_{10} do nível de areia branca (mais profundo) para o nível de solo eólico (nível da superfície), existindo apenas um pequeno aumento do nível de areia com seixos para o nível de solo eólico. Os valores de D_{90} mostram que existe um aumento dos seus valores à medida que nos aproximamos da superfície.

A trincheira 7 (PV-T7) apresenta duas classificações para os níveis analisados, para o nível de areia branca (PV-T7 64-94) é classificado como areia média, enquanto que o nível correspondente ao lodo arenoso (PV-T7 41-62) é classificado como areia grosseira. Quanto à calibração a amostra de areia branca é classificada como moderadamente calibrada, e a amostra de lodo arenoso é classificada como mal calibrada. Ambas as amostras possuem uma assimetria muito negativa. Por fim, o nível de areia branca é classificado como leptocúrtica, porém o nível de lodo arenoso é classificado como mesocúrtico. Os valores de D_{10} aumentam à medida que nos aproximamos da superfície, ao contrário dos valores de D_{90} que diminuem do nível mais profundo para o nível da superfície.

As amostras analisadas da trincheira 8 (PV-T8) são classificadas como areia grosseira em ambos os estratos estudados. A calibração do nível arenoso próximo da superfície (PV-T8 17-23) é classificada como mal calibrada, enquanto que o nível de areia mais profundo (PV-T8 63-83) é classificada como moderadamente calibrada. Ambos os

níveis apresentam uma assimetria muito negativa e são classificados como leptocúrtica, em relação à curtose. Ambos os valores de D_{10} e D_{90} mostram um aumento quando nos aproximamos da superfície

Por fim, foram analisadas outras amostras de areia relevantes para esta dissertação, como é o caso das amostras recolhidas junto à duna (PV-Duna), que revelou ser classificada como areia média, moderadamente bem calibrada, com uma assimetria simétrica e é classificada como mesocúrtica. Outra amostra analisada foi a amostra recolhida junto à face de praia (PV-FP). E esta amostra é classificada como areia grosseira, moderadamente calibrada, com uma assimetria negativa, e leptocúrtica. Por último, foi recolhido a amostra de PV-PQ que é classificada como areia grosseira, moderadamente calibrada, com uma assimetria negativa e leptocúrtica.

Para complementar a caracterização dos sedimentos e melhor compreender a sua origem, realizou-se a observação ao microscópio das frações granulométricas 1.5ϕ , das seguintes amostras: PV-FP, PV-Duna, PV-PQ, PV-T4 (30-52), PV-T4 (52-92) e PV-T4 (0-30). Em todas as amostras foram realizadas dez grupos de dez grãos e a sua consequente contagem bem como a sua classificação, de seguida foram somados os grãos de quartzo até este número ser cem e procedeu-se à sua classificação. Os resultados obtidos desta observação são apresentados nas seguintes figuras 4.12 e 4.13.

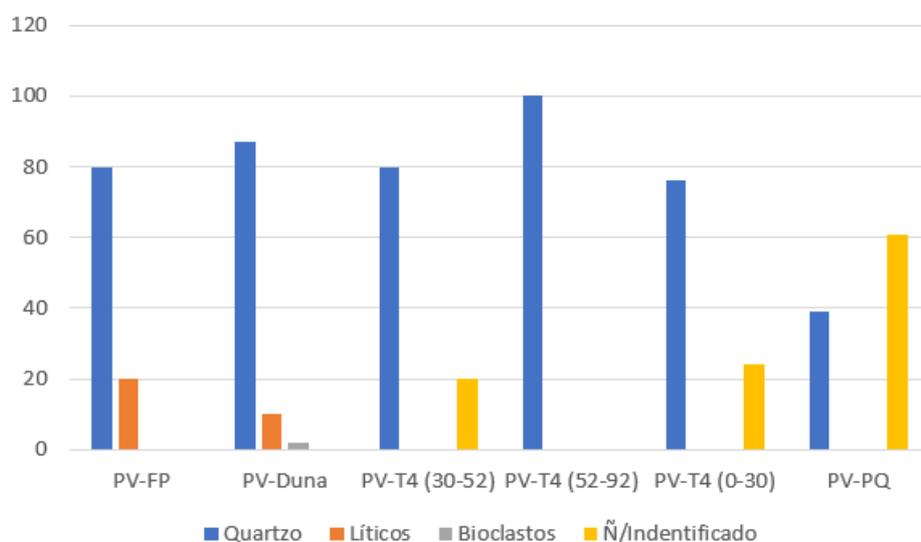


Figura 4.12 – Resultados obtidos da contagem ao microscópio de algumas das amostras recolhidas em Verde Lago, Algarve.

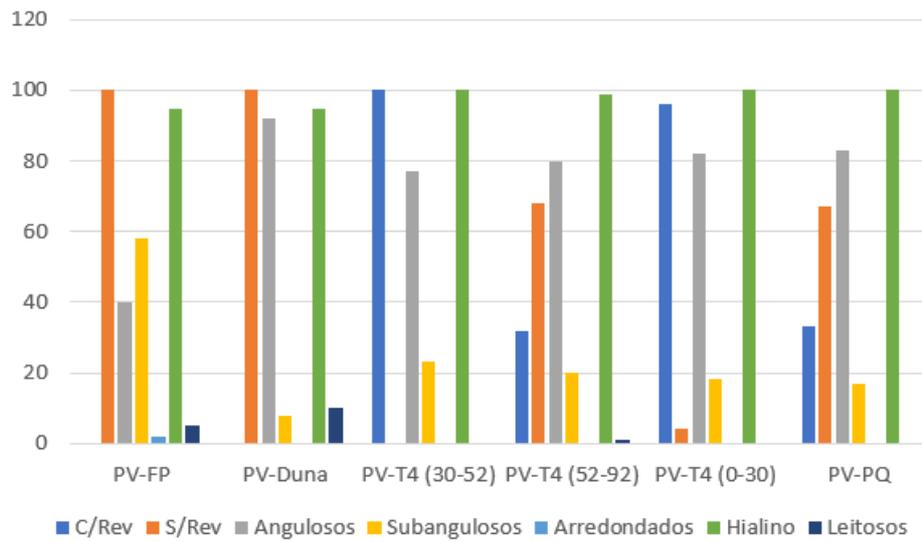


Figura 4.13 – Resultados obtidos da contagem dos grãos de quartzo obtidos das amostras recolhidas em Verde Lago, Algarve.

O software GRADISTAT fornece ainda outros parâmetros relevantes, como é o caso da correlação entre cascalho, areia e lodos das dezoito amostras recolhidas (Figura 4.14). Como demonstrado pela figura 4.15 as amostras possuem características que vão de cascalho arenoso a areia, ainda neste grupo de amostras cerca de 39% das mesmas é classificada como areia cascalhenta e outros 39% é classificada como areia ligeiramente cascalhenta. Quanto à correlação entre areia, silte e argila é de notar que todas as amostras analisadas são classificadas como areia.

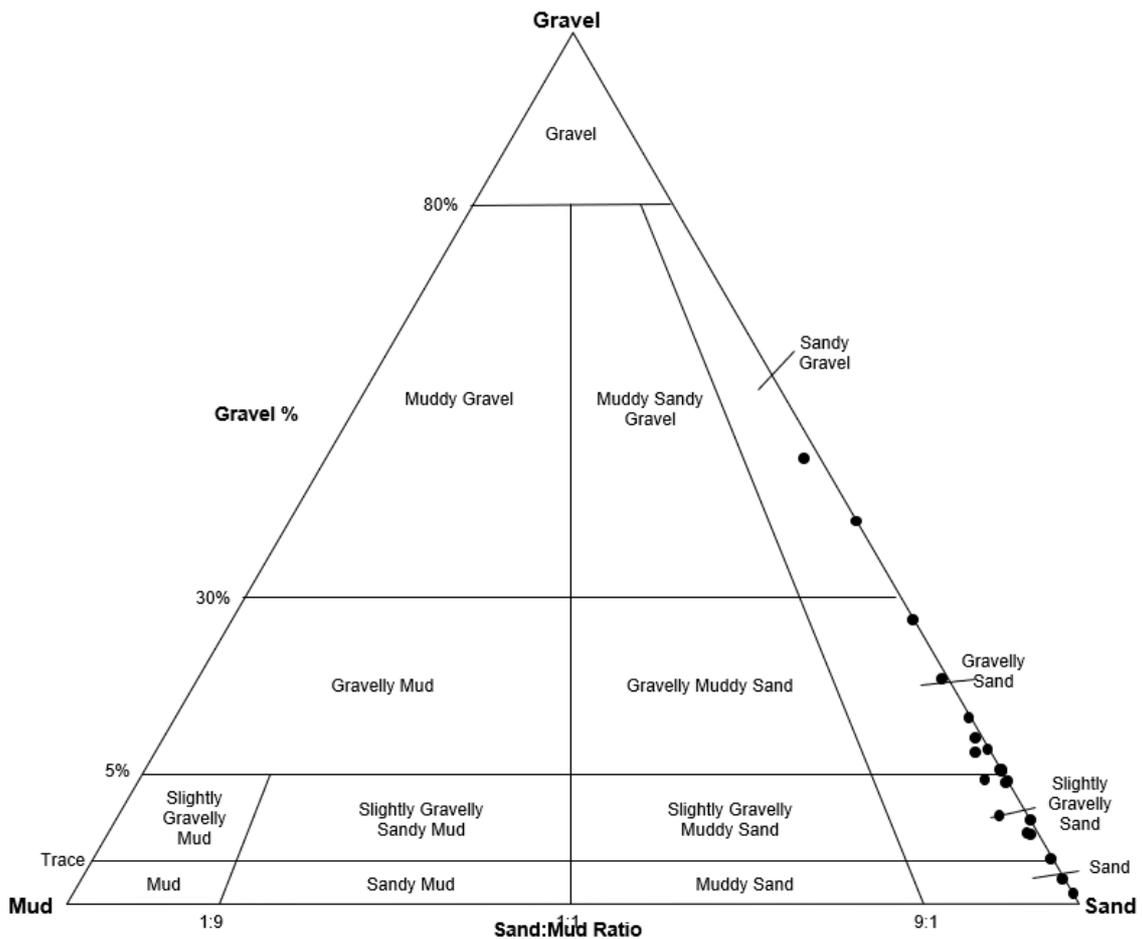


Figura 4.14 – Correlação entre cascalho, areia e lama para as amostras de areia fornecido pelo software GRADISTAT.

Este software proporciona ainda alguns resultados que podem sustentar os resultados acima apresentados. Essencialmente, o GRADISTAT oferece resultados como a distribuição dos grãos da amostra comparando o diâmetro da partícula com a sua pesagem, como demonstrado nos resultados obtidos da amostra PV-PQ na figura 4.15.

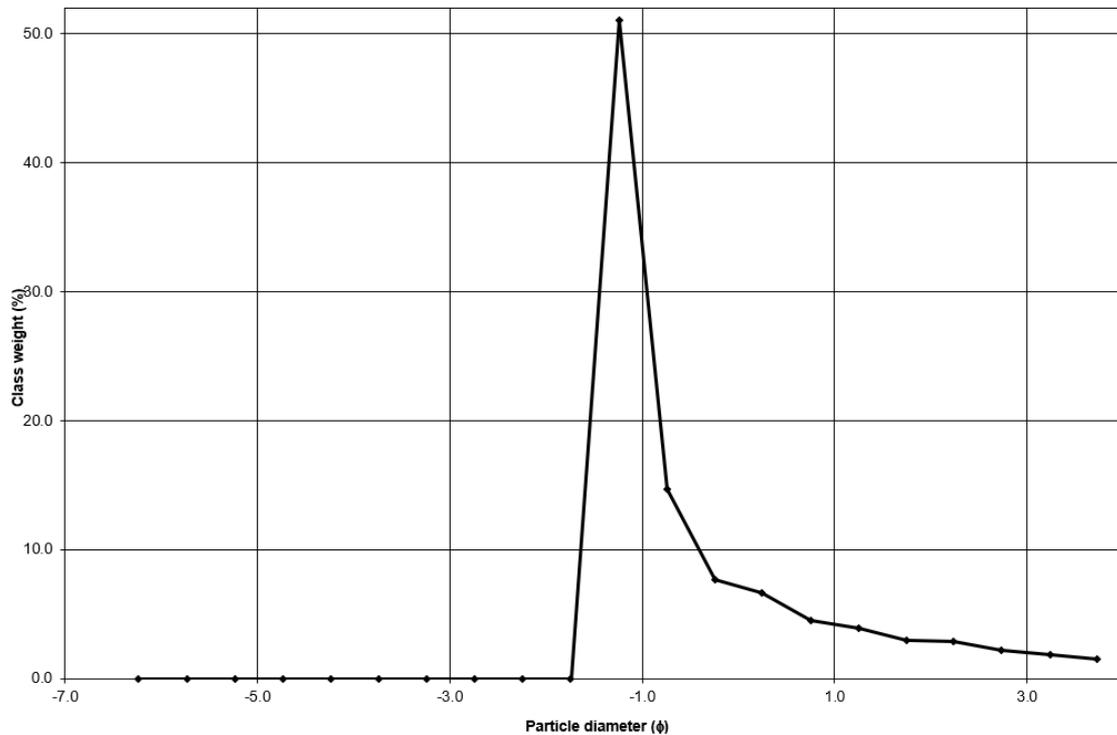


Figura 4.15 – Distribuição entre o diâmetro das partículas e o seu peso da amostra PV-PQ, fornecido pelo software GRADISTAT.

Outro resultado relevante para a validação dos nossos resultados é a frequência cumulativa, correlacionando o diâmetro das partículas com a quantidade de material retido em cada crivo (Figura 4.16). Este parâmetro demonstra que houve uma percentagem uniforme de material a ser retido em cada crivo, resultando numa curva consistente com os resultados esperados.

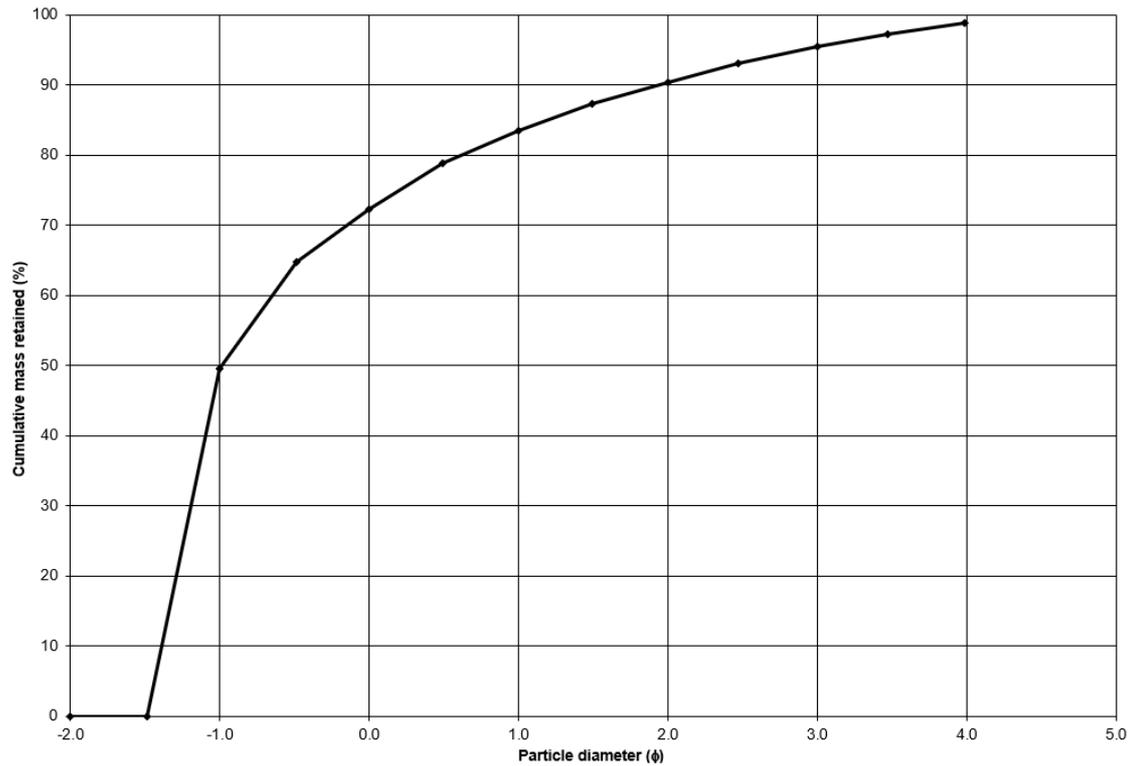


Figura 4.16 – Comparação entre a percentagem cumulativa retida em cada crivo e o diâmetro das partículas, fornecido pelo software GRADISTAT.

4.2 Modelação numérica

4.2.1 Hidrodinâmica

Os resultados da modelação numérica hidrodinâmica (Tabela 4.3) variam significativamente de acordo com a fonte sísmica. Para os mesmos locais onde foi aplicado o modelo, as velocidades médias de escoamento são mais elevadas quando a fonte sísmica é Falha da Ferradura (HSF).

Tabela 4.3 – Resultados obtidos da modelação hidrodinâmica para a zona de Verde Lago, Algarve.

	Onda de extensão maior	Extensão (m)	Velocidade máxima (m/s)	Nível de água máximo (m)
GB	Segunda	32	0.7	2.34
HSF	Segunda	846	2.8	5.34
MPF	Primeira	390	2.2	3.75
SCN1	Segunda	196	1.3	2.29

As imagens das extensões de cada fonte sísmica foram obtidas através do software Quickplot e posteriormente exportadas para o software ArcGis Pro, uma melhor visualização dos resultados. Para cada foram exportados dois momentos relevantes durante a modelação: a extensão máxima de inundação da primeira onda de tsunami e a extensão máxima da segunda onda de tsunami. Para uma comparação entre a extensão alcançada e o nível de água de referência do modelo foi retirada a primeira frame antes do modelo (figura 4.17).

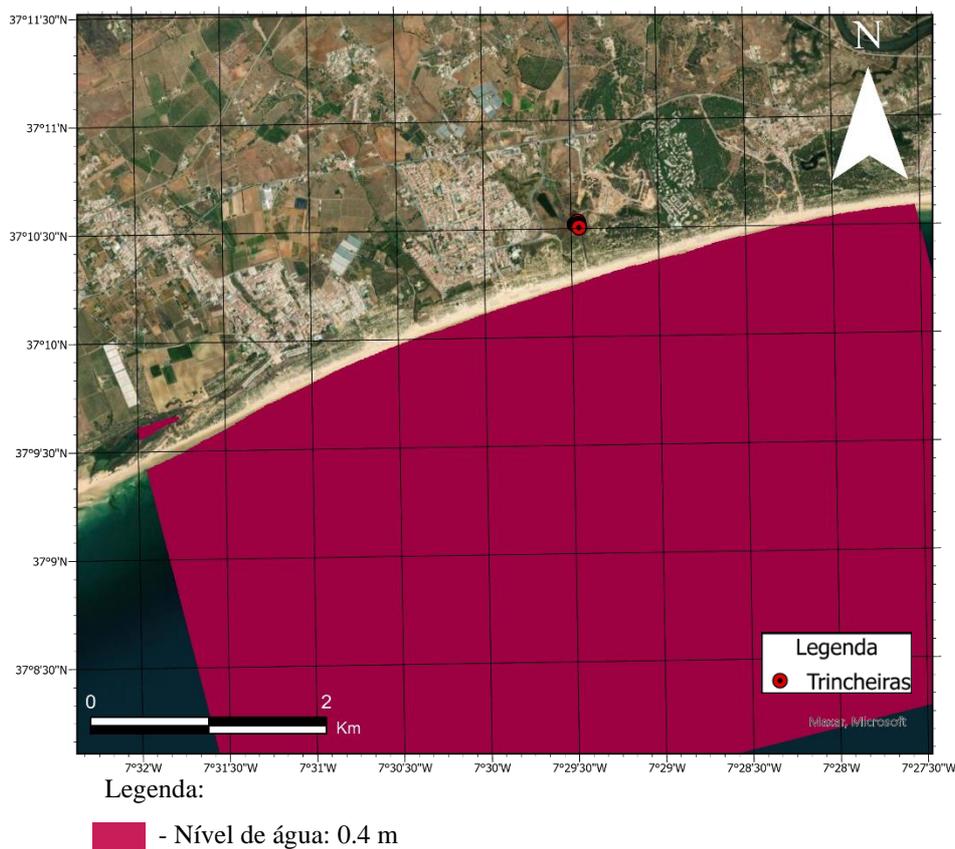


Figura 4.17 – Condições iniciais da modelação numérica hidrodinâmica e localização das trincheiras para georreferenciação (Verde Lago, Algarve).

