

# **Universidade do Algarve**

Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente

## **Variações do Nível Médio do Mar no Algarve ao longo do Quaternário Superior. O Sector Praia da Galé – Praia de S. Rafael.**



(Dissertação para a obtenção do grau de  
Mestre em Estudos Marinhos e Costeiros)

**Luís José de Sousa Albardeiro**

Faro  
2004

**Universidade do Algarve**  
Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente

**Variações do Nível Médio do Mar no  
Algarve ao longo do Quaternário Superior.  
O Sector Praia da Galé – Praia de S. Rafael.**

Dissertação para a obtenção do grau de  
Mestre em Estudos Marinhos e Costeiros

**Luís José de Sousa Albardeiro**

Faro  
2004

**Nome:** Luís José de Sousa Albardeiro

**Departamento:** Faculdade de Ciências do Mar e Ambiente da Universidade do Algarve

**Orientador:** Prof. Dra. Delminda Maria de Jesus Moura

(Professora Auxiliar de Nomeação Definitiva da Faculdade de Ciências do Mar e Ambiente da Universidade do Algarve).

**Data:** 2004

**Título da Dissertação:**

*Variações do Nível Médio do Mar no Algarve ao longo do Quaternário Superior. O Sector Praia da Galé – Praia de S. Rafael*

**Júri:**

**Presidente:** Prof. Dr. Tomasz Boski

(Professor Associado com Agregação da Faculdade de Ciências do Mar e Ambiente da Universidade do Algarve, Director do Centro de Investigação Marinha e Ambiental da Universidade do Algarve e Coordenador do Mestrado em Estudos Marinhos e Costeiros).

**Arguente Principal:** Prof. Dra. Ana Ramos Pereira

(Professora Associada do Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa).

**Segundo Arguente:** Prof. Dr. João Alveirinho Dias

(Professor Associado e Presidente do Conselho Directivo da Faculdade de Ciências do Mar e Ambiente da Universidade do Algarve).

## Agradecimentos

---

À Prof. Delminda Moura, por ter aceitado orientar esta tese, pondo ao meu dispor todo o seu conhecimento e experiência em Geologia do Quaternário.

A todos os que colaboraram na obtenção de dados para a realização deste trabalho, nomeadamente ao staff do Laboratório *Geotop* (Canadá) pela elaboração das datações, em particular a Leif Campo que procedeu a todo o trabalho laboratorial e à interpretação dos resultados, e a Bassam Ghaleb que o permitiu e supervisionou.

Ao Prof. Claude Hillaire-Marcel, pela disponibilidade e interesse em discutir alguns dos problemas deste trabalho, pela análise crítica dos resultados das datações e pela sugestão de novas técnicas de abordagem.

Ao Dr. Ruben Dias, pelos seus comentários e sugestões no que diz respeito aos fenómenos de neotectónica.

À Elsa, pela disponibilidade, dedicação e capacidade de empreender uma cuidada revisão deste trabalho.

## Resumo

---

As variações do nível médio do mar repetiram-se ao longo da história da Terra e são resultado de fenómenos que provocam uma alteração da capacidade das bacias oceânicas ou do volume da água nelas contida, manifestando-se à escala global, regional e local.

Nos finais do século passado foi abandonado o critério exclusivamente altimétrico na cronologia das plataformas de abrasão e depósitos marinhos, privilegiando-se actualmente o trinómio altitude/tectónica/datação absoluta. No entanto, a ausência de fauna e o fraco desenvolvimento das técnicas de datação são factores limitantes ao estudo das geoformas.

A estratigrafia isotópica de oxigénio estabelecida a partir de sondagens oceânicas profundas permitiu identificar períodos quentes e períodos frios da história recente do planeta (últimos dois milhões de anos), correspondendo a níveis de mar mais altos e mais baixos respectivamente, deixando diversas provas morfológicas, paleontológicas e geológicas reconhecíveis.

A costa essencialmente rochosa entre a Praia da Galé e a Praia de S. Rafael (Albufeira) foi objecto de cartografia morfológica das plataformas emersas. A boa continuidade lateral e preservação vertical das plataformas permitiram estabelecer a existência de 4 plataformas de abrasão formadas muito provavelmente no Plistocénico, nos ciclos glacial/interglacial 11 e 5 e no presente interglacial (Holocénico).

O conhecimento tão pormenorizado quanto possível, dos fenómenos geológicos do passado fornece dados de imprescindível valor para avaliar o presente, dados esses que têm que ser integrados em toda uma dinâmica que tem forçosamente que ser implantada na gestão de uma zona costeira como a do Algarve.

**Palavras-chave:** plataformas de abrasão, terraços, nível médio do mar, estádios marinhos isotópicos.

# Mean Sea level changes in the Algarve during Upper Quaternary. Praia da Galé – Praia de S. Rafael Sector

## Abstract

---

Sea level changes are the result of phenomena that cause the change of capacity in oceanic basins or in the volume within them, which happened throughout the course of earth's history and manifesting themselves at a global, local and regional scale.

The exclusively altimetric criteria in abrasion platforms and marine deposits chronology was abandoned by the end of last century, being now the trinomial altimetry/tectonics/absolute dating rather important. Even though, the absence of fauna and weak development of dating techniques are self limiting factors to the geomorphologic study.

Oxygen Isotope stratigraphy established from deep ocean surveys allowed the identification of warm and cold periods in the planet recent history (last two million years), corresponding to high stands and low stands respectively, leaving recognisable morphological, palaeontological and geological evidence.

The essentially rocky coast between Praia da Galé and Praia de S. Rafael (Albufeira) was object of morphologic mapping of emerged platforms. The existence of four sea level stands was established due to the good lateral continuity and vertical preservation of the platforms, most probably formed in the Pleistocene, in the glacial/interglacial cycles 11 and 5 and in the present interglacial (Holocene).

Knowledge of Geologic phenomena from the past with as many details as possible gives us crucial value data to evaluate the present, the integration of such data in the decision making process has to be done when considering the management of a coastal area like the Algarve.

**Key-words:** marine abrasion platforms, terraces, mean sea level, marine isotope stages.

<u>Índice:</u>	<u>Página</u>
<b>1. Perspectiva e enquadramento do tema</b>	<b>1</b>
<hr/>	
1.1. Variações do nível do mar - Uma problemática actual.....	1
1.2. Enquadramento do trabalho no <i>Projecto “COCHAL”</i> .....	3
1.3. Objectivos.....	4
1.4. Enquadramento temporal.....	4
<b>2. Introdução</b>	<b>6</b>
<hr/>	
2.1. Factores que influenciam as variações do nível médio do mar.....	6
2.2. Ciclos climáticos e estratigrafia isotópica.....	9
2.3. Conceitos .....	16
2.4. Génese de terraços e plataformas de abrasão .....	18
<b>3. Métodos de estudo</b>	<b>21</b>
<hr/>	
3.1. Métodos de gabinete .....	21
3.2. Métodos de campo .....	21
3.3. Laboratório .....	24
3.4. Outros métodos .....	24
<b>4. As alterações do nível médio do mar</b>	<b>25</b>
<hr/>	
4.1. Dados históricos no Algarve.....	25
4.2. Evolução do conhecimento em Portugal.....	26
4.3. Estado da arte em zonas costeiras próximas da área de estudo.....	31
4.4. Estado da arte em zonas Atlânticas.....	34
4.5. Análise da bibliografia.....	37

<u>Índice:</u>	<u>Página</u>
<b>5. Geo-enquadramento da zona de estudo</b>	<b>40</b>
<hr/>	
5.1. Enquadramento geográfico .....	40
5.2. Enquadramento geomorfológico.....	41
5.3. Enquadramento geológico.....	42
<b>6. Identificação e descrição das plataformas de abrasão</b>	<b>46</b>
<hr/>	
6.1. Estratigrafia e petrografia da sequência sedimentar.....	46
6.2. Cartografia dos terraços e plataformas.....	51
6.2.1. Considerações gerais.....	51
6.2.2. Cartografia geomorfológica das plataformas.....	54
6.2.2.1. Individualização das plataformas.....	54
6.2.2.2. Caracterização por sectores geográficos.....	57
6.3. Amostragem e datações.....	70
6.3.1. Noções teóricas .....	70
6.3.2. Resultados .....	72
<b>7. Discussão dos resultados</b>	<b>75</b>
<hr/>	
7.1. Interpretação geomorfológica.....	75
7.2. Neotectónica.....	84
7.3. Termos de referência.....	86
7.4. Interpretação paleogeográfica.....	89
<b>8. Integração numa perspectiva de gestão costeira</b>	<b>91</b>
<hr/>	
<b>9. Vias de investigação futuras</b>	<b>94</b>
<hr/>	

<u>Índice:</u>	<u>Página</u>
<b>10. Conclusões</b>	<b>95</b>
<hr/>	
<b>11. Referências bibliográficas</b>	<b>97</b>
<hr/>	

**Índice de Figuras:**

<b>Figura 1</b> – Principais causas de variação do NMM.....	6
<b>Figura 2</b> – Estádios isotópicos de oxigénio.....	13
<b>Figura 3</b> – Bloco diagrama que ilustra os conceitos de plataforma de abrasão e de terraço .....	17
<b>Figura 4</b> – Sapa talhada em unidade de siltes.....	18
<b>Figura 5</b> – Indivíduos do género <i>Balanus</i> utilizados como referência ecológica do NMM.....	22
<b>Figura 6</b> – Distribuição ecológica actual dos organismos incrustantes (Praia de S.Rafael).....	23
<b>Figura 7</b> – Curva de variação do NMM desde há 20 000 anos até ao presente.....	30
<b>Figura 8</b> – Reconstituição da linha de costa Portuguesa desde o último máximo glacial.....	31
<b>Figura 9</b> – Localização da área de estudo.....	40
<b>Figura 10</b> – Mapa geológico simplificado do Algarve.....	42
<b>Figura 11</b> - Mapa geológico detalhado do sector compreendido entre Armação de Pêra e Albufeira.....	44
<b>Figura 12</b> – Coluna litoestratigráfica do Sector Galé-S.Rafael.....	47
<b>Figura 13</b> – Área de estudo e sua divisão em subsectores.....	52
<b>Figura 14</b> – Bloco diagrama ilustrativo das relações entre a atitude da série sedimentar e o afloramento progressivo de plataformas subjacentes.....	53
<b>Figura 15</b> – Cartografia do Subsector 1 – Praia da Galé.....	58
<b>Figura 16</b> – Cartografia do Subsector 2 – Praia de Manuel Lourenço.....	59
<b>Figura 17</b> – Cartografia do Subsector 3 – Praia do Evaristo.....	60
<b>Figura 18</b> – Cartografia do Subsector 4 – Praia da Coelha.....	61
<b>Figura 19</b> – Cartografia do Subsector 5 – Praia de S. Rafael.....	62
<b>Figura 20</b> – Morfologia da zona da Praia da Galé e interpretação das plataformas cartografadas.....	64
<b>Figura 21</b> – Morfologia da zona da Praia de Manuel Lourenço e interpretação das plataformas cartografadas.....	65
<b>Figura 22</b> – Morfologia da zona da Praia do Evaristo e interpretação das plataformas cartografadas.....	66
<b>Figura 23</b> – Morfologia da zona da Praia da Coelha e interpretação das plataformas cartografadas.....	67

<b>Figura 24</b> – Morfologia da zona da Praia de S. Rafael e interpretação das plataformas cartografadas.....	68
<b>Figura 25</b> – Representação gráfica da variação de cotas de cada plataforma ao longo da área de estudo. ....	76
<b>Figura 26</b> – Comparação das colunas estratigráficas em diferentes locais ao longo da área de estudo.....	77
<b>Figura 27</b> – Geometria teórica de uma paleo-linha de costa.....	80
<b>Figura 28</b> – Resumo interpretativo das plataformas de abrasão e relação com as unidades litológicas.....	81
<b>Figura 29</b> – Interpretação dos limites dos cinco principais conjuntos de plataformas de abrasão.....	83
<b>Figura 30</b> – Principais acidentes neotectónicos do Algarve.....	85
<b>Figura 31</b> – Falhas identificadas por Dias (2001) na envolvente da área de estudo.....	86
<b>Figura 32</b> - As variações do NMM e as relações com a sociedade.....	92

