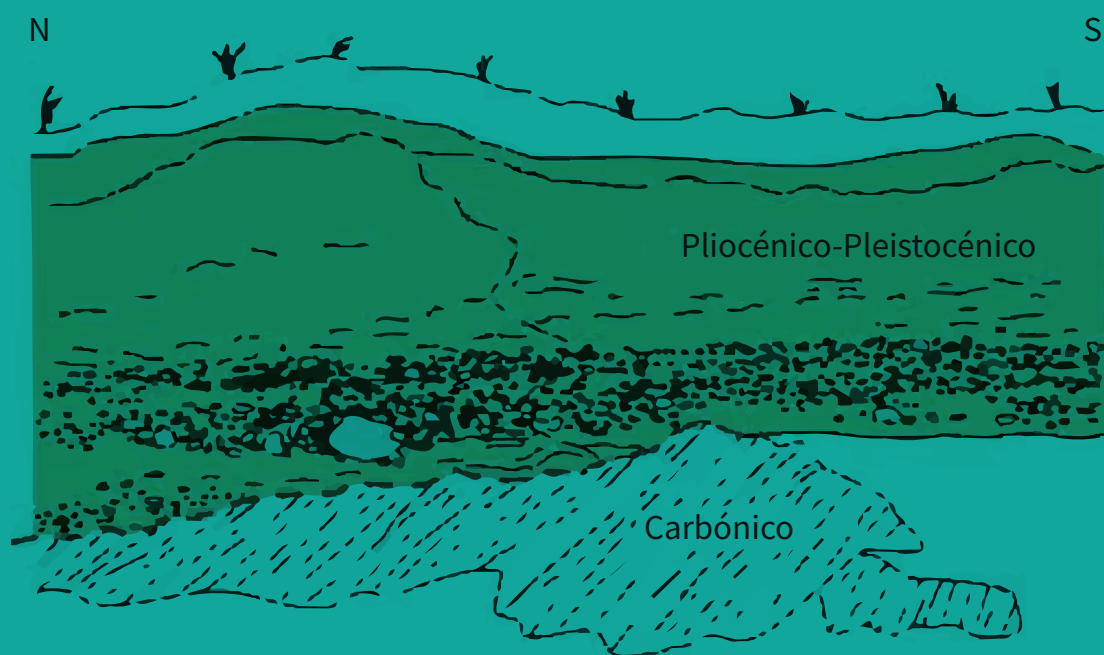


COLEÇÃO AULA ABERTA  
SUBCOLEÇÃO CADERNOS PEDAGÓGICOS

# AS PRAIAS DE SINES E O SEU LEGADO GEOLÓGICO

Cristina Gama  
Manuel Francisco Pereira

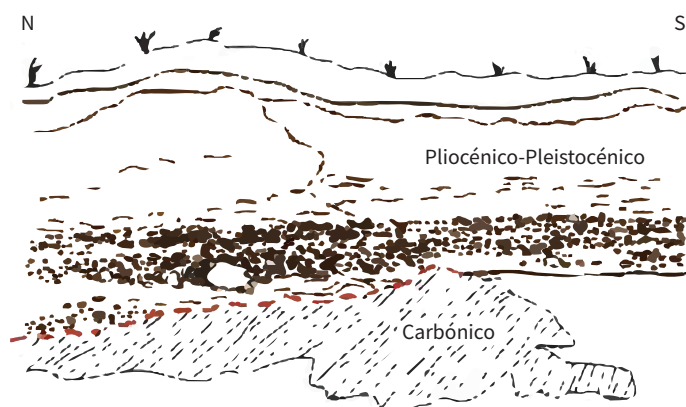




COLEÇÃO AULA ABERTA  
SUBCOLEÇÃO CADERNOS PEDAGÓGICOS

# AS PRAIAS DE SINES E O SEU LEGADO GEOLÓGICO

Cristina Gama  
Manuel Francisco Pereira



## **Ficha Técnica**

Título: As praias de Sines e o seu legado geológico

Autores: Cristina Gama e Manuel Francisco Pereira

Editor: Imprensa da Universidade de Évora

Coleção: Aula Aberta

Subcoleção: Cadernos Pedagógicos

Paginação: Divisão de Comunicação da Universidade de Évora

ISBN: 978-972-778-196-6

Évora 2021



## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem as sugestões dos revisores científicos que contribuíram para melhorar a versão inicial deste documento. Um agradecimento particular aos alunos e colegas que nos acompanharam nas inúmeras visitas de campo no litoral de Sines.



# ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
<b>2. AS ROCHAS PRÉ-HOLOCÉNICAS DA REGIÃO DE SINES-SANTIAGO DO CACÉM .....</b>	<b>9</b>
2.1. Rochas meta-sedimentares carbónicas .....	12
2.2. Rochas sedimentares triásicas-jurássicas .....	14
2.3. Rochas ígneas cretácicas .....	16
2.4. Rochas sedimentares pliocénicas-pleistocénicas .....	17
<b>3. AS PRAIAS DE SINES .....</b>	<b>19</b>
3.1. Regime de vento e de agitação marítima .....	19
3.2. Praia da Ribeira de Moinhos .....	21
3.3. Praia de São Torpes .....	23
<b>4. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA AREIA DAS PRAIAS .....</b>	<b>25</b>
4.1. Zircão detrítico .....	25
4.2. Evidência de proveniência local e de reservatórios intermédios de sedimento .....	26
4.3. Reciclagem de uma proto-fonte: o Maciço de Sines .....	30
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>33</b>



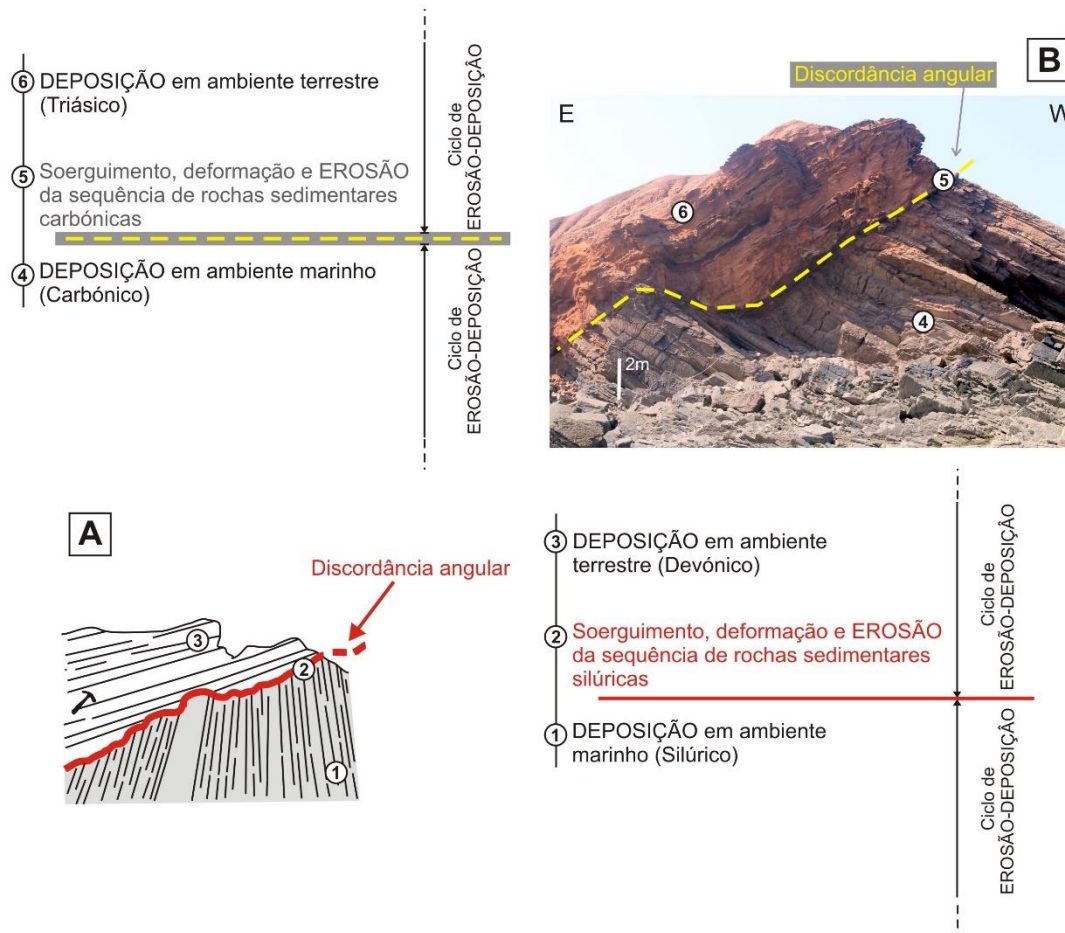
# 1. INTRODUÇÃO

Em 1788, James Hutton (1726-1797) apresentou uma obra científica de referência, a “*Theory of the Earth*”, onde reuniu um conjunto de fundamentos que permitiram alicerçar as bases da Geologia Moderna (Oldroyd, 2000). De acordo com as suas observações, este cientista escocês foi pioneiro a admitir que as sequências de rochas sedimentares podem resultar da deposição, em meio marinho, de sedimento proveniente da erosão de rochas preexistentes que formam os continentes. James Hutton interpretou de forma ousada a discordância angular de Siccar Point (Escócia; Figura 1a) como sendo uma evidência de que as sequências de rochas sedimentares depositadas em camadas horizontais sob uma coluna de água, podem ser soerguidas, deformadas, sofrer emersão e ficar expostas à erosão. Mais tarde, por efeito da subsidência, as mesmas rochas sedimentares podem vir a representar o substrato de uma nova bacia sedimentar e ser cobertas por sedimentos.

As discordâncias angulares (Figura 1), que são observadas em vários locais da superfície terrestre, assinalam os ciclos de erosão-deposição que se sucederam ininterruptamente ao longo da evolução da Terra.

James Hutton, admitiu que o calor interno da Terra seria a causa para o aquecimento e expansão dos continentes, o que explicaria a formação de cadeias de montanhas e o soerguimento das rochas mais antigas que ficariam sujeitas à acção dos agentes erosivos. Segundo este investigador, os processos dinâmicos que se observam à escala humana são os mesmos que estiveram activos no passado, moldando a superfície terrestre através de mudanças muito lentas, cujas taxas de erosão e deposição são por isso difíceis de assinalar (Oldroyd, 2000).

De facto, as rochas sedimentares siliciclásticas (quase exclusivamente constituídas por minerais silicatados) que afloram em Siccar Point resultaram da deposição de sedimento resultante da erosão lenta de rochas sedimentares, ígneas ou metamórficas que estariam expostas nos continentes. As rochas preexistentes de onde deriva o sedimento são designadas fontes (de origem sedimentar, ígnea e/ou metamórfica). O sedimento, que pode ter origem em mais que uma fonte, pode ser transportado por rios e ribeiras até alcançar a linha de costa, depositando-se lentamente e gradualmente nas praias quando a força da aceleração da gravidade se sobrepõe à energia do agente de transporte. O sedimento que é transportado pelos cursos de água, e que eventualmente alcança o litoral, pode depositar-se sobre rochas preexistentes que estiveram previamente sujeitas à acção da erosão. Este limite estratigráfico designa-se por discordância sedimentar e geralmente, representa ciclos de erosão-deposição numa escala temporal longa (milhares a milhões de anos).



**Figura 1**

(a) Esquema ilustrativo da discordância angular de Siccar Point (coordenadas geográficas do afloramento no reino Unido: Lat. 55°55'51.62"N; Long. 2°18'1.67"W), adaptado da Wikipédia: [https://en.wikipedia.org/wiki/Hutton%27s\\_Unconformity#mediaviewer/File:Siccar\\_Point\\_red\\_capstone\\_closeup.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Hutton%27s_Unconformity#mediaviewer/File:Siccar_Point_red_capstone_closeup.jpg); (b) Fotografia da discordância angular da base do Triásico da Bacia do Algarve observado na praia da Ponta Ruiva (coordenadas geográficas do afloramento no Algarve: Lat. 37°4'5.81"N; Long. 8°58'5.98"W).

O sedimento que se acumula na praia pode, mais tarde, sofrer remobilização por efeito da energia das ondas, criando ciclos de erosão-deposição numa escala temporal relativamente curta (horas, dias ou meses). O volume de sedimento que está disponível nas praias pode variar substancialmente ao longo do tempo. O balanço sedimentar deste sistema dinâmico estará em equilíbrio quando, por exemplo, o volume de sedimento transportado até à praia pelas linhas de água ou resultante da erosão subaérea das arribas adjacentes à praia, for equivalente ao sedimento que é retirado à praia pela acção das ondas do mar. A quantificação do balanço sedimentar anual da praia está fortemente condicionada, tanto pelas características do Inverno e Verão marítimos, como pelas trocas sedimentares transversais e longitudinais existentes no troço costeiro em estudo. A sua caracterização é fundamental para prever a evolução da linha de costa. A estimativa das taxas de recuo da linha de costa reveste-se de particular importância porque permite elaborar mapas de risco geológico (*sensus lato*) que integram os planos de ordenamento da orla costeira.

O sedimento que se deposita nas praias tem determinadas características texturais (tamanho e forma do grão) e composicionais (mineral, litoclasto e bioclasto) que podem ser usadas para identificar as suas fontes. As fontes podem ser classificadas como remotas, se o sedimento for transportado por longas distâncias (proveniência distal), ou como sendo próximas, se a distância percorrida for relativamente curta (proveniência local).