O primeiro cenário a ser modelado foi considerado a fonte sísmica Banco de Gorringe. Os resultados obtidos não mostram inundação da zona estudada. A extensão máxima registada foi de 31.98 m (Figura 4.18). Para esta fonte sísmica foi registado um valor máximo de 2.4 m de coluna de água junto à linha de costa e também uma velocidade máxima de 0.7 m/s (Figura 4.19), registado no ponto de observação 'PVerde_2' (Figura 4.20), durante a inundação. Este ponto foi colocado neste local com base no local onde existe galgamento por parte desta fonte sísmica. Para esta fonte sísmica não foi verificado uma maior extensão de inundação entre a chegada da primeira onda e a chegada da segunda onda.

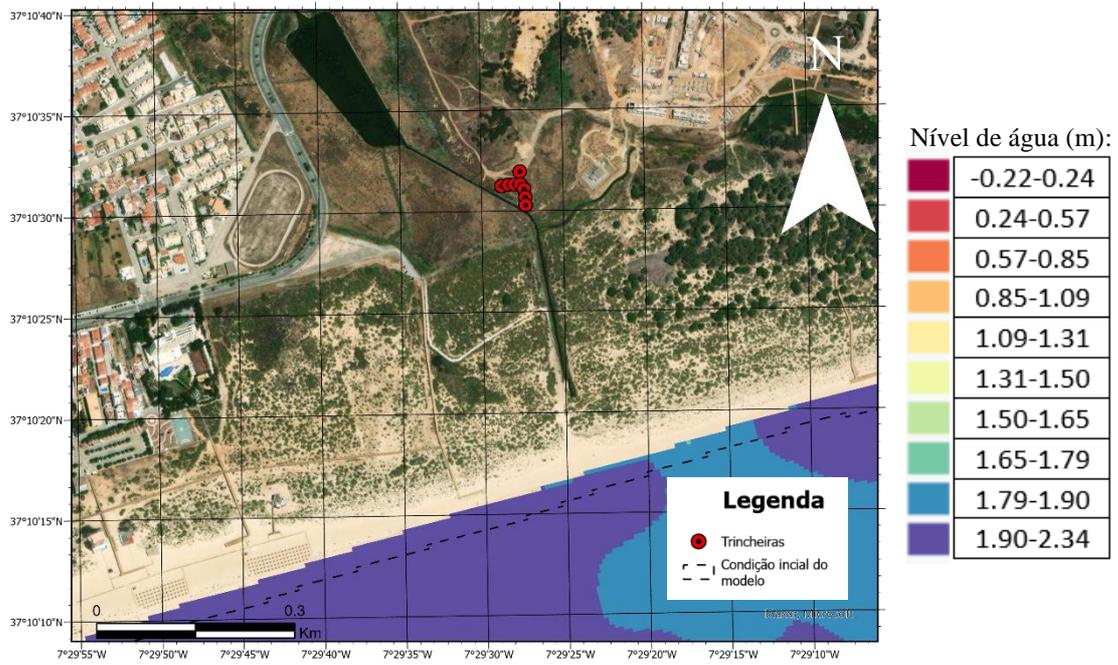


Figura 4.18 – Resultado da modelação numérica da fonte GB. Extensão máxima de 31.98 m comparando com as condições iniciais do modelo.

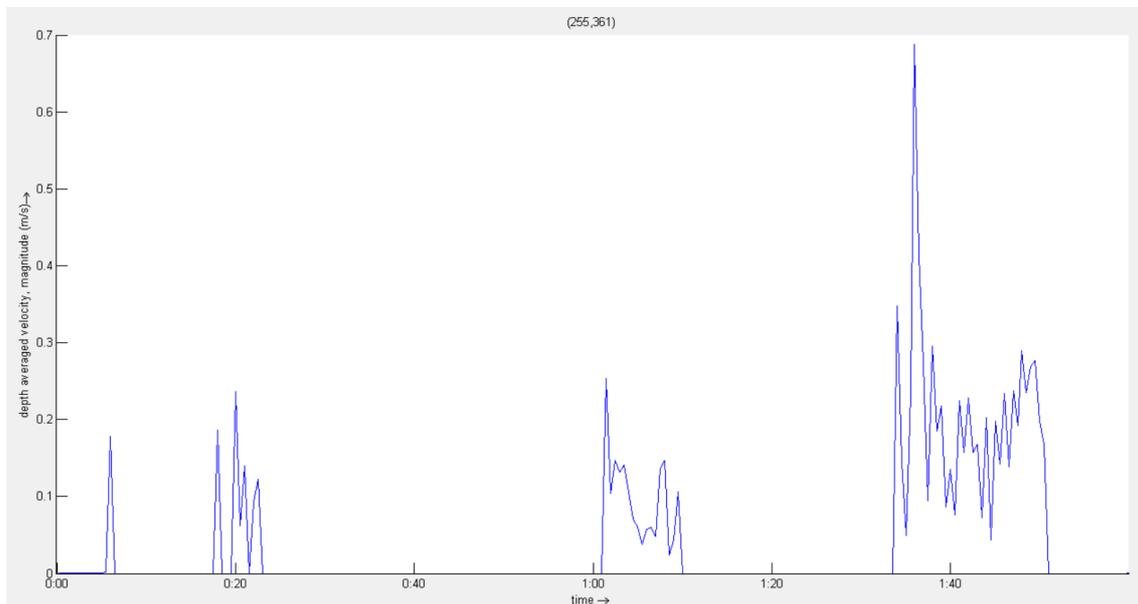


Figura 4.19 – Velocidade observadas para a fonte sísmica GB no modelo hidrodinâmico.

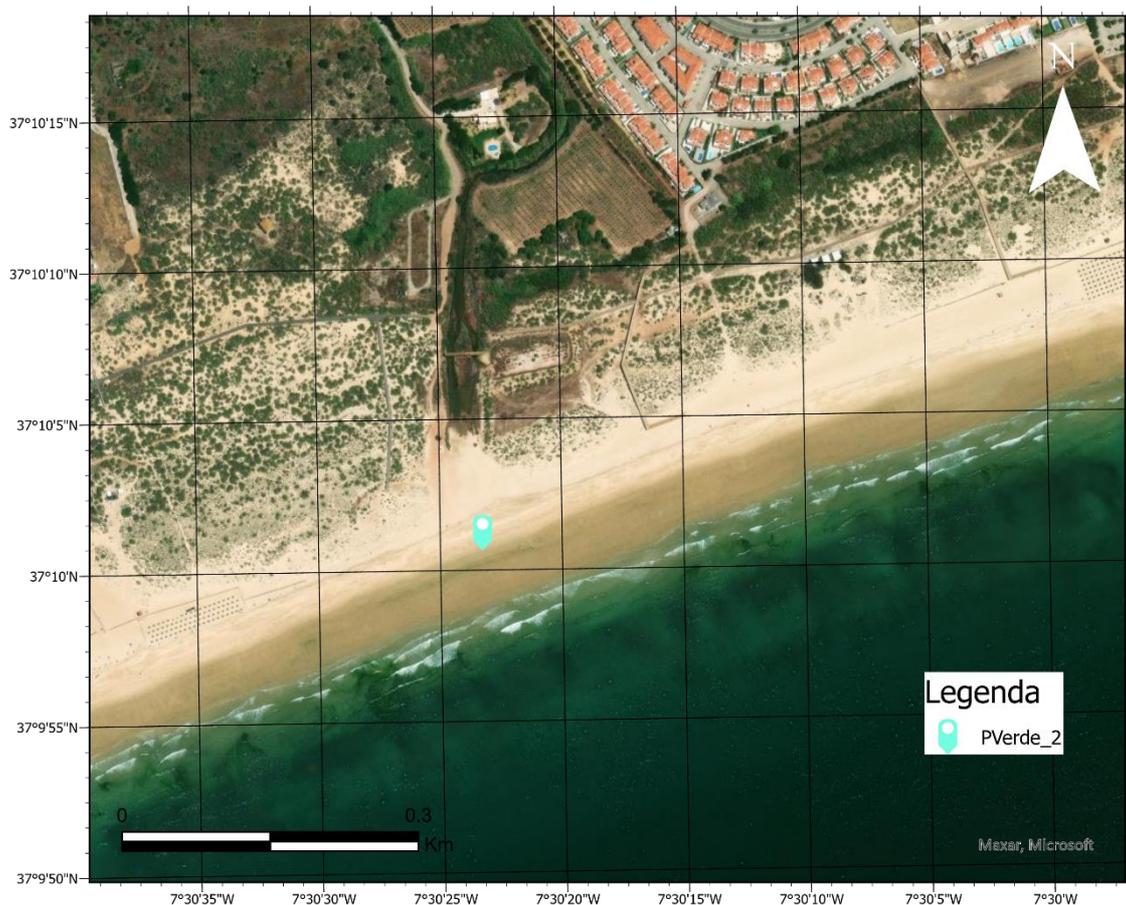


Figura 4.20 – Localização do ponto de observação usado para os resultados observados para as diferentes fontes sísmicas.

O cenário considerando a fonte sísmica da Falha da Ferradura por outro lado foi que apresentou a maior extensão de inundação na zona estudada de Verde Lago. A primeira onda provocou uma inundação extensão máxima de 390 m desde a linha de costa como representado na Figura 4.21. A chegada da segunda onda do tsunami provocou a maior extensão de inundação de cerca de 845 m desde a linha de costa representada na Figura 4.22. Para esta fonte sísmica foi também possível observar que a coluna de água foi cerca de 5.5 m. Por fim foi registada uma velocidade máxima de inundação de cerca de 2.8 m/s (Figura 4.23), para o ponto de observação ‘PVerde_1’ (Figura 4.24). Este ponto foi colocado neste local com base no local onde existe galgamento por parte desta fonte sísmica.

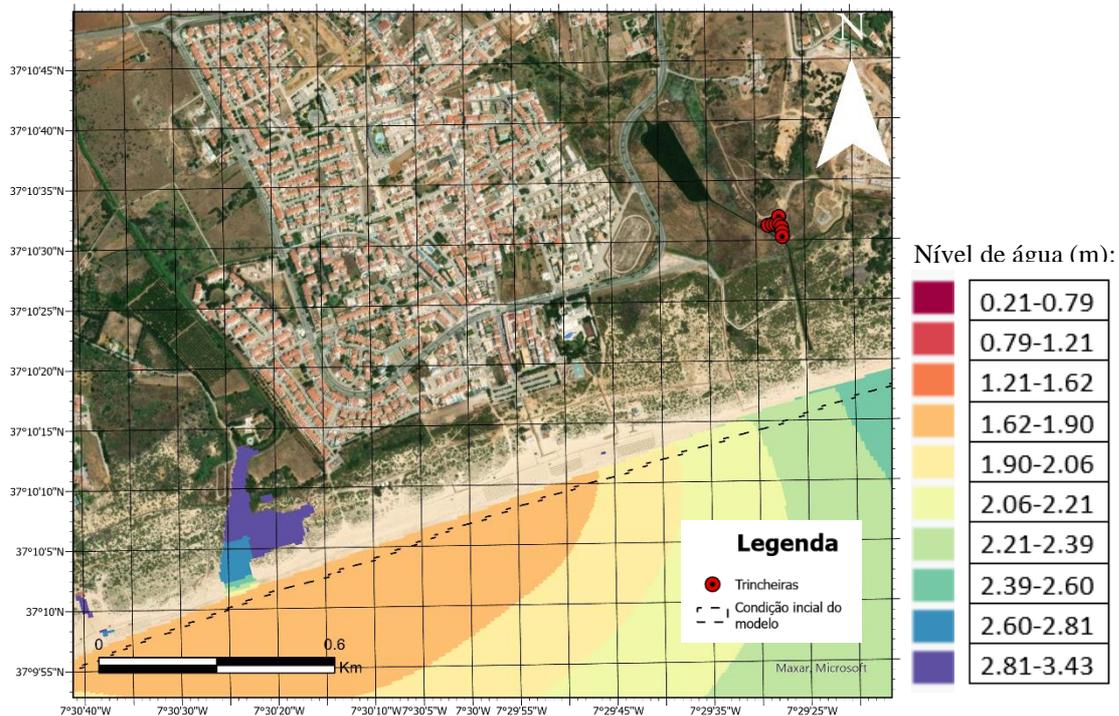


Figura 4.21 – Resultado da modelação numérica para a fonte HSF. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 391.46 m comparando com as condições iniciais do modelo.

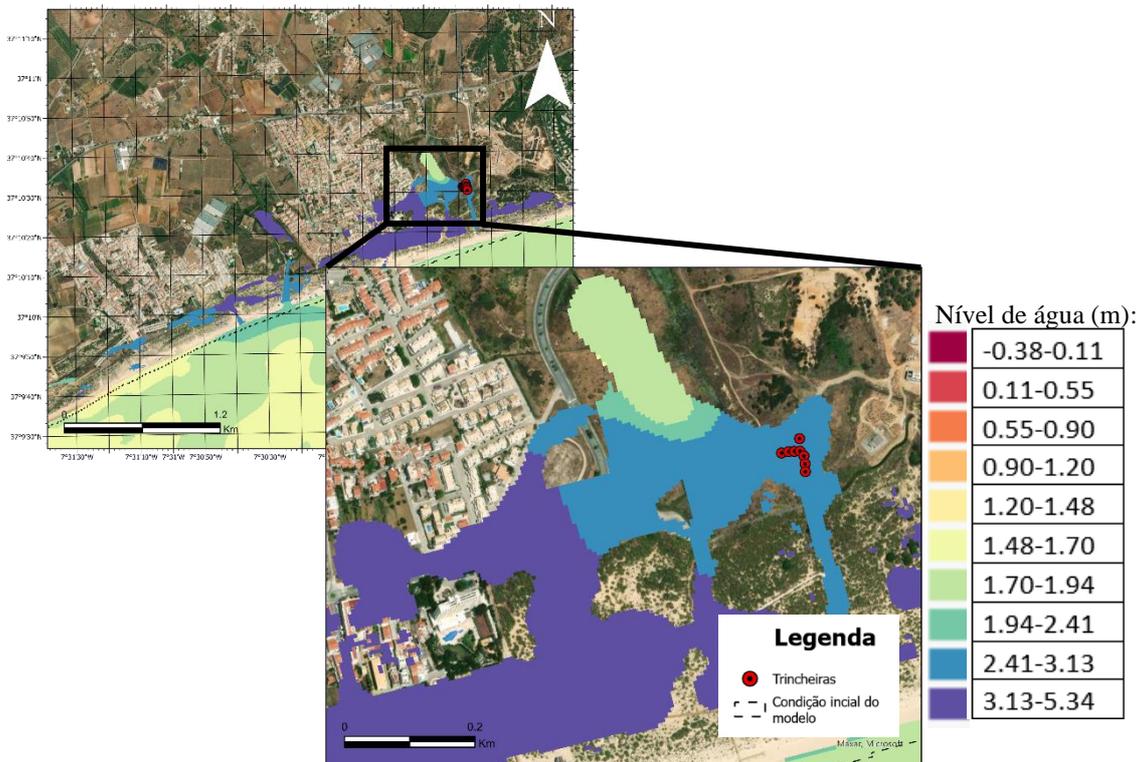


Figura 4.22 – Resultado da modelação numérica para a fonte HSF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 846.34 m comparando com as condições iniciais do modelo.

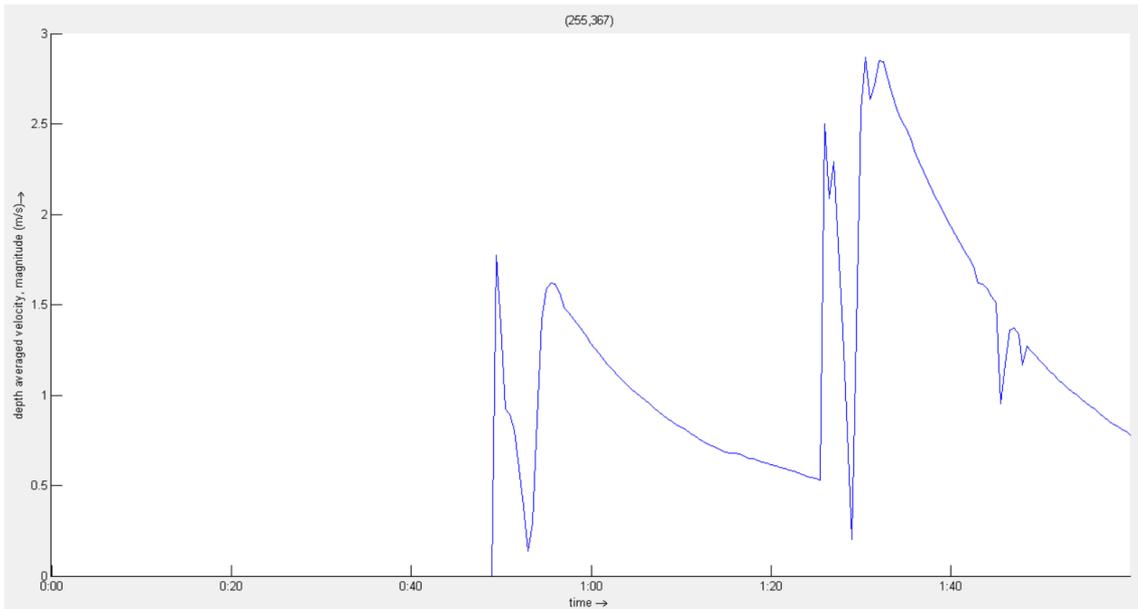


Figura 4.23 – Velocidade observadas para a fonte sísmica HSF no modelo hidrodinâmico.



Figura 4.24 - Localização do ponto de observação usado para os resultados observados para as diferentes fontes sísmicas.