### **Índice de Quadros:**

<b>Quadro 1</b> – Equivalência da terminologia estratigráfica terrestre para o Hemisfério Norte das épocas glaciárias e interglaciárias do Quaternário.....	11
<b>Quadro 2</b> – Síntese do Quaternário Português com equivalências entre as glaciações clássicas e a nomenclatura da cronologia fluvial e marinha, e correlação “grosseira” com os estádios isotópicos de oxigénio. ....	12
<b>Quadro 3</b> – Limites estimados entre estádios e interestádios na sondagem V28-239 (Plataforma das Ilhas Salomão, Pacífico).....	14
<b>Quadro 4</b> – Resumo bibliográfico exemplificativo do uso da altimetria e da cronologia na sistematização dos terraços marinhos e fluviais Portugueses. ....	28
<b>Quadro 5</b> – Identificação cronológica e altimétrica de plataformas, terraços marinhos, escarpas e leques aluviais indicadores de variações do NMM em diferentes zonas costeiras do planeta. ....	35
<b>Quadro 6</b> – Amostragem das diferentes plataformas recolhida para datação.....	73
<b>Quadro 7</b> – Determinação da cota média para cada estadia de NMM.....	84

# 1. Perspectiva e enquadramento do tema

---

## 1.1. Variações do nível do mar - Uma problemática actual

Os meios de comunicação que todos os dias nos entram em casa, noticiam frequentemente acontecimentos que se referem ao aquecimento global do planeta, ao efeito de estufa e às suas consequências directas para o nosso quotidiano a médio prazo. Por exemplo, o jornal *Público*, na sua edição de 28 de Dezembro de 2001, citando um estudo da *British Antarctic Survey* e *Det Norske Veritas*, refere que “(...) existe uma hipótese de cinco por cento da gigantesca camada de gelo da Antártida Ocidental se desintegrar, devido às alterações climáticas, e o nível do mar aumentar até um metro durante os próximos cem anos”. O mesmo jornal, em 14 de Maio de 2002 citando o *Instituto Meteorológico Chinês* escreve “(...) que o aquecimento global do planeta provocará uma subida de 88 centímetros no nível médio da água dos oceanos. Esta subida pode acarretar prejuízos na ordem dos 375 mil milhões de Euros, a nível mundial. (...) Há uma subida permanente do nível do mar nas últimas cinco décadas, cujo ritmo se acelerou nos últimos anos e situa-se actualmente nos 2,6 milímetros ano”. Aquando do lançamento do livro *Climate Change in Portugal: Scenarios, Impacts and Adaptation Measures*, de Filipe Duarte Santos, no Diário de Notícias de 26 de Junho de 2002 podia ler-se: “Os impactos em Portugal dessas alterações climáticas irão traduzir-se numa redução da precipitação (...), num aumento da temperatura, (...) numa maior pressão sobre os recursos hídricos (...) e num aumento do nível médio do mar, de aproximadamente 50 centímetros” (nos próximos cem anos). Mais recentemente, no Correio da Manhã de 24 de Março de 2004, e citando uma investigadora da Universidade de East Anglia (Inglaterra), podia ler-se que “(...) se prevê um aumento global médio de temperatura de entre dois e três graus centígrados até 2100”, referindo o citado jornal a participação de Portugal num projecto mundial de observação

da evolução do nível médio do mar (NMM). Estes são apenas alguns exemplos de que a problemática da subida do NMM é actual, gera informação rapidamente colocada ao dispor do cidadão, não sendo apenas um problema da comunidade científica. A subida do NMM é um fenómeno global e, são principalmente as zonas costeiras os locais de maior risco.

Se é um facto que as variações do NMM não são um fenómeno novo, porque são tão mediatizadas nesta altura da história da Humanidade? O problema é que o Homem colonizou praticamente todas as zonas costeiras do planeta, onde está concentrada a maior parte da população mundial e, por inerência, a grande fatia das actividades económicas e sociais. Assim, é importante, por colocar em risco bens materiais e vidas humanas.

De entre muitos, podem ser dados dois exemplos que reflectem a dinâmica das variações do NMM: na zona costeira Italiana perto de Nápoles, existia o Templo de Serapis que esteve submerso durante muito tempo, conclusão tirada a partir da identificação de moluscos marinhos existentes nos pilares do templo. Presentemente o templo está emerso, como certamente aquando da sua construção, revelando que o limite mar-terra sofre constantemente avanços e recuos em relação ao nível médio das águas do Mediterrâneo (Emery & Aubrey, 1991). Numa situação oposta referida pelos mesmos autores está a costa da Escandinávia, onde a fusão actual de gelo acumulado durante a última glaciação, cujo pico ocorreu há 18000 anos induziu um reajuste isostático com subida do continente, resultando num afastamento local da linha de costa em direcção ao mar. Por este motivo, os portos e ancoradouros das povoações piscatórias encontram-se cada vez mais afastados do oceano, obrigando a uma readaptação ao meio por parte das populações residentes.

O cidadão comum poderá ter a ideia de que uma subida do NMM de 20, 30 ou 80 centímetros num século nada significa, mas atenda-se ao seguinte exemplo. Num minúsculo arquipélago do Pacífico, entre o Havai e a Austrália, chamado Tuvalu, o nível do mar subiu 20 a 30 centímetros durante o século XX (*Earth Policy Institute / Universidade Livre da Mata*

*Atlântica*, [www.wwiuuma.org.br](http://www.wwiuuma.org.br)), prevendo-se uma elevação de 1 metro para este século. Os resultados foram inundações nas zonas mais baixas, a intrusão de água salgada nos aquíferos, a diminuição da produtividade agrícola e a migração obrigatória dos 11.000 cidadãos para a Nova Zelândia, no passado ano de 2002. A mesma fonte cita ainda as Maldivas, um arquipélago de 1196 ilhas com mais de 300 mil habitantes, em que a maioria do território se situa a cotas de 2 metros acima do nível médio do mar. É, neste caso, uma nação inteira em perigo se o NMM continuar a subir. Uma subida de um metro, voltando a citar a *Earth Policy Institute / Universidade Livre da Mata Atlântica*, no Bangladesh significaria metade dos arrozais inundados e milhões de refugiados. Em Xangai submergiria mais de um terço da cidade e nos EUA, Manhattan e o Capitólio de Washington seriam inundados. As projecções da variação do NMM para o futuro, variam de acordo com os investigadores e os dados utilizados nas referidas projecções. Mörner (2003) tem uma opinião muito mais prudente, admitindo apenas variações de  $10\pm 10$  cm até 2100. Se é verdade que os *media* exploram os casos mais extremos, que são por vezes de carácter local, a real subida do NMM a nível global é um facto indiscutível.

A situação poderá ser preocupante, não afectando apenas regiões mas nações inteiras numa escala temporal perceptível ao Homem que vê a própria sustentabilidade do Planeta Terra ser ameaçada.

## **1.2. Enquadramento do trabalho no Projecto “COCHAL”**

Este trabalho é parte integrante do Projecto de investigação *Coastal Changes in Algarve (Since Last Interglacial)* (Projecto Ref. POCTI/34162/CTA/2000), adiante designado por “COCHAL”, e foi desenvolvido na *Universidade do Algarve* e financiado pelo FEDER e OE através da *Fundação para a Ciência e Tecnologia do Ministério da Ciência e Tecnologia*. São parceiros deste projecto, além da *Universidade do Algarve* como instituição proponente, o *Instituto Geológico e Mineiro* e a *Direcção Regional do Ambiente do Algarve*.

O objectivo fundamental do projecto é a obtenção de dados e de conhecimentos que permitam dar uma resposta às seguintes questões: 1) Poderá o estudo da morfologia costeira gerada durante os estádios (fases frias) ou interestádios (fases quentes), do último ciclo interglaciário-glaciário, ajudar a compreender a fisiografia da actual linha de costa? 2) Como responderá a linha de costa Algarvia a mudanças da taxa de variação do nível do mar? 3) Como responderá a costa Algarvia a acelerações de subida do nível do mar? A tentativa de resposta a estas questões passa pela realização de cartografia morfológica detalhada da zona costeira, pela determinação de cotas de praias antigas (em relação ao nível do mar actual), pela avaliação do efeito dos movimentos tectónicos na região e, pela obtenção de dados cronológicos que permitam enquadrar no tempo as variações do NMM observadas na região do Algarve.

### **1.3. Objectivos**

Os objectivos deste trabalho são: o preenchimento de uma lacuna de conhecimento de fenómenos relacionados com as variações do NMM durante o Quaternário na costa central do Algarve, a reconstituição paleogeográfica da linha de costa, a tentativa de utilização de séries de Urânio para datar indivíduos indicadores de antigos níveis de mar, fornecer hipóteses de interpretação paleoclimática utilizando estádios isotópicos marinhos, comparar estas informações com o actual conhecimento científico a nível mundial, e ainda, fornecer uma ferramenta a aplicar em gestão costeira.

### **1.4. Enquadramento temporal**

Os fenómenos geológicos contemplados neste trabalho referem-se a parte do Período Quaternário, designação cronológica que identifica aproximadamente os últimos 2 milhões de anos da história da Terra. Actualmente o seu limite inferior é estabelecido aos 1,64 Ma (Aguirre & Pasine, 1985), dividindo-se em Plistocénico (1,64 Ma a 10 000 anos) e Holocénico (últimos 10 000 anos). Há 1,64 Ma atrás viviam-se os primeiros tempos Paleolíticos, sendo o limite de 10

000 anos correspondente à transição do Paleolítico Superior para o Mesolítico, significando portanto que toda a problemática das variações do NMM abordada neste trabalho é contemporânea da presença do Homem no planeta.

## 2. Introdução

### 2.1. Factores que influenciam as variações do nível médio do mar

Considerando as bacias oceânicas como um reservatório aproximadamente fechado, o nível da água desse reservatório só pode ser modificado por dois grandes grupos de factores, aqueles que causam variações na capacidade das bacias e os que provocam variações no volume da água dessas bacias. A Figura 1 pretende mostrar simplificada as principais causas responsáveis pelas variações do NMM.

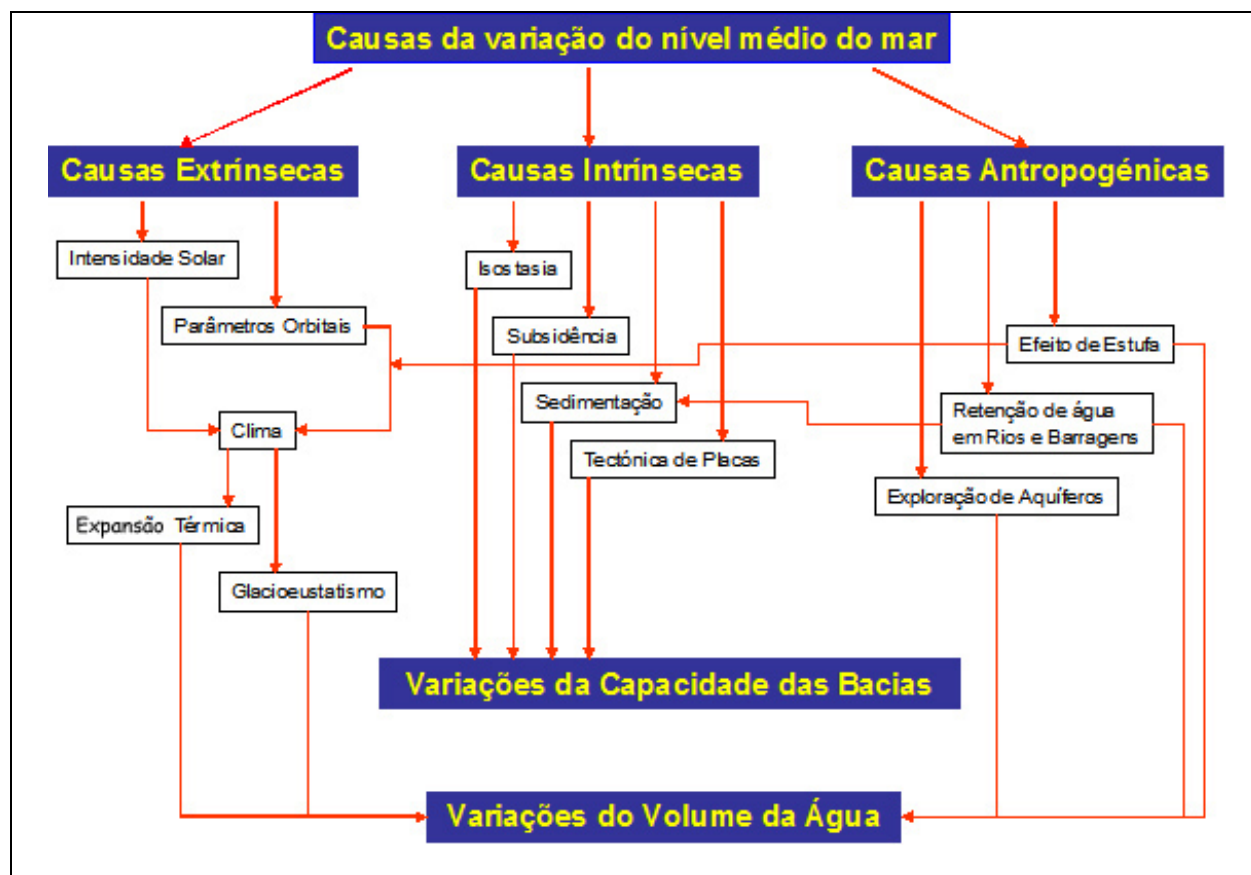


Figura 1 – Principais causas de variação do NMM.