Nas últimas duas décadas, os avanços no conhecimento da proveniência de rochas siliciclásticas tem evoluído substancialmente através da aplicação da Geocronologia U-Pb (Fedó et al., 2003). A determinação da idade de cristalização de determinados minerais (zircão, monazite, titanite, baddeleyite e rútilo) que estão incluídos nas rochas siliciclásticas ajuda a identificar as potenciais fontes. A proveniência de determinado sedimento ou rocha siliciclástica pode ser analisada através do estudo comparativo entre a sua população de idades de zircão detrítico e as idades de zircão que são conhecidas em rochas antigas de onde possam ter derivado (Thomas, 2011).

Por outro lado, a geocronologia U-Pb de zircão detrítico também é útil para reunir informação sobre os diferentes eventos de cristalização deste mineral que se sucederam ao longo do tempo geológico, e ajudar a melhor compreender a história e evolução da Terra que está gravada nas rochas siliciclásticas (Figura 2).

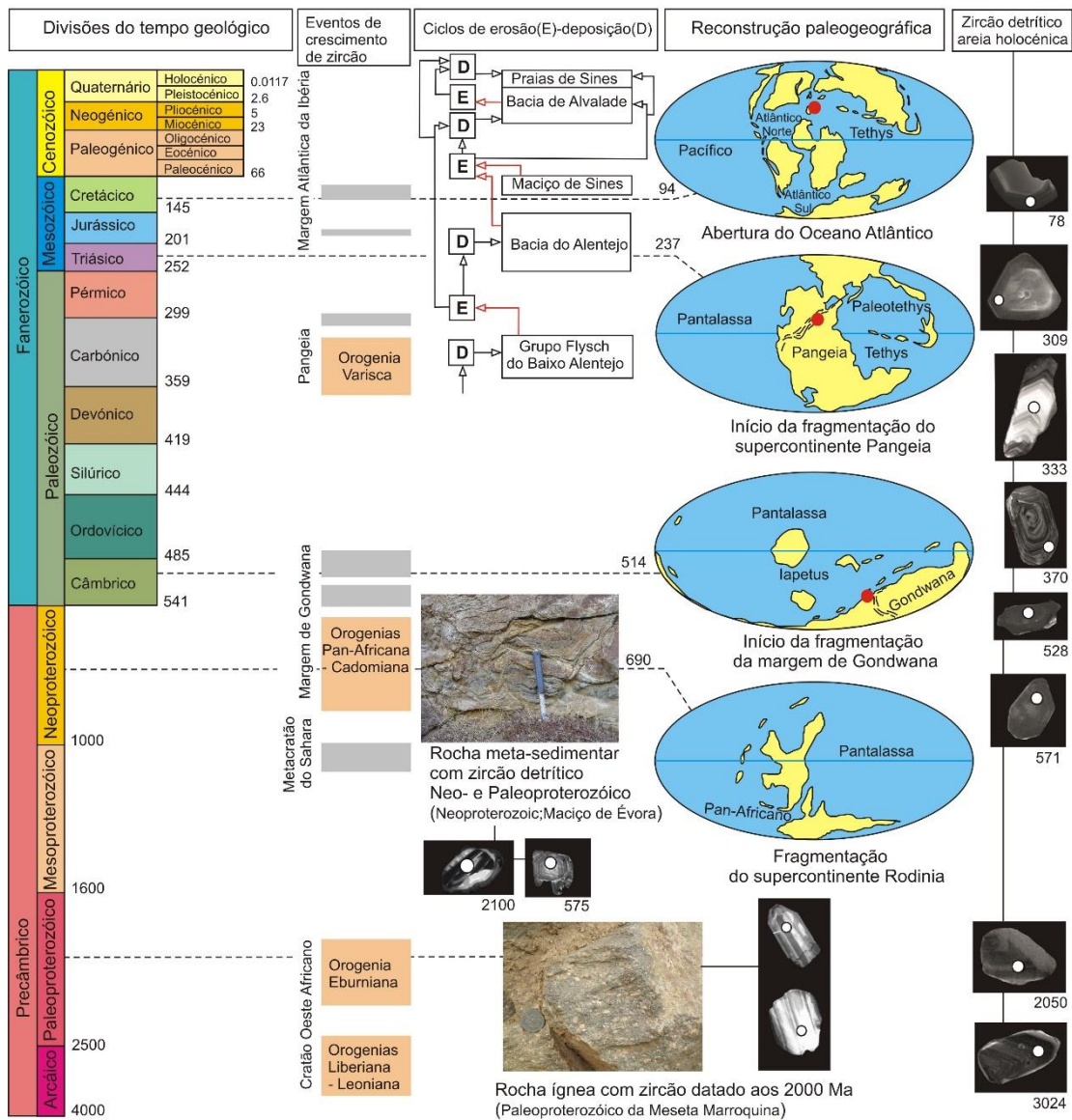
## **2. AS ROCHAS PRÉ-HOLOCÉNICAS DA REGIÃO DE SINES-SANTIAGO DO CACÉM**

As praias adjacentes ao Cabo de Sines, no SW de Portugal continental (Figura 3a,b), são caracterizadas pela presença de uma arriba, constituída por diferentes tipos de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas pré-holocénicas (com mais de 11 700 anos).

Na praia da Ribeira de Moinhos, a norte do Cabo de Sines predominam as rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico. No extremo meridional da Praia de Ribeira de Moinhos e na Praia do Norte encontram-se rochas carbonatadas metamorfizadas do Jurássico (Inverno et al., 1993; Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2016) (Figura 3c). Na praia de São Torpes, a arriba inclui rochas meta-sedimentares carbónicas e rochas sedimentares do Pliocénico-Pleistocénico. A arriba que se observa nas praias de Sines define o limite ocidental da planície litoral da região de Sines-Santiago do Cacém.

A planície litoral, com altitudes de 90-125 m, estende-se para o interior por cerca de 40 km até alcançar o sopé de um relevo acentuado onde se localiza a cidade de Santiago de Cacém (Inverno et al., 1993). Na planície litoral afloram essencialmente rochas sedimentares atribuídas ao Pliocénico-Pleistocénico (Inverno et al., 1993) da Bacia de Alvalade (Figura 3c).

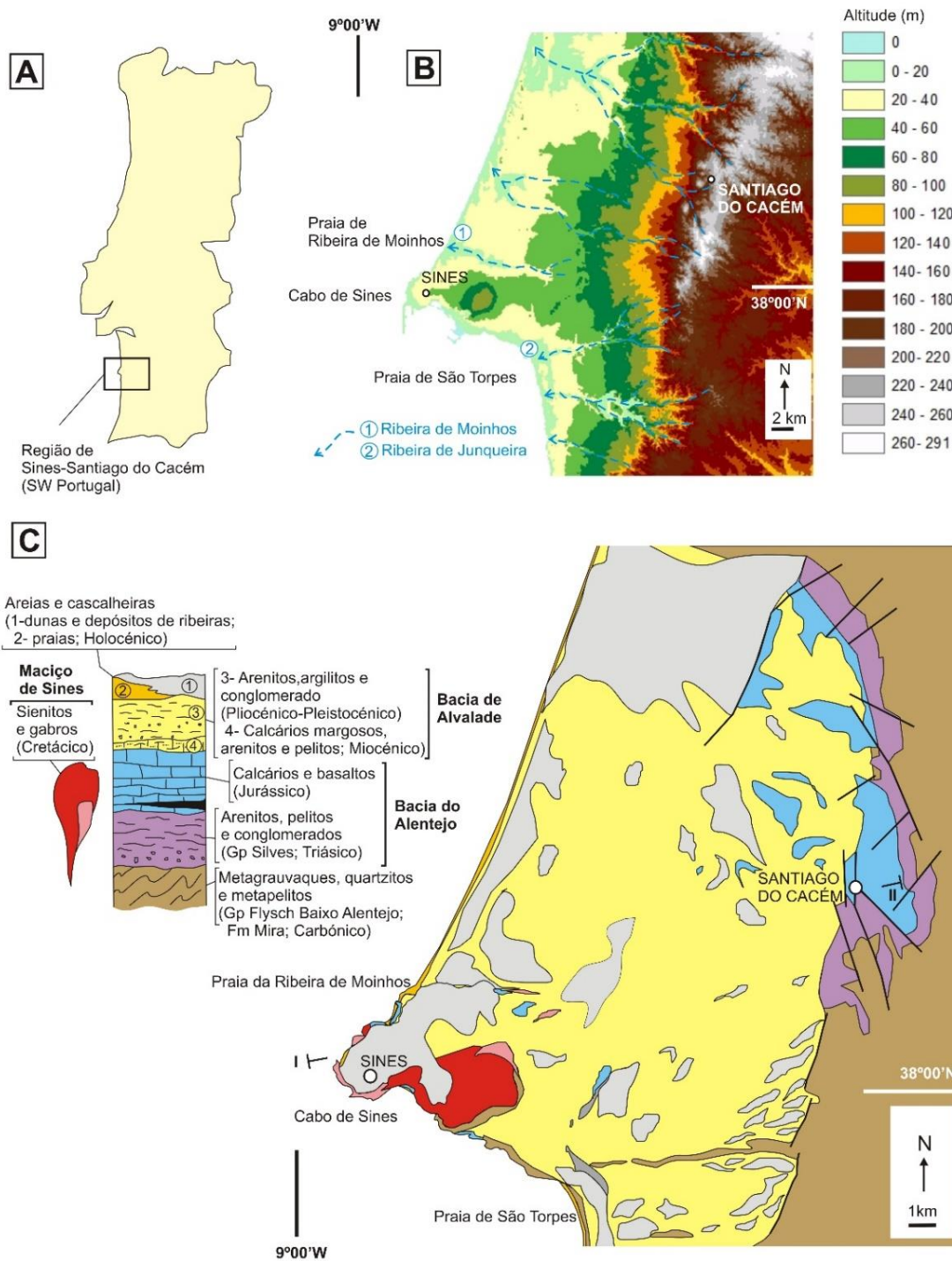
O relevo acentuado de Santiago do Cacém apresenta uma altitude que varia entre 210 e 282 m e está alinhado com um sistema de falhas orientado principalmente segundo NNE-SSW. As cabeceiras das ribeiras de Moinhos, de Junqueira e de Morgavel (Figura 3b) que percorrem a planície litoral transportando sedimentos para ocidente até às praias de Sines, estão localizadas no relevo de Santiago do Cacém. As cabeceiras estão talhadas



**Figura 2**

Escala do tempo geológico em milhares de anos, os principais eventos de crescimento de zircão, as orogenias, as reconstruções paleogeográficas (adaptado da International Chronostratigraphic Chart versão 2020/01, [www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org); PALEOMAP Project, [www.scotese.com](http://www.scotese.com)); Fotografia de rocha ígnea da Meseta Marroquina e imagens de catodoluminescência de zircão ígneo paleoproterozóicos (adaptado de Pereira et al., 2015); Ilustração da sucessão de ciclos de erosão-deposição que é reconhecida na região de Sines-Santiago do Cacém (ver texto para detalhes); imagens de catodoluminescência de zircão detritico da areia das praias do litoral de Sines que são representativos de etapas marcantes da história e evolução da Terra (adaptado de Pereira et al., 2008; Albardeiro, 2015).





**Figura 3**

Região de Sines-Santiago do Cacém: (a) Mapa esquemático de Portugal com a localização da área de estudo; (b) Modelo digital de terreno assinalando as principais ribeiras que transportam sedimento para o litoral; (c) Mapa geológico e coluna estratigráfica simplificados (adaptado de Oliveira, 1984; Inverno et al., 1993); Gp- Grupo, FM- Formação.

em rochas meta-sedimentares (siliciclásticas) carbónicas e rochas siliciclásticas triásicas (Figura 3c).

O Cabo de Sines, onde afloram rochas ígneas plutónicas do Maciço de Sines, separa dois tipos de praias distintos, a Praia da Ribeira de Moinhos a Norte, e a Praia de São Torpes a Sul (Figura 3b,c). As rochas ígneas do Cabo de Sines que foram datadas do Cretácico (Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010; Pereira et al., 2016) estão em contacto com rochas carbonatadas metamorfizadas do Jurássico (Inverno et al., 1993).

## **2.1. ROCHAS META-SEDIMENTARES CARBÓNICAS**

As rochas mais antigas que afloram na região de Sines-Santiago do Cacém fazem parte da Zona Sul Portuguesa que representa uma divisão tectónica do Maciço Ibérico pré-Mesozóico. Na base da sequência estratigráfica surgem as rochas vulcano-sedimentares devónicas da Formação de São Luís, pertencentes ao Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, que podem ser observadas a Sul da Praia de São Torpes (Inverno et al. 1993), mas que não serão abordadas neste trabalho.

Sobre estas rochas devónicas da Formação de São Luís assentam, em provável discordância, rochas meta-sedimentares carbónicas da Formação de Mira, pertencentes ao Grupo Flysch do Baixo Alentejo (Oliveira, 1984). As rochas meta-sedimentares da Formação de Mira surgem na arriba da Praia de São Torpes, ao longo da Ribeira da Junqueira e também, a Leste e a Sul de Santiago do Cacém (Figura 3). Estas rochas devónicas e carbónicas estão afectadas por metamorfismo de baixo grau.

A Formação de Mira constitui uma sequência de meta-pelitos intercalados com meta-grauvaques e quartzitos (Figura 4a, d), que estão deformados, observando-se dobras com eixos orientados NW-SE, e uma clivagem de plano axial associada (Figura 4d, g). Sobreposta a esta clivagem podemos observar o desenvolvimento de dobras com eixos de inclinação muito variável e de clivagem de crenulação.