Outra fonte sísmica usada para a modelação numérica foi a fonte da Falha de Marquês de Pombal que registou inundação da zona estudada, mas não sobre a localização das trincheiras. Neste cenário, foi registado uma extensão máxima de 390 m, a partir da linha de costa, na chegada da primeira onda de tsunami (Figura 4.25). No momento em que a segunda onda de tsunami atinge a localização estudada é obtido uma extensão máxima de 383 m a partir da linha de costa (figura 4.26). Esta inundação, tal como a primeira, inunda a zona estudada, mas não atinge a zona das trincheiras onde foram realizadas as sondagens e recolha de amostras. Para esta fonte foi registado um nível máximo de água de 3.75 m, e também uma velocidade inundação de 2.2 m/s (Figura 4.27) registada para toda a área, registado no ponto de observação ‘PVerde_2’ (Figura 4.20).

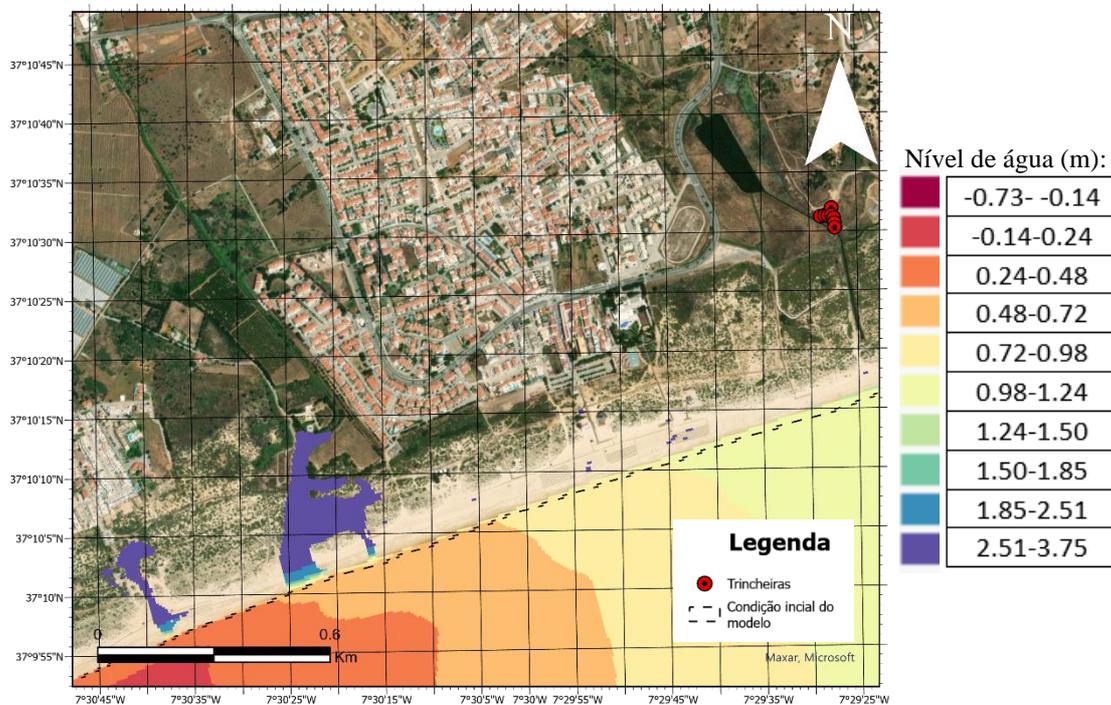


Figura 4.25 – Resultado da modelação numérica da fonte MPF. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 390.44 m comparando com as condições iniciais do modelo.

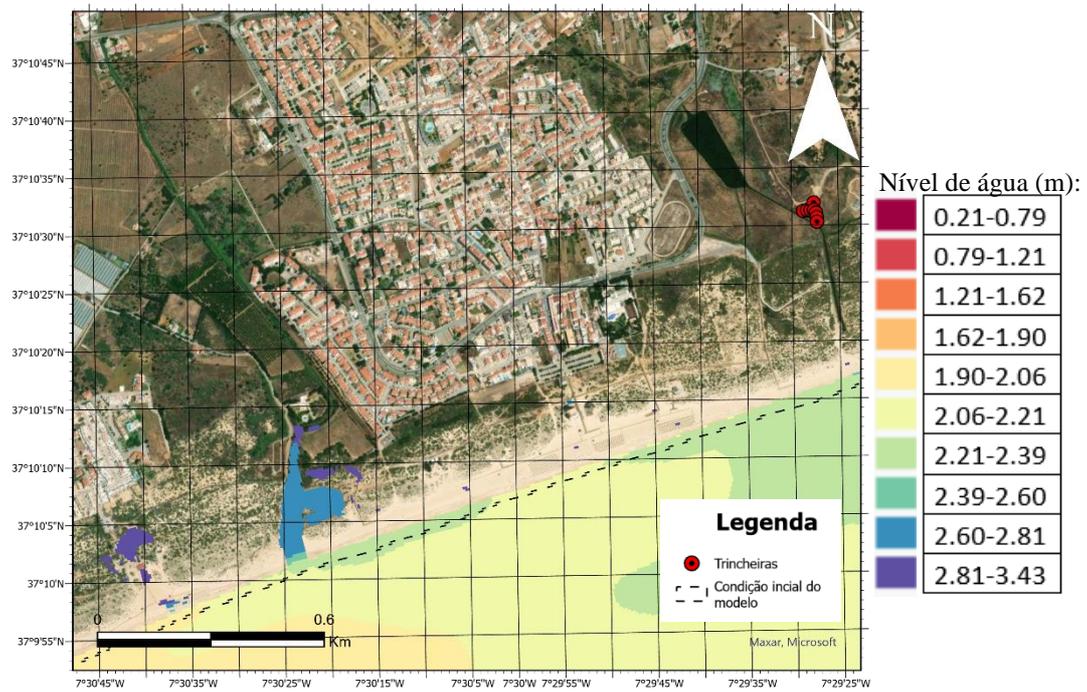


Figura 4.26 – Resultado da modelação numérica da fonte MPF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 383 m comparando com as condições iniciais do modelo.

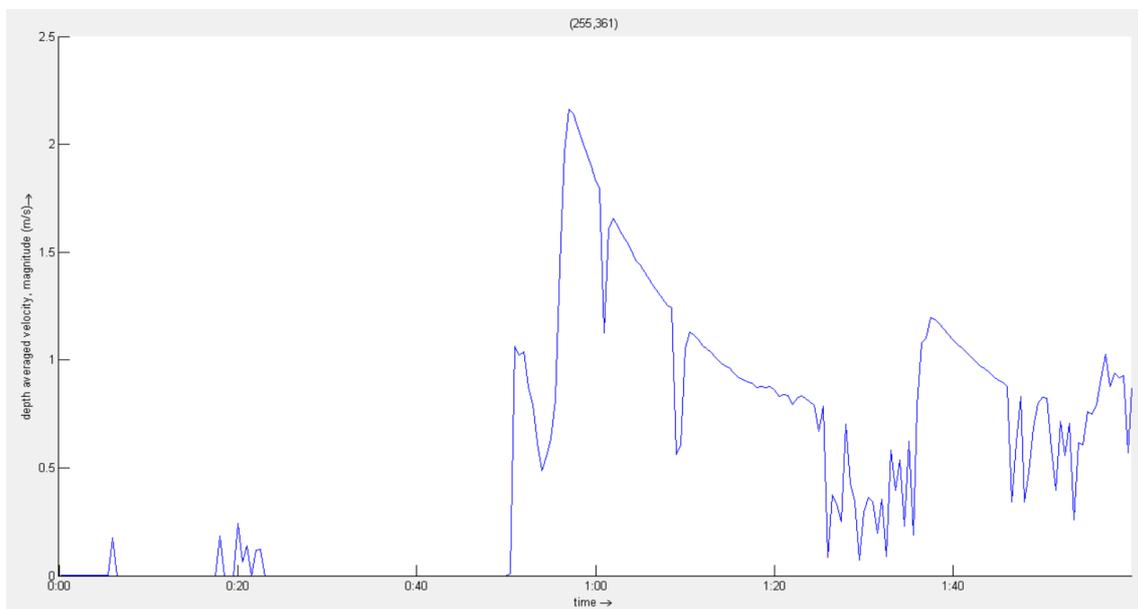


Figura 4.27 – Velocidade observadas para a fonte sísmica MPF no modelo hidrodinâmico.

Por fim a última fonte sísmica utilizada foi o Cenário 1. Esta fonte representa um rearranjo da fonte do terremoto de Lisboa de 1969 através da combinação das fontes do Banco de Gorrinche e a Falha da Ferradura. Na primeira chegada da onda de tsunami foi registada uma extensão máxima de inundação de 50 m, Figura 4.28. Na chegada da segunda onda de tsunami foi registado uma extensão máxima de inundação de 195 m, Figura 4.29, neste instante ocorreu uma ligeira inundação, mas sem afetar diretamente a zona onde foram realizadas as trincheiras e sondagens. Para esta fonte sísmica foi registado um nível de água máximo de 2.5 m, bem como uma velocidade máxima de 1.3 m/s (Figura 4.30), registado no ponto de observação ‘PVerde_2’ (Figura 4.20).

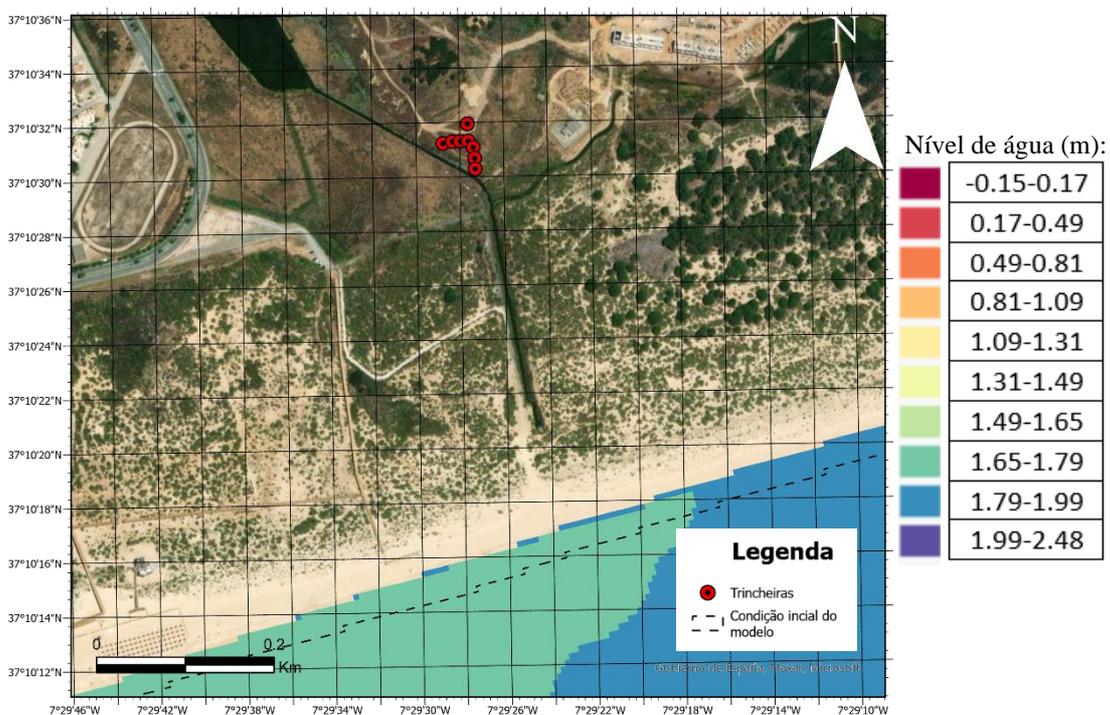


Figura 4.28 – Resultado da modelação numérica da fonte SCN1. Extensão máxima, da primeira onda de tsunami, de 50.44 m comparando com as condições iniciais do modelo.

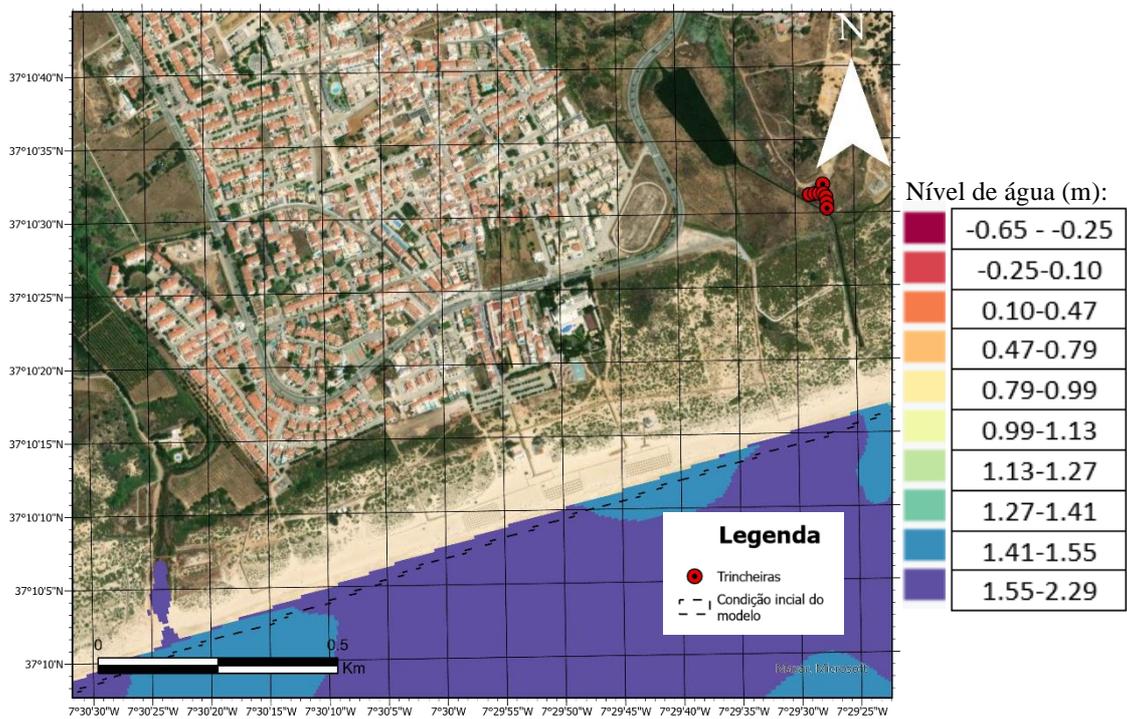


Figura 4.29 – Resultado da modelação numérica da fonte SCN1. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 196.24 m comparando com as condições iniciais do modelo.

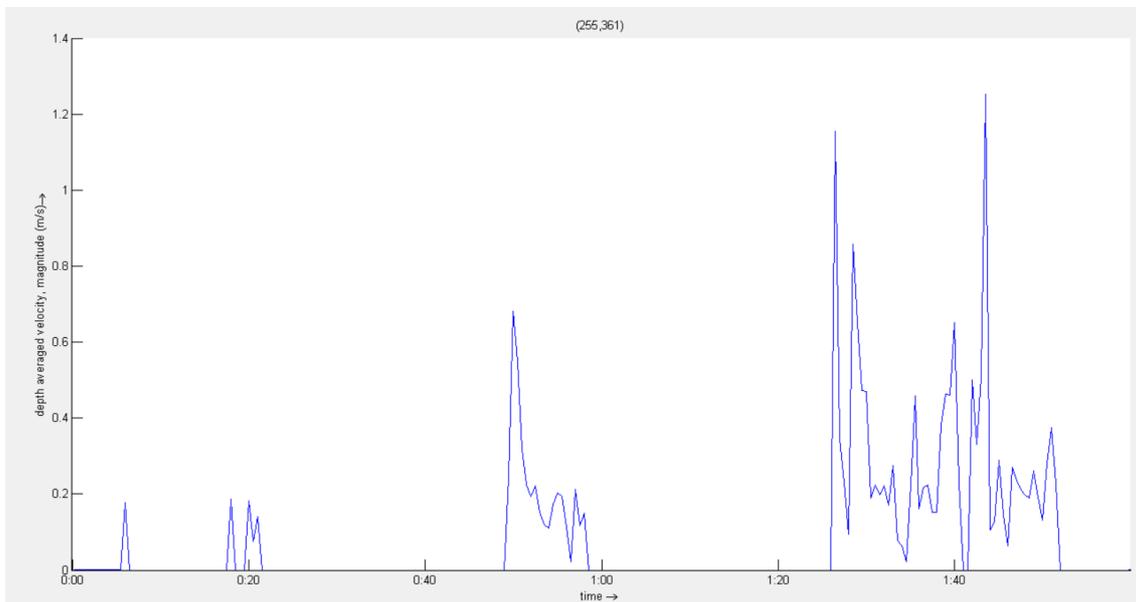


Figura 4.30 – Velocidade observadas para a fonte sísmica SCN1 no modelo hidrodinâmico.

4.2.2 Morfodinâmica

Tal como os resultados obtidos através da modelação hidrodinâmica, os resultados observados na modelação morfodinâmica foram consequentemente retirados através da ferramenta Quickplot e de seguida foram processados no software ArcGis Pro, para melhor visualização e interpretação dos resultados.

Dos resultados obtidos verificou-se que os resultados do cenário da Falha da Ferradura foi a que apresentou maior correspondência entre os valores alterações morfológicas, tal como é possível observar nos resultados a seguir apresentados. Para todas as fontes sísmicas foi utilizado uma escala de variação entre -0.6 – 0.6 m de erosão/deposição de maneira a normalizar os resultados.

Para a fonte sísmica de Banco de Gorringe é observada, apesar de não existir inundação relevante na zona estudada, alterações morfológicas junto à linha de costa (Figura 4.31). Foi também comparada a extensão máxima da inundação com alterações morfológicas observadas (Figura 4.32). Para esta fonte foi possível observar uma maior erosão (vermelho) do que deposição (azul) ao longo da linha de costa na zona de praia submersa como é observado na figura.

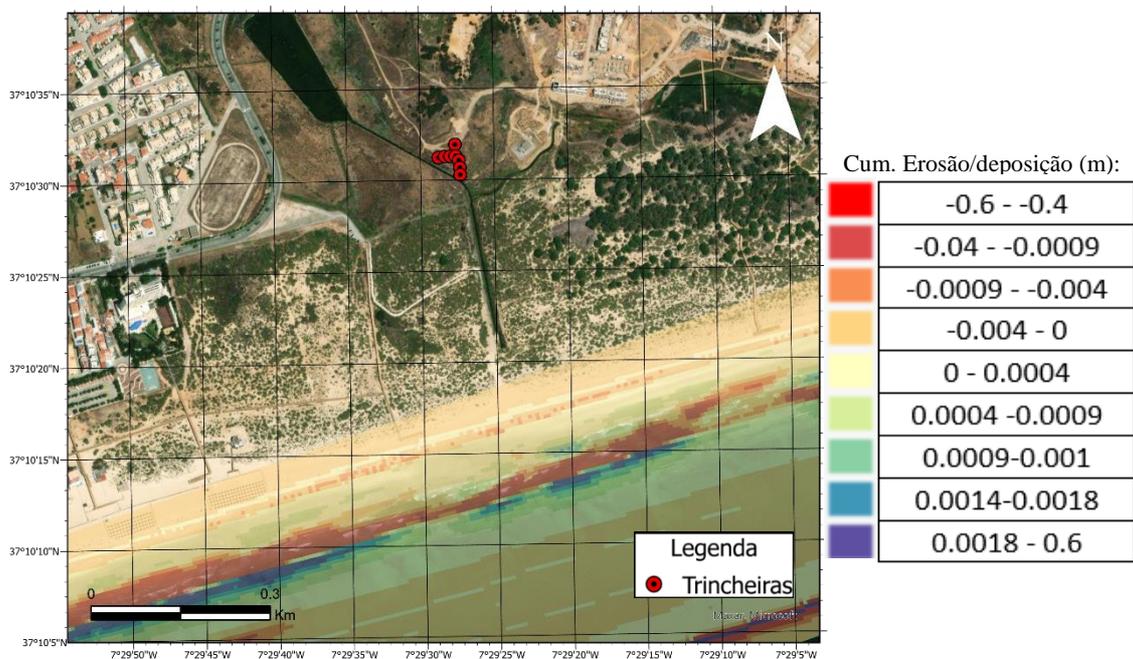


Figura 4.31 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte GB.