Os factores relacionados com a variação da capacidade das bacias oceânicas são induzidos por causas intrínsecas ao planeta, mais concretamente pela dinâmica crustal. Nomeadamente, a tectónica de placas afecta a capacidade das bacias oceânicas através da

variação da velocidade de afastamento das placas litosféricas nas zonas de rift. Quando a velocidade de afastamento das placas litosféricas aumenta, as rochas quentes isostaticamente elevadas afastam-se do rift central ocupando uma área mais vasta, de que resulta uma diminuição da capacidade das bacias. Se, pelo contrário, a velocidade é reduzida, quando as novas rochas arrefecem encontram-se ainda muito próximas do *rift*, pelo que ocupam áreas menores que no caso anterior. Este processo, designado por termoeustatismo, é responsável por amplas e lentas variações do NMM. Também a actividade vulcânica submarina pontual (“hot-spots”), que origina grandes aparelhos vulcânicos que chegam a atingir a superfície das águas (Açores, Havai, Canárias), é responsável por grandes volumes de material incorporados às bacias oceânicas afectando assim a sua capacidade (Emery & Aubrey,1991).

A sedimentação marinha continuada de materiais provenientes da erosão das zonas continentais, provoca uma subida do nível do mar, desde que não seja compensada por outros fenómenos como a subsidência, compactação ou mesmo por outros processos menos conhecidos como a dissolução de sedimentos carbonatados e siliciosos (Emery & Aubrey,1991).

A isostasia corresponde a movimentos crustais verticais, ou seja, a crosta terrestre “ascende” ou “afunda” de modo a corrigir perturbações causadas por alterações de massa nos continentes. A principal causa para tais processos são os ciclos de glaciação-interglaciação, que originam alternadamente a acumulação e a fusão de grandes camadas de gelo sobre as massas continentais. A isostasia pode, no entanto, contrariar a tendência do NMM. Se um ajustamento isostático positivo for mais amplo que uma subida do nível do mar, o que se observa é então uma descida relativa e regional do NMM. Dito de outro modo, existe uma regressão local que coincide com um período de clima quente de interglaciar (Mörner, 1999).

As causas extrínsecas ao planeta são talvez as principais responsáveis pela variabilidade climática e conseqüentemente pelas modificações da quantidade de água disponível nas bacias oceânicas. O clima é controlado, entre outros parâmetros, pela variabilidade na intensidade da

luz solar, que inclui oscilações de irradiância e de vento solar (Reid, 1999), e pelas variações periódicas dos parâmetros orbitais do planeta (à escala das dezenas a centenas de milhares de anos) e também pela quantidade de gases de estufa na atmosfera. As variações climáticas mais amplas que definem os ciclos de glacial-interglacial apresentam ciclicidades muito próximas das verificadas para a variação de certos parâmetros orbitais. Por esse motivo, Milankovitch aponta como principal causa para os ciclos de glacial-interglacial, a variação na quantidade de insolação e sua distribuição à superfície do planeta. Os Ciclos de Milankovitch reportam-se a variações na excentricidade da órbita terrestre, obliquidade do eixo e precessão dos equinócios (Hays *et al.*, 1976; Rial, 2004). A excentricidade quantifica o desvio que a órbita terrestre realiza em relação a uma órbita circular. A obliquidade traduz a inclinação do eixo rotacional da Terra que se afasta de uma linha normal à elíptica. Por sua vez, a precessão dos equinócios corresponde à variação sazonal da distância da Terra ao Sol. Estes três parâmetros variam periodicamente em ciclos de aproximadamente 100 000 anos, 41 000 – 42 000 anos e 23 000 anos respectivamente (Hays *et al.*, 1976; Kukla *et al.*, 2004). Correspondem, segundo Hays *et al.* (1976), a períodos dominantes da órbita solar da Terra, sendo os ciclos de 100 000 anos responsáveis por 50% da variância climática do planeta, os ciclos de 41 000 – 42 000 por 25% da mesma variância e os de 23 000 por 10%. A conjugação da variação dos 3 parâmetros orbitais conduz à existência de períodos glaciários e interglaciários. Assim, nas situações extremas, um período glaciário ocorre quando a órbita da Terra apresenta uma excentricidade forte e uma grande distância Terra-Sol durante o Verão; por outro lado, um período interglaciário com uma configuração orbital extrema corresponde a uma fraca excentricidade (órbita circular) e uma fraca distância Terra-Sol no Verão (Langlois *et al.*, 2003)

As alterações do clima terrestre irão reflectir-se por sua vez, em modificações no volume de água, seja na forma líquida nos oceanos, seja na forma de gelo das calotes polares, em que a relação entre o NMM e o volume de gelo acumulado constitui o fenómeno designado por glacio-

eustatismo. Quando a água do mar sofre um aumento de temperatura suficiente (que pode ser da ordem das décimas de grau) qualquer que seja a temperatura inicial, o seu volume aumenta originando uma subida do NMM. Este fenómeno designa-se por expansão térmica do oceano e é uma das principais causas de subida do NMM nos séculos XX e XXI (Church *et al.*, 2001), com variações na ordem dos decímetros (Emery & Aubrey, 1991).

Resta referir o efeito da presença humana no planeta, que ao favorecer o aumento de dióxido de carbono, aerossóis e outros gases de estufa na atmosfera conduz a um aquecimento global facilitando a fusão de glaciares e calotes polares e, obviamente, originando uma subida do NMM. Também as actividades económicas, o uso do solo, a exploração de águas subterrâneas, e a construção de barragens, proporcionam alterações na quantidade de água e de sedimentos que chegam às bacias oceânicas (Church *et al.*, 2001; Chen *et al.*, 2002).

## **2.2. Ciclos climáticos e estratigrafia isotópica**

A principal característica do período Quaternário, correspondente aos últimos 1,64 Ma, é a ocorrência de alternâncias climáticas entre períodos frios (glaciações) e períodos quentes (interglaciações). Durante um período glaciário ocorre uma acumulação de gelo nas calotes polares em virtude das baixas temperaturas, enquanto no interglaciário, pelo contrário, verificam-se temperaturas mais altas que permitem uma fusão do gelo acumulado. Obviamente que o que está em causa são grandes volumes de gelo, pelo que, uma fase glaciária é directamente responsável por uma descida do NMM, denominada regressão, e uma fase interglaciária provocará uma subida do nível do mar, denominada transgressão. Estas variações do NMM manifestam-se não só à escala global, mas também regional, podendo inclusivamente, factores locais como a tectónica, contrariar a tendência geral tal como foi anteriormente referido.

A sucessão de fases quentes e frias identifica-se no registo geológico através de *proxies* diversos: (1) utilizando elementos fósseis animais e vegetais colonizadores de nichos ecológicos específicos (foraminíferos, pólenes); (2) variação das razões entre isótopos de oxigénio

permitindo estimativas de temperatura, (3) morfologia das zonas litorais, (4) sequências sedimentares e (5) registo geoquímico.

Durante o Período Quaternário estão definidas várias glaciações, cujo registo se torna mais débil à medida que se recua no tempo. Para Kukla (1989) existem cerca de 40 alternâncias interglaciar/glaciar apenas durante a fase final do Plistocénico e no Holocénico, sendo 10-12 consideradas predominantes pela sua extensão temporal e/ou global. O Holocénico (últimos 10 000 anos) corresponde a um período interglaciário, posterior portanto, à última glaciação denominada “Wurm” por Penck & Brückner em 1909 (citado em Kukla, 1978). Antes desta, e sucessivamente mais antigas, os autores identificam “Riss”, “Mindel” e “Gunz” e respectivos interglaciários. Mais tarde, foram adicionados mais dois estádios glaciários, designados “Donau” (Eberl, 1930, *in* Kukla, 1978) e “Biber” (Schaefer, 1953, *in* Kukla, 1978) (Quadro 1).

Acontece que as quatro glaciações principais definidas por Penck & Brückner foram identificadas na zona dos Alpes, e qualquer correlação estratigráfica e paleontológica com locais geograficamente muito distantes originava invariavelmente situações de ambiguidade. A diferenciação dos depósitos glaciários obedeceu a critérios altimétricos na distribuição vertical dos terraços fluviais, de cujos rios a nomenclatura foi herdada. Depois deste estudo generalizou-se a aplicação dessa nomenclatura a terraços fluviais e marinhos geograficamente muito distantes do local onde foram definidos pelos autores. Refira-se que as designações de cada período variam consoante a zona do planeta em questão, e as correlações nem sempre são fáceis. No Quadro 1 mostram-se as diferentes nomenclaturas da estratigrafia estabelecida com base em testemunhos continentais do Quaternário em diferentes zonas do Globo sem qualquer informação de cronologia absoluta.

Estudos posteriores em terraços marinhos na costa sul de Itália permitiram estabelecer estratotipos marinhos que deram origem à primeira cronoestratigrafia do Quaternário, que

incluía, dentro do Plistocénico, os andares Calabriano, Emiliano, Siciliano, Milaziano e Tirreniano (Zazo, 1999).

**Quadro 1** – Equivalência da terminologia estratigráfica terrestre para o Hemisfério Norte, das épocas glaciárias e interglaciárias do Quaternário (adaptado de Lowe & Walker, 1984).

Alpes Europeus	América do Norte	Norte da Europa	Ilhas Britânicas
<i>Pós-glacial</i>	<i>Holocénico</i>	<i>Holocénico</i>	<i>Flandriano</i>
Wurm	Wisconsiniano	Weicheliano	Devensiano
<i>Riss-Wurm</i>	<i>Sangamoniano</i>	<i>Eemiano</i>	<i>Ipswichiniano</i>
Riss	Ilinoisiano	Saliano	Wolstoniano
<i>Mindel-Riss</i>	<i>Yarmoutiano</i>	<i>Holsteniano</i>	<i>Hoxniano</i>
Mindel	Kansiano	Elsteriano	Angliano
<i>Gunz-Mindel</i>	<i>Aftoniano</i>	<i>Cromeriano</i>	<i>Cromeriano</i>
Gunz	Nebraskiano	Menapiano	Bestoniano
		<i>Waliano</i>	<i>Pastoniano</i>
Donau		Eburoniano	Pré-Pastoniano
		<i>Tigliano</i>	<i>Bramertoniano</i>
Biber		Pretigliano	Baventiano
			<i>Antiano</i>
			Thurniano
			<i>Ludhamiano</i>
			Reuveriano
	Períodos glaciários “globais” no Hemisfério Norte		

O Quadro 2 pretende mostrar as equivalências aproximadas entre as divisões cronoestratigráficas consagradas na tabela geocronológica actualmente adoptada, a divisão climatoestratigráfica de Penck & Brückner, a cronologia marinha/fluvial Mediterrânica (Teixeira & Gonçalves, 1980), a cronologia continental

arqueológica (Teixeira & Gonçalves, 1980) e a estratigrafia isotópica marinha (Riser, 1999) baseada nos isótopos de oxigénio.

O estudo das variações na razão dos isótopos de oxigénio realizado principalmente em carapaças de foraminíferos recuperados nos testemunhos de sondagens nos fundos oceânicos, permitiu mostrar claramente a sucessão de períodos quentes e frios do nosso planeta. A razão  $O^{18}/O^{16}$  em carapaças de foraminíferos constitui o melhor registo de variações climáticas globais (Emiliani, 1955 *in* Kukla, 1978). O método baseia-se no facto de o isótopo pesado de oxigénio  $O^{18}$  ficar retido na água oceânica em maior quantidade que o  $O^{16}$  durante uma fase glaciária, e portanto mostrando maiores abundâncias relativas nas águas oceânicas durante estes períodos. Este facto traduz-se no desequilíbrio  $O^{18} / O^{16}$  existente na composição das carapaças dos organismos que vivem nos oceanos, sejam eles bentónicos ou planctónicos (Emiliani, 1955, 1958, 1966, 1972, Emiliani *et al.*, 1961, citados em Kukla, 1978). O método é portanto,

controlado preferencialmente pelas flutuações da quantidade de gelo retido em “terra” (Henning *et al.*, 2000; Chapman *et al.*, 2000).