As rochas meta-sedimentares carbónicas representam sedimentos que foram transportados até à base do talude continental para aí se depositarem. Designam-se por turbiditos (depósitos do tipo flysch), e incluem fósseis marinhos (goniatites) (Oliveira e Wagner, 1983). Admite-se que as fontes destes turbiditos são rochas sedimentares, ígneas e metamórficas que pertenceriam a uma cadeia de montanhas antiga (Orógeno Varisco) que se formou na sequência do processo de acreção continental que deu origem ao supercontinente Pangeia (Figura 2) (Pereira et al., 2014; Rodrigues et al. 2015). Durante este processo orogénico que se prolongou pelo Carbónico, as camadas de grauvaque, arenitos e pelitos do Grupo Flysch do Baixo Alentejo foram deformadas, metamorfizadas e depois finalmente soerguidas.

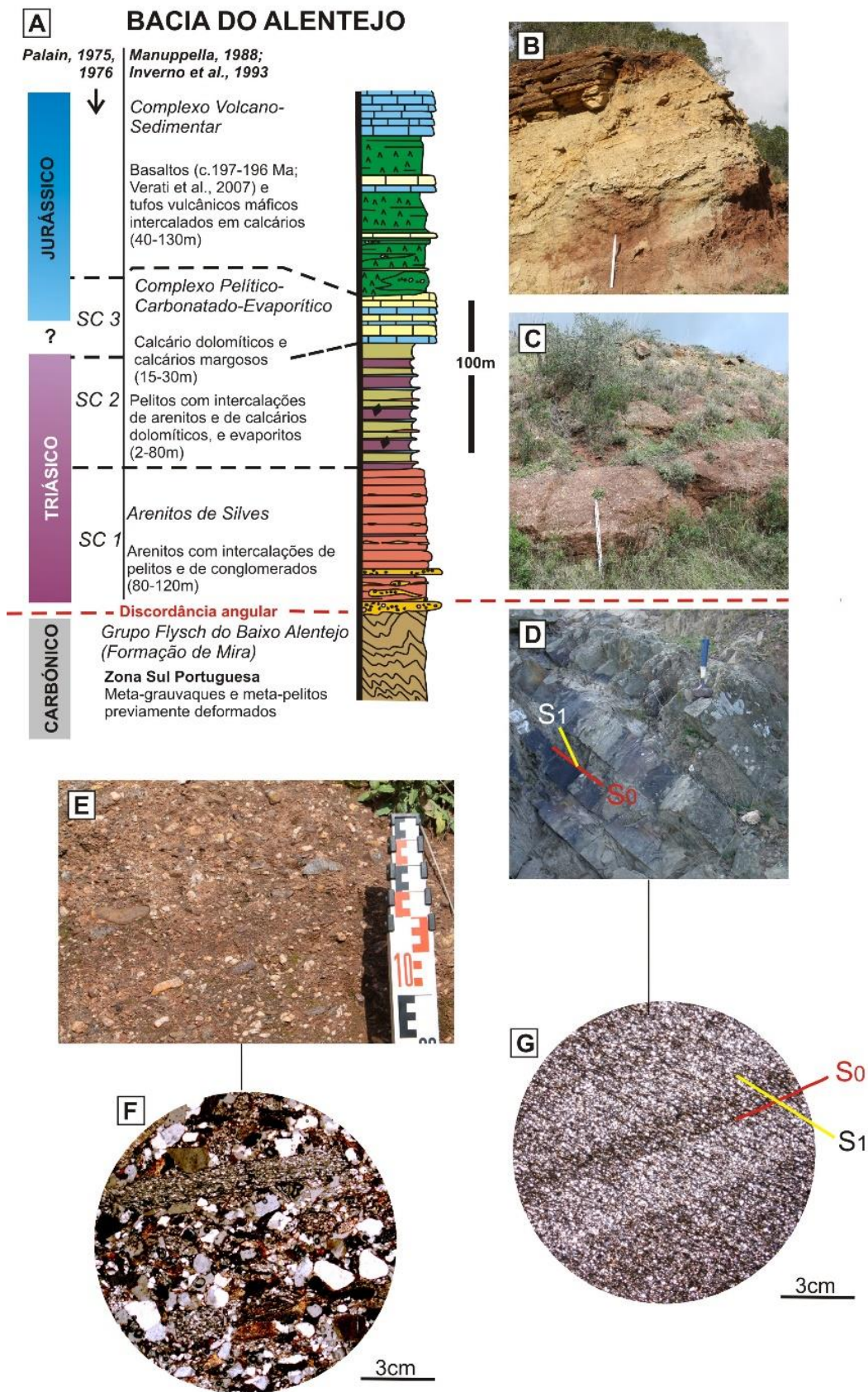


Figura 4

#### **Figura 4 (página anterior)**

(a) Estratigrafia simplificada da Bacia do Alentejo (adaptada de Pereira e Gama, 2017); (b) Transição da sedimentação siliciclástica (pelitos na base) para a sedimentação carbonatada (calcários margosos no topo) que assinala o limite estratigráfico Triásico-Jurássico; (c) Conglomerados da base do Triásico; (d) Alternância de meta-grauvaques e meta-pelitos carbónicos da Formação de Mira; (e) Pormenor dos conglomerados do Triásico com grãos de dimensão centimétrica de quartzo, de meta-grauvaque e meta-pelitos; (f) Fotografia obtida com microscópio petrográfico (nicóis cruzados) da matriz arenítica do conglomerado Triásico onde se observam, entre outros, grãos alongados de meta-pelitos com características texturais semelhantes à dos meta-pelitos da Formação de Mira; (g) Fotografia obtida com microscópio petrográfico (nicóis cruzados) de meta-pelitos da Formação de Mira, reconhecendo-se a estratificação (S0) assinalada por níveis de diferentes tonalidades, e a clivagem (S1) que a transpõe.

## **2.2. ROCHAS SEDIMENTARES TRIÁSICAS-JURÁSSICAS**

Em discordância angular sobre as rochas carbónicas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo assentam rochas siliciclásticas triásicas do Grupo de Silves pertencentes à Bacia do Alentejo (Figuras 3c e 4a) (Palain, 1976; Inverno et al., 1993; Pereira et al., 2017; Pereira e Gama, 2017; Dinis et al., 2018), que afloram no relevo de Santiago de Cacém (Figura 3c).

A sequência do Triásico está aqui representada essencialmente por arenitos com intercalações de conglomerados que passam para o topo a pelitos com ocorrências de evaporitos (gesso)(Figura 4a, c, e). Nas rochas siliciclásticas de granulometria mais grosseira podem ser identificadas figuras sedimentares de corrente como estratificação oblíqua e imbricação de calhaus, e paleocanais que sugerem sedimentação em meio terrestre fluvial-deltaico (Palain, 1976). Esta sedimentação terá ocorrido durante as primeiras fases de fragmentação do supercontinente Pangeia (Pereira e Gama, 2017) (Figura 2).

Os conglomerados e arenitos grosseiros triásicos incluem clastos de meta-grauvaque, quartzito e meta-pelito (Figura 4e, f), que sugerem proveniência sedimentar das rochas meta-sedimentares do Grupo Flysch do Baixo Alentejo.

A topo das camadas que representam a sedimentação siliciclástica surgem margas e calcários margosos que são atribuídos ao Jurássico (Palain, 1976; Manupella, 1988; Inverno et al. 1993), aos quais se sobrepõem escoadas de basaltos e níveis de tufos máficos que foram datados aos c. 197-195 Ma (Figura 4a,b) (Verati et al., 2007). Estas rochas sedimentares que afloram em Santiago do Cacém, e também, constituem o encaixante do Maciço de Sines (Figura 3c e 5), revelam importante sedimentação carbonatada no Jurássico que ocorreu durante as primeiras etapas da evolução de uma margem continental relacionada com o processo de abertura do Oceano Atlântico Norte.

A ocorrência de fósseis de corais nos afloramentos de calcários jurássicos (Figura 5b) é uma evidência dos processos de sedimentação típicos de um ambiente sedimentar de plataforma carbonatada (Inverno et al., 1993).



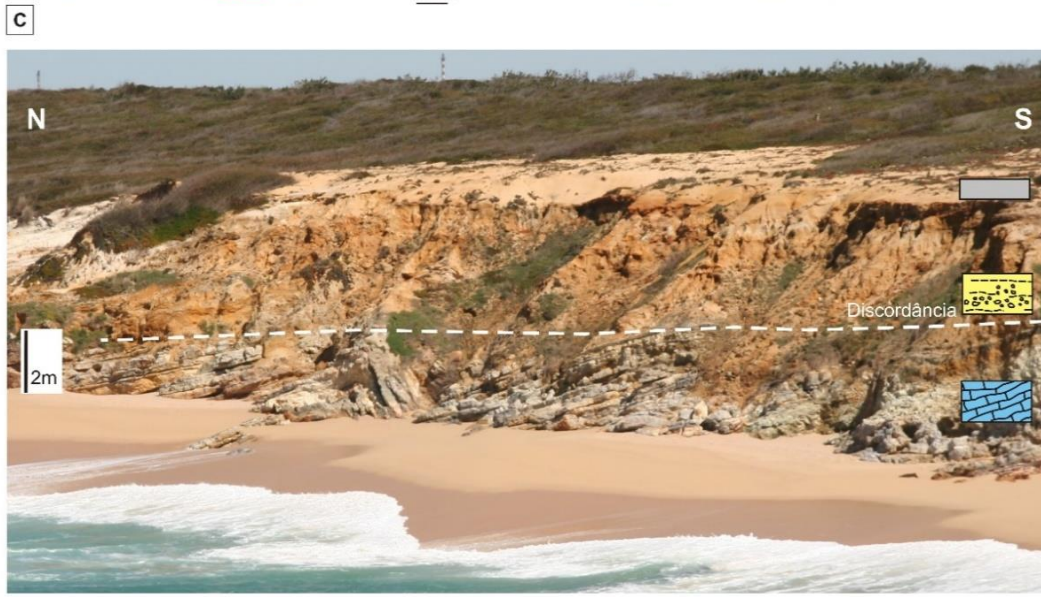
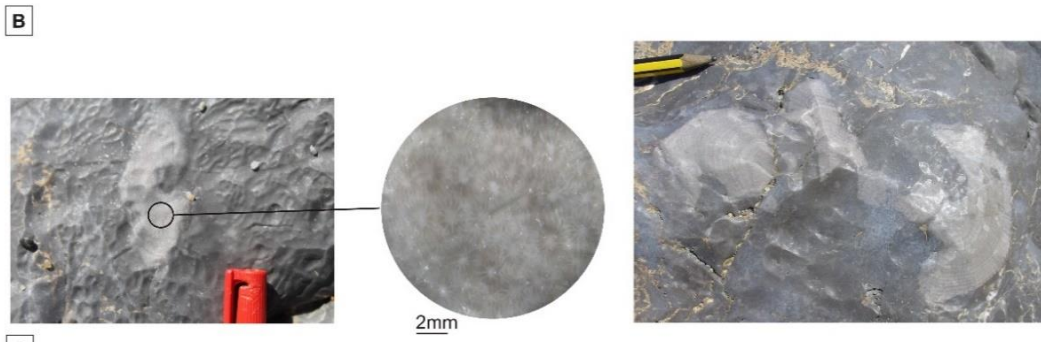
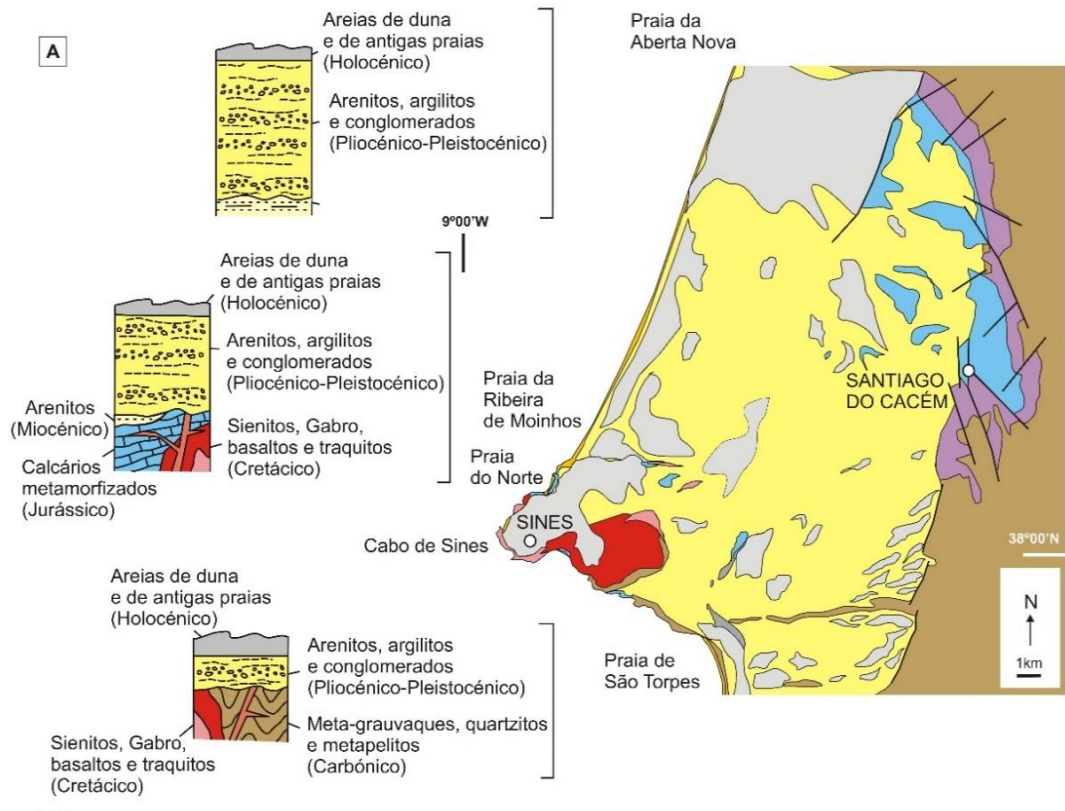


Figura 5

### **Figura 5 (página anterior)**

(a) Mapa geológico simplificado da região de Sines-Santiago do Cacém, e colunas estratigráficas esquemáticas das arribas (adaptado de Oliveira, 1984; Inverno et al., 1993; Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2016; Pereira e Gama, 2021); (b) Pormenor dos fósseis de corais contidos nos calcários metamorfizados jurássicos que afloram no limite entre a Praia da Ribeira de Moinhos e a Praia do Norte, no local designado por Pedra do Homem; (c) Arriba da Praia do Norte onde se observam camadas deformadas de rochas carbonatadas metamorfizadas jurássicas (na base) sobre as quais assentam camadas horizontais de rochas siliciclásticas pliocénicas-pleistocénicas; a topo da arriba existe uma unidade de cobertura, consistindo em areias dunares eólicas.