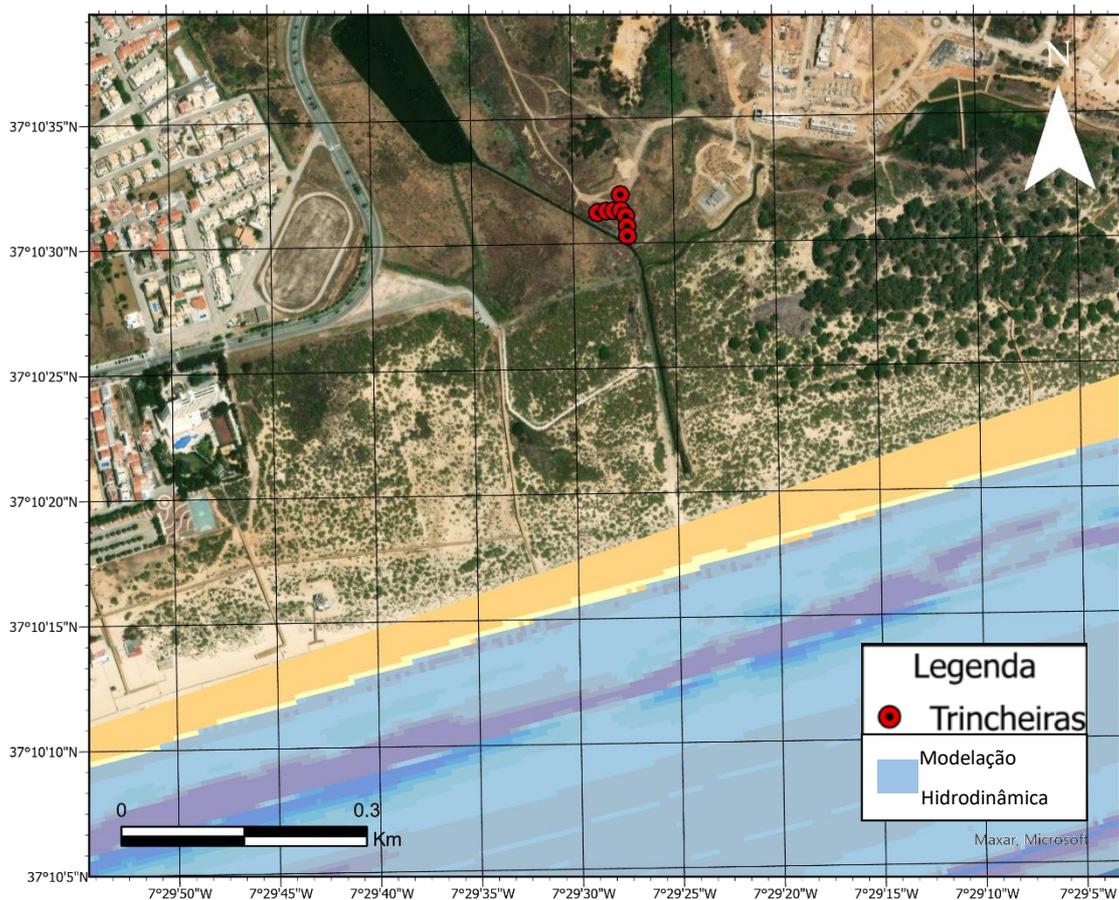


Figura 4.32 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica (inundação máxima) e morfodinâmica para a fonte sísmica GB.

Os resultados da modelação morfodinâmica para a fonte sísmica Falha da Ferradura mostram que nas zonas onde ocorreu inundação, incluindo na zona onde foram realizadas as trincheiras e sondagens, ocorreram as maiores alterações morfológicas (figura 4.33) entre todas as fontes sísmicas utilizadas, tendo obtido uma erosão máxima de 0.6 m de sedimentos depositados. E comparação entre os resultados obtidos pela modelação hidrodinâmica e morfodinâmica, Figura 4.34. Para esta fonte sísmica foi possível observar duas principais zonas de alterações morfológicas, uma na praia submarina onde o sedimento é aparentemente transportado para onshore e outra na zona dunar onde a duna é erodida e o sedimento depositado no seu tardoz.

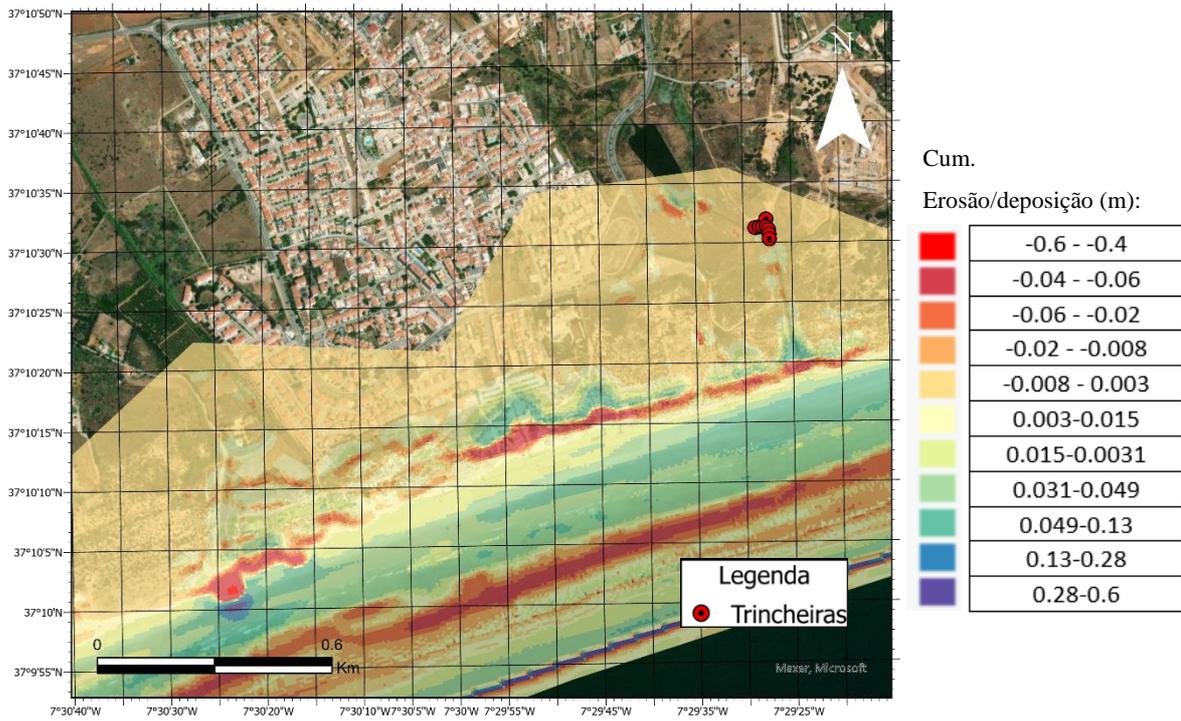


Figura 4.33 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte HSF.

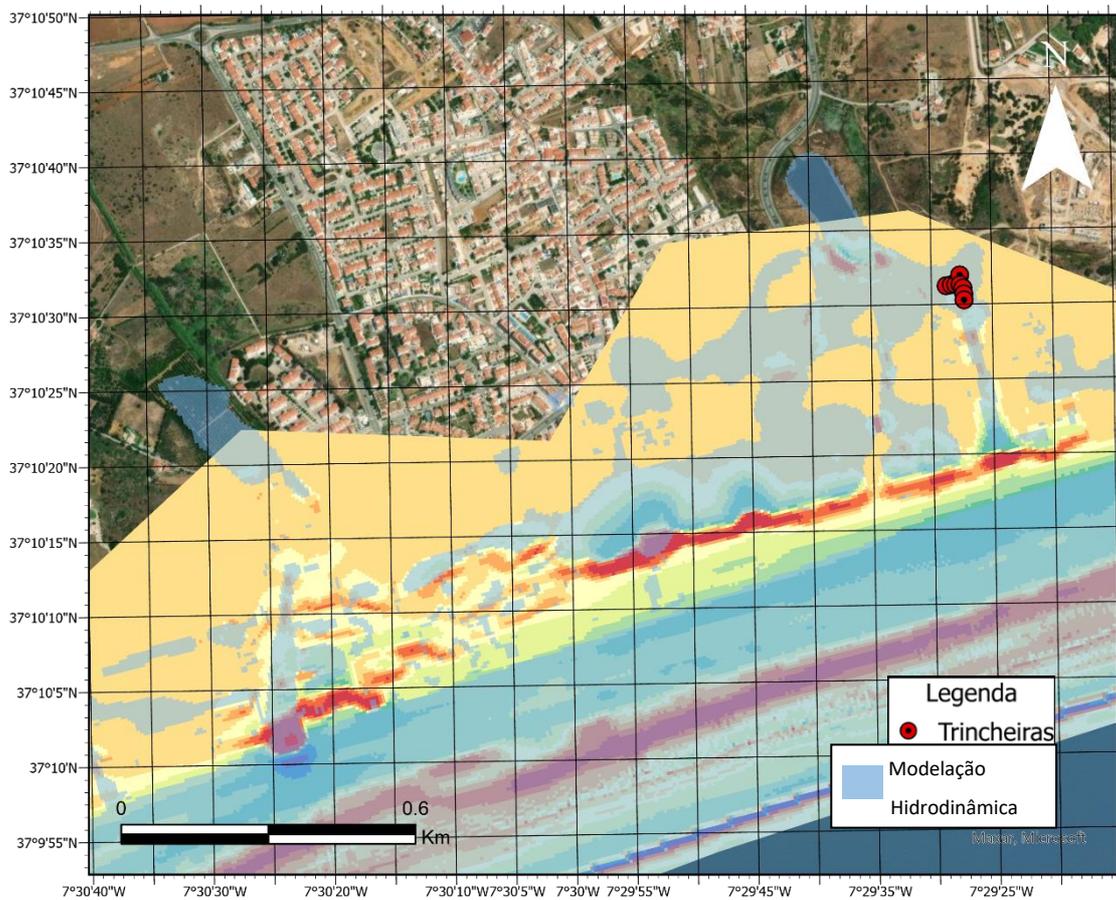


Figura 4.34 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica HSF.

Os resultados da modelação morfodinâmica para a fonte sísmica de Marquês de Pombal mostram que houve uma grande erosão/sedimentação a ocorrer na zona onde existiu inundação, Figura 4.35. Foi possível ainda verificar que existiu um máximo de 0.04 m de erosão e um máximo de 0.6 de deposição. Foi também obtido a comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica (Figura 4.36). Para esta fonte sísmica verificou-se uma grande erosão por toda a área galgada, conseqüentemente as zonas onde existiu maior deposição foram as zonas de duna e um pouco por toda a zona de praia submersa de Verde Lago.

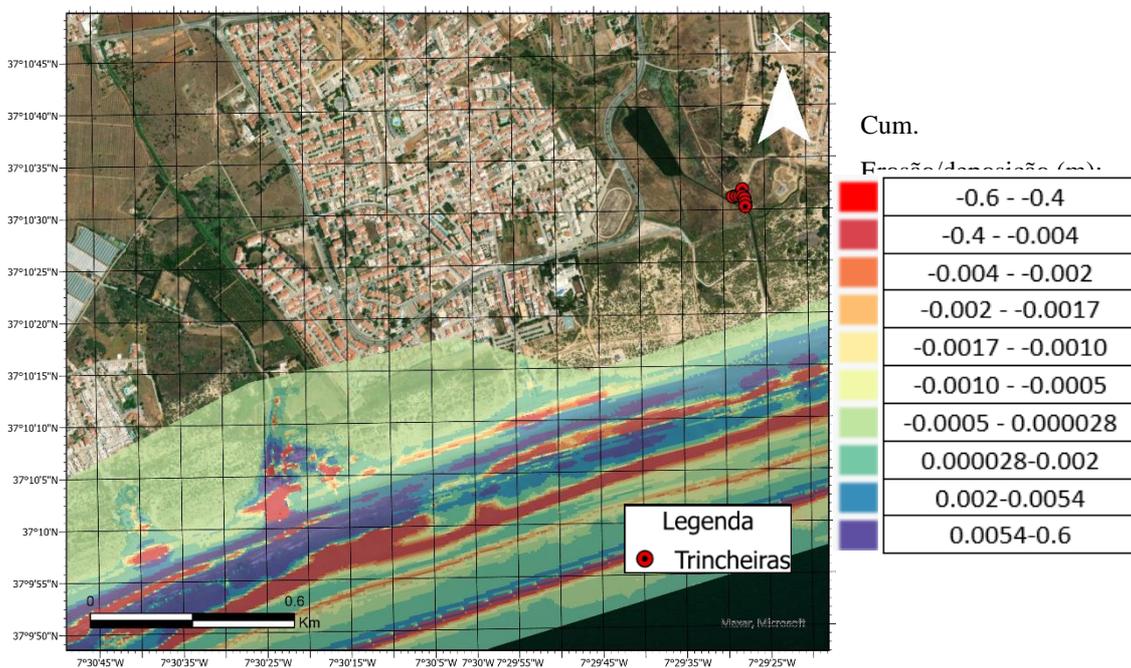


Figura 4.35 – Resultado da modelação numérica morfodinâmica da fonte MPF.

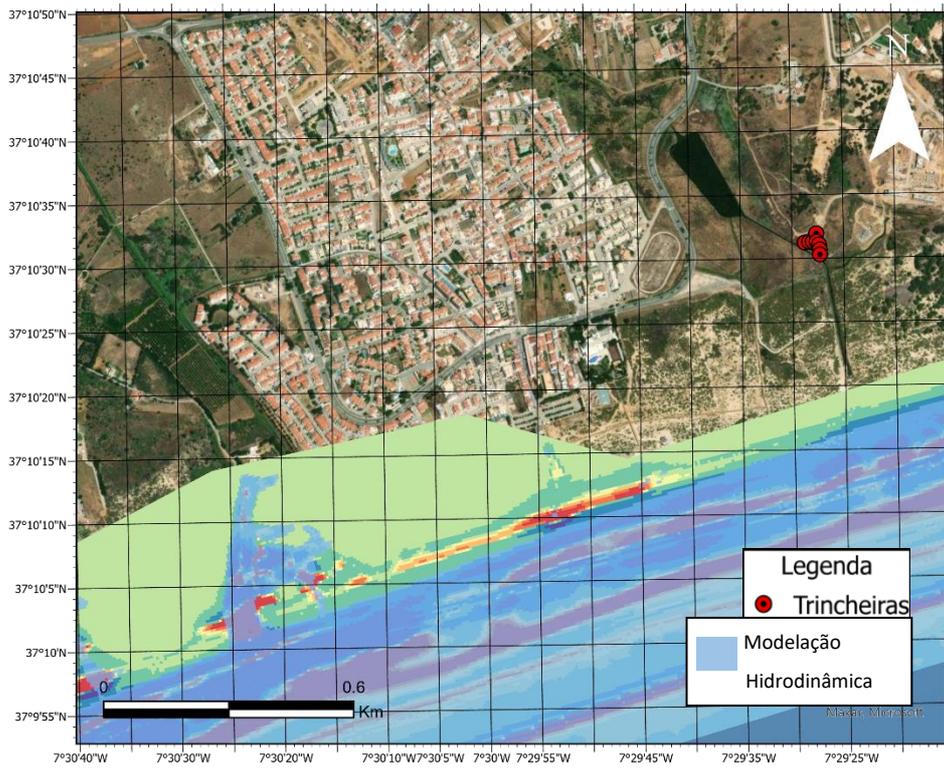


Figura 4.36 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica MPF.

Por fim, os resultados da fonte sísmica de Cenário 1 mostraram que houve grande transporte sedimentar, e conseqüentemente, grande erosão e acumulação sedimentar (Figura 4.37) existente na zona offshore. Foi ainda comparado o resultado da modelação hidrodinâmica com a modelação morfodinâmica, figura 4.38. Foi registado um valor máximo de 0.04 m de erosão e um valor máximo de deposição de 0.6. Para esta fonte sísmica verificou-se alguma erosão na zona offshore da linha de costa e uma grande deposição sedimentar ao longo da praia submersa deste local na zona de praia, como está representado na figura seguinte.

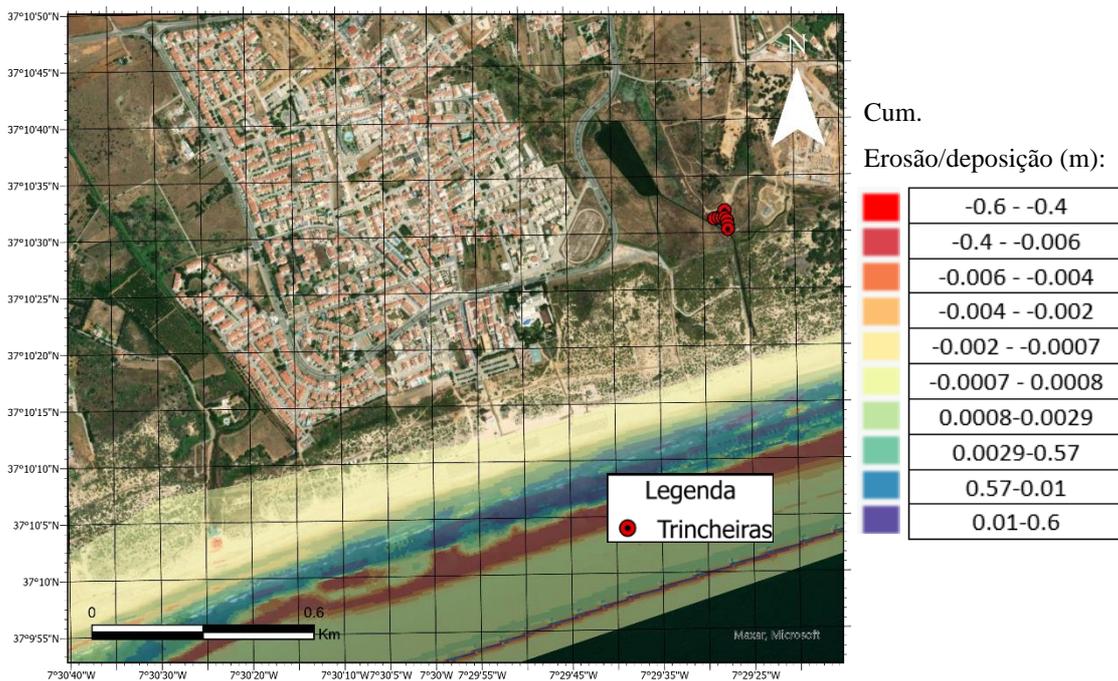


Figura 4.37 – Resultados da modelação morfodinâmica da fonte sísmica SCN1.