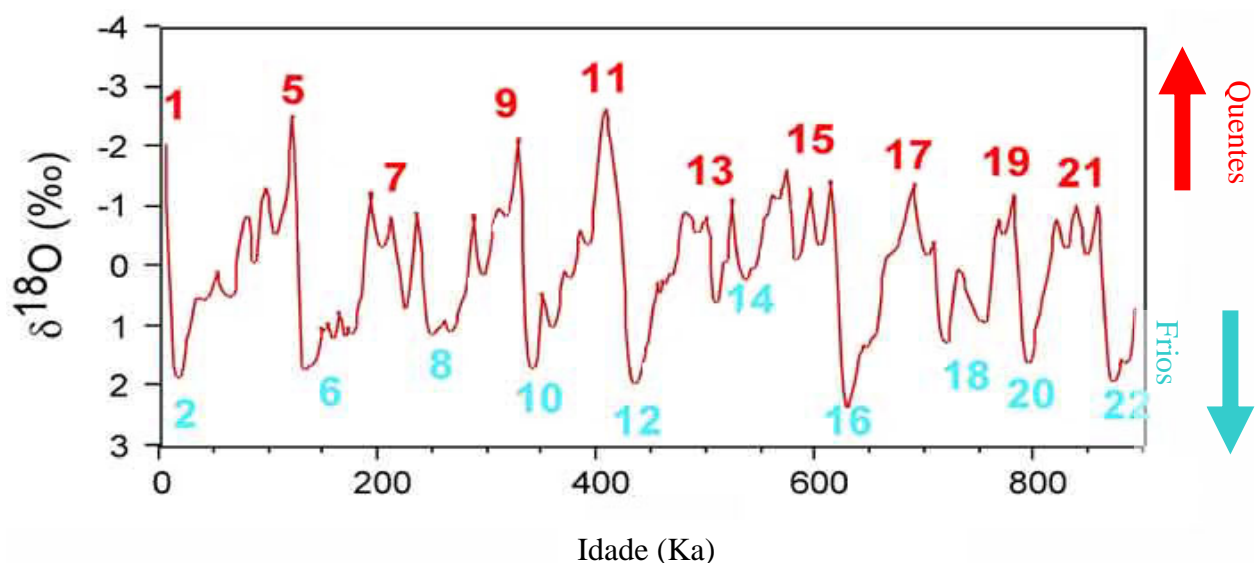
**Quadro 2** – Síntese do Quaternário com equivalências entre as glaciações clássicas e a nomenclatura da cronologia fluvial e marinha, e correlação “grosseira” com os estádios isotópicos de oxigénio (adaptado de Teixeira & Gonçalves (1980) e Riser (1999)).

Idades absolutas (milhares de anos)	Estratigrafia		Glaciações e fases glaciárias	Níveis marinhos e terraços fluviais	Actividades humanas Pré-História		Estádio Isotópico (aprox.)
					Tipologia	Períodos	
10	Holocénico		Pós-glaciário	Flandriano (Transgressão flandriana)		Ferro Bronze Cobre  Neolítico  Mesolítico	<b>1</b>
	80	Superior	Tardi-glaciário		Magdaleniano Solutriano Aurinhaciano Perigordiano	Paleolítico Superior	
Wurm			Regressão Grimaldiana				
			Tirreniano III	Mustieriano	Paleolítico Médio		
			Riss-Wurm	Tirreniano II	Levaloisiano	<b>5</b>	
			Riss				
120		Médio	Mindel-Riss	Tirreniano I	Acheuliano Clactoniano	Paleolítico Inferior	<b>6</b> <b>7</b>
			Mindel	Siciliano II			
				Siciliano I	Abeviliano		
300		Inferior	Gunz-Mindel				
			Gunz				
	Donau-Gunz		Calabriano ou Vilafranquiano Superior	<i>Pebble culture</i> ou Olduvaiano		<b>19</b> <b>20</b>	
700		Donau					
		1800					
2000	Pliocénico						

A estratigrafia isotópica foi também elaborada a partir de sondagens realizadas nas calotes polares da Antártida, onde a interpretação terá que ser oposta, já que, em zona

continental, um episódio frio caracteriza-se por um aumento de água “mais leve” que é acumulada, e medida em bolhas de ar ou em carapaças de organismos aprisionados no gelo.

Com base nas variações de  $O^{18}$  foram então definidos 22 estádios isotópicos de oxigénio (OIS), em números consecutivos partindo de 1 para o presente, convencionando-se designar os períodos frios por números pares e os quentes por ímpares (Figura 2). Dentro de cada período, seja ele glaciário ou interglaciário, existem flutuações de temperatura que permitem definir períodos mais quentes dentro de uma fase glaciária e períodos mais frios inseridos em fases quentes. Ou seja, períodos quentes ou frios não são sinónimos directos de fases interglaciárias ou glaciárias, traduzindo-se estas por intervalos temporais marcadamente definidos por temperaturas mais elevadas ou mais baixas respectivamente, mas sempre com flutuações de sinal contrário em cada um dos casos (Figura 2).



**Figura 2** – Estádios isotópicos de oxigénio (adaptado de [http://www.rses.anu.edu.au/environment/eePages/eeDating/Quaternary%20Geochronology/Quat\\_info.html](http://www.rses.anu.edu.au/environment/eePages/eeDating/Quaternary%20Geochronology/Quat_info.html)).

Os limites, separando máximos e mínimos climáticos, são chamados *terminações* (Lototskaya & Ganssen, 1999), definindo uma transição brusca de estádios a interestádios. Realce para o facto de o OIS 3 não ser considerado um verdadeiro interglaciário, e por isso, a Terminação II marca a passagem OIS 5-OIS 6 e não a OIS 2-OIS 3 (Lowe & Walker, 1984;

Watts *et al.*, 2000). Os limites temporais e as terminações entre estádios e interestádios estão resumidos no Quadro 3. O OIS 11 (423-362 Ka) deverá ter sido o interglaciário mais longo e provavelmente o mais quente até ao presente (Bauch *et al.*, 2000; Kindler & Hearty, 2000; Hodell *et al.*, 2000), com pelo menos um nível de estadia igual ou superior ao presente (Zazo, 1999).

Alguns estádios apresentam flutuações climáticas que justificam a sua subdivisão, como são o caso dos estádios 5 e 7. O OIS 7 foi convencionalmente dividido em 3 subestádios por Ninkovitch & Shackleton (1975) citados em Kukla (1978), com o nível do mar a atingir um nível não superior ao actual (Shackleton, 1987).

O estádio 5 foi subdividido em 5 subestádios (Lototskaya & Ganssen, 1999), designados 5e (125 Ka), 5c (105 Ka) e 5a (80 Ka) (Chappell, 1974, Bloom *et al.*, 1974, in Zazo, 1999). É aceite que o NMM durante o 5a e o 5c não deverá ter sido muito diferente do nível actual, ou alguns metros abaixo, entre -6m a -19m (Mathews, 1973, Bloom *et al.*, 1974, in Cabioch & Ayliffe, 2001). Por sua vez, o NMM durante o 5e não atingiu mais que +6 m acima do NMM actual (Chappel & Shackleton, 1986, in Zazo, 1999), ou +7 m (Bard *et al.*, 1990) constituindo o interglacial

**Quadro 3** – Limites estimados entre estádios e interestádios na sondagem V28-239 (Plataforma das Ilhas Salomão, Pacífico) (adaptado de Lowe & Walker, 1984).

Fronteira entre estádios e interestádios	Idade (anos B.P.)	Terminação
1-2	13 000	I
2-3	32 000	
3-4	64 000	
4-5	75 000	II
5-6	128 000	
6-7	195 000	III
7-8	251 000	
8-9	297 000	IV
9-10	347 000	
10-11	367 000	V
11-12	440 000	
12-13	472 000	VI
13-14	502 000	
14-15	542 000	
15-16	592 000	
16-17	627 000	
17-18	647 000	
18-19	688 000	

mais bem estudado (Shackleton *et al.*, 2002; Kukla *et al.*, 2002). O OIS 5 é considerado como o equivalente marinho dos andares terrestres Eemiano e Ipswichiano (Bowen, 1989; Shackleton, 1969b, in Lowe & Walker, 1984; Kukla *et al.*, 2002), embora estejam a surgir novos estudos que demonstram que a concordância não é total (Shackleton *et al.*, 2003).

Os sedimentos dos fundos marinhos têm do ponto de vista das subdivisões estratigráficas e de correlação, diversas vantagens em relação às sequências terrestres: i) os registos são mais contínuos e menos perturbados; ii) a utilização de OIS permite comparar perfis de locais muito distantes do oceano; iii) as terminações podem ser usadas como horizontes estratigráficos em correlações entre sondagens; iv) embora as mudanças isotópicas sejam uma consequência das variações climáticas, e por isso, transgressivas no tempo, este facto é até certo ponto mascarado por uma baixa taxa de acumulação de sedimentos e, como consequência, as fronteiras dos estádios isotópicos e as terminações podem ser interpretadas essencialmente como “horizontes” paralelos no tempo; v) o registo sedimentar pode ser datado e correlacionado pelo método independente da estratigrafia paleomagnética (Lowe & Walker, 1984).

Diversos autores tentaram estabelecer correlações e comparações dos registos isotópicos marinhos de oxigénio com outros elementos que fornecem informação cronoestratigráfica, como é o caso dos pólenes (Tzedakis *et al.*, 1997), que constituem os principais elementos de datação em zonas lacustres continentais. Estes ensaios permitiram concluir que existe uma estreita correlação entre os registos marinhos e terrestres, com estes últimos a mostrarem uma maior sensibilidade às alterações climáticas.

A partir de sondagens realizadas na Margem Ibérica, mais concretamente ao largo do Porto e de Aveiro, identificaram-se alterações paleoclimáticas (Abreu *et al.*, 2003) através da presença de foraminíferos típicos de zonas polares e de materiais transportados por icebergs (*ice-rafted debris*). Estes materiais depositados nos fundos oceânicos são contemporâneos dos dois últimos glaciários, ou seja OIS 2 a 4 e OIS 6 (Abreu *et al.*, 2003) ou mais antigos, podendo ter atingido a margem Portuguesa durante o máximo glacial do OIS 8 (Moreno *et al.*, 2002).

### 2.3. Conceitos

Neste sub-capítulo pretende-se esclarecer o significado de alguns dos termos utilizados que possam ser mais pertinentes e, nalguns casos, tentar “um consenso” entre terminologias e conceitos existentes.

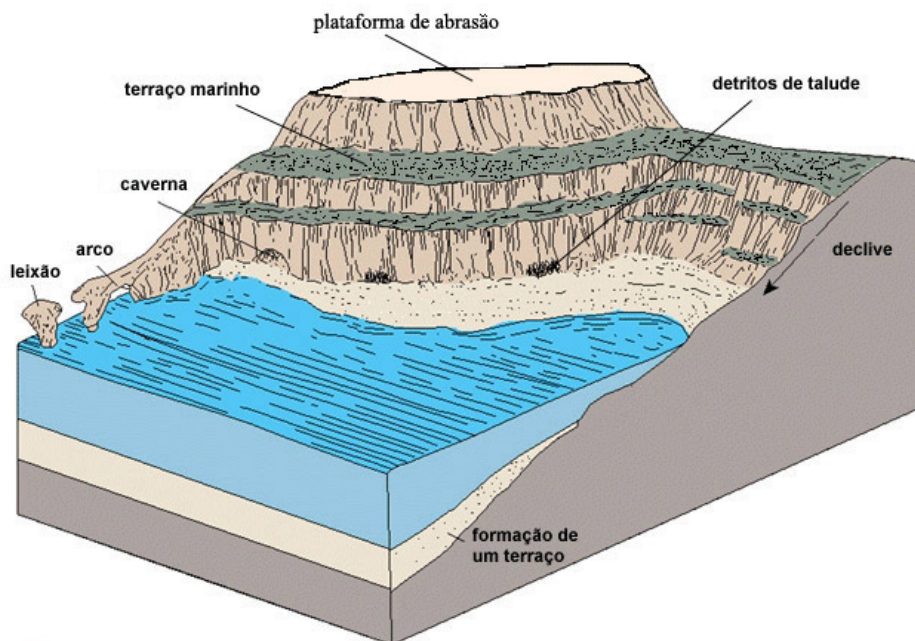
*Nível médio do mar* significa a altura do mar em relação a uma qualquer marca terrestre de referência, numa média medida durante um certo período de tempo, suficientemente longo para que as flutuações causadas pelas ondas e pelas marés sejam em grande parte removidas (Church *et al.*, 2001). Variações do NMM como as que são medidas pelos marégrafos são chamadas *variações relativas do nível do mar* (Church *et al.*, 2001) porque podem ser geradas ou por movimento terrestre da zona onde o instrumento se encontra ou por alterações na altura da superfície do mar adjacente a essa zona (ambos considerados como uma referência fixa em relação ao centro da Terra).