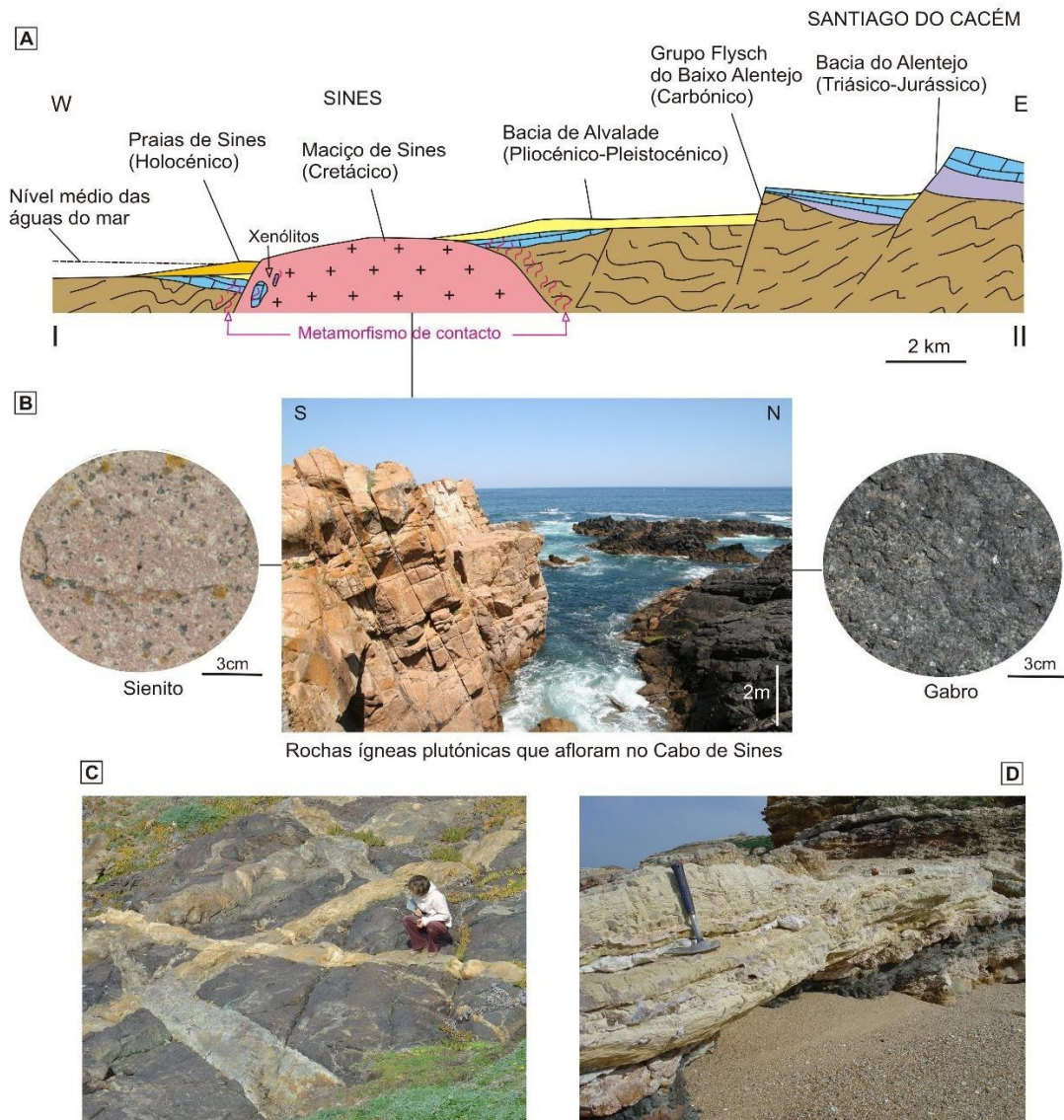
## **2.3. ROCHAS ÍGNEAS CRETÁICAS**

O Cabo de Sines constitui um relevo de dureza por ser constituído por rochas ígneas plutónicas muito resistentes à abrasão. O Maciço de Sines inclui sienitos, gabros, dioritos, e brechas máficas que em conjunto são intruídos por um sistema de filões de composição essencialmente basáltica e traquítica (Figura 6) (Inverno et al., 1993; Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010).

O plutão de Sines está instalado em rochas carbonatadas do Jurássico da Bacia do Alentejo (Figura 5a e 6a). A sua instalação provocou metamorfismo de contacto no encaixante sedimentar tal como se pode observar nos calcários metamorfizados (corneanas carbonatadas) e deformados que constituem a arriba da Praia do Norte (Figura 5c e 6d), e em xenólitos (Figura 6a). Os dioritos ao contactarem com as rochas meta-sedimentares do Grupo Flysch do Baixo Alentejo, deram origem a corneanas pelíticas (Inverno et al., 1993).

O Maciço de Sines está exposto numa área de cerca de 5 x 2.3 km, submerso e coberto pelos depósitos cenozóicos da planície litoral (Figura 5a) (Oliveira, 1984; Inverno et al., 1993). Os sienitos e gabros foram datados aos c. 77-75 Ma (Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010) embora seja possível afirmar que a população de idades de zircão ígneo é mais ampla correspondendo ao intervalo c. 87-74 Ma (Pereira et al., 2016).

O plutonismo Cretácico, com idade c. 87 a 74 Ma e composição alcalina, terá resultado da actividade de uma pluma mantélica (Grange et al., 2010) ao cessar a rotação da Península Ibérica (c. 94 a 88 Ma) (Cunha e Pena dos Reis, 1995; Miranda et al., 2009).

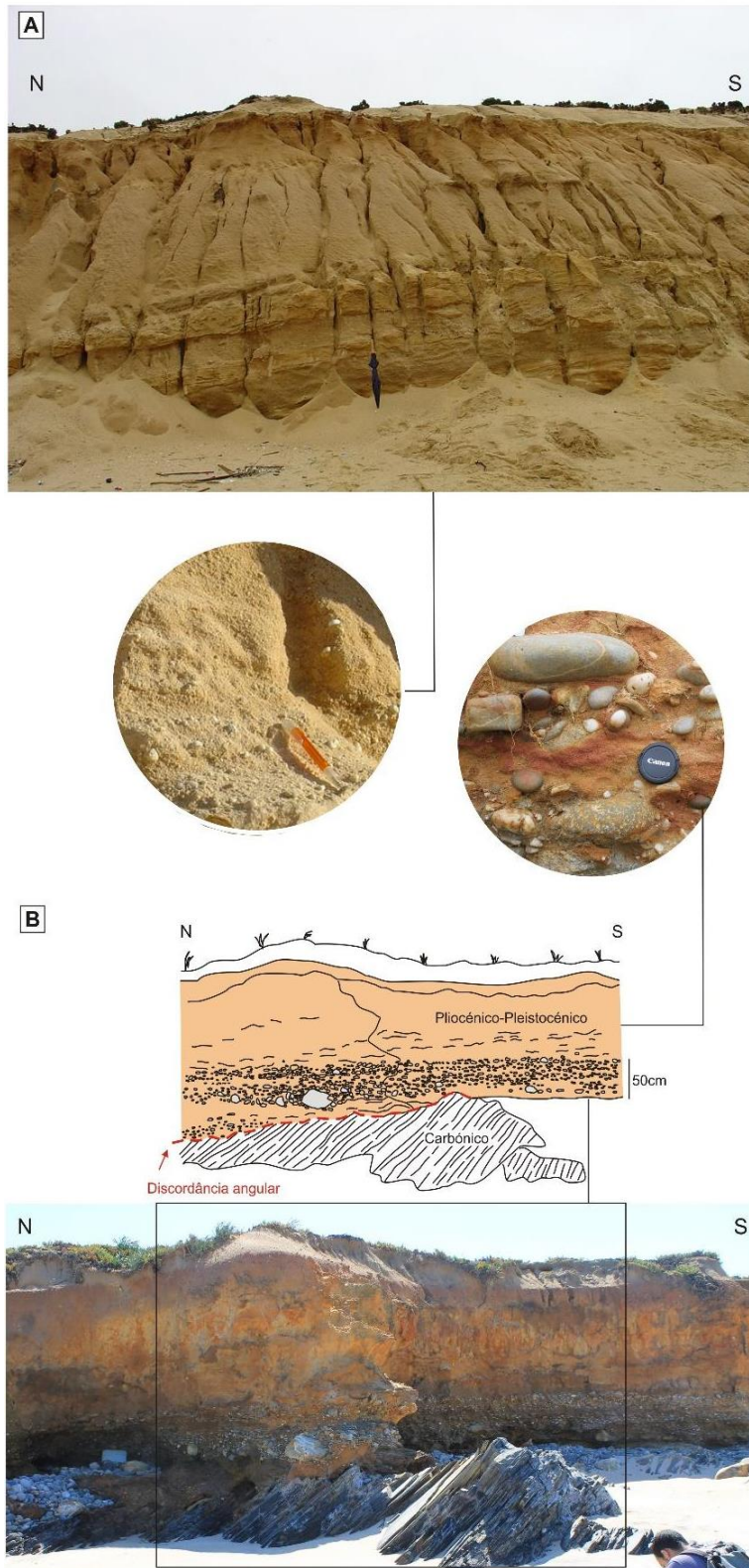


**Figura 6**  
 (a) Corte geológico esquemático da região de Sines-Santiago do Cacém, ilustrando a relação do Maciço de Sines com o encaixante, a auréola de metamorfismo de contacto, xenólitos e os sedimentos da cobertura do Pliocénico-Pleistocénico e Holocénico (Legenda de acordo com a Figura 5); (b) Os sienitos e os gabros que constituem o Cabo de Sines; (c) O sistema de filões de basalto e de traquito que cortam o Maciço de Sines; (d) Rochas carbonatadas jurássicas metamorfizadas durante a instalação do Maciço de Sines.

## 2.4. ROCHAS SEDIMENTARES PLIOCÉNICAS-PLEISTOCÉNICAS

As rochas siliciclásticas pliocénicas-pleistocénicas da Bacia de Alvalade ocupam a maior extensão da planície litoral entre Sines e Santiago do Cacém (Inverno et al., 1993), e afloram nas arribas adjacentes ao Cabo de Sines (Albardeiro et al., 2014) (Figura 7).





**Figura 7**

a) A sequência pliocénica-pleistocénica da arriba da Praia da Ribeira de Moinhos, onde se destaca a erosão e transporte de sedimento para a praia através do ravinamento da arriba e da formação de cones de dejectão na base da mesma; (b) Discordância angular entre a sequência de camadas horizontais do Pliocénico-Pleistocénico e as camadas inclinadas das rochas meta-sedimentares carbónicas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo.



Na Praia da Aberta Nova, que fica a norte da Praia das Areias Brancas, é possível observar arenitos e pelitos fossilíferos com cimento carbonatado que possivelmente pertencem ao Miocénico, sobre o qual assenta em disconformidade a sequência pliocénica-pleistocénica da Bacia de Alvalade. O Miocénico aqui encontrado pode ser equivalente estratigráfico dos depósitos siliciclásticos marinhos da Formação do Esbarrondadoiro (Antunes et al., 1986).

Os depósitos pliocénicos-pleistocénicos da Bacia de Alvalade incluem várias unidades estratigráficas equivalentes, que se designam por Formação da Marateca (Antunes et al., 1986) e por Unidade de areias, arenitos e cascalheiras do Litoral do Baixo Alentejo (Oliveira, 1984), que mais tarde foram agrupadas na Formação de Alvalade (Pimentel e Azevedo, 1992), consistindo em depósitos fluviais de cor amarelo-alaranjado, por vezes, com níveis ferruginosos.

A arriba que se estende desde a Praia das Areias Brancas até à Praia da Ribeira de Moinhos é constituída por uma sequência de camadas de conglomerado, arenitos e pelitos, que estão cobertos por areias de dunas (Figura 7a). No limite meridional da Praia da Ribeira de Moinhos e na Praia do Norte esta sequência assenta em discordância angular sobre as rochas carbonatadas jurássicas da Bacia do Alentejo (Figura 5c). Nos níveis conglomeráticos é possível identificar clastos bem rolados de quartzo, de rochas meta-sedimentares (meta-grauvaques, meta-pelitos, quartzitos) e de rochas ígneas (basaltos, sienitos, traquitos, gabros). Na Praia de São Torpes estes níveis conglomeráticos associados a arenitos e pelitos assentam em discordância angular sobre as rochas meta-sedimentares carbónicas da Formação de Mira (Figura 7b).

### **3. AS PRAIAS DE SINES**

As praias holocénicas da Ribeira de Moinhos e de São Torpes, expostas ao regime de agitação marítima, às marés e ao vento, apresentam sedimentos com características texturais, perfis de praia emersa e magnitude das trocas sedimentares sazonais distintas (Gama, 2005; Reis e Gama, 2010).