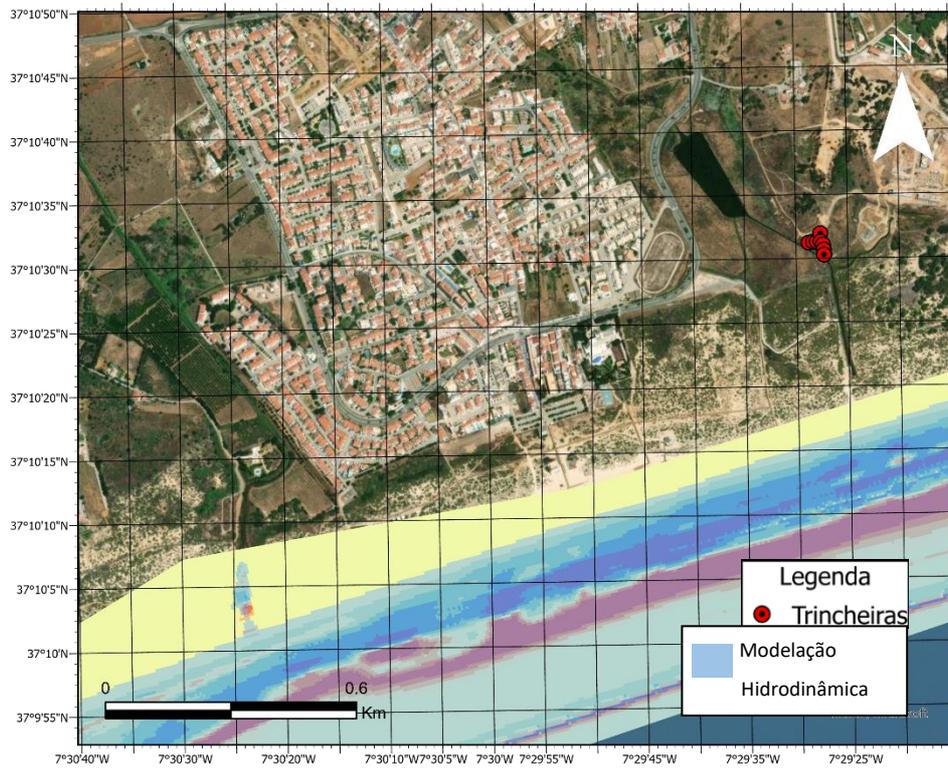


Figura 4.38 - Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica SCN1.

5. Discussão

5.1 Caracterização litoestratigráfica e sedimentológica da sequência tardi-holocénica da zona de Verde Lago;

Os resultados obtidos nas amostras recolhidas em Verde Lago, Algarve mostram que as unidades litoestratigráficas possuem uma dimensão de areia média a muito grosseira e uma classificação de mal calibradas a moderadamente calibradas quanto ao desvio padrão. As curvas de distribuição granulométrica mostram que estas amostras são aproximadamente de assimetria negativa a assimetria muito negativa e muito leptocúrtica a muito platicúrtica. Estes resultados sugerem que em grande parte das amostras existiram mudanças nas condições de forçamento prevalecentes ao longo do tempo de formação da planície litoral: a modificação da intensidade do vento, da energia das ondas, ou ainda da fonte sedimentar, apoiando assim o argumento de que estes depósitos fazem parte de eventos extremos.

Na correlação entre a curtose gráfica ($K\sigma$) e a assimetria (SK_1) observam-se dois grupos distintos. O primeiro grupo apresenta amostras bem calibradas e leptocúrticas a platicúrticas, e é constituído maioritariamente por amostras superficiais e de análogos atuais.

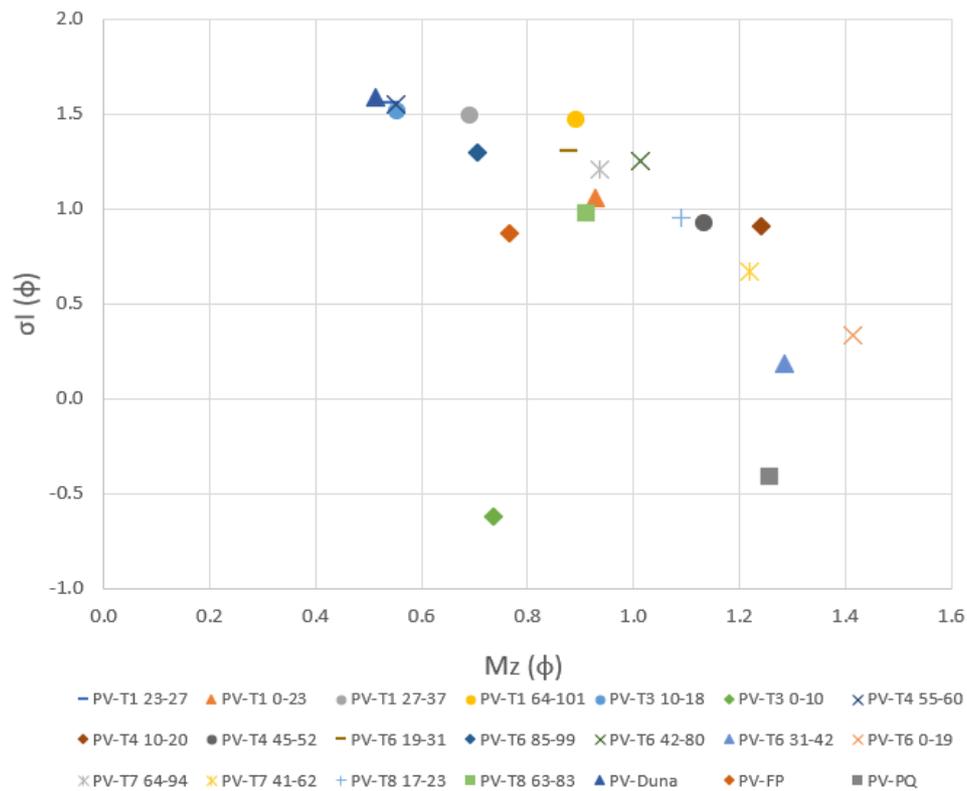


Figura 5.1 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Diâmetro médio versus o desvio-padrão.

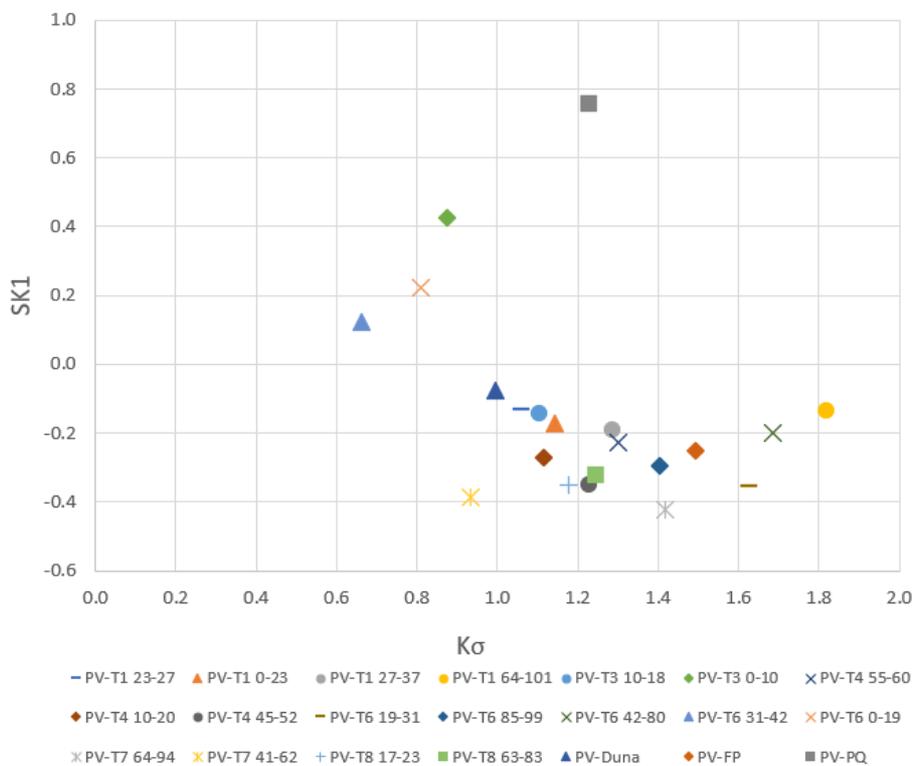


Figura 5.2 – Caracterização textural das 18 amostras de areia recolhidas das trincheiras localizadas em Verde Lago (Algarve, Portugal). Projção da curtose gráfica contra a assimetria.

Após a determinação de parâmetros estatísticos no programa GRADISTAT, foi observado que na maioria dos resultados obtidos existe um aumento dos valores de D_{10} à medida que nos aproximamos da superfície. Por outro lado, existe uma relação inversa quando são observados os resultados de D_{90} . Estas variações podem traduzir num aumento granulométrico para a superfície. Tal como traduz mais dinamismo e eventualmente uma maior propensão para galgamentos.

Através da caracterização da litoestratigrafia das trincheiras e sondagens foi possível estabelecer uma sequência estratigráfica tardi-holocénica (genérica) para este local (figura 5.3). Esta sequência traduz-se essencialmente, em cinco unidades litoestratigráficas (do topo para a base): solo eólico (A), areia com seixos (B), lodo castanho (C), areia branca (D) e lodo cinzento (E). Neste local verifica-se nesta uma alternância entre níveis arenosos e lodosos, o que indica diferentes condições ambientais e forçamento.

Os sedimentos das unidades B e D exibem uma assinatura marinha mais evidente quando comparado com as unidades C e E, que correspondem a sedimentação de origem terrestre, dominada por lodos. Este padrão de sedimentação pertencente às unidades C e E foi interrompido por um evento responsável pela deposição da unidade D, um estrato de areia de material mais grosseiro, isto sugerindo condições de maior energia e sedimentação de origem marinha.

A unidade basal lodosa intercalada com a presença de dois estratos arenosos, separados daquela por um contato erosivo, deixa implícito um mecanismo de deposição por uma inundação marinha repentina e abrupta, em vez de um processo gradual relacionado com a subida do nível do mar. Estes resultados partilham semelhanças com os processos deposicionais e erosivos descritos por Costa (et. al, 2012) numa área geomorfológica semelhante (Lagoa dos Slagados).

A presença da unidade litoestratigráfica E na zona de estudo, é característico de zonas lagunares/zona de ria, enquanto que a unidade C é indicativo da presença de uma zona estuarina periodicamente galgada pelas águas marinhas. Esta interpretação é feita com base na correspondência estratigráfica regional (Andrade *et al.*, 2016).

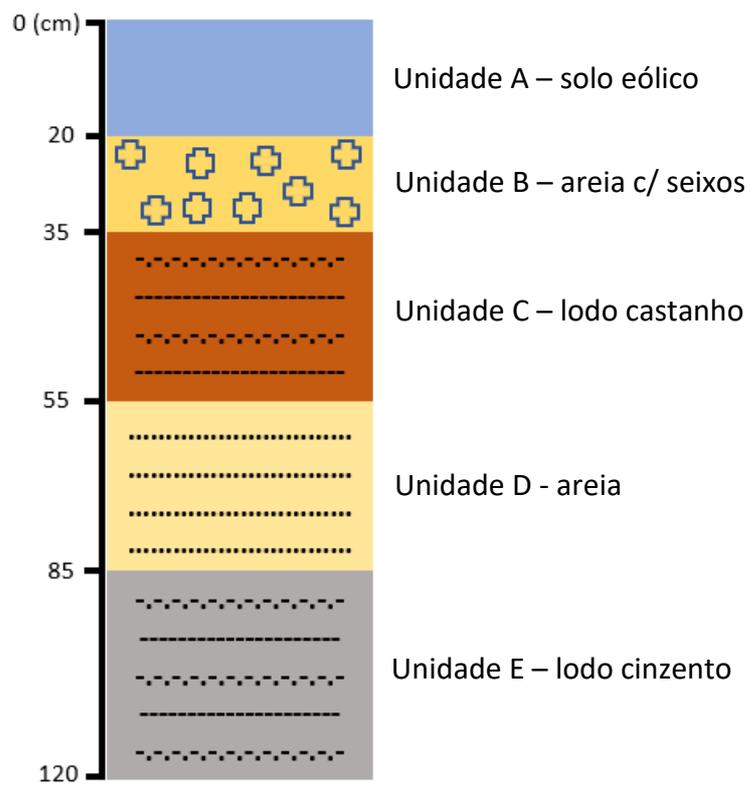


Figura 5.3 – Registo esquemático da estratigrafia observada em Verde Lago (Algarve, Portugal), indicando as unidades litoestratigráficas principais.

Os resultados obtidos da amostra PV-PQ ainda no software GRADISTAT, relativamente à distribuição dimensional (figura 5.4), sugerem uma fonte exclusiva ou um número reduzido de fontes sedimentares, pois a curva de distribuição apresenta-se unimodal.

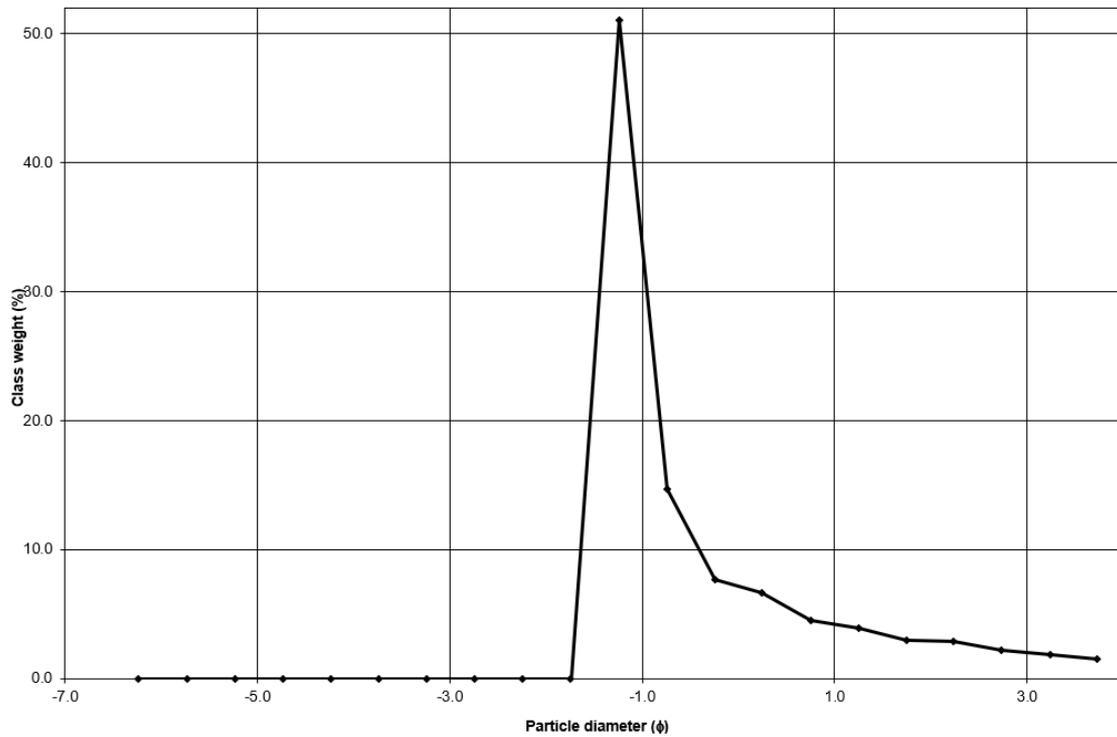


Figura 5.4 – Distribuição entre o diâmetro das partículas e o seu peso, fornecido pelo software GRADISTAT.

5.2 Modelação numérica e contribuição para a definição de risco tsunamigénico no Algarve;

A correlação entre a assinatura textural mais grosseira (comum em depósitos de tsunami) – unidade D no log esquemático - e as datações obtidas não sugerem uma correlação direta com o tsunami de 1755, mas uma eventual associação ao evento tsunamigénico de 3600 BP.

Como observado no capítulo dos resultados, de todas as fontes sísmicas testadas neste modelo numérico apenas um evento gerado pela fonte sísmica HSF aparenta ser capaz de inundar a zona onde estão localizados os potenciais depósitos de tsunami (figura 5.5). Esta fonte obteve uma extensão máxima de inundação de aproximadamente 390 m desde a linha de costa inundando várias áreas ao redor e incluindo a zona que integra as trincheiras e sondagens realizadas. No entanto, apenas a segunda onda de tsunami foi capaz de atingir estes resultados. Esta fonte obteve ainda velocidades máximas de 2.8 m/s e uma altura da coluna de água (*water level*) máxima de 5.34 m. Estes resultados partilham semelhanças com o trabalho de Bosnic (et. al, 2021), onde são aplicados três das mesmas fontes sísmicas. A fonte sísmica de HSF apresenta valores semelhantes de velocidade máxima: nos resultados aqui apresentados verificou-se uma velocidade de 2.8 m/s e no artigo referenciado foi obtido um valor de 2.03 m/s, mas apenas na primeira onda de tsunami.

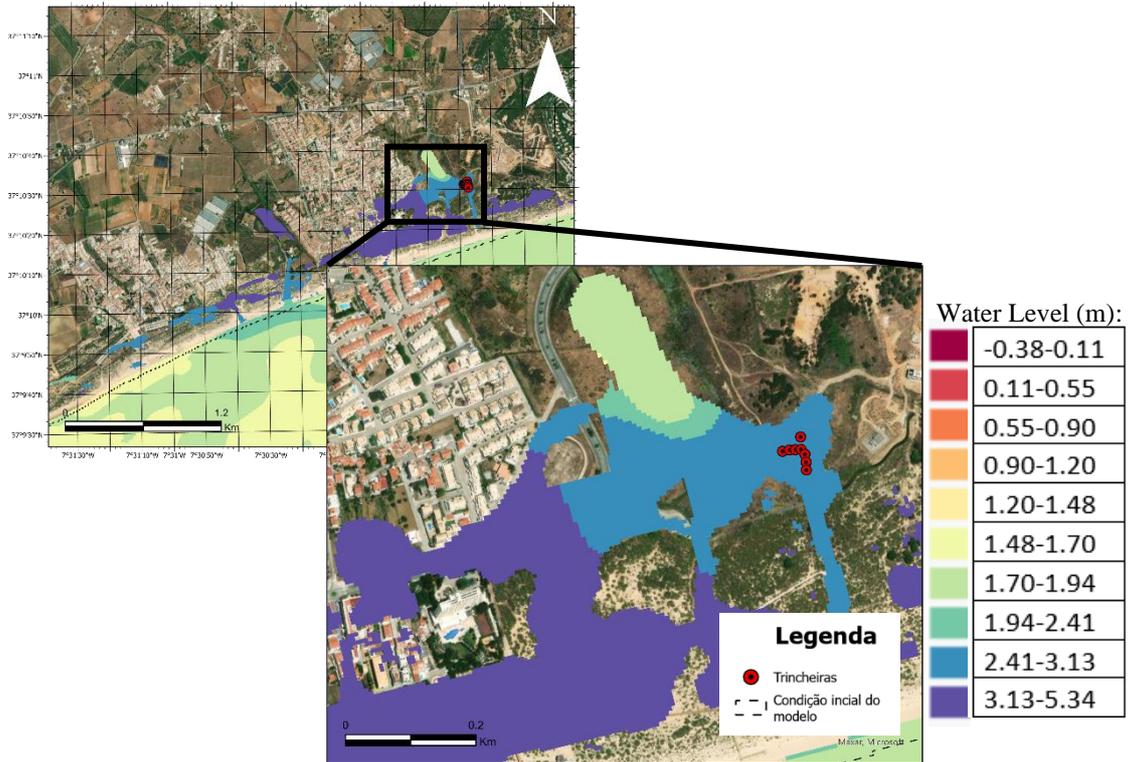


Figura 5.5 – Resultado da modelação numérica da fonte HSF. Extensão máxima, da segunda onda de tsunami, de 846.34 m comparando com as condições iniciais do modelo.