Ao longo deste trabalho são referidos frequentemente os termos *terraço* e *plataforma*. Segundo Daveau (1993b) “... a noção de terraço recobre dois conceitos complementares, de índole geomorfológica ou sedimentar. Estão, em geral, associados mas um deles pode faltar ou não ser considerado pelo investigador. Um terraço é, por um lado, uma forma topográfica, rechã ou patamar, que se individualiza na vertente de um vale ou na descida do continente para o mar; por outro lado é uma formação sedimentar, de origem fluvial ou marinha, com possíveis contaminações colúviais, que assenta sobre, ou até constitui, a dita rechã”.

Para Carvalho & Granja (1997), “Terraços e plataformas são termos meramente descritivos, usados para formas de terreno (geoformas), aparentemente planas (embora em pormenor não o sejam), poligénicas ou não, uma vez que constituem o somatório de respostas a processos morfogenéticos e sedimentogenéticos, associados a paleoclimas, que se sucederam no tempo”. No trabalho em questão, sobre a zona costeira do Minho, é usado o termo *terraço* para “uma superfície plana, correspondente ao topo de uma qualquer acumulação de sedimentos,

qualquer que seja a sua génese (pode incluir uma camada ou o conjunto de camadas mais recentes de uma determinada sequência sedimentar)”; por sua vez *plataforma*, designa “uma superfície aparentemente plana desprovida de depósitos (*plataforma de erosão* ou *plataforma de abrasão*) ou associada a depósitos de génese e cronologia diferentes, de extensão limitada, os quais podem definir uma sequência estratigráfica”. O termo *plataforma litoral* é ainda usado como uma plataforma de abrasão situada a cota superior à do actual nível do mar (Moreira, 1984).

A Figura 3 esquematiza os principais conceitos envolvidos.



**Figura 3** – Bloco diagrama que ilustra os conceitos de plataforma de abrasão e de terraço (adaptado de *Diciopédia 2004*, Porto Editora)

No presente estudo convencionou-se utilizar as definições propostas por Moreira (1984), em que *terraço marinho* constitui “um depósito de sedimentos litorais (de praia ou plataforma) que aparece a um nível diferente do que foi construído, devido a variações do nível do mar. O termo pode designar uma plataforma de abrasão que se encontre, pelo mesmo motivo, a nível diferente daquele a que foi talhada (*terraço de erosão marinha* ou *plataforma litoral*). Pode ainda designar uma *praia levantada*”. O termo *plataforma* designa simplesmente um

aplanamento sobre qualquer substrato enquanto que *plataforma de abrasão* designa uma “*superfície rochosa pouco inclinada que se estende da base da arriba para o largo, entre os níveis das marés mais baixas e mais altas. É uma superfície de abrasão talhada pela acção das ondas e, como tal, tende a ser lisa, com ondulações fracas ou com degraus correspondentes ao nível da maré alta ou ao nível atingido nas tempestades*”. É frequente o “*aparecimento de afloramentos mais duros, constituindo sinuosidades – bancos rochosos, escolhos, leixões e farilhões – que assinalam o recuo da arriba*”, com alguma acção conjugada de erosão sub-aérea.

Para que uma plataforma seja considerada plataforma de abrasão e, por isso, testemunha de estadia do NMM, a ela deverá estar associada uma forma côncava observável na base das unidades superiores àquelas que constituem a plataforma, forma designada por sapa (“*wave cut notch*”) (Figura 4), no tecto da qual pode ser formada pequena cornija suspensa ou assente em arcos formando cavernas ou grutas.



**Figura 4** – Sapa talhada em unidade de siltes (Praia do Evaristo).

## **2.4. Génese de terraços e plataformas de abrasão**

Existe um vasto conjunto de factores com maior ou menor influência na génese de plataformas de abrasão e de terraços. Podem agrupar-se em factores relacionados com as condições continentais (meteorização, quantidade de sedimentos), as condições oceanográficas

(regime mareal, ondas, correntes litorais), tipo de substrato (litologia, fraquezas estruturais, orientação da linha de costa) e condições da plataforma continental adjacente (declive, suprimento de sedimento).

As plataformas de abrasão são talhadas num substrato rochoso, e conjuntamente com as arribas, definem a zona de contacto do mar com a zona continental numa costa rochosa. Os agentes modeladores do relevo nas costas rochosas são por ordem de importância, a água do mar, as águas meteóricas e o vento. O vento transporta quer areia quer humidade. A água meteórica conjuntamente com o factor temperatura conduz processos de meteorização que são os responsáveis pela evolução em profundidade do carso em rochas carbonatadas. Mas é sobretudo o papel erosivo do mar que maior influência tem na evolução de uma costa rochosa e na formação de plataformas de abrasão (Trenhaile, 2002), em que o seu entalhe só pode resultar do trabalho persistente das ondas do mar estabilizado a uma dada cota, durante um determinado intervalo temporal. Obviamente que as plataformas têm frequentemente uma origem poligénica resultando de influência dos dois mecanismos (acção das águas meteóricas, essencialmente química e acção da água do mar, fundamentalmente física). A acção das ondas do mar estende-se ainda à remoção e transporte dos produtos resultantes da alteração/erosão das rochas. Note-se que a acção mecânica do mar não é apenas destrutiva, mas é também construtiva através da formação de praias. Numa mesma estadia do NMM podem ocorrer os dois processos, de destruição e de construção dependendo da fisiografia da linha de costa.

Quando o nível do mar sobe, todos os mecanismos erosivos ou construtivos migram para o continente, com a variação lateral dos mesmos a depender da exposição à vaga dominante, das variações de coerência das rochas, das fraquezas estruturais e da disponibilidade de sedimentos. Durante uma transgressão numa costa rochosa, pode não ocorrer uma típica deposição de sedimentos com fácies sucessivamente mais finas para o topo, mas apenas uma deposição de seixos e acumulação de conchas (Cattaneo & Stell, 2003).

Um outro aspecto importante na formação de plataformas ou de terraços está relacionado com a orientação “inicial” (entenda-se pré-transgressão) da linha de costa. Se o traçado da linha de costa em migração é o mesmo, ou muito próximo mas com menor ângulo que o traçado mais antigo, não existem condições propícias à acumulação de sedimentos resultantes do desmantelamento das arribas (formação de terraços), a não ser em pequenos espaços isolados. Esta situação é típica de subidas muito rápidas do NMM (Cattaneo & Stell, 2003). Se ao longo de uma transgressão, se verifica o aumento repentino na velocidade de subida do NMM, podem formar-se barreiras a proteger lagunas, como deve ter sido o caso da Ria Formosa (Boski *et al.*, 2002). Este efeito pode também ser resultante de estadias muito prolongadas do NMM com acumulação de espessuras consideráveis de sedimentos. Pode-se concluir que a arquitectura final da linha de costa quando sujeita a uma transgressão é o resultado da conjugação do influxo de sedimentos, da velocidade e variações de velocidade de subida do NMM, da fisiografia da bacia e da distribuição espacial e temporal da energia do mar.

A formação de plataformas e terraços está ainda fortemente condicionada pela variação mareal e pelo ângulo de incidência das ondas. Quanto maior for a amplitude intertidal, maior será a inclinação da plataforma. De acordo com Trenhaile (2002) para um regime intermareal semelhante ao da costa Algarvia (3,9m em marés vivas) a inclinação da plataforma será de 1° ou inferior. Obviamente que as marés controlam a cota de rebentação das ondas, já que, além do efeito físico directo, geram elevadas pressões do ar contido nas cavidades cársicas e outras irregularidades, pelo que a acção das ondas tem influência abaixo e acima da zona de rebentação das ondas. As plataformas atingem o seu estado de equilíbrio, precisamente através do balanço entre a taxa de erosão na maré baixa e na maré-alta.

## **3. Métodos de estudo**

---

### **3.1. Métodos de gabinete**

A primeira abordagem a este trabalho consistiu numa cuidada pesquisa bibliográfica com o objectivo de identificar todas as referências possíveis ao tema tratado na região do Algarve (com especial incidência na zona de estudo), contribuindo fortemente para a auto-formação do autor. Os trabalhos iniciais passaram também por uma cuidada observação e interpretação morfológica de fotografias aéreas a escala próxima de 1/30000, a preto e branco, datadas de 1958.

Para a implantação da cartografia foram utilizadas fotografias aéreas a cores de 2001 à escala 1/8000. As fotografias foram digitalizadas, georeferenciadas e incorporadas em formato *Photoshop*, onde foi construído um mapa de conjunto. O software referido permite a incorporação de informação por *layers* independentes facilitando o manuseamento dos dados respeitantes a todas as plataformas cartografadas.

### **3.2. Métodos de campo**

O trabalho de campo incidiu na identificação de terraços e plataformas, e de todos os indícios morfológicos e biológicos que possam traduzir variações do NMM do “passado geológico recente”.

Foi estudada a sequência litológica de idade Miocénica que aflora em toda a área, com base na simples observação macroscópica das litologias, geometria e estruturas, uma vez que constitui o substrato rochoso da zona de estudo. Após a definição e identificação de todas as unidades, estabeleceu-se a coluna litoestratigráfica, considerada como a principal ferramenta de controlo para o desenvolvimento dos trabalhos de cartografia. Foi também definida a orientação

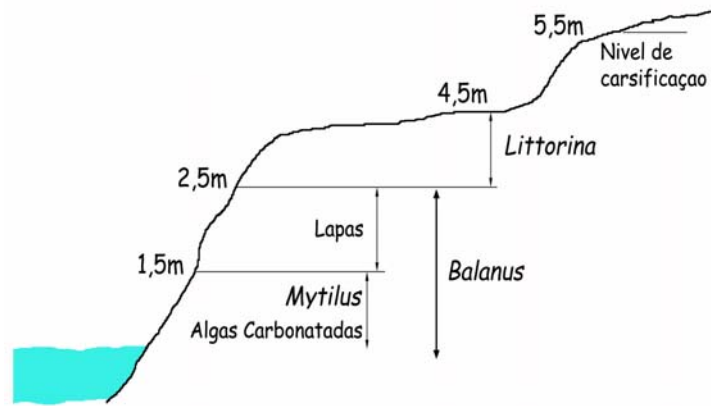
geral da estrutura, a orientação das unidades, as espessuras relativas de cada unidade, bem como uma descrição petrográfica e paleontológica tão completa quanto possível. Ainda dentro dos métodos geológicos foi importante encontrar falhas que afectassem as estruturas objecto de estudo, já que a sua presença poderia desnivelar plataformas de idades iguais ou fazer equivaler plataformas de idades diferentes.

A cartografia geomorfológica detalhada das plataformas foi realizada à escala 1/8 000, com base em fotografias aéreas de 2001, pretendendo-se delimitar toda e qualquer aplanação identificada. O critério de discriminação e classificação das plataformas foi estabelecido com base no tipo de substrato em que estavam talhadas, nas elevações relativas entre elas e nas relações morfológicas e tectónicas que as afectavam. O tipo de substrato tem, na área de estudo, um papel importante já que as plataformas estão sempre talhadas na interface de duas litologias diferentes (este aspecto será oportunamente desenvolvido). Os terraços, tal como foram definidos atrás apenas estão presentes sobre a plataforma mais elevada. O trabalho desenvolvido incluiu também medições de extensão das principais plataformas, identificação de sapas, bem como os pendores evidenciados pelas plataformas.