#### **3.1. REGIME DE VENTO E DE AGITAÇÃO MARÍTIMA**

O rumo mais frequente do vento é de Norte ou de Noroeste. No caso dos sistemas frontais se aproximarem do litoral, quando a localização do Anticiclone dos Açores o permite, o vento tende a soprar predominantemente de Sudoeste, por vezes associado a núcleos depressionários, mais comuns no Inverno (Gama, 2005).

O regime de agitação marítima que é registado na bóia ondógrafo de Sines é caracterizado por uma média da altura das ondas inferior a igual a 2m. A direcção média da ondulação indica predomínio da agitação do octante NW ao longo do ano e no período de “Verão marítimo”. O aumento da frequência da agitação dos octantes W e SW no período de “Inverno marítimo” está associada à ocorrência de temporais (Gama, 2005) (Figura 8). A praia da Ribeira de Moinhos está exposta à ondulação mais frequente de NW, ao contrário do que se verifica na praia de São Torpes que está protegida pelo Cabo de Sines. Por outro lado, a praia de São Torpes está menos protegida da ondulação de SW.

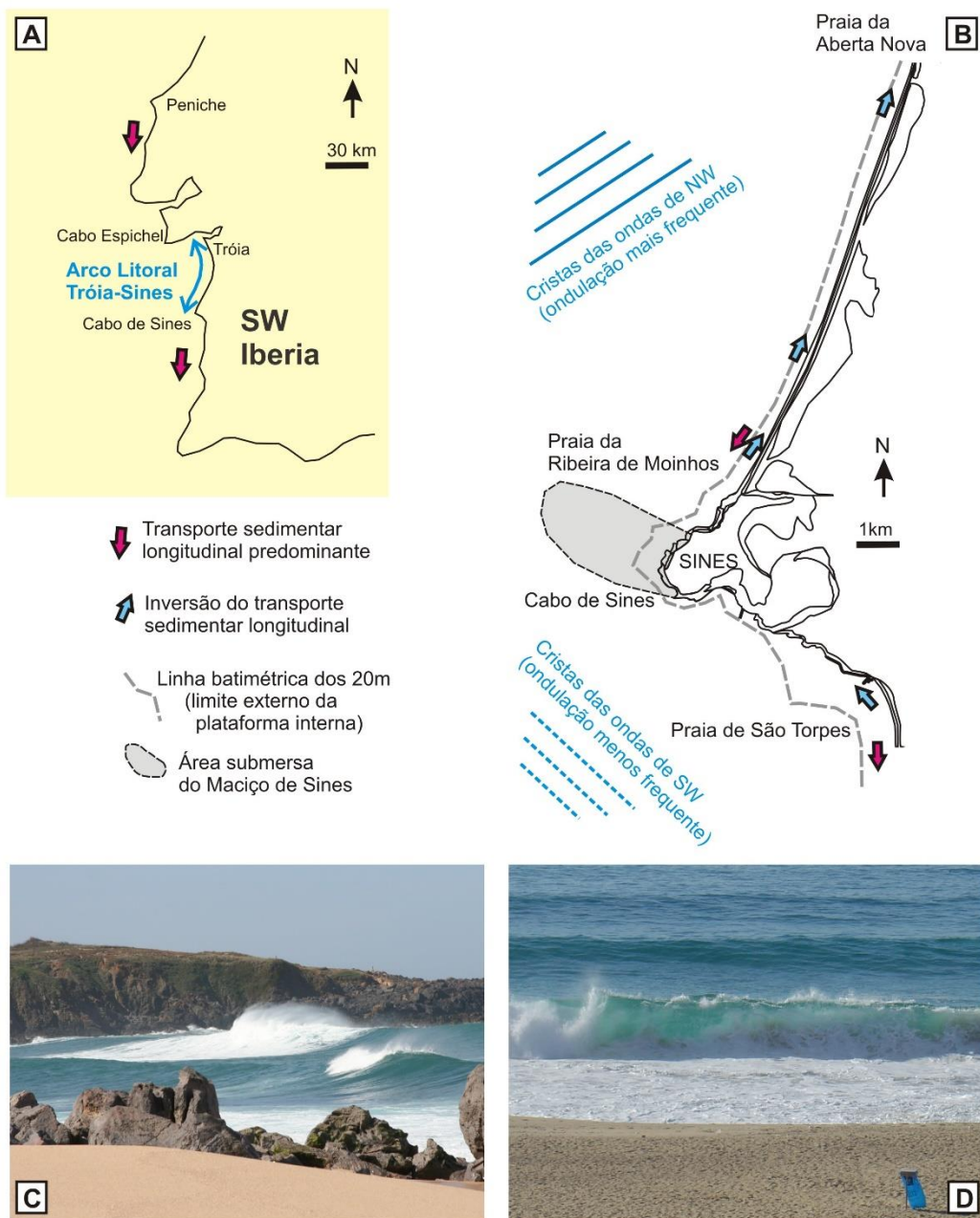


Figura 8

### **Figura 8 (página anterior)**

(a) Mapa esquemático de Portugal Continental com a localização da região de Sines, indicando o sentido predominante do transporte de sedimento ao longo da linha de costa (transporte longitudinal); (b) Esquema ilustrativo das cristas das ondas que alcançam as praias adjacentes ao Cabo de Sines, e do sentido do transporte longitudinal de sedimentos; A inversão do transporte sedimentar longitudinal ocorre quando as ondas são predominantemente de SW (Adaptado de Gama, 2005; Du et al., 2015); (c) Rebentação das ondas a Norte do Cabo de Sines; (d) Crista da onda, rebentação da onda e espraio.

Os temporais no litoral de Sines fazem-se sentir principalmente de NW, W e SW (Costa e Vitorino, 2001) com altura significativa média a variar entre os 5 e 6 m (Pires e Pessanha, 1986), e são responsáveis pelo aumento da magnitude de trocas volumétricas sazonais e transversais entre a praia e a plataforma (Gama, 2005).

Simultaneamente às trocas transversais, que ocorrem ao longo do ano, a manutenção do equilíbrio da configuração da linha de costa está associada ao transporte longitudinal de sedimentos (Gama, 2005; Gama et al., 2006, 2009; Du et al., 2015) (Figura 8).

## **3.2. PRAIA DA RIBEIRA DE MOINHOS**

A Praia da Ribeira de Moinhos está localizada a Norte do Cabo de Sines, no extremo meridional do Arco Litoral Tróia-Sines, que se estende por 65 km desde a foz do Rio Sado. A arriba desta praia tem uma altura de cerca de 10 m, e é exclusivamente constituída por rochas sedimentares pliocénicas-pleistocénicas, que a topo estão cobertas por areias dunares eólicas.

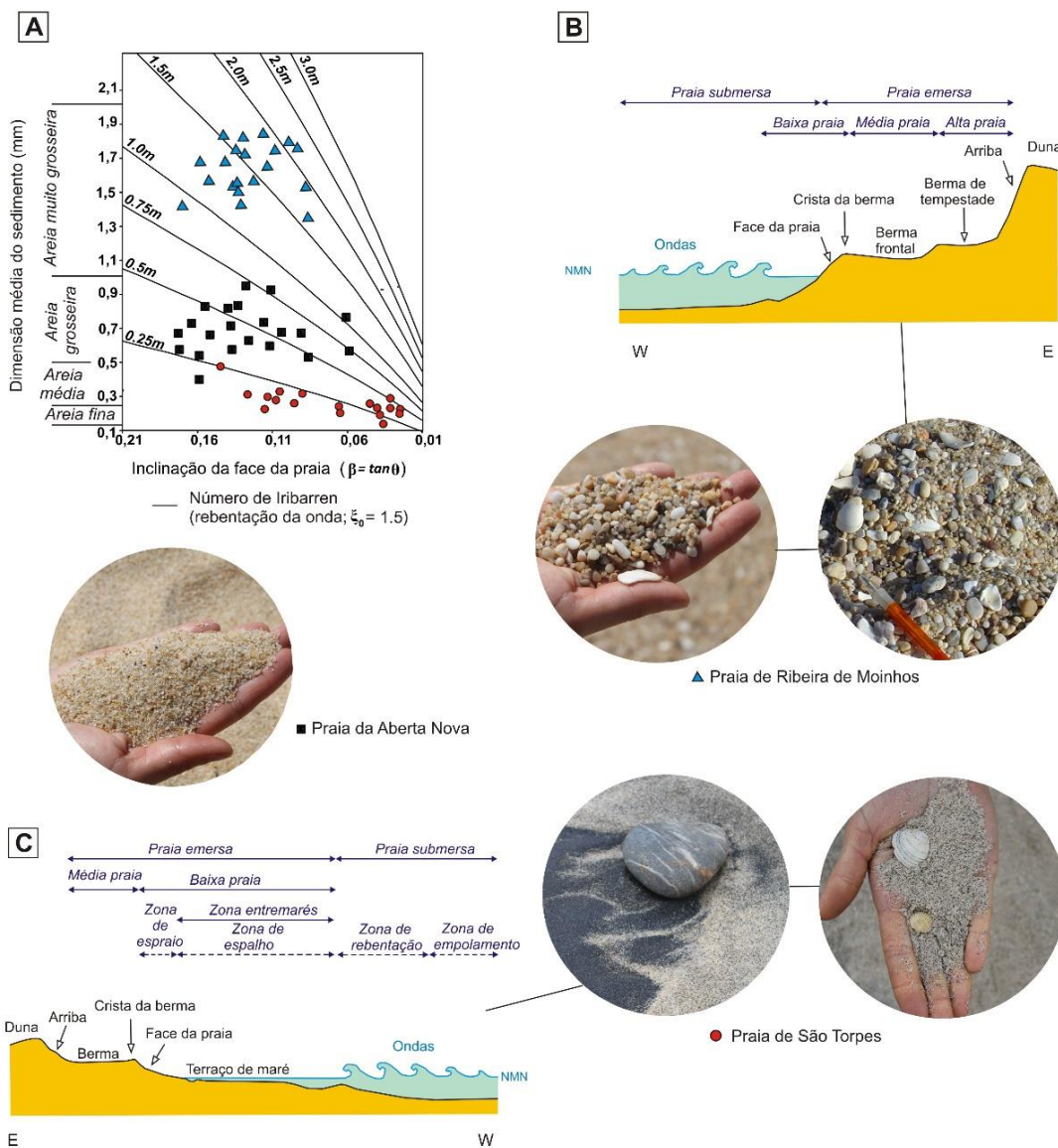
A areia da Praia da Ribeira de Moinhos é muito grosseira (Figura 9a), e muito bem a bem calibrada, sendo os seus grãos maioritariamente constituídos por quartzo e por litoclastos. A percentagem de carbonato de cálcio varia entre 1.5 e 3.8% e revela a presença de fragmentos de conchas (bioclastos) nas areias. Contudo os sedimentos siliciclásticos presentes nas arribas adjacentes à alta praia (Figura 7), ao sofrerem erosão subaérea, constituem uma das principais fontes sedimentares para esta praia.

No Arco Litoral Tróia-Sines é notório o aumento da granulometria da areia de Norte para Sul (Gama, 2005; Reis e Gama, 2010), o que se pode comprovar pela comparação entre o tamanho do grão da areia da Praia da Aberta Nova, localizada a Norte da Praia das Areias Brancas, e a areia da Praia da Ribeira de Moinhos (Figura 9a).

O perfil da praia emersa é geralmente constituído por duas bermas (Figura 9b), que podem ser três nos períodos de maior recuperação (Gama, 2005). Após os períodos de temporal a alta praia inclui uma berma que é a única remanescente do perfil, e que geralmente não é totalmente erodida pelas ondas de temporal. O declive da face da

praia é elevado, mantendo-se praticamente sem alterações durante todo o ano, classificando-se o perfil como reflectivo (Gama, 2005; Reis e Gama, 2010).

Nestas praias ocorrem trocas sedimentares longitudinais e transversais cuja importância depende principalmente das variações sazonais da dissipação da energia das ondas incidentes. A magnitude das trocas sedimentares transversais da Praia de Ribeira de Moinhos, tendo em conta o balanço entre o perfil de Inverno (mínimo) e o perfil de Verão (máximo), é bastante significativo alcançando os 460m<sup>3</sup>/m (Figura 10b), (Gama, 2005).



**Figura 9**

(a) Gráfico ilustrativo da relação entre a dimensão média do sedimento e o declive da face da praia (Adaptado de Reis e Gama, 2010); o incremento da dimensão dos sedimentos de praia reflecte o aumento da energia das ondas de Norte para Sul, ao longo do Arco Litoral Troia-Sines; (b) Perfil da praia emersa da Praia de Ribeira de Moinhos; (c) Perfil da praia emersa da Praia de São Torpes; (Adaptado de Gama, 2005); Fotografias mostram em pormenor a dimensão do sedimento das praias da Aberta Nova, da Ribeira de Moinhos e de São Torpes.