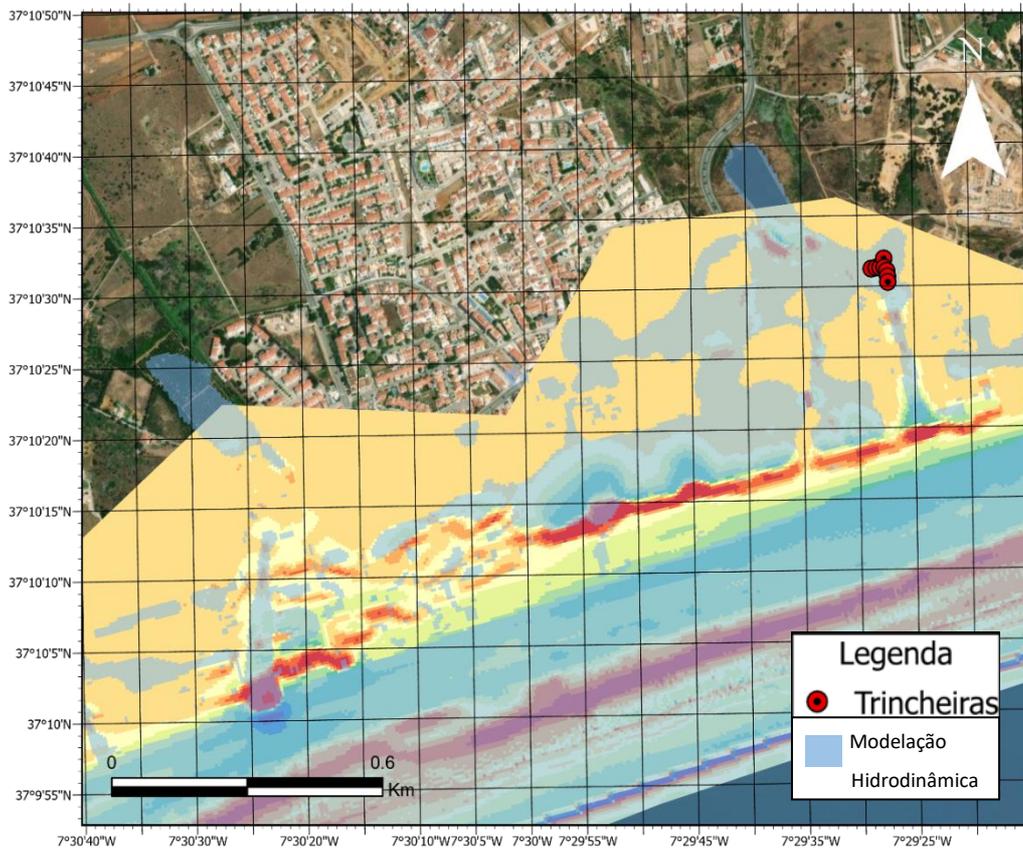


Figura 5.6 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica HSF.

Para as restantes fontes (i.e., SCN1, GB e MPF) não foi verificado qualquer tipo de inundação no local onde foram realizadas as sondagens e trincheiras (figura 5.7, 5.8 e 5.9). Enquanto para as fontes de MPF e SCN1 ainda existiu algum tipo de inundação, o mesmo não foi verificado quando a fonte sísmica de GB foi aplicada. Este resultado pode ser explicado pelo longo percurso que esta fonte percorre (>200 km) antes de atingir a costa.

Apesar dos resultados das datações apontarem para outro evento, se a fonte sísmica for a mesma, o registo sedimentar obtido aqui pode eventualmente ajudar, no futuro com mais trabalho e afinação dos modelos numéricos a reduzir as fontes possíveis para o evento de 1755. É importante evidenciar que este exercício não resolve definitivamente a antiga questão sobre a origem do terramoto de 1755.

Estes resultados são relevantes, pois podem contribuir para limitar o número de fontes a serem consideradas para eventos extremos ocorridos no passado. Além disso, esta abordagem pode eventualmente contribuir para estabelecer avaliações de risco mais precisas para a Península Ibérica e o Atlântico Norte médio. Contudo, é fundamental reconhecer que a questão sobre a origem exata do terramoto de 1755 ainda permanece sem resposta inequívoca.

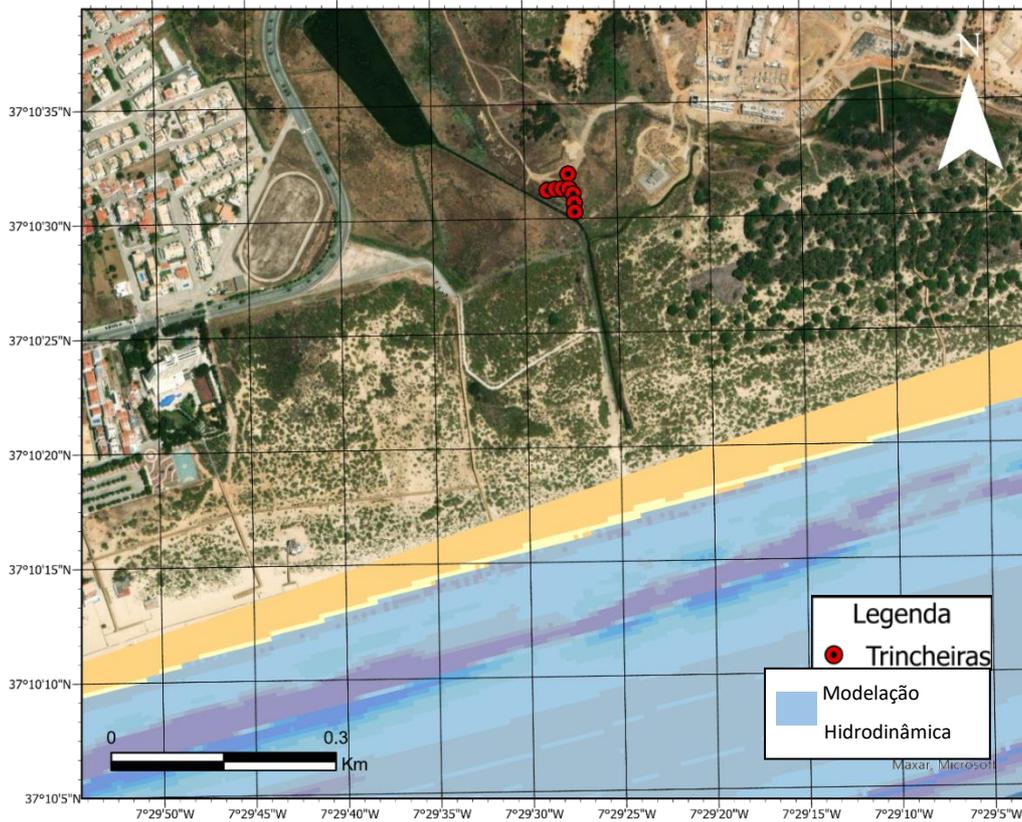


Figura 5.7 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica GB.

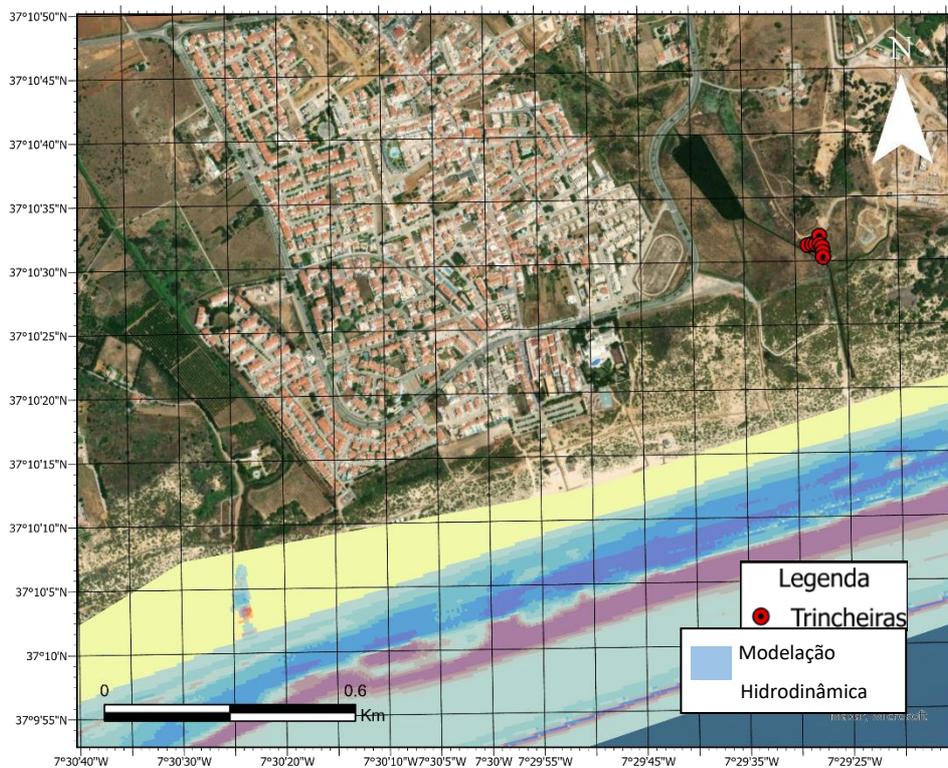


Figura 5.8 - Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica SCN1.

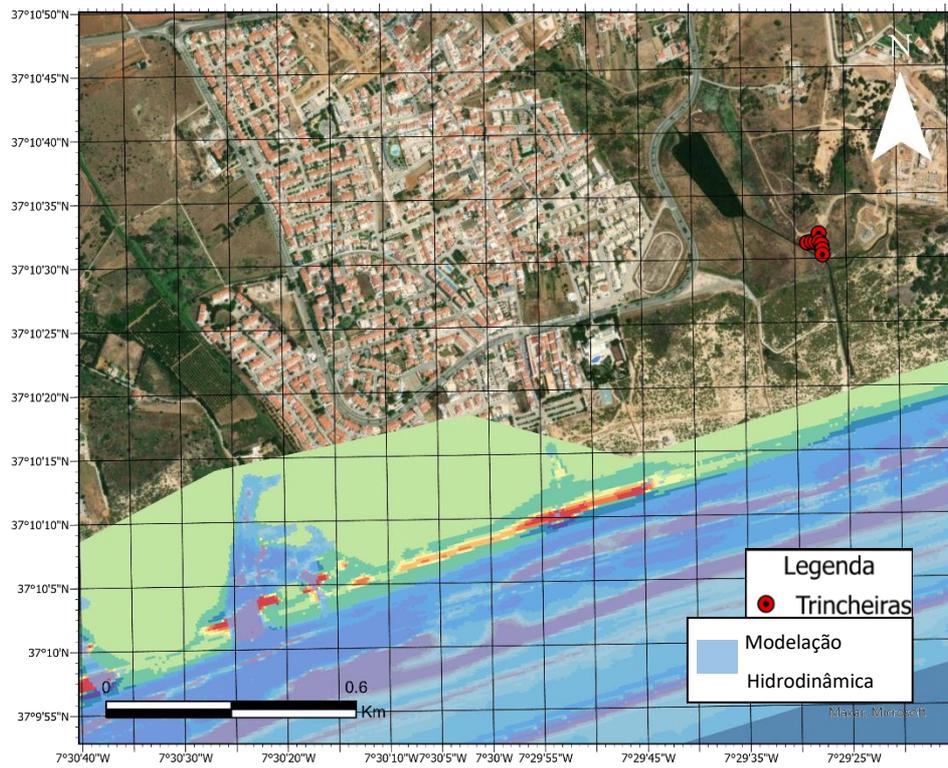


Figura 5.9 – Comparação entre os resultados da modelação hidrodinâmica e morfodinâmica para a fonte sísmica MPF.

6. Conclusão

Neste trabalho procura-se, através da modelação numérica e da sua validação com dados sedimentológicos, simular os impactos e inferir dados quantitativos sobre os galgamentos que ocorrem na zona de Verde Lago, Algarve. Para tal é aplicada a técnica de modelação numérica para uma melhor compreensão dos resultados e comparação com os dados sedimentológicos recolhidos/observados em campo.

Este estudo, sugere que a fonte sísmica da Falha de Ferradura apresenta a melhor concordância com os padrões de alterações morfológicas previstos e os potenciais depósitos de tsunami observados no terreno. Os resultados das datações por radiocarbono apontam aparentemente para um evento extremo associado ao evento de 3600 BP. Os resultados aqui apresentados são relevantes podendo contribuir para trabalhos futuros utilizando este tipo de técnica de modelação numérica.

No futuro, é imperativo aprofundar as pesquisas acerca da interrelação entre a modelação numérica e os dados geológicos. Tal trajetória, por conseguinte, irá permitir uma compreensão mais refinada dos impactos de ocorrências semelhantes, e contribuirá para o aprimoramento da aptidão em avaliar tanto o perigo de tsunamis quanto a fragilidade costeira. Urge que se intensifiquem os esforços na colheita de dados de alta resolução granulométrica das eventuais acumulações resultantes de tsunamis, preferencialmente dentro da mesma região objeto do estudo acerca do evento, com vistas a amplificar a robustez das inferências efetuadas.

7. Bibliografia

Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. A., & Costa, P. J. (2016). On the Sedimentological and Historical Evidences of Seismic-Triggered Tsunamis on the Algarve Coast of Portugal. *Plate boundaries and natural hazards*, 219-238.

Andrade, C., Freitas, M. C., Miranda, J. M., Baptista, M. A., Cachão, M., Silva, P., & Munhá, J. (2003, May). Recognizing possible tsunami sediments in the ultradissipative environment of the Tagus estuary (Portugal). In *Coastal sediments* (Vol. 3, pp. 1-14).

Apotsos, A., Jaffe, B., & Gelfenbaum, G. (2011). Wave characteristic and morphologic effects on the onshore hydrodynamic response of tsunamis. *Coastal Engineering*, 58(11), 1034-1048.

Apotsos, A., Gelfenbaum, G., & Jaffe, B. (2011). Process-based modeling of tsunami inundation and sediment transport. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F1).

Apotsos, A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B., Watt, S., Peck, B., Buckley, M., & Stevens, A. (2011). Tsunami inundation and sediment transport in a sediment-limited embayment on American Samoa. *Earth-Science Reviews*, 107(1-2), 1-11.

Apotsos, A., Jaffe, B., & Gelfenbaum, G. (2011). Wave characteristic and morphologic effects on the onshore hydrodynamic response of tsunamis. *Coastal Engineering*, 58(11), 1034-1048.

Baptista, M. A., & Miranda, J. M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural hazards and earth system sciences*, 9(1), 25-42.

Blott, S.J. and Pye, K. (2001) Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

Bosnic, I., Costa, P. J., Dourado, F., La Selle, S., & Gelfenbaum, G. (2021). Onshore flow characteristics of the 1755 CE Lisbon tsunami: Linking forward and inverse numerical modeling. *Marine Geology*, 434, 106432.

Costa, M., Silva, R., & Vitorino, J. (2001). Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. *2ª Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*, 20.

Costa, P.J.M. (2022), Teixeira, S.B., Andrade, C. (2022). Variações espaciais em depósitos de tsunami no litoral algarvio: inferências sobre distâncias de inundação. 6ª Conferência sobre Morfodinâmica Estuarina e Costeira - MEC2022. LNEC, Lisboa. 6 a 8 de Junho de 2022.

Costa, P. J. M. (2012). Sedimentological Signatures of Extreme Marine Inundations [Ph. D. Thesis]: University of Lisbon. Portugal (245 pp.).

Costa, P. J., Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. A., da Silva, C. M., Omira, R., ... & Dawson, A. G. (2011). Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(15), 2054-2068.

Costa, P. J., Lario, J., & Reicherter, K. (2022). Tsunami deposits in atlantic iberia: a succinct review. *Historical Earthquakes, Tsunamis and Archaeology in the Iberian Peninsula*, 105-126.

Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas, M. D. C., Oliveira, M. A., Lopes, V., Dawson, A. G., ... & Jouanneau, J. M. (2012). A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: characterizing sediment, reconstructing sources and inundation paths. *The Holocene*, 22(8), 899-914.

Costa, P. J., Costas, S., González-Villanueva, R., Oliveira, M. A., Roelvink, D., Andrade, C., ... & Murray, A. (2016). How did the AD 1755 tsunami impact on sand barriers across the southern coast of Portugal?. *Geomorphology*, 268, 296-311.

Costa, P. J. M. (2016). Imprints of the AD 1755 tsunami in Algarve (south Portugal) lowlands and post-impact recovery. *Tsunamis and earthquakes in coastal environments*.

Costa, P. J., Andrade, C., Dawson, A. G., Mahaney, W. C., Freitas, M. C., Paris, R., & Taborda, R. (2012). Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology*, 275, 55-69.

Costa, P. J., Dawson, S., Ramalho, R. S., Engel, M., Dourado, F., Bosnic, I., & Andrade, C. (2021). A review on onshore tsunami deposits along the Atlantic coasts. *Earth-Science Reviews*, 212, 103441.

Deltares, D. (2013). Delft3D-FLOW user manual. *Deltares Delft, The Netherlands*, 330.

Dourado, F., Costa, P. J., La Selle, S., Andrade, C., Silva, A. N., Bosnic, I., & Gelfenbaum, G. (2021). Can modeling the geologic record contribute to constraining the tectonic source of the 1755 CE Great Lisbon Earthquake?. *Earth and Space Science*, 8(4), e2020EA001109.

Feist, L., Costa, P. J., Bellanova, P., Bosnic, I., Santisteban, J. I., Andrade, C., ... & Reicherter, K. (2023). Holocene offshore tsunami archive—Tsunami deposits on the Algarve shelf (Portugal). *Sedimentary Geology*, 448, 106369.

Feist, L., Frank, S., Bellanova, P., Laermanns, H., Cämmerer, C., Mathes-Schmidt, M., ... & Reicherter, K. (2019). The sedimentological and environmental footprint of extreme wave events in Boca do Rio, Algarve coast, Portugal. *Sedimentary geology*, 389, 147-160.

Folk, R.L. and Ward, W.C. (1957) A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

Hindson, R. A., & Andrade, C. (1999). Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56(1), 27-38.

Jaffe, B. E., & Gelfenbuam, G. (2007). A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, 200(3-4), 347-361.

Jaffe, B. E., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B. M., Fujino, S., & Nishimura, Y. (2012). Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 282, 90-109.

Jaffe, B. E., & Gelfenbuam, G. (2007). A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, 200(3-4), 347-361.

Kortekaas, S., & Dawson, A. G. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200(3-4), 208-221.

Li, L., Qiu, Q., & Huang, Z. (2012). Numerical modeling of the morphological change in Lhok Nga, west Banda Aceh, during the 2004 Indian Ocean tsunami: understanding tsunami deposits using a forward modeling method. *Natural hazards*, 64, 1549-1574.