**Figura 5** – Indivíduos do género *Balanus* utilizados como referência ecológica do NMM (Praia do Evaristo).

As evidências de estadias do nível do mar a identificar durante o trabalho de campo foram ainda de índole biológica, como perfurações de litófagos e espécies fósseis de ecologia intertidal, fundamentalmente os *Balanus Spp.* (Figura 5). Estes são indivíduos incrustantes que vivem actualmente na zona intertidal (Figura 6), com uma carapaça de forma cónica que permitir definir a sua posição de vida. A presença destas conchas, em posição de vida, incrustadas nas superfícies de plataformas, e situadas actualmente a cotas muito acima do NMM, indicam claramente uma estadia do mar à cota daquelas plataformas. A amostragem destes indivíduos tornou-se no principal indício não morfológico, justificando cuidados acrescidos na recolha de espécimes em posição de vida.



**Figura 6** – Distribuição ecológica actual dos organismos incrustantes (Praia de S.Rafael).

A partir da identificação de cada plataforma, foi estabelecida uma estrutura em degraus, com plataformas muito mais desenvolvidas que outras, sempre num rigoroso controlo com a coluna litológica. A integração de toda a informação permitiu no fim do trabalho de campo definir qual e/ou quais das plataformas cartografadas correspondiam a plataformas de abrasão ou seja, a estadias do mar.

### **3.3. Laboratório**

Na tentativa de datar as plataformas de abrasão utilizando *Balanus* contemporâneos ao seu entalhe, foi usado o método de Urânio/Tório. Muito genericamente, este método baseia-se no decaimento radioactivo do U acumulado na concha do organismo, que ocorre teoricamente, em qualquer momento da história de vida do organismo, mas principalmente a partir do momento em que morre. Significa isto que os átomos de U ficam retidos na malha do carbonato de cálcio que constitui a concha destes indivíduos. No entanto, os *Balanus* vivem num sistema aberto ao U, ou seja pode haver incorporação deste elemento em qualquer fase *pós-mortem* e também contaminação devida a processos diagenéticos. Por esse motivo, os resultados obtidos são apresentados com grandes reservas. As datações U-Th foram realizadas no laboratório *Geotop*, no Canadá.

### **3.4. Outros métodos**

De modo a permitir um bom controlo da elevação de cada plataforma e dos pendores de cada uma delas, foi realizado um levantamento pormenorizado de cotas de mais de trezentos pontos-chave. Para a realização desta tarefa foi contratado pessoal externo ao Projecto, sendo a selecção dos pontos a cotar elaborada pelo autor. O instrumento utilizado no levantamento foi um *Real Time Kinematic Differential GPS*, com precisão de 1 cm (x,y,z), que funciona com estação base fixa, permitindo a aquisição de dados até cerca de 1,5 km de distância da mesma.

Para a determinação das cotas das plataformas principais, mais representativas e mais acessíveis, houve o cuidado de seleccionar pontos localizados o mais próximo possível das arribas internas (quando existentes) de modo a permitir correlações coerentes. Também foram seleccionados pontos próximos dos bordos internos e externos das plataformas e todos aqueles que se revestiam de interesse para os trabalhos de interpretação subsequentes.

## 4. As alterações do Nível Médio do Mar

---

### 4.1. Dados históricos no Algarve

Podemos encontrar vários registos históricos que nos permitem ter uma ideia da localização da linha de costa no Algarve durante o período histórico. Bonnet, nas suas memórias editadas em 1850 e referindo-se à conquista de Silves por D. Paio Peres Correia, capitão de D. Sancho II (Séc. XIII), descreve que se “... *pretendia iniciar a conquista desta província pela capital (Silves) mas não podia facilmente alcançá-la e submetê-la por causa do seu porto de mar*”. Nos registos históricos da cidade de Faro, e segundo Neves (1981), a fusão dos gelos pós-glaciação (Wurm) originou uma elevação do nível do mar em cerca de 2 a 3 metros, isolando, na zona de Faro, a colina da Sé (8m), o “alto” de S<sup>to</sup> António (45m), o “alto” de Rodes (36m) e o Montenegro (34m) situação que se mantinha no auge do império romano (Séc. I a.C. a Séc. II d.C.). Nesta época, o mesmo autor coloca a hipótese de ter existido um cais no largo da Sé. Já no século X, o geógrafo El-Edrisi (1099-1164), citado em Neves (1981) afirma que “(...) (Faro, ou Santa Maria de Farão) *está situada no litoral do grande oceano e as ondas da enchente banham as suas muralhas*”. O autor define ainda diversas áreas aplanadas na zona de Faro, eventualmente resultantes de erosão marinha e admite, pelas descrições dos registos históricos, que a formação da actual laguna designada por Ria Formosa deverá ter tido início no princípio da Era Cristã.

Gouvêa (1938), citando Silva Lopes, refere-se a uma vila romana na desembocadura da Ribeira de Budens, entre Sagres e Lagos, que “*o maremoto de 1755 pôs por momentos a descoberto. Ainda hoje se vêem no sítio debaixo da areia, na baixa-mar, pedaços de mosaico dessa povoação*”. Mais diz o citado autor que “*Em 1816 iam ainda os fiéis a pé enxuto assistir à*

*missa da capelinha da fortaleza...*”, referindo-se à Fortaleza de S. Lourenço entre Faro e Olhão, isolada pelo mar nos anos 30.

Mesmo que as descrições anteriormente referidas contenham alguma falta de rigor, mostram que a linha de costa foi variando ao longo do tempo. É no entanto importante referir desde já que estes testemunhos históricos mostram variações da linha de costa, não só resultantes de variações do nível do mar “*sensu strictu*”, mas também de outros fenómenos como alterações do balanço sedimentar (assoreamento/desassoreamento da foz dos rios) resultantes de alterações de precipitação, de actividades agrícolas e de condições climáticas que condicionem a vegetação.

## **4.2. Evolução do conhecimento em Portugal**

Uma excelente retrospectiva da evolução do estudo dos terraços, quer fluviais quer marinhos, em Portugal, pode ser encontrado em Daveau (1993a e 1993b). A autora refere-se a trabalhos realizados por Nery Delgado (1884), Choffat & Dolfus (1904-07), Vasconcelos Pereira Cabral (1881), Hermann Lautensach (1932), Ribeiro *et al.* (1943) e ainda nos anos 40 e 50, Zbyszewski, Breuil, Coteló Neiva, Carlos Teixeira, Orlando Ribeiro e Mariano Feio como os principais autores a fornecer importantes contribuições para o estudo dos terraços fluviais e marinhos em Portugal. Uma síntese dos conhecimentos e das nomenclaturas utilizadas pode ser consultada no Quadro 4.

No ano de 1946, Feio publicou um trabalho sobre os terraços de origem fluvial no Rio Guadiana, tentando relacionar os existentes no troço compreendido entre Moura e Mértola com os níveis de praias levantadas observados na zona de Vila Real de S<sup>to</sup>. António. No troço alentejano do rio definiu terraços em quatro níveis, a 80-90 m, a 50-60 m, a 25-35 m e a 12-15m. Na zona costeira algarvia estabeleceu três níveis de praias levantadas, a 49m, a 28-35 m e a 8-12 m. Afirma o autor, que estes últimos “*são bem distintos; a sua individualização não oferece dúvidas. Assentam em areias vermelhas, finas, com seixos miúdos e bem rolados, provavelmente do Pliocénico*”. O terraço 8-12 m, é atribuído, pela interpretação de indústria lítica encontrada,

ao último interglaciário (Grimaldiano ou Wurmiano), o de 28-35 m ao Tirreniano e o superior, o de 49 m, ao Milazziano (Feio, 1946). O autor propõe uma explicação baseada em variações do NMM no nível de base (referindo-se ao NMM na foz), com alguma eventual influência de oscilações climáticas e/ou combinação dos dois mecanismos.

Quando se analisa a evolução do conhecimento dos terraços marinhos, é frequente encontrar uma sistematização baseada em intervalos altimétricos que se tenta generalizar a toda a costa portuguesa. Araújo (1984), ao sintetizar a altimetria dos terraços portugueses, defende que são “mais ou menos” aceites seis intervalos, dentro dos quais se incluem todos os terraços marinhos da costa Portuguesa: nível 120-130 m, nível 100-110 m, nível 80-90 m, nível 60-70 m, nível 30-40 m, e nível 12-20 m. Mais tarde, a mesma autora (Araújo, 2002) identifica na região do Porto, terraços marinhos que chama de nível I a 30-40 m, de nível II a 15-35 m e de nível III a 0-10m, sendo este último provavelmente resultante do último interglaciário (OIS 5 na estratigrafia isotópica). Ainda Araújo (1997), baseando-se apenas em critérios de natureza sedimentológica, sem datações absolutas, define na região do Porto, três níveis de depósitos marinhos a diferentes cotas. Esta classificação quase exclusivamente altimétrica perdurou até finais do século passado (Quadro 4).

A utilização de dados cronológicos é feita por Carvalho & Granja (1997), que estabeleceram duas plataformas poligénicas na região do Porto (ver Quadro 4). Também na zona costeira da Arrábida são identificadas diversas plataformas imersas e emersas, uma das quais datada, permitindo estimar uma taxa de levantamento próxima de 0,25 m/1000 anos (Regnault *et al.*, 1997).

No que se refere em particular à costa Algarvia, Ribeiro *et al.* (1979) descrevem terraços a 150-160 m resultantes de fase transgressiva, designada Calabriana, e provavelmente pertencentes ao interglaciário Donau-Gunz (OIS 11).

Teixeira & Gonçalves (1980) atribuem ao andar Tirreniano II terraços compreendidos entre os 12-20 m, os quais seriam resultantes do interglaciário Riss-Wurm, ou seja OIS 5. Para Teixeira (1979) o intervalo altimétrico correspondente ao Tirreniano II seria entre os 10-15 metros. São identificados no litoral Algarvio terraços a estas cotas nos altos do Areal Gordo e Joinal, a norte da estrada de Olhão a Faro, entre a Fuzeta e Torre de Ares, e na área de Barranco do Cordovil, Sangueiro, Torre dos Frades, todos a norte da estrada que liga Faro a Vila Real S<sup>to</sup>. António. Também Viana & Zbyszewski (1949) se referem à existência de terraços naqueles mesmos locais (ver Quadro 4).

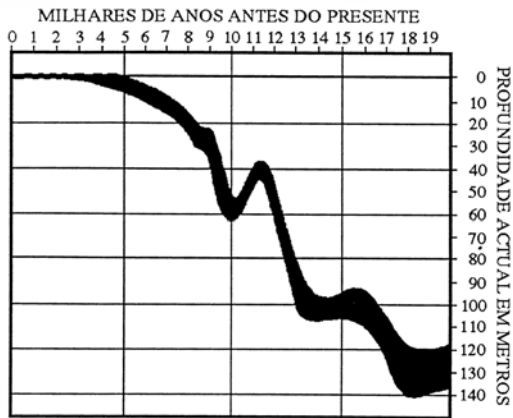
Feio & Lautensach (citados em Bettencourt, 1985) identificam também diferentes níveis aplanados na região do Algarve, e em particular na zona de Faro, Gouvêa (1938) e Feio (1949) e, Zbyszewky, 1951 (*in* Guillemot, 1979) distinguem três níveis a três intervalos de cotas distintos. Ainda Guillemot (1979), que menciona um conjunto de quatro terraços imersos (ver Quadro 4).

**Quadro 4** – Resumo bibliográfico exemplificativo do uso da altimetria e da cronologia na sistematização dos terraços marinhos e fluviais Portugueses.