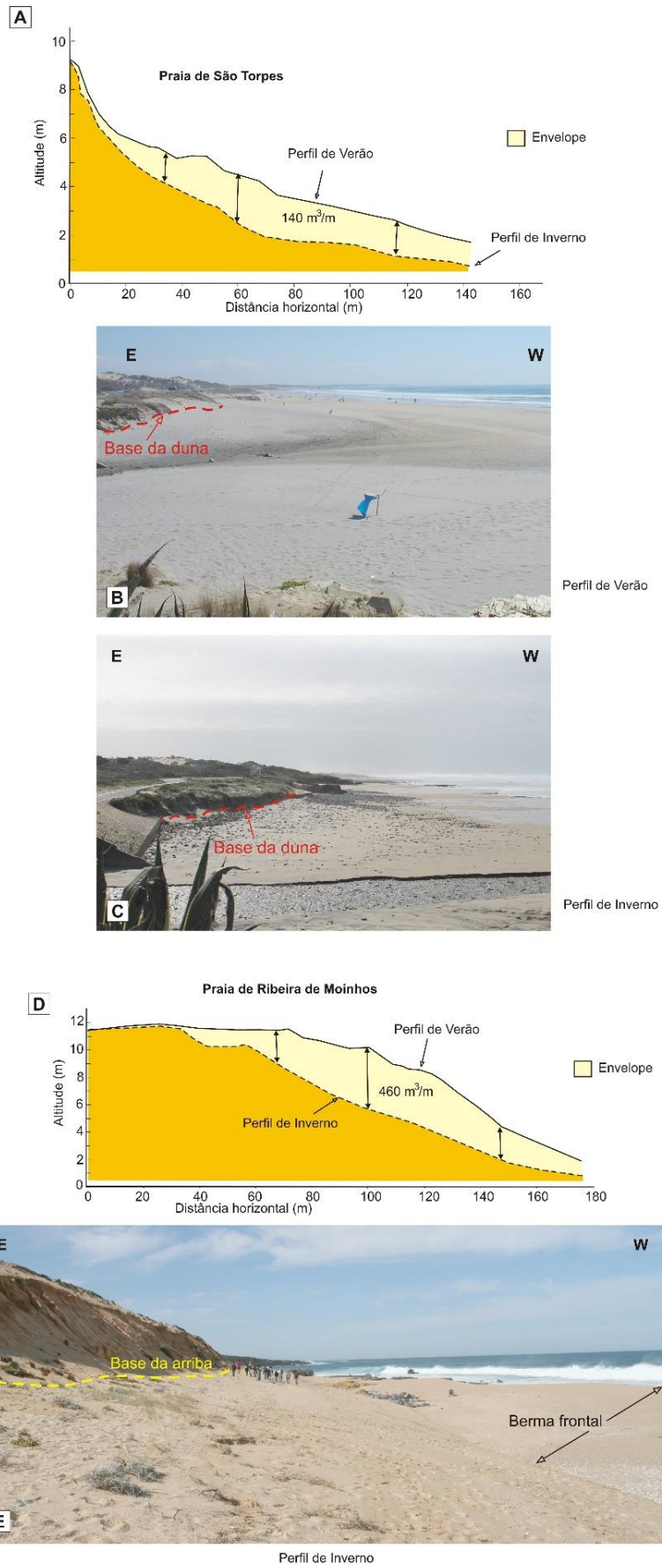
### 3.3. PRAIA DE SÃO TORPES

A Praia da São Torpes, com cerca de 1,5 km de extensão, está localizada a Sul do Cabo de Sines no Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina onde desagua a ribeira da Junqueira. Apresenta uma arribas, que varia entre 2 e 5m de altura, essencialmente constituída por rochas meta-sedimentares carbónicas e rochas siliciclásticas pliocénicas-pleistocénicas, cobertas por areia de duna.

O sedimento dominante da Praia de São Torpes é a areia fina a média (Figura 9a), moderadamente bem calibrada e maioritariamente constituída por grãos de quartzo, litoclastos (meta-pelito, meta-grauvaque e arenito) e por bioclastos (bivalves, gastrópodes e equinodermes). Estes últimos são responsáveis pela elevada percentagem de carbonato de cálcio nas areias desta praia, entre 11 e 38 %, apontando para uma fonte biogénica local muito significativa. É ainda de salientar a presença de uma elevada percentagem de minerais pesados (máficos; Figura 9c) indicativos da proximidade do Maciço de Sines. Nos períodos de temporal, ocorre o transporte da areia da praia emersa para a plataforma interna, ficando a descoberto um nível de cascalheira holocénica (cascalhos, seixos e burgaus; Figura 10a), ou a plataforma de abrasão holocénica escavada em rochas meta-sedimentares do Carbónico.

O perfil da praia caracteriza-se pela ausência de alta praia. A média praia, com a formação de uma berma, é reconhecida durante os períodos de maior recuperação (perfil intermédio), enquanto em períodos de temporal (perfil dissipativo com menor declive da face da praia) a Praia de São Torpes apenas apresenta baixa praia, caracterizada por um extenso terraço de maré (Gama, 2005). Quando a praia está em recuperação pode observar-se a presença de um sistema lomba-canal.

A magnitude das trocas volumétricas de areia, considerando o balanço entre o perfil de Inverno (mínimo) e o perfil de Verão (máximo), pode atingir os 140m<sup>3</sup>/m na Praia de São Torpes (Figura 10a) (Gama, 2005).



**Figura 10**



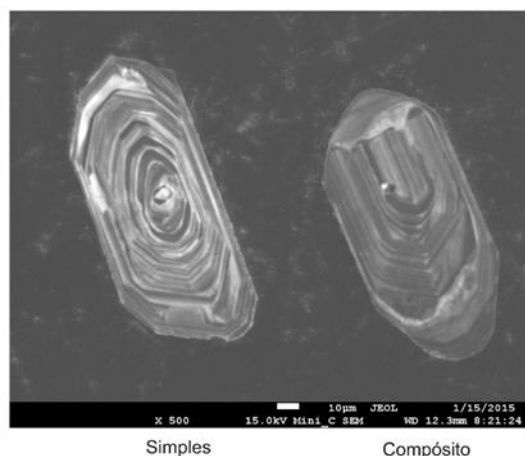
### Figura 10 (página anterior)

Perfis de praia emersa (não incluem a crista da duna) ilustrando a variação média do volume de sedimento, em praias consideradas estáveis numa escala temporal curta; em cada perfil estão representados os contornos dos perfis de Inverno (limite inferior do envelope) e de Verão (limite superior do envelope) para levantamentos topográficos relativos a um período de 5 anos (São Torpes) e de 2 anos e meio (Ribeira de Moinhos); Praia de São Torpes: (a) Envelope, (b) Perfil de “Verão” e (c) Perfil de “Inverno”; Praia de Ribeira de Moinhos: (d) Envelope e (e) Perfil de “inverno” (Adaptado de Gama, 2005).

## 4. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA AREIA DAS PRAIAS

### 4.1. ZIRCÃO DETRÍTICO

O zircão é um mineral pesado que cristaliza a partir de um magma saturado em zircônio. A composição do magma e a temperatura de cristalização afectam a morfologia do zircão, que pode apresentar diferentes formas externas (Vavra, 1990). O zircão formado por processos genéticos ígneos ou metamórficos pode apresentar uma grande variedade de padrões internos apenas identificados de forma eficiente usando imagens de catodoluminescência (Hanchar e Miller, 1993; Vavra et al., 1996). O zircão magmático pode ter uma estrutura simples, correspondendo a um único evento de cristalização, ou pode ter uma estrutura mais complexa (compósito) representando mais de um evento de cristalização (Corfu et al., 2003) (Figura 11).



**Figura 11**

Imagens de catodoluminescência que revelam a estrutura interna do zircão; um grão simples que é caracterizado por um evento de crescimento concêntrico (esquerda); um grão compósito com um núcleo interno que representa um evento de crescimento mais antigo que é rodeado por um crescimento posterior discordante (direita).

Neste último caso, a idade mais antiga que é obtida pode representar um estágio inicial de cristalização da câmara magmática, ou um zircão herdado que resistiu ao processo de anatexia ou que derivou do encaixante (Charlier et al., 2005; Miller et al., 2007). O zircão que cresce durante o metamorfismo tende a formar crescimentos (pouco espessos e de difícil medição) em torno dos grãos mais antigos (herdados) ou grãos simples (Corfu et al., 2003).

O zircão é um mineral que está presente na maioria dos sistemas sedimentares, principalmente naqueles que são dominados por depósitos siliciclásticos porque é muito resistente à erosão. O facto de este mineral resistir à erosão e ao transporte desde a sua fonte torna-o útil para estudos de proveniência sedimentar. A determinação com razoável precisão, exactidão e eficiência das populações de idade do zircão detrítico encontrado em rochas siliciclásticas, obtém-se medindo os isótopos U, Th e Pb (Corfu et al., 2003; Fedo et al., 2003; Gehrels et al., 2011). Os dados de geocronologia U-Pb em zircão detrítico tem sido usada como proxy para identificar a idade da fonte (magma, metamórfica ou sedimentar) de onde derivaram (Sircombe e Hazelton, 2004).

A proveniência pode ser analisada através da comparação da população de zircão detrítico de determinada rocha siliciclástica com: 1) a idade de cristalização de rochas ígneas fonte (proto-fonte), ou 2) as populações de idade de zircão detrítico de reservatórios intermédios de sedimento (rochas sedimentares que incluem grãos reciclados de uma ou várias proto-fontes e de antigos reservatórios intermédios de sedimento) (Sircombe, 1999; Pereira e Gama, 2021). Esta análise comparativa, por ser complexa e envolver um considerável número de dados (Big Data), é comumente realizada recorrendo a ferramentas estatísticas usando o software IsoplotR concebido para o efeito (Vermeesch, 2018).

## **4.2. EVIDÊNCIA DE PROVENIÊNCIA LOCAL E DE RESERVATÓRIOS INTERMÉDIOS DE SEDIMENTO**

Quando se desenvolvem estudos de proveniência é comum encontrar populações de idade de zircão detrítico que não coincidem com a idade das rochas mais antigas que afloram próximo da bacia sedimentar (proveniência local). Será que as populações de idade de zircão detrítico em questão foram transportadas ao longo de grandes distâncias e derivam de fontes remotas (proveniência distal)?

Com o objectivo de analisar a proveniência da areia das praias holocénicas adjacentes ao Cabo de Sines utilizou-se uma compilação de idades U-Pb de zircão detrítico de rochas meta-sedimentares carbónicas, sedimentares triásicas e pliocénicas-pleistocénicas que existem na região de Sines-Santiago do Cacém, e de zircão ígneo do Maciço de Sines (Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2014, 2016, 2017; Rodrigues et al., 2015; Dinis et al., 2018).

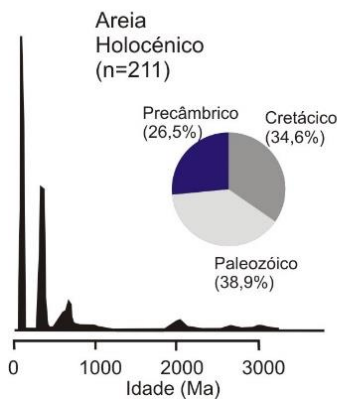
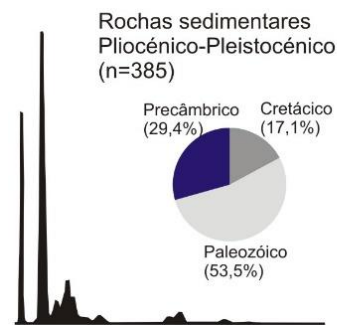
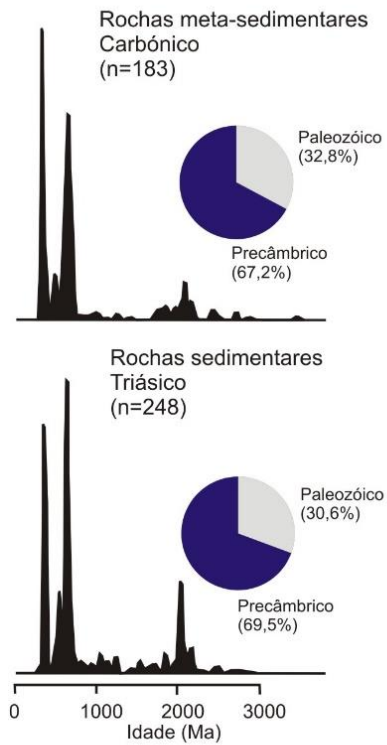


A análise comparativa dos gráficos KDE (Kernel density estimators) e dos diagramas de percentagem relativa, mostra uma semelhança entre as populações de idade de zircão detrítico das rochas meta-sedimentares carbónicas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo e das rochas sedimentares triásicas da Bacia do Alentejo (Figura 12). Ambas são dominadas pelas sub-populações de grãos precâmbrios (principalmente neoproterozóicos e paleoproterozóicos). Esta semelhança sugere que os turbiditos da Formação de Mira possam ter sido uma fonte dos sedimentos triásicos do Grupo Grés de Silves. A comparação entre as diferentes populações de idade de zircão também foi realizada através da aplicação do teste estatístico Kolmogorov-Smirnov (Figura 13). O teste K-S permitiu comparar numericamente as diferentes populações de idade de zircão, duas a duas, e construir curvas de distribuição cumulativa de idades (CAD-Cumulative age distribution). A representatividade de cada população da idade do zircão é garantida porque  $N \geq 20$ , independentemente de apresentarem valores diferentes de  $N$ . Em relação à diferença vertical máxima entre duas curvas CAD, quanto menor for a distância entre elas, menor será a diferença entre diferentes populações de idade de zircão, indicando que podem derivar da mesma fonte, ou de fontes semelhantes (DeGraaff-Surpless et al., 2003; Guynn e Gehrels, 2010). Os diagramas MDS (Multidimensional scaling) são muito intuitivos para visualizar a relação entre pares de populações de idades de zircão, traduzindo-se no facto de quanto menor for o distanciamento maior será a correspondência (Wissink et al., 2018).