Moreira, S., Costa, P. J., Andrade, C., Lira, C. P., Freitas, M. C., Oliveira, M. A., & Reichart, G. J. (2017). High resolution geochemical and grain-size analysis of the AD 1755 tsunami deposit: Insights into the inland extent and inundation phases. *Marine Geology*, 390, 94-105.

Okada, Y. (1985) Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.

Quintela, M., Costa, P. J., Fatela, F., Drago, T., Hoska, N., Andrade, C., & Freitas, M. C. (2016). The AD 1755 tsunami deposits onshore and offshore of Algarve (south Portugal):

Sediment transport interpretations based on the study of Foraminifera assemblages. *Quaternary international*, 408, 123-138.

Ramalho, I., Omira, R., El Moussaoui, S., Baptista, M. A., & Zaghloul, M. N. (2018). Tsunami-induced morphological change—A model-based impact assessment of the 1755 tsunami in NE Atlantic from the Morocco coast. *Geomorphology*, 319, 78-91.

Ramalho, R. S., Winckler, G., Madeira, J., Helffrich, G. R., Hipólito, A., Quartau, R., ... & Schaefer, J. M. (2015). Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence, *Sci. Adv.*, 1, e1500456.

Sugawara, D., & Goto, K. (2012). Numerical modeling of the 2011 Tohoku-oki tsunami in the offshore and onshore of Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, 282, 110-123.

Tudor, F. M. (2017). Critérios de reconhecimento dos depósitos de inundação tsunamigénica no contexto do Ordenamento do Território (Doctoral dissertation).

Tudor, M., Ramos-Pereira, A., & Costa, P. J. (2020). A possible tsunami deposit associated to the CE 1755 Lisbon earthquake on the Western Coast of Portugal. *Geosciences*, 10(7), 257.

Vizcaino, A., Gràcia, E., Pallàs, R., Garcia-Orellana, J., Escutia, C., Casas, D., ... & Dañobeitia, J. J. (2006). Sedimentology, physical properties and age of mass transport deposits associated with the Marquês de Pombal Fault, Southwest Portuguese Margin.

Wei, Y., Arcas, D., 2010. PMEL Tsunami Forecast Series. A Tsunami Forecast Model for Kodiak, Alaska: Contribution No. 1763 From NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, Contribution No. 1763 From Joint Institute for the Study of Atmosphere and Ocean (JISAO), Vol. 4.

Websites consultados:

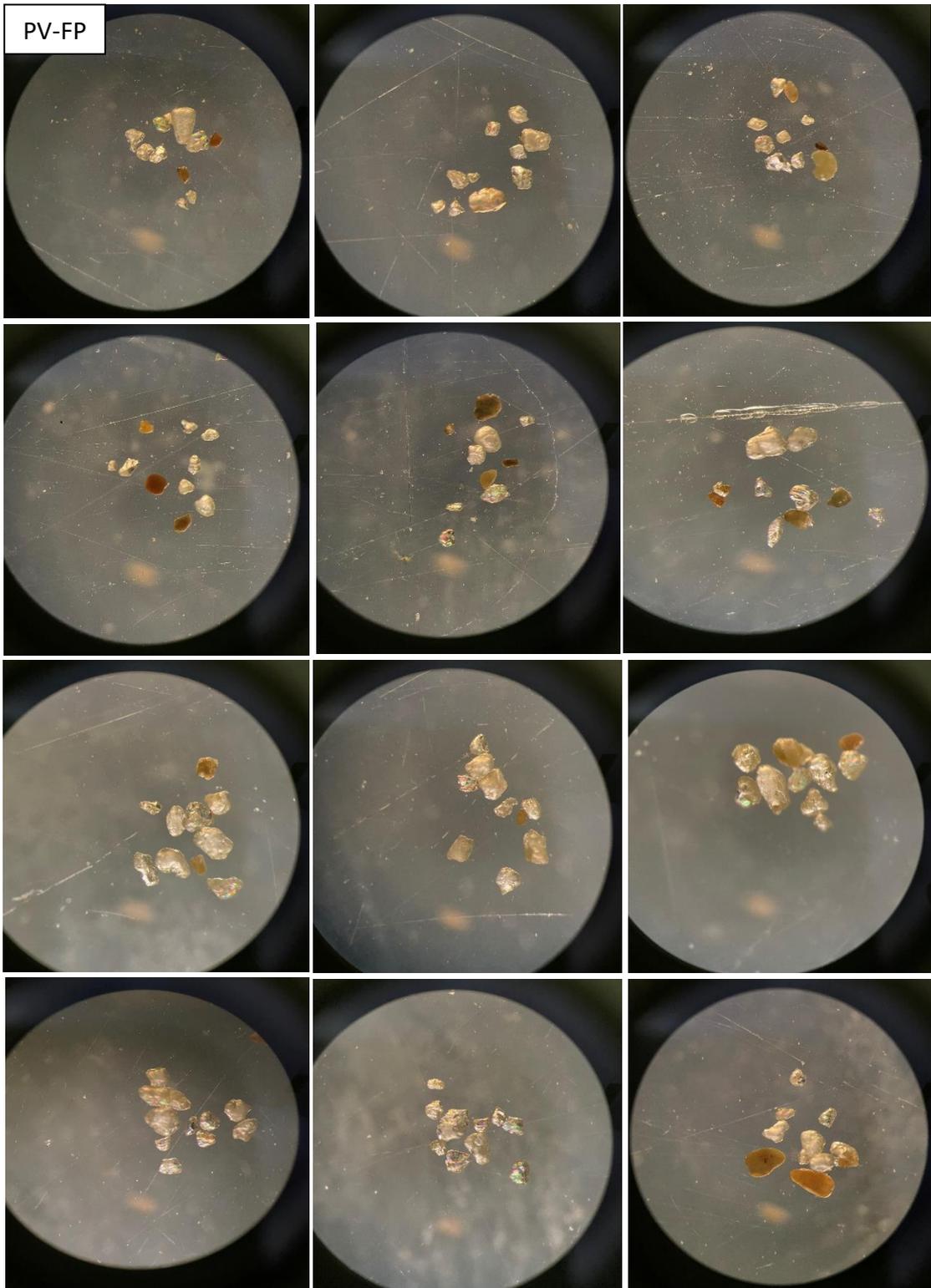
<https://icnf.pt/conservacao/reservasnaturais/rnsapaldecastromarimevilarealdesantoantoni>
o (22/04/2023)

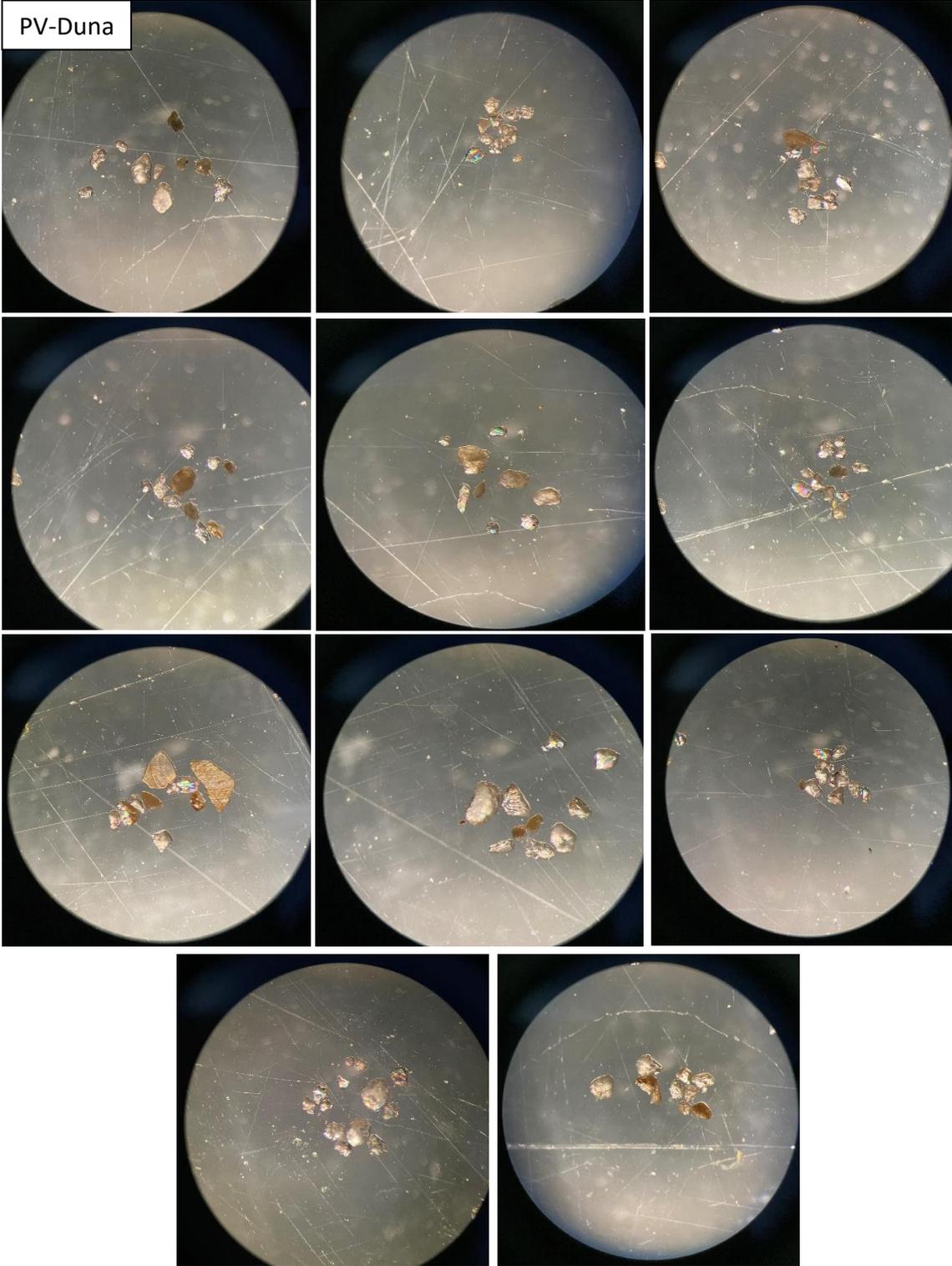
<https://cm-castromarim.pt/site/conteudo/freguesias> (01/05/2023)

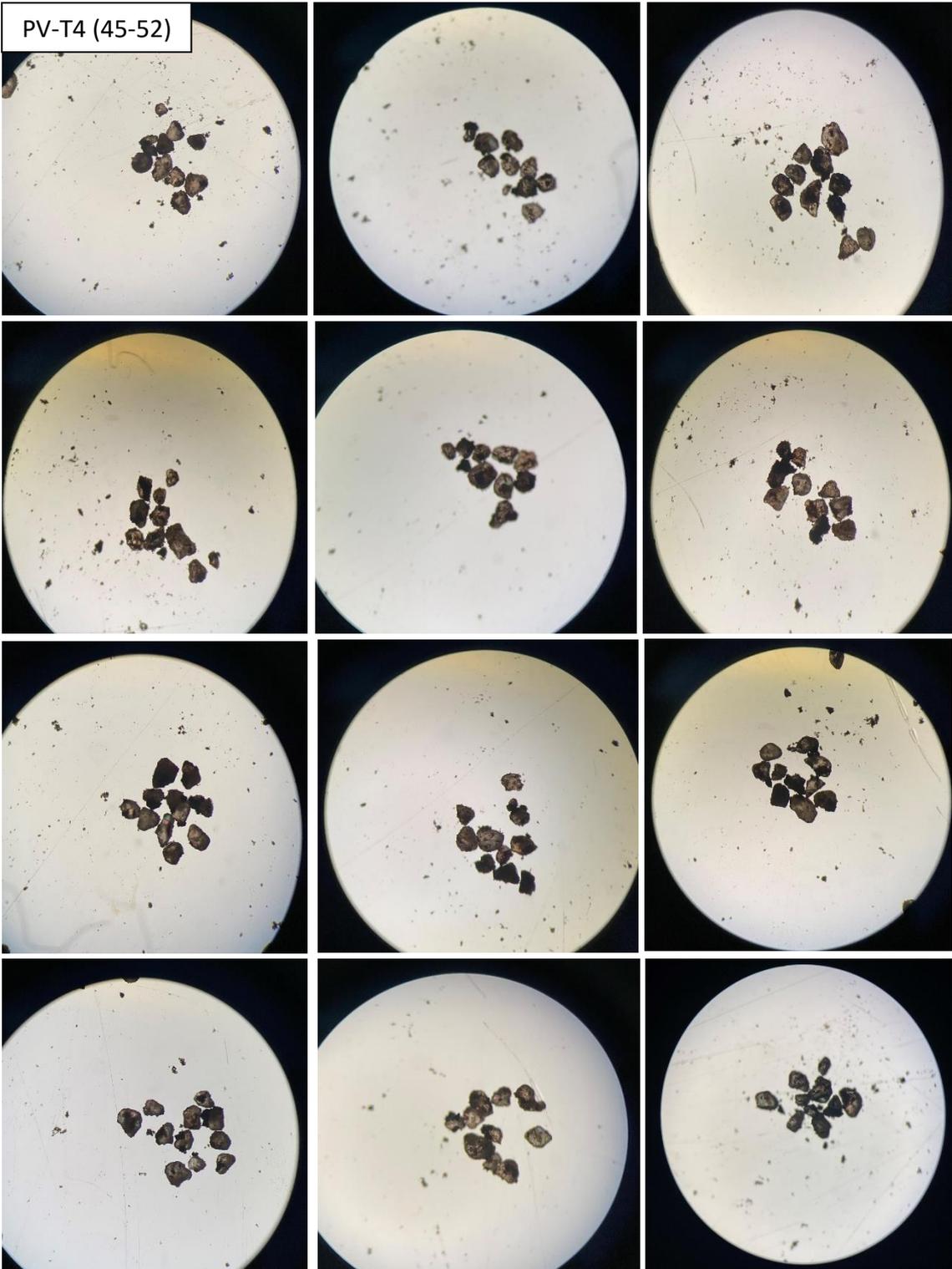
<https://cm-castromarim.pt/site/conteudo/patrimonio-natural> (01/05/2023)