<b>Autor</b>	<b>Cotas terraços fluviais</b>	<b>Cotas terraços marinhos</b>	<b>Crítério cronológico</b>	<b>Localização</b>
Gouvêa, 1938		100 – 90 (Siciliano) 60 – 65 (Milazziano) 30 (Tirreniano) 15 (Monastiriano)	Altimétrico	Geral
Feio, 1946	80 - 90 50 – 60 25 – 35 12 - 15	49 (Milazziano) 28 – 35 (Tirreniano) 8 -12 (Grimaldiano)	Altimétrico	Guadiana V.R.S <sup>o</sup> António
Daveau, 1993b	75 – 95 (Q1) 50 – 65 (Q2) 25 – 40 (Q3) 8 -15 (Q4)		Altimétrico	Região de Santarém
Daveau, 1993b		90 - 100 (Q1a) 75 – 80 (Q1b) 60 – 70 (Q2a) 45 – 50 (Q2b) 30 – 40 (Q3) 15 – 20 (Q4)	Altimétrico	Foz do Rio Minho (folha de Valença, 1-A, 1955)
Daveau, 1993b	75 – 95 (Siciliano I) 60 – 70 (Siciliano II) 25 – 40 (Tirreniano I) 12 – 15 (14 – 20 na legenda) 6 – 8 (4 -12 na legenda)		Altimétrico	Sorraia Folha Montargil (31 – D, 1983)
Teixeira, 1979		150 – 160 130 – 140 (ante-Sicilianos)	Altimétrico	Portugal em geral

Autor	Cotas terraços fluviais	Cotas terraços marinhos	Crítério cronológico	Localização
		110 – 120 80 – 100 (Siciliano I) 60 – 70 (Siciliano II) 20 – 30 (Tirreniano I) 10 – 15 (Tirreniano II) 5 – 8 (Tirreniano III)		
Araújo, 1984		120 – 130 100 – 110 80 – 90 60 – 70 30 – 40 12 - 20	Altimétrico	Geral para o litoral Português
Araújo, 1997		30 – 37 15 – 18 < 10	Sedimentológico	Porto
Carvalho & Granja, 1997		20 – 55 2 – 10 (duas subplataformas (1) e (2))	(1) 36470±3815 e 26283±3815 OSL-1995 (2) 1900±40 a 360±50 B.P.	Porto
Regnault <i>et al.</i> , 1997		20 7 -7 -12 -21	26500±600 B.P.	Arrábida
Araújo, 2002		30 – 40 15 – 35 0 – 10 (OIS 5?!)		Porto
Gouvêa, 1938 Feio, 1949 Zbyszewski, 1951		50 – 60 (Milazziano) 25 – 40 (Tirreniano) 6 – 12 (Grimaldiano)	Altimétrico	Algarve
Viana & Zbyszewski, 1949		49 (Milazziano) 28 – 38 (Tirreniano) 8 – 12 (Grimaldiano)	Altimétrico	Algarve
Godard, 1967 (in Bettencourt, 1985)		150 – 160 117 – 125 50 – 60 27 – 35/40 (Tirreniano I) 6 – 12 (Tirreniano II)	Altimétrico	Algarve
Teixeira, 1979		10 – 15 (Tirreniano II)	Altimétrico	Algarve
Guillemot, 1979		-45 -65 a -67 -90 a -96 -111 a -125	Altimétrico	Algarve Plataformas submersas
Teixeira & Gonçalves, 1980		12 -20 (Tirreniano II) 5 – 8 (Interface I-II Wurm)	Altimétrico	Algarve

Existem portanto numerosas referências de terraços marinhos em Portugal que, de acordo com critério morfoestratigráficos podem contemporâneos do OIS 5, sensivelmente às cotas 10-15 metros.



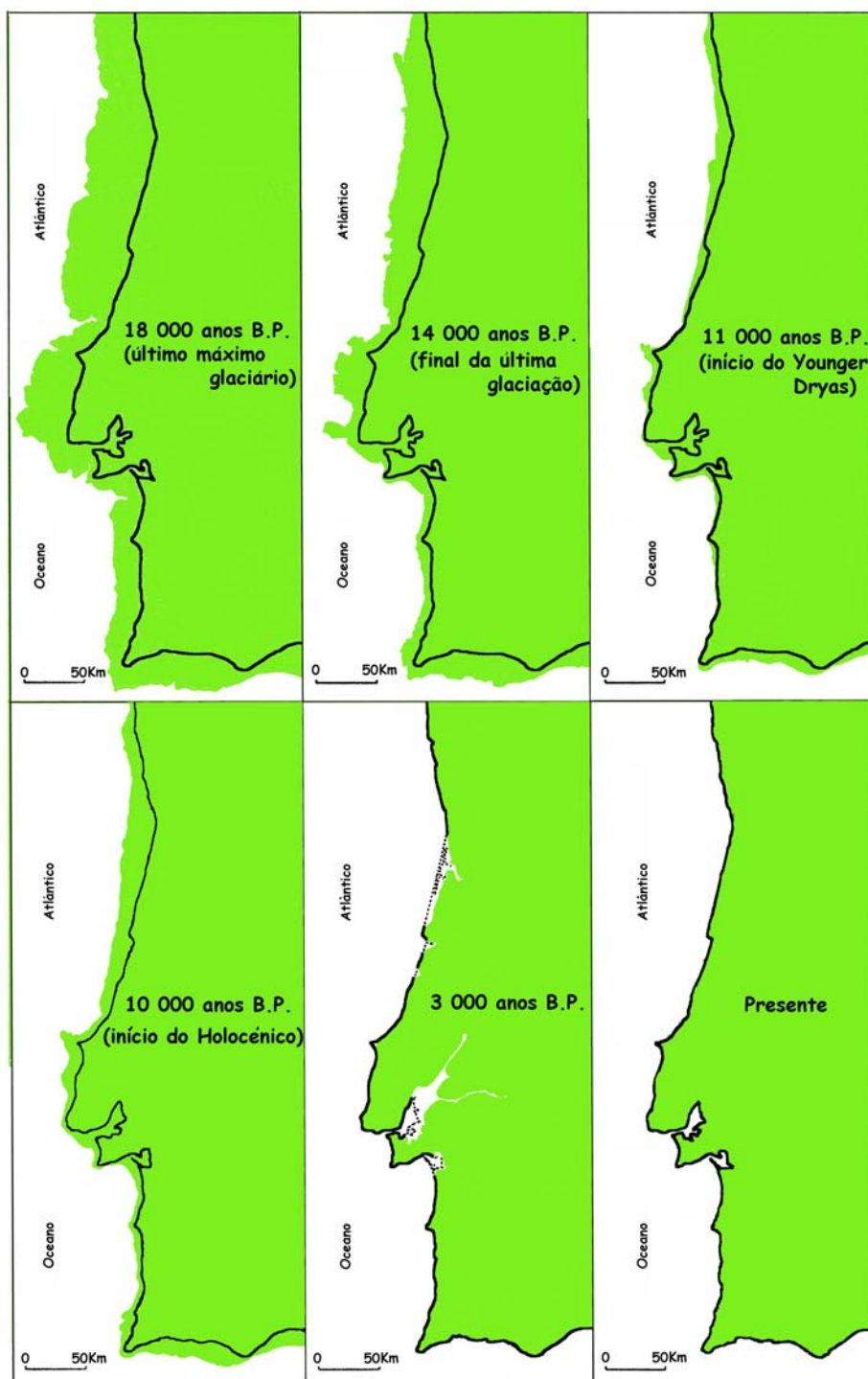
**Figura 7** – Curva de variação do NMM desde há 20 ka até ao presente (Dias *et al.*, 1997).

Dias *et al.* (1997) apresentaram a primeira curva de variação do nível do mar em Portugal nos últimos 20 000 anos (Figura 7), que os próprios autores generalizam para toda a plataforma portuguesa. De acordo com a citada curva, as variações do NMM desde o último máximo glaciário (Wurm, 18 000 anos B.P.) são substanciais em termos de amplitude, considerando-se que estaria 120-140m

abaixo do nível actual há 18 000 anos, a -100m cerca de 16 000 anos B.P., a -40m aos 12 000 anos BP, seguindo-se rápida descida para -60m aos 11 000 anos (representando o drástico arrefecimento do Younger Dryas); o NMM terá depois estado a -30m aos 8000 anos B.P., tendo então subido gradualmente até ao nível actual, considerando-se estável nos últimos 3 500 anos (Dias *et al.* 1997). Boski *et al.* (2002) na reconstituição paleogeográfica no estuário do Rio Guadiana, argumentam que aos 9800 anos B.P. o nível do mar estaria a -39m, com uma subida de mais de 1m/século até aos 6500 anos B.P., passando a 0,5m/século até cerca de 5000 anos B.P. tendo então estabilizado e atingido o nível do mar actual.

A Figura 8 representa a reconstituição paleogeográfica da costa portuguesa desde o último máximo glaciário até ao presente, onde se observa que a extensão das plataformas litorais era considerável no último máximo glaciário, com imersão progressiva até aos tempos presentes.

As variações do NMM na margem continental Portuguesa, ao longo do Século XX, são bem conhecidas principalmente através de dados obtidos pelo marégrafo de Cascais há mais de um século, e também pelo de Lagos. Os dados do século passado apontam para uma descida média de 0,5 mm/ano entre 1882 e 1920, e desde 1920 até ao presente uma subida média de 1,7mm/ano (Dias & Taborda, 1988). Considerando apenas os últimos 100 anos, a subida é de 1,5 mm/ano (Taborda & Dias, 1988; Dias, 1990).



**Figura 8** – Reconstituição da linha de costa Portuguesa desde o último máximo glaciário (adaptado de Dias *et al.*, 1997)

### 4.3. Estado da arte em zonas costeiras próximas da área de estudo

As variações do nível do mar têm sido amplamente estudadas desde o início do século XX, em quase todos os continentes, existindo, no entanto, determinadas zonas onde os registos

morfológicos, paleontológicos e estruturais permitiram trabalhos de grande qualidade e pormenor. É de realçar a tentativa de estudar locais onde a influência tectónica é nula, ou pelo menos pensa-se que o seja, de modo a obter termos de comparação com outros locais tectonicamente instáveis.

É apresentada uma pequena síntese de alguns sectores mais próximos da costa Algarvia e um quadro resumo (Quadro 5), com o estado da arte em estudos realizados um pouco por todo o planeta.

#### Cádiz (Espanha)

Na zona mais próxima do litoral algarvio, na Baía de Cádiz, Zazo (1989) refere a existência de seis episódios marinhos com a formação de terraços de idades inferiores a 100 000 anos, que devido à actividade tectónica, variam entre +1m e +21,5m, mas não apresentando datações absolutas. A autora tenta estabelecer uma cronologia relativa dos depósitos marinhos no litoral de Cádiz, identificando dois terraços do Holocénico (a +4m e +3m), dois do Tirreniano (a +21,5m e +20m), um a +36m e outro a +41m (este último do Siciliano), correlacionáveis com as zonas costeiras de Marrocos e de Itália. Na zona de Huelva, há registo de um terraço fluvial a +20 m no Rio Odiel, que passa em continuidade morfológica a um terraço marinho a +10 m (Rodrigues Vidal, 1987 *in* Zazo, 1989).

#### Almeria-Alicante, Baleares e Canárias (Espanha)

Zazo *et al.* (2003) apresentam uma excelente retrospectiva do conhecimento actual dos terraços marinhos e respectiva reconstituição paleo-climática na zona Mediterrânica, peninsular e Baleares, e nas Canárias, na costa Atlântica. Em quase toda a zona litoral Mediterrânica Espanhola existem diversos conjuntos de depósitos marinhos escalonados entre +100 m e o NMM actual. Uma das características mais marcantes dos níveis Plistocénicos Mediterrânicos é a presença da chamada “fauna Senegalesa”, que é composta principalmente por gastrópodes típicos de águas quentes equatoriais actuais, como a espécie *Strombus bubonius* além de outras.

Significa então que a existência destas espécies no Mediterrâneo terá acontecido durante períodos de interglacial em que as águas atingiram temperaturas idênticas às que existem actualmente nas zonas equatoriais. A entrada de *Strombus bubonius* no Mediterrâneo oferece polémica, sendo que segundo alguns autores, ocorreu unicamente no OIS 5e (McLaren & Rowe, 1996 in Zazo *et al.*, 2003) enquanto outros defendem que a migração da fauna senegalesa até ao Mediterrâneo terá ocorrido no OIS 7 (Hillaire-Marcel *et al.* 1986; Goy *et al.*, 1986b, Zazo & Goy, 1989, citados em Zazo *et al.*, 2003), e depois de forma maciça no OIS 5e, sobrevivendo em locais muito pontuais como por exemplo na zona de Almeria durante todo o interglacial OIS 5. Zazo *et al.* (2003) afirmam que o *Strombus bubonius* está datado do OIS 7 em Almeria e Alicante, o que significa que a fauna equatorial de águas quentes terá atingido o mediterrâneo muito antes do último interglacial. Os autores assumem que por este facto, e supondo salinidades constantes, a temperatura superficial das águas do mediterrâneo ocidental não terá variado substancialmente durante os interglaciares OIS 5 e 7.