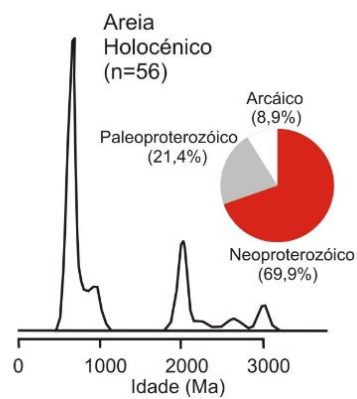
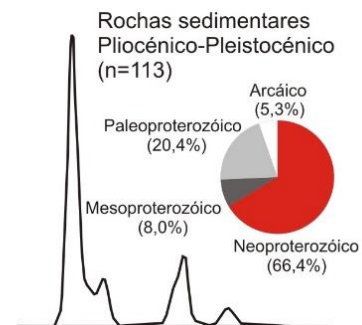
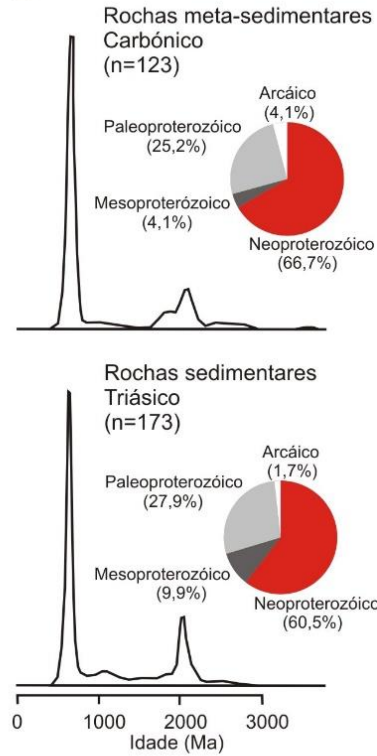
Estudos anteriores (Pereira et al., 2014; Rodrigues et al., 2015) demonstraram que a Formação de Mira terá muito provavelmente resultado da erosão de rochas meta-sedimentares e meta-ígneas devónicas, e que parecem ter sido a fonte dominante de arenitos e conglomerados do Triásico da Bacia do Alentejo (Pereira et al., 2017; Pereira e Gama, 2017; Dinis et al., 2018). Admite-se que a maior parte do zircão detrítico Precâmbrio e Paleozóico terá sido provavelmente reciclado de fontes mais antigas até chegar à bacia sedimentar carbónica, e que por sua vez, poderá ter funcionado como reservatório intermédio de sedimento, para a deposição que ocorreu posteriormente durante o Triásico na Bacia do Alentejo.

A Figura 14 ilustra o fluxo do zircão detrítico Precâmbrio e Paleozóico que derivou da erosão do reservatório intermédio de sedimento mais antigo (turbiditos da Formação de Mira), e que foram depois transportados e depositados na Bacia do Alentejo durante o Triásico (Figura 14-1). As sub-populações de zircão detrítico Precâmbrio e Paleozóico encontradas nas rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico da Bacia de Alvalade podem indicar reciclagem das rochas meta-sedimentares carbónicas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo (Figura 14-2) e das rochas siliciclásticas do Triásico da Bacia do Alentejo (Figura 14-3; reservatórios intermédios de sedimento), como indica a sobreposição das curvas CAD (Figura 13b). Deste modo, os arenitos e conglomerados do Triásico também representam um reservatório intermédio de sedimento relativamente às rochas siliciclásticas pliocénicas-pleistocénicas.

**A - Todas as idades de zircão detrítico**



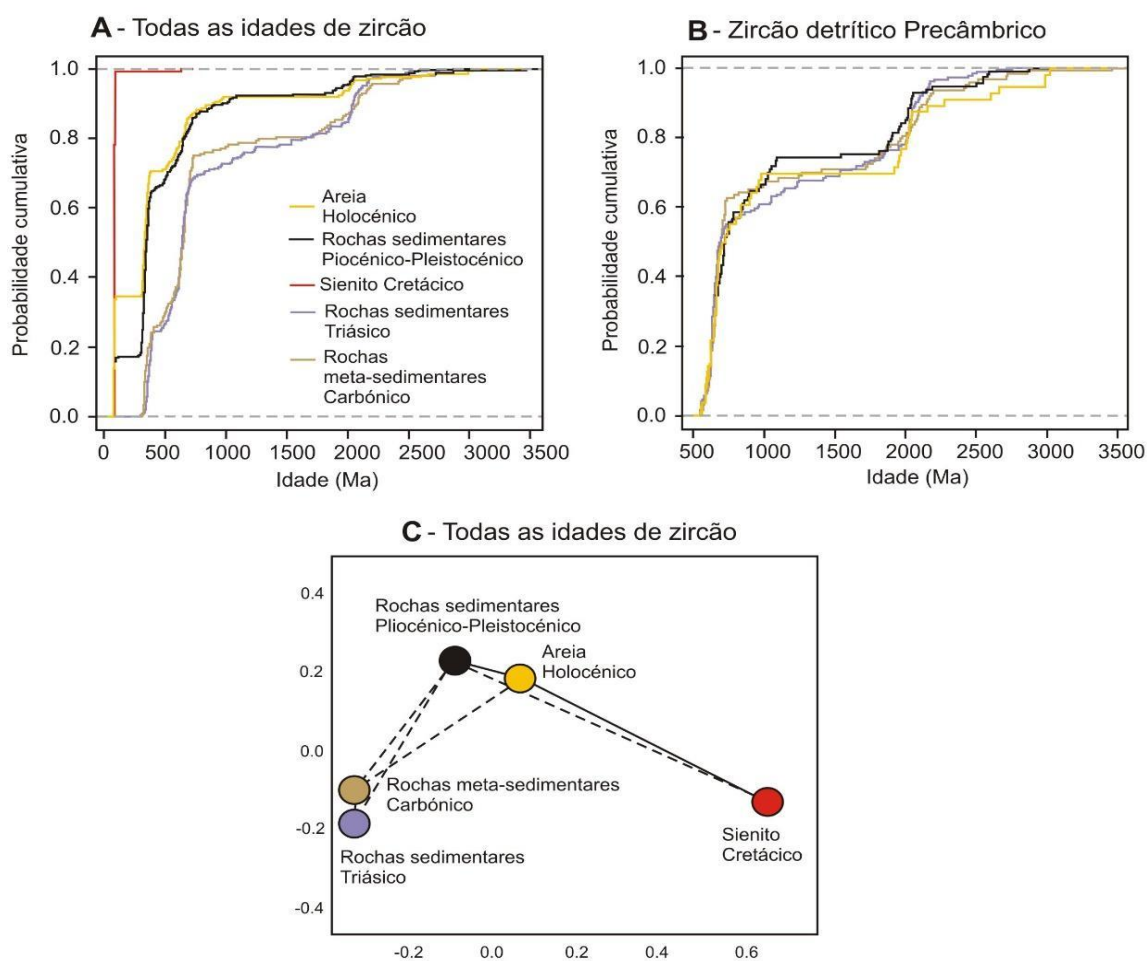
**B - Zircão detrítico Precâmbrico**



**Figura 12**

Gráficos KDE (Kernel density estimators) e diagramas de percentagem relativa das idades de zircão detrítico de rochas meta-sedimentares carbónicas, sedimentares triásicas e pliocénicas-pleistocénicas que existem na região de Sines-Santiago de Cacém, e da areia das praias holocénicas adjacentes ao Cabo de Sines (Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2014, 2016, 2017; Rodrigues et al., 2015; Dinis et al., 2018) (adaptado de Pereira e Gama, 2021).

Alguns aspectos podem ser realçadas nos gráficos MDS que comparam separadamente as sub-populações de idade de zircão detrítico Precâmbrico e Paleozóico (Figura 13c). As sub-populações de idade de zircão Precâmbrico das rochas meta-sedimentares carbónicas, das rochas sedimentares triásicas e pliocénicas-pleistocénicas não são significativamente diferentes se comparadas com a areia holocénica das praias adjacentes ao Cabo de Sines. No entanto, as sub-populações paleozóicas mostram diferenças entre si. A sub-população de idade de zircão detrítico Paleozóico das rochas sedimentares triásicas é diferente das outras, e a das rochas meta-sedimentares carbónicas é significativamente diferente da encontrada na areia da praia holocénica, que inclui grãos do Pérmico e do final do Carbónico.



**Figura 13**

Gráficos CAD (Cumulative age distribution) e MDS (Multidimensional scaling) relativos aos resultados do teste K-S aplicado às idades de zircão detrítico de rochas meta-sedimentares carbónicas, sedimentares triásicas e pliocénicas-pleistocénicas que existem na região de Sines-Santiago do Cacém, da areia das praias holocénicas adjacentes ao Cabo de Sines, e às idades de zircão ígneo do sienito Cretácico do Maciço de Sines (Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2014, 2016, 2017; Rodrigues et al., 2015; Dinis et al., 2018)(adaptado de Pereira e Gama, 2021).

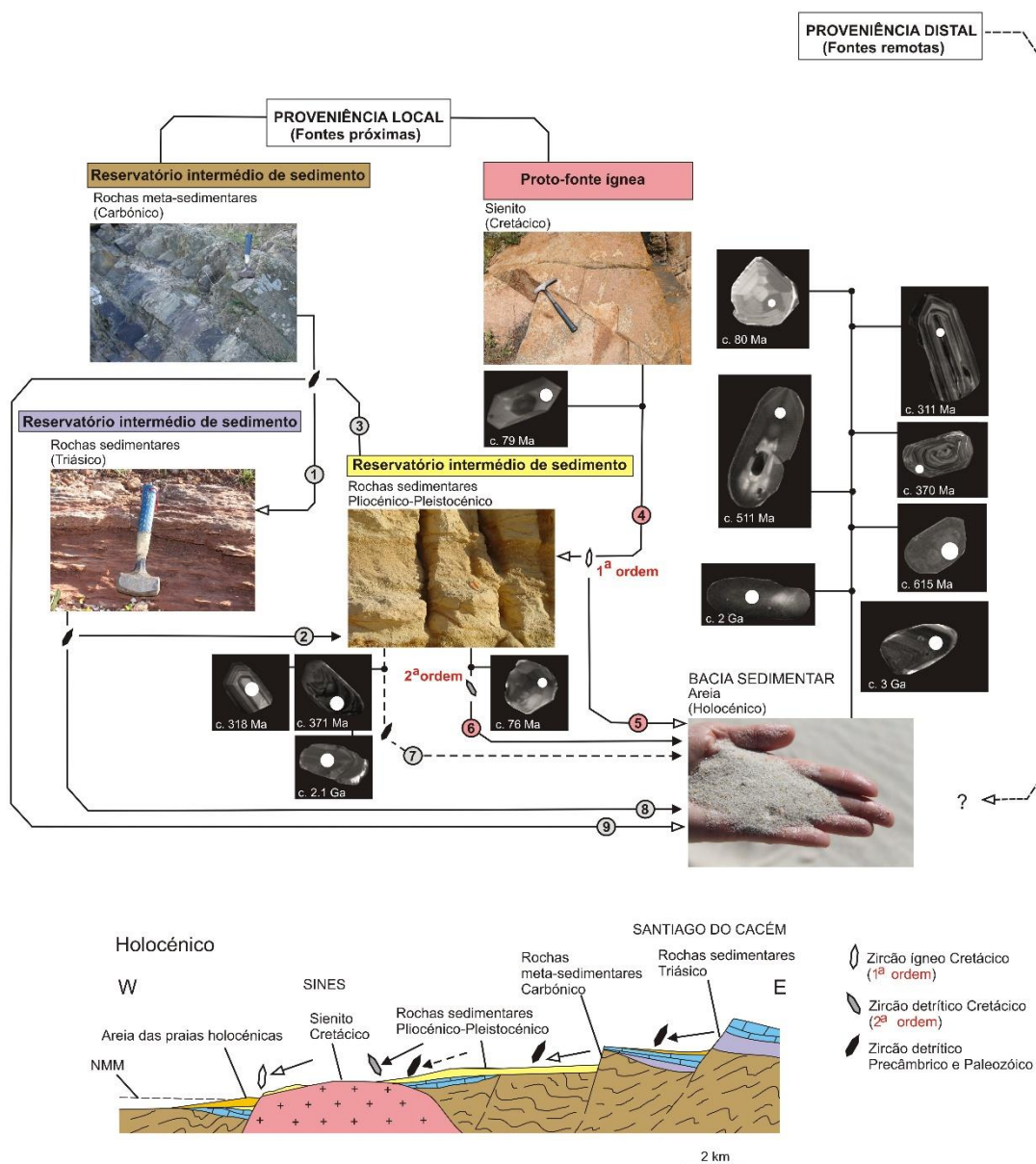
Embora a proveniência local seja a hipótese mais provável, não se exclui a possibilidade de que a proveniência distal também contribua para a areia da praia de Sines. Na região de Sines-Santiago do Cacém, não se conhecem afloramentos de rochas precâmblicas, mas existem sub-populações de zircão detrítico com idade neoproterozóica e paleoproterozóica na areia da praia holocénica.

As rochas mais antigas encontradas no sudoeste da Península Ibérica são rochas meta-sedimentares neoproterozóicas do Grupo da Série Negra que afloram a pelo menos 70 km de distância para leste de Santiago do Cacém (Maciço de Évora; Pereira et al., 2008). Estas rochas precâmblicas representam um reservatório intermédio de sedimento que está relacionado com erosão de um arco magmático Neoproterozóico (Orogenia Cadomiana; Pereira et al., 2008; Figura 2) que foi construído em rochas mais antigas do Paleoproterozóico do Cratão Oeste Africano (Orogenia Eburniana; Pereira et al., 2015) (Figura 2). As rochas siliciclásticas neoproterozoicas do Grupo da Série Negra incluem duas sub-populações de idade de zircão detrítico dominantes neoproterozóicas e paleoproterozóicas, e uma lacuna característica de idade Mesoproterozóica (Pereira et al., 2008) que coincide com o que se observa na população de idades de zircão detrítico da areia holocénica. Assim, também é possível presumir a contribuição de fontes remotas localizadas a nordeste de Sines. O zircão detrítico Precâmbrico pode ser transportado pela rede de drenagem do rio Sado e atingir a costa atlântica na extremidade mais setentrional do Arco Litoral Tróia-Sines (delta de vazante do rio Sado). O sedimento retido no delta do rio Sado é depois transportado ao longo da plataforma por efeito da deriva litoral para sul (Du et al., 2015) (Figura 8). Em alternativa, o facto de não ter sido encontrada na areia da praia holocénica de Sines uma sub-população de zircão detrítico com idades no intervalo 1,6-1 Ga também pode ser explicada por uma falha no método de amostragem, e se assim for, será necessário reunir mais dados geocronológicos. Neste caso, a ausência de grãos mesoproterozóicos não é decisiva para se interpretar a proveniência da areia das praias adjacentes ao Cabo de Sines porque os gráficos CAD e MDS (Figura 13) indicam claramente que a sua população de idade de zircão detrítico não é significativamente diferente da que caracteriza as rochas siliciclásticas pliocénicas-pleistocénicas da Bacia de Alvalade.