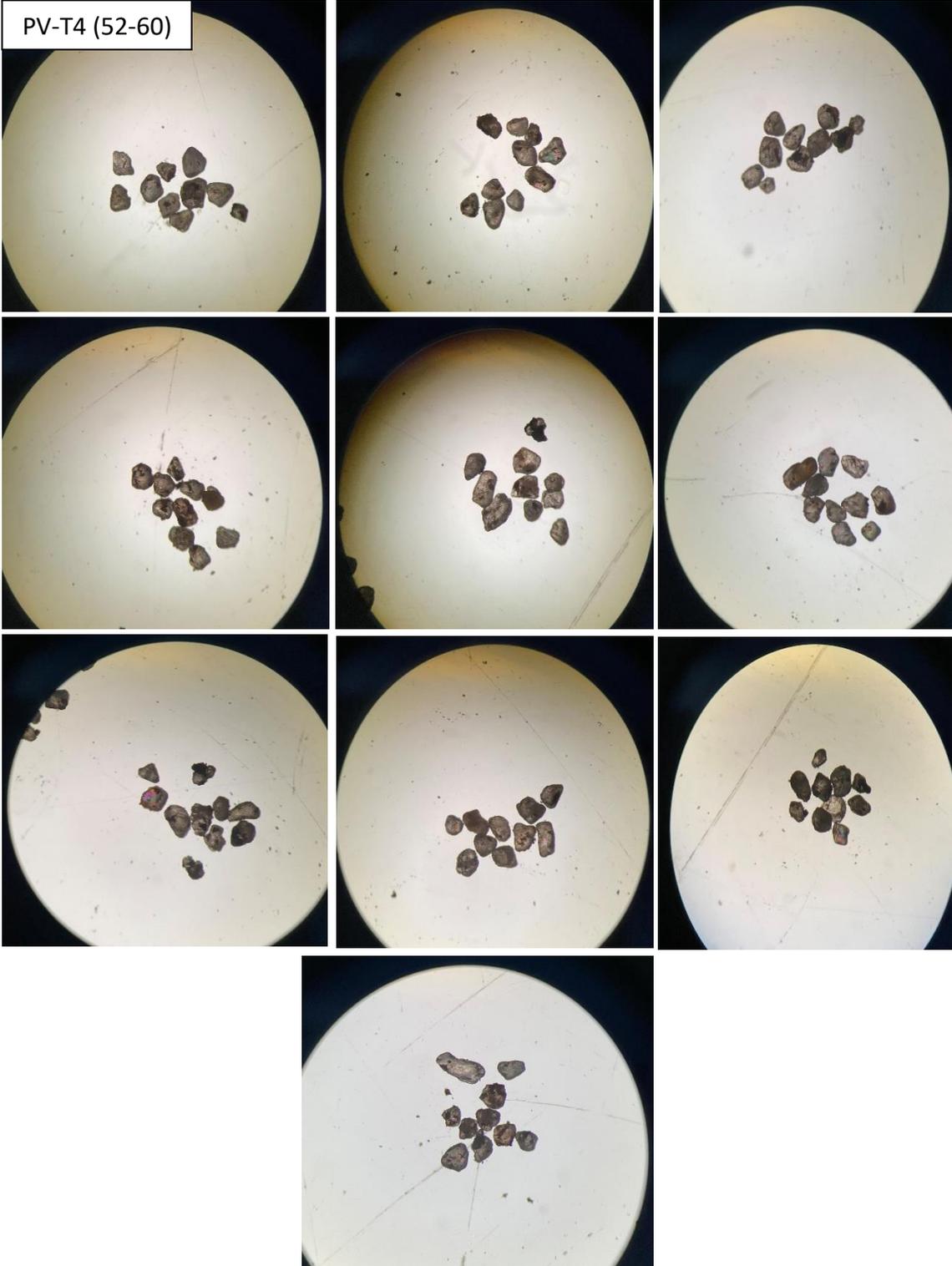
8. Anexos

Anexo A – Datos sedimentológicos observados

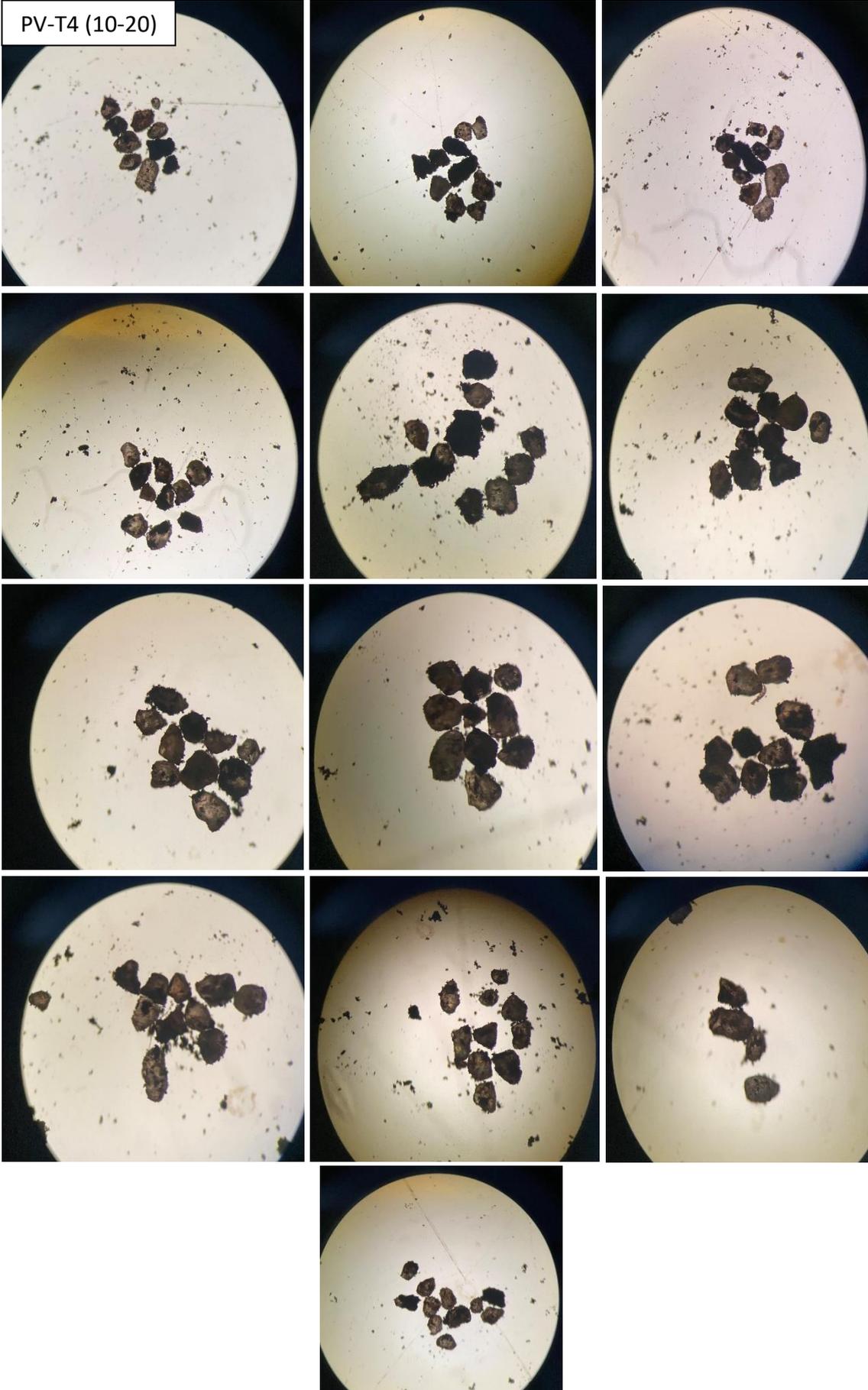


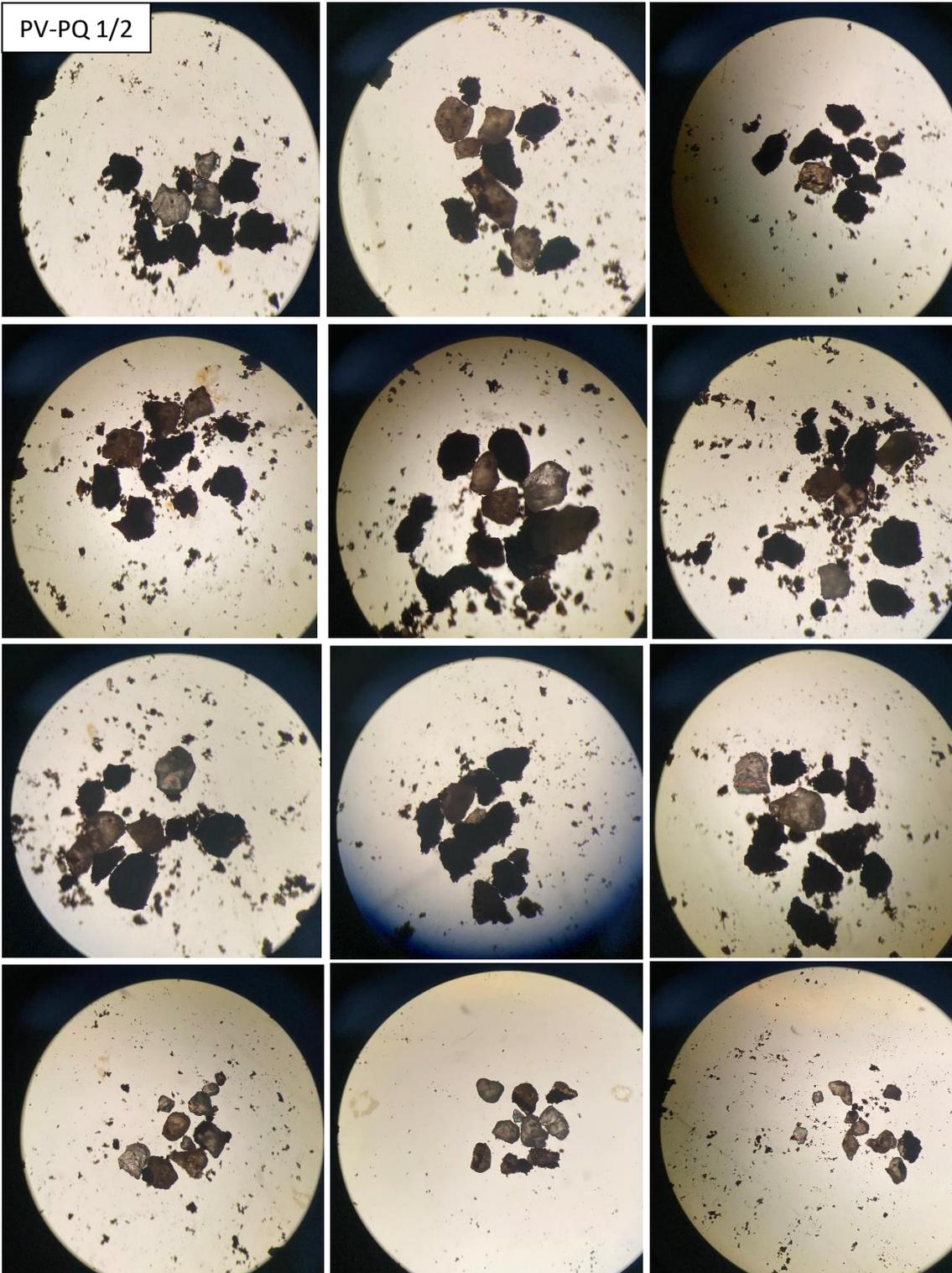


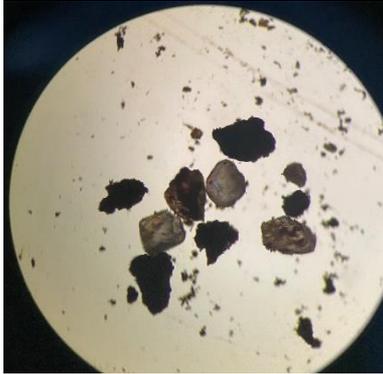
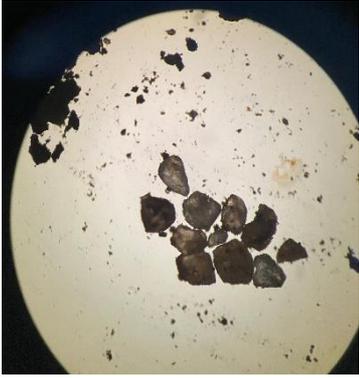
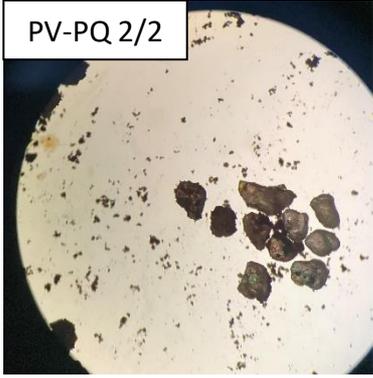




PV-T4 (10-20)







Anexo B – Resultado das datações por radiocarbono



Beta Analytic, Inc.
4985 SW 74th Court
Miami, FL 33155 USA
Tel: 305-667-5167
Fax: 305-663-0964
info@betalabservices.com

ISO/IEC 17025:2017-Accredited Testing Laboratory

March 06, 2023

Dr. Pedro JM Costa
Univ. de Coimbra
Edifcio Central, Plo II, Rua Silvio Lima
Coimbra, 3030-790
Portugal

RE: Radiocarbon Dating Results

Dear Dr. Costa,

Enclosed are the radiocarbon dating results for three samples recently sent to us. As usual, the method of analysis is listed on the report with the results and calibration data is provided where applicable. The Conventional Radiocarbon Ages have all been corrected for total fractionation effects and where applicable, calibration was performed using 2020 calibration databases (cited on the graph pages).

The web directory containing the table of results and PDF download also contains pictures, a cvs spreadsheet download option and a quality assurance report containing expected vs. measured values for 3-5 working standards analyzed simultaneously with your samples.

Reported results are accredited to ISO/IEC 17025:2017 Testing Accreditation PJLA #59423 standards and all chemistry was performed here in our laboratory and counted in our own accelerators here. Since Beta is not a teaching laboratory, only graduates trained to strict protocols of the ISO/IEC 17025:2017 Testing Accreditation PJLA #59423 program participated in the analyses.

As always Conventional Radiocarbon Ages and sigmas are rounded to the nearest 10 years per the conventions of the 1977 International Radiocarbon Conference. When counting statistics produce sigmas lower than +/- 30 years, a conservative +/- 30 BP is cited for the result unless otherwise requested. The reported $\delta^{13}C$ values were measured separately in an IRMS (isotope ratio mass spectrometer). They are NOT the AMS $\delta^{13}C$ which would include fractionation effects from natural, chemistry and AMS induced sources.

When interpreting the results, please consider any communications you may have had with us regarding the samples.

The cost of analysis was previously invoiced. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact us.

Sincerely,

A handwritten signature in black ink, appearing to read "R.E. Hatfield", is positioned above the printed name.

Ronald E. Hatfield President



REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Pedro JM Costa
Univ. de Coimbra

Report Date: March 06, 2023
Material Received: February 21, 2023

Laboratory Number	Sample Code Number	Conventional Radiocarbon Age (BP) or Percent Modern Carbon (pMC) & Stable Isotopes	
Beta - 656540	PV-T4_55_60	2930 +/- 30 BP	IRMS δ13C: -24.7 ‰

(95.4%) 1221 - 1016 cal BC (3170 - 2965 cal BP)

Submitter Material: Organic Sediment/Gyttja
Pretreatment: (organic sediment) acid washes
Analyzed Material: Organic sediment
Analysis Service: AMS-Standard delivery
Percent Modern Carbon: 69.44 +/- 0.26 pMC
Fraction Modern Carbon: 0.6944 +/- 0.0026
D14C: -305.63 +/- 2.59 ‰
Δ14C: -311.73 +/- 2.59 ‰ (1950:2023)
Measured Radiocarbon Age: (without δ13C correction): 2930 +/- 30 BP
Calibration: BetaCal4.20: HPD method: INTCAL20

Results are ISO/IEC-17025:2017 accredited. No sub-contracting or student labor was used in the analyses. All work was done at Beta in 4 in-house NEC accelerator mass spectrometers and 4 Thermo IRMSs. The "Conventional Radiocarbon Age" was calculated using the Libby half-life (5568 years), is corrected for total isotopic fraction and was used for calendar calibration where applicable. The Age is rounded to the nearest 10 years and is reported as radiocarbon years before present (BP), "present" = AD 1950. Results greater than the modern reference are reported as percent modern carbon (pMC). The modern reference standard was 95% the 14C signature of NIST SRM-4990C (oxalic acid). Quoted errors are 1 sigma counting statistics. Calculated sigmas less than 30 BP on the Conventional Radiocarbon Age are conservatively rounded up to 30. δ13C values are on the material itself (not the AMS δ13C). δ13C and δ15N values are relative to VPDB. References for calendar calibrations are cited at the bottom of calibration graph pages.



REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Pedro JM Costa
Univ. de Coimbra

Report Date: March 06, 2023
Material Received: February 21, 2023

Laboratory Number	Sample Code Number	Conventional Radiocarbon Age (BP) or Percent Modern Carbon (pMC) & Stable Isotopes	
-------------------	--------------------	------------------------------------------------------------------------------------	--

Beta - 656541	PV-T4_82_92	4470 +/- 30 BP	IRMS δ13C: -27.6 ‰
----------------------	--------------------	-----------------------	--------------------

(50.6%)	3340 - 3206 cal BC	(5289 - 5155 cal BP)
(35.5%)	3199 - 3076 cal BC	(5148 - 5025 cal BP)
(9.3%)	3065 - 3026 cal BC	(5014 - 4975 cal BP)

Submitter Material: Organic Sediment/Gyttja
 Pretreatment: (organic sediment) acid washes
 Analyzed Material: Organic sediment
 Analysis Service: AMS-Standard delivery
 Percent Modern Carbon: 57.32 +/- 0.21 pMC
 Fraction Modern Carbon: 0.5732 +/- 0.0021
 D14C: -426.77 +/- 2.14 ‰
 Δ14C: -431.80 +/- 2.14 ‰ (1950:2023)
 Measured Radiocarbon Age: (without d13C correction): 4510 +/- 30 BP
 Calibration: BetaCal4.20: HPD method: INTCAL20

Results are ISO/IEC-17025:2017 accredited. No sub-contracting or student labor was used in the analyses. All work was done at Beta in 4 in-house NEC accelerator mass spectrometers and 4 Thermo IRMSs. The "Conventional Radiocarbon Age" was calculated using the Libby half-life (5568 years), is corrected for total isotopic fraction and was used for calendar calibration where applicable. The Age is rounded to the nearest 10 years and is reported as radiocarbon years before present (BP), "present" = AD 1950. Results greater than the modern reference are reported as percent modern carbon (pMC). The modern reference standard was 95% the 14C signature of NIST SRM-4990C (oxalic acid). Quoted errors are 1 sigma counting statistics. Calculated sigmas less than 30 BP on the Conventional Radiocarbon Age are conservatively rounded up to 30. d13C values are on the material itself (not the AMS d13C). d13C and d15N values are relative to VPDB. References for calendar calibrations are cited at the bottom of calibration graph pages.

BetaCal 4.20

Calibration of Radiocarbon Age to Calendar Years

(High Probability Density Range Method (HPD): INTCAL20)

(Variables: $\delta^{13}C = -24.7$ o/oo)

Laboratory number **Beta-656540**

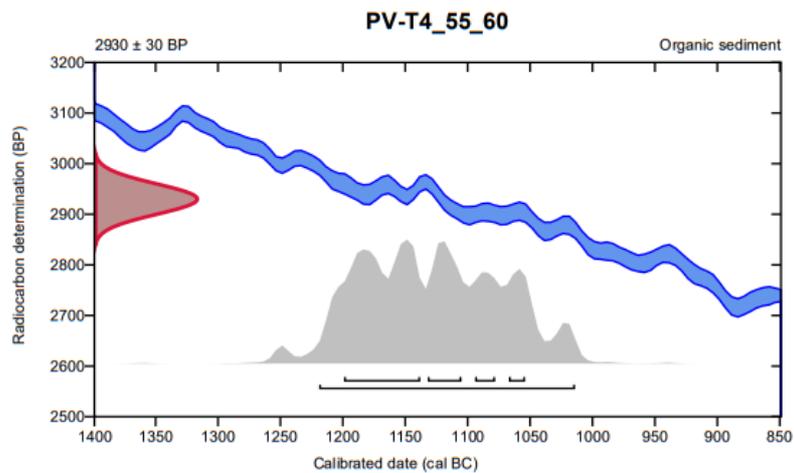
Conventional radiocarbon age **2930 ± 30 BP**

95.4% probability

(95.4%) 1221 - 1016 cal BC (3170 - 2965 cal BP)

68.2% probability

(36.4%)	1201 - 1140 cal BC	(3150 - 3089 cal BP)
(16.7%)	1134 - 1107 cal BC	(3083 - 3056 cal BP)
(8.1%)	1096 - 1080 cal BC	(3045 - 3029 cal BP)
(7%)	1069 - 1056 cal BC	(3018 - 3005 cal BP)



Database used
INTCAL20

References

References to Probability Method

Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.

References to Database INTCAL20

Reimer, et al., 2020, *Radiocarbon* 62(4):725-757.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

Page 5 of 7

BetaCal 4.20

Calibration of Radiocarbon Age to Calendar Years

(High Probability Density Range Method (HPD): INTCAL20)

(Variables: $\delta^{13}C = -27.6$ o/oo)

Laboratory number **Beta-656541**

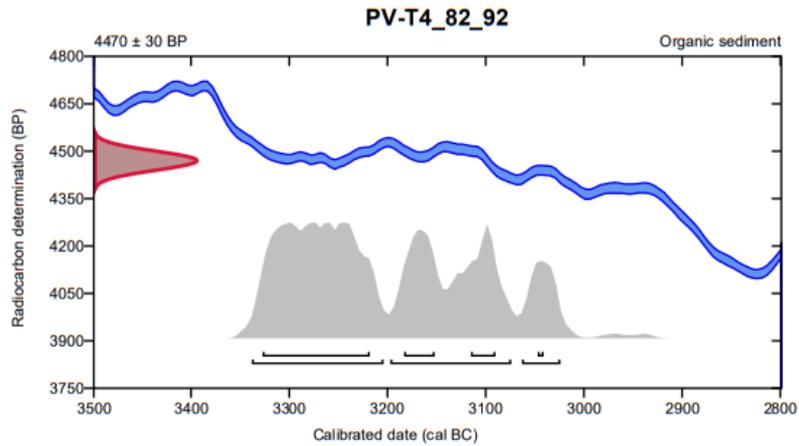
Conventional radiocarbon age **4470 \pm 30 BP**

95.4% probability

(50.6%)	3340 - 3206 cal BC	(5289 - 5155 cal BP)
(35.5%)	3199 - 3076 cal BC	(5148 - 5025 cal BP)
(9.3%)	3065 - 3026 cal BC	(5014 - 4975 cal BP)

68.2% probability

(45.6%)	3329 - 3220 cal BC	(5278 - 5169 cal BP)
(11.7%)	3185 - 3154 cal BC	(5134 - 5103 cal BP)
(9.1%)	3117 - 3092 cal BC	(5066 - 5041 cal BP)
(1.8%)	3049 - 3043 cal BC	(4998 - 4992 cal BP)



Database used
INTCAL20

References

References to Probability Method

Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.

References to Database INTCAL20

Reimer, et al., 2020, *Radiocarbon* 62(4):725-757.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

Page 6 of 7



Quality Assurance Report

This report provides the results of reference materials used to validate radiocarbon analyses prior to reporting. Known-value reference materials were analyzed quasi-simultaneously with the unknowns. Results are reported as expected values vs measured values. Reported values are calculated relative to NIST SRM-4990C and corrected for isotopic fractionation. Results are reported using the direct analytical measure percent modern carbon (pMC) with one relative standard deviation. Agreement between expected and measured values is taken as being within 2 sigma agreement (error x 2) to account for total laboratory error.

Report Date: April 06, 2023
Submitter: Dr. Pedro JM Costa

QA MEASUREMENTS

Reference 1

Expected Value: 0.44 +/- 0.04 pMC

Measured Value: 0.44 +/- 0.04 pMC

Agreement: Accepted

Reference 2

Expected Value: 96.69 +/- 0.50 pMC

Measured Value: 97.04 +/- 0.30 pMC

Agreement: Accepted

Reference 3

Expected Value: 129.41 +/- 0.06 pMC

Measured Value: 129.60 +/- 0.35 pMC

Agreement: Accepted

COMMENT: All measurements passed acceptance tests.

Validation:


Digital signature on file

Date: April 06, 2023