### **4.3. RECICLAGEM DE UMA PROTO-FONTE: O MACIÇO DE SINES**

Qual terá sido o papel da reciclagem do Maciço de Sines no sistema sedimentar Cenozóico? Anteriormente, ao soerguimento do Maciço de Sines e à sua gradual exposição aos agentes erosivos, a entrada de zircão Cretácico proveniente desta proto-fonte no sistema sedimentar dinâmico não era possível. Nesta altura da história geológica, as fontes disponíveis seriam exclusivamente, reservatórios intermédios de sedimento, como as rochas meta-sedimentares carbónicas do Grupo Flysch do Baixo Alentejo e as rochas sedimentares triásicas da Bacia do Alentejo. A nova sub-população

de zircão Cretácico, de proveniência local, começou a misturar-se com o produto da reciclagem dos reservatórios intermédios de sedimento antigos durante a deposição pliocénica-pleistocénica (Albardeiro et al., 2014). A entrada de zircão Cretácico no sistema sedimentar foi responsável pela diminuição da representatividade relativa das sub-populações precâmbrica e paleozóica, conforme sugerido pelos gráficos KDE (Figura 13). O zircão ígneo do Cretácico que derivou diretamente da erosão da proto-fonte Maciço de Sines e que se encontra nas rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico da Bacia de Alvalade pode ser classificado como sendo de primeira ordem (Figura 14-4).



**Figura 14**

Diagrama de fluxo e corte geológico simplificado da região de Sines-Santiago do Cacém, ilustrando a proveniência do zircão detrítico da areia das praias holocénicas adjacentes ao Cabo de Sines. Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão representativos do sienito Cretácico, das rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico e da areia de praia holocénica (adaptado de Albardeiro, 2015; Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2016) (adaptado de Pereira e Gama, 2021).

No Holocénico, os sienitos e gabros do Maciço de Sines permanecem como uma proto-fonte para a areia das praias adjacentes ao Cabo de Sines, fornecendo, desta forma, zircão ígneo do Cretácico (Pereira et al., 2016), de primeira ordem, para a bacia sedimentar (Figura 14-5). As rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico que se estendem pela planície litoral e formam as arribas (principalmente a norte do Cabo Sines) parecem representar a fonte predominante da areia das praias holocénicas, como é evidenciado pelas notáveis semelhanças entre a distribuição de idade de zircão detrítico nos gráficos KDE e CAD, e no diagrama MDS (Figuras 12 e 13). Os resultados obtidos permitem admitir que a sequência sedimentar do Pliocénico-Pleistocénico constitui um reservatório intermédio de sedimento para a bacia sedimentar do Holocénico. Neste caso, as rochas siliciclásticas do Pliocénico-Pleistocénico que incorporam material reciclado dos reservatórios intermédios de sedimento Carbónico e Triásico (dominados por sub-populações de zircão detrítico Precâmbrico e Paleozóico), também fornecem zircão Cretácico proveniente do plutão de Sines (Figura 14-6-7). O zircão Cretácico proveniente do Maciço de Sines que passou pelo reservatório intermédio de sedimento Pliocénico-Pleistocénico e que foi mais tarde transportado para o depósito de areia holocénica pode ser classificado como de segunda ordem (Figura 14-6). Além disso, o zircão detrítico Precâmbrico e Paleozóico também foi muito provavelmente incorporado na areia das praias holocénicas diretamente a partir dos reservatórios intermédios de sedimento Carbónico e Triásico (Figura 14-8-9).

A geocronologia U-Pb de zircão revelou ser uma ferramenta muito útil e eficiente para obter e reunir informação sobre a proveniência sedimentar. A análise comparativa de populações de zircão detrítico, incluindo reservatórios intermédios de sedimento e proto-fontes, permite caracterizar as diferentes etapas de reciclagem de sedimentos que ocorrem durante os sucessivos ciclos de erosão deposição de distintas bacias sedimentares, e compreender melhor a história geológica de uma determinada região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albardeiro, L.; Pereira, M.F.; Gama, C.; Chichorro, M.; Hoffman, M.; Linnemann, U. (2014). Provenance study of Pliocene-Pleistocene sands based on ancient detrital zircons (Alvalade Basin, SW Iberian Atlantic coast). *Sedimentary Geology*, 307, 47-58.
- Albardeiro, L. (2015). Aplicação da geocronologia U-Pb em zircão a areias e rochas do substrato do litoral do sudoeste de Portugal: Implicações para a proveniência, dinâmica sedimentar e história geológica da região. Tese de Doutoramento, *Universidade de Évora*, IIFA, Évora, 328 pp.
- Antunes, M.T., Mein, P., Pais, J. (1986). Depósitos messinianos do sul de Portugal, mamíferos (incluindo rodentia e lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra (UNL)*, 8, 55-64.
- Charlier, B.L.A.; Wilson, C.J.N.; Lowenstern, J.B.; Blake, S.; Van Calsteren, P.W.; Davidson, J.P. (2005). Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology*, 46, 3-32.
- Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O.; Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469-495.
- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J., (2001). Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. 2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária. Associação Internacional de Navegação. Sines. CD-ROM, 20 pp.
- Cunha, P. P.; Pena dos Reis, R. (1995). Cretaceous sedimentar and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (portugal). *Cretaceous Research* 16, 155-170.
- DeGraaff-Surpless, K.; Mahoney, J.B.; Wooden, J.L.; McWilliams, M.O. (2003). Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: insights from the Cretaceous Methow Basin, Southern Canadian Cordillera. *Geological Society of America Bulletin*, 115(8), 899-915.
- Dinis, P.A.; Fernandes, P.; Jorge, R.C.G.S.; Rodrigues, B.; Chew, D.M.; Tassinari, C.G. (2018). The transition from Pangea amalgamation to fragmentation: constraints from detrital zircon geochronology on West Iberia paleogeography and sediment sources. *Sedimentary Geology* 375, 172-187.
- Du, X.; Gama, C.; Liu, J.T.; Baptista, P. (2015). Sediment sources and transport pathway identification based on grain-size distributions on the SW coast of Portugal. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26, 397-409.
- Fedo, C.M.; Sircombe, K.N.; Rainbird, R.H. (2003). Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: Hanchar, M.; Hoskin, P.W.O (Eds), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277-303.



- Gama, C. (2005). Dinâmica de Sistemas Sedimentares do Litoral Ocidental Português a Sul do Cabo Espichel. Tese de Doutoramento, *Universidade de Évora*, Évora, 359 pp.
- Gama, C.; Andrade, C.; Taborda, R.; Freitas, C. (2006). Morphodynamics of Beaches in the Tróia-Sines Littoral Ribbon (SW Portugal). VII Congresso Nacional de Geologia. Vol. II, 389-392. Universidade de Évora, Estremoz.
- Gama, C., Albardeiro, L., Baptista, P. (2009). Descrição da configuração da linha de costa ao longo do Arco Litoral Tróia-Sines. VII Reunião do Quaternário Ibérico, 97-100, 5 a 9 de Outubro de 2009, Universidade do Algarve, ISBN-978-989-95636-4-3.
- Gehrels, G.E.; Blakey, R.; Karlstrom, K.E.; Timmons, J.M.; Dickinson, B.; Pecha, M. (2011). Detrital zircon U-Pb geochronology of Paleozoic strata in the Grand Canyon, Arizona. *Lithosphere*, 3, 183-200.
- Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J., Cornen, G. (2010). Plume–lithosphere interaction during migration of Cretaceous alkaline magmatism in SW Portugal: evidence from U–Pb ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *Journal of Petrology* 51, 1143–1170.
- Guynn, J.; Gehrels, G. (2010). Comparison of Detrital Zircon Age Distributions Using the K-S Test. Arizona LaserChron Center. Available at: <https://laserchron.org/>.
- Hanchar, J.M.; Miller, C.F. (1993). Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, 1-13.
- Inverno, C.M.C., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Pais, J., Ribeiro, M.L. (1993). Notícia explicativa da Folha 42-C (1/50000), Santiago do Cacém. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Manuppella, G. (1988). Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas* 10, 67–71.
- Miller, J.; Matzel, J.; Miller, C.; Burgess, S.; Miller, R. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 282-299.
- Miranda, R.; Valadares, V.; Terrinha, P.; Mata, J.; Azevedo, M.; Gaspar, M.; Kulberg, J.; Ribeiro, C. (2009). Age constrains on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research* 30, 575-586.
- Oldroyd, D. (2000). Classic Papers in the History of Geology: James Hutton's "Theory of the Earth" (1788). *Episodes* 23(3), 196-202.
- Oliveira, J.T., Wagner G.C. (1983). The Mértola and Mira formations boundary between Doguedo and Almada do Ouro marine Carboniferous of South Portugal. In: Lemos de Sousa MJ (eds) Contributions to the carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula. Direcção-Geral de Geologia e Minas, Lisboa, pp 1–39.
- Oliveira, J.T. (1984). Carta Geológica de Portugal, escala 1/200000, Notícia Explicativa da Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.



Palain, C. (1976). Une série détritique terrigène. Les “Grès de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal* 25, 1–37.

Pereira, M.F.; Gama, C. (2021). Revisiting the Intermediate Sediment Repository Concept Applied to the Provenance of Zircon. *Minerals* 11, 233. <https://doi.org/10.3390/min11030233>

Pereira, M.F.; Gama, C. (2017). Detrital provenance of the Upper Triassic siliciclastic rocks from southwest Iberia: a review. *Journal of Iberian Geology* 43, 379-393.

Pereira, M.F.; Ribeiro, C.; Gama, C.; Drost, K.; Chichorro, M.; Vilallonga, F.; Hofmann, M.; Linnemann, U. (2017). Provenance of upper Triassic sandstone, southwest Iberia (Alentejo and Algarve basins): tracing variability in the sources. *International Journal of Earth Sciences* 106 (1), 43-57.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., (2008). Zircon U–Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton. In: Liégeois, J.P., Nasser, E. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton. Geological Society of London Special Publication*, 297, 385-408.

Pereira, M.F.; Ribeiro, C.; Vilallonga, F.; Chichorro, M.; Drost, K.; Silva, J.B.; Albardeiro, L.; Hofmann, M.; Linnemann, U. (2014). Variability over time in the sources of South Portuguese Zone turbidites: evidence of denudation of different crustal blocks during the assembly of Pangea. *International Journal of Earth Sciences* 103, 1453-1470.

Pereira, M.F.; El Houicha, M.; Chichorro, M.; Armstrong, R.; Jouhari, A.; El Attari, A.; Ennih, N.; Silva, J.B. (2015). Evidence of a Paleoproterozoic basement in the Moroccan Variscan belt (Rehamna massif, western Meseta). *Precambrian Research* 268, 61-73.

Pereira, M.F.; Albardeiro, L.; Gama, C.; Chichorro, M.; Hofmann, M.; Linnemann, U. (2016). Provenance of Holocene beach sand in the Western Iberian margin: the use of the Kolmogorov-Smirnov test for the deciphering of sediment recycling in a modern coastal system. *Sedimentology* 63, 5, 1149-1167.

Pimentel, N., Azevedo, T.M. (1992). Os depósitos de Raña no sudoeste ibérico (Baixo Alentejo ocidental, Portugal). *Monografias C.C. Medioambiente* 2, 59-69.

Pires, O., Pessanha, L.F. (1986). Elementos sobre o clima de Agitação Marítima na região de sines. *Instituto de Meteorologia e Geofísica*. p. 100.

Reis, A.H.; Gama, C. (2010). Sand size versus beachface slope- an explanation based on the Constructal Law. *Geomorphology*, 1143, 276-283.

Rodrigues, B.; Chew, D.M.; Jorge, R.C.G.S.; Fernandes, P.; Veiga-Pires, C.; Oliveira, J.T. (2015). Detrital zircon geochronology of the Carboniferous Baixo Alentejo Flysch Group (South Portugal); constraints on the provenance and geodynamic evolution of the South Portuguese Zone. *Journal of the Geological Society of London* 172, 294-308.

Sircombe, K.N.; Hazelton, M.L. (2004). Comparison of detrital zircon age distributions by

kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171, 91-111.

Sircombe, K.N. (1999). Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, 124, 47-67.

Thomas, W.A. (2011). Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance. *Lithosphere*, 3, 304-308.

Vavra, G.; Gebauer, D.; Schmid, R.; Compston, W. (1996). Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 337–358.

Vavra, G. (1990). On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineral and Petrology*, 106, 90-99.

Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N. (2007).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 308-325.

Vermeesch, P. (2018). Dissimilarity measures in detrital geochronology. *Earth-Science Reviews* 178, 310-321.

Wissink, G.K.; Wilkinson, B.H.; Hoke, G.D. (2018). Pairwise sample comparisons and multidimensional scaling of detrital zircon ages with examples from the North American platform, basin, and passive margin settings. *Lithosphere*, 10, 478-491.