Em Loma del Viento (Almeria) estão identificados vinte e sete terraços marinhos, no entanto, e devido à existência de diversas falhas, Zazo *et al.* (2003) sugerem apenas dezasseis como os terraços verdadeiramente causados por fenómenos eustáticos (compreendidos entre +3,5 e +82 m). Os seis terraços inferiores, entre +3,5 e +11,5 m, contêm *Strombus bubonius*, estando correlacionados com o OIS 7 (o superior), OIS 5e e OIS 5c e/ou 5a (os dois mais inferiores). Em Cope Basin (Renco, entre Almeria e Murcia) estão identificadas dez terraços marinhos, entre +1 e +52 metros, sendo o nível +7 m o correspondente à primeira estadia alta de mar do OIS 5e (Zazo *et al.*, 2003). Nas Ilhas Baleares, o OIS 5e é representado por três estadias altas (entre +1 e +3 m em Campo de Tiro e, +0,75 a +2,5 m em Cala Brava), o OIS 9 também por duas estadias altas (+4 e +6,5 m) e uma outra situada a +10m que pode ser atribuída ao OIS 9 ou ao OIS 11. Também nas Canárias existem depósitos atribuídos ao OIS 5e (entre -0,5 a 1,5 m), com fauna senegalesa. Todas estas áreas experimentaram taxas de levantamento tectónico, entre 0,046 e

0,023 mm/ano, durante o Plistocénico. Noutros locais como em La Marina-El Pinet (Alicante) e nas Canárias existe alguma subsidência entre -0,003 e -0,011 mm/ano (Zazo *et al.*, 2003).

#### Apúlia (Itália)

A zona costeira do sul de Itália tem grande tradição no estudo das variações do NMM desde há algumas décadas, sendo considerada tectonicamente estável. A costa Pugliesa apresenta numerosos terraços escalonados desde os 450 metros de elevação até o presente NMM. A área costeira do Mar Jónico é a região mais interna do Mediterrâneo onde foi encontrada a espécie *Strombus bubonius*, que define o interestádio OIS 5e (Mastronuzzi & Sansò, 2003), não se observando qualquer vestígio da sua ocorrência na costa Adriática da mesma região. Os autores utilizam a referência de +6m para o último interglaciar (125 Ka) para estimarem taxas de levantamento na costa Jónica entre 0,31 e 0,02 m/ka, sendo as mais elevada a noroeste e, sucessivamente decrescendo para sudeste. Por sua vez, na costa Adriática, sem qualquer vestígio de fauna Senegalesa de águas tropicais, apenas alguns depósitos marinhos grosseiros encontrados em grutas e em plataformas de abrasão permitiram definir cotas entre 8 a 10 metros como possíveis indicadores de estadias do NMM durante o OIS 5e (Mastronuzzi & Sansò, 2003).

#### **4.4. Estado da arte em zonas Atlânticas**

Diferentes zonas costeiras consideradas tectonicamente estáveis, desde as Bermudas, Florida Keys, Bahamas, Península de Yucatan e costa sul Brasileira, todas apresentam terraços com elevações compreendidas entre +3 e +8 metros atribuídos ao pico do último máximo glacial (Muhs, 2002). A ilha caribenha de Barbados merece um destaque especial pela utilização de espécies coralígenas na datação de altas estadias de NMM.

#### Barbados

A ilha de Barbados no Mar das Caraíbas é um local em que o NMM tem sido estudado quase exclusivamente com base nos edifícios recifais calcários, implantados num substrato

terciário que constitui o chamado prisma acrecionário da zona de subducção que afecta a placa caribenha.

As espécies que melhor definem o NMM num recife de coral são o género *Acropora*, especialmente a *Acropora palmata* e a *Acropora cervicornis*, e ainda a *Porites sp.* (Schelmann & Radtke, 2002). O estudo detalhado dos terraços onde se encontram estas espécies permitiu definir com grande rigor duas altas de nível de mar no OIS 5a, e três altas nos OIS 5c, 5e, 7, 9 e 11 (as respectivas cotas são mostradas no Quadro 5).

O Quadro 5 seguinte contém um resumo da literatura disponível onde se incluem as elevações dos terraços, plataformas, escarpas e leques aluviais, de diferentes idades e em contextos tectónicos muito diferentes.

**Quadro 5** – Identificação cronológica e altimétrica de plataformas, terraços marinhos, escarpas e leques aluviais indicadores de variações do NMM em diferentes zonas costeiras do planeta.

Localização Geográfica e Tectónica	Interestádios isotópicos - Períodos Interglaciários										Taxa de Lev.
	OIS 11	OIS 9	OIS 7			OIS 5			OIS 3	OIS 1	
			OIS 7e	OIS 7c	OIS 7a	OIS 5e	OIS 5c	OIS 5a			
<b>Mediterrâneo</b>											
Baleares (1)						3 2	1				
Baleares (Campo de Tiro) (18)						3 T 1/3	1				
Baleares (Cala Brava) (18)	1 T (?) 10	2 T 4/2,5				3 T 1,5/2,5					
Almeria (1)						3 T 14/7	8	1			
Almeria (Loma del viento) (18)	15/82 > OIS 7		12		11,5	3 T 5,5 6,5 8	2 T 3,5 4				
Almeria e Alicante-Murcia (2)	? E 1T 40	? E 1T 30		1 E 1 T	1 E 1 T 17						
Múrcia (Cope Basin) (18)	7 T 16/62 > OIS 7a			1 T 5	2 T 1 7						
Alicante (El Molar – La Marina) (18)	4 T 12/40 > OIS 7a			1 T 0,5	4 T 1,5/3,5	1 T 1,8					
Gibraltar (21)						5,25	3				
Gibraltar-Málaga (21)						2	<0				
Cabo Trafalgar-Tarifa (Gibraltar) (21)						13 a 19	3 a 9				

Localização Geográfica e Tectónica	Interestádios isotópicos - Períodos Interglaciários										
	OIS 11	OIS 9	OIS 7			OIS 5			OIS 3	OIS 1	Taxa de Lev.
			OIS 7e	OIS 7c	OIS 7a	OIS 5e	OIS 5c	OIS 5a			
Calábria (Costa Tirreniana) (3)	12/20										
Calábria (4)	504 452	401	289	266	229	167	119	90	49		1,24m/ka
<b>Atlântico</b>											
Mauritânia e Senegal (20)			2 T -0,2/0,5			3 T 0/1,5					
Canárias (Lanzarote) (18)						3 T 1,5 1 -0,5					
Canárias (Fuerteventura) (18)						0,5					
Coni-Tarifa (21)						8 a 14	2 a 9				
Canárias (Tenerife) (18)						2 T 0,2/0,75					
Huelva (19)	10										
Cadiz (18)	1 T 41 ? Siciliano ?		1 T 36			2 T 21,5 20 ? Tirreniano ?				2 T 3 4	
Florida Keys						0					
Bermudas – Bahamas (5)	1 E 4	1 E 4		1 E 0	1 E 2,5						
Bermudas e Bahamas (6)	2 7 >20					8 4	-12	0			
Nova Caledónia (7)						7/8					
Sussex (8)	20										
Brasil NE (9)				7,5/1,3			1/20				
Barbados (10)	99/101 108/112 120/122	72/74 81/83 90/92	46/52 52/57 60/63			21/23 35/40 40/43	4/5 8/10 15/17	2 3		-1	
Patagónia (11)						16/17					
Brasil (12)						8/10					
<b>Pacífico</b>											
Hawai				1 T -20			12,5				
Huon (Papua Nova Guiné) (13)		4±2	-5±8/-6±8								
Vanuatu (14)									-30/ -60		
Atol de Mururoa (15)		- 64		-32/- 42						-9/- 24	
Chala Bay (Peru) (16)	2 E 2 T 200	4 E 4 T 160		2 E 2 T	2 E 2 T	68 54	45	31			
Hornitos (Chile) (1)	E 1 T 100	n E 1 T 80		1 E 1 T 65	1 E 1 T 63	36	25				

Localização Geográfica e Tectónica	Interestádios isotópicos - Períodos Interglaciários										Taxa de Lev.
	OIS 11	OIS 9	OIS 7			OIS 5			OIS 3	OIS 1	
			OIS 7e	OIS 7c	OIS 7a	OIS 5e	OIS 5c	OIS 5a			
Alaska (17)	20										

Legenda do quadro - E (estadias altas do NMM – “Highstands”); T (terraços) ; 63 (metros acima do NMM actual); - 32 (metros abaixo do NMM actual); 8/10 (terraços compreendidos entre 8 e 10 metros). Referências: (1) Zazo, 1999; (2) Goy & Zazo, 1986, 1988, *in* Zazo 1999; (3) Carobene & Dai Pra, 1990 *in* Zazo, 1999; (4) Dumas *et al.*, 2000; (5) Hearty & Kindler, 1995, *in* Zazo, 1999; (6) Kindler & Hearty, 2000; (7) Marshall & Launay, 1978, *in* Rostamani *et al.*, 2000; (8) Bowen, 1999, *in* Droxler & Farrell, 2000; (9) Barreto *et al.*, 2002; (10) Schellmann & Radtke, 2002; (11) Rostami *et al.*, 2000; (12) Clark & Bloom, 1979b e Barbosa *et al.*, 1986, *in* Rostami *et al.*, 2000; (13) Chappell & Shackleton, 1986, *in* Rostamani *et al.*, 2000; (14) Cabioch & Ayliffe, 2001; (15) Camoin *et al.*, 2001; (16) Goy *et al.*, 1992, Ortlieb *et al.*, 1996, *in* Zazo, 1999; (17) Brigham-Grette, 1999, *in* Droxler & Farrell, 2000; (18) Zazo *et al.* (2003); (19) Rodrigues Vidal, 1987, *in* Zazo, 1989; (20) Giresse *et al.*, 2000; (21) Zazo *et al.*, 1999.

#### 4.5. Análise da bibliografia

Existem registos de estudos dos terraços marinhos da costa Portuguesa desde os finais do século XIX. Nas décadas de 40 e 50 do século XX, vários autores apresentam estudos detalhados sobre o assunto e, mais recentemente, na última década, são alguns os autores a apresentarem trabalhos científicos sobre esta temática (ver capítulo 4.2.)

Em primeiro lugar, há certas discrepâncias entre diferentes autores no que respeita à designação estratigráfica utilizada. Pereira & Correia (1985) apresentam uma comparação entre dados de várias fontes no que respeita à cronoestratigrafia do Quaternário e sua correspondência com a estratigrafia isotópica marinha. É aceite por quase todos os autores mencionados naquele registo que, o Siciliano I e II são separados pela glaciação Gunz, e portanto, corresponderão ao OIS 11 e 9, respectivamente; o Tirreniano, Tirreniano I ou Paleotirreniano corresponderão ao OIS 7, e, o Grimaldiano, Grimaldiano I ou Eutirreniano ao OIS 5, mas também há autores que consideram o Tirreniano como equivalente do OIS 5. É pois longe de ser pacífica esta correspondência, além de que, fazer corresponder a estratigrafia de um local específico do Mediterrâneo com a estratigrafia isotópica “global” é virtualmente impossível de realizar com a coerência científica que se exige.

O critério de classificar os terraços marinhos e fluviais consoante a elevação a que se situavam, em relação ao NMM, foi o utilizado durante algumas décadas. Começou por ser uma

maneira de gerar consenso entre as teorias anteriores baseadas no glácio-eutatismo e movimentos epirogénicos, passando depois a ser de uso generalizado. No entanto, os intervalos de altitude em que os terraços eram incorporados não eram rigorosos e muito menos considerados como estanques, ou seja, havia variações “de conveniência”, de autor para autor e de carta geológica para carta geológica (como está exemplificado no Quadro 4). No mesmo quadro verifica-se a dificuldade em tentar discernir alguns intervalos principais. Carvalho & Granja (1997) citam alguns autores (Texier & Meireles, 1989, Batista, 1991, Meireles & Mexier, 1994, Meireles, 1994) que criticam veementemente porque tentaram implantar o método exclusivamente altimétrico sem datações absolutas afirmando mesmo que “*constitui um erro científico*” uma vez que não tem em consideração os fenómenos neotectónicos, e ainda por não “*(...) oferecer qualquer aplicação prática no que respeita a evolução geomorfológica costeira e suas implicações no desenvolvimento e bem estar das populações ribeirinhas*”. Também Daveau (1993a) afirma “*Tanto no litoral como nos vales uma abordagem unicamente altimétrica das formas e formações leva inevitavelmente a um beco sem saída*”.

Existia ainda a ideia de que o escalonamento decrescente de sucessivos terraços correspondia também a idades sucessivamente mais recentes. Ou seja, era quase tido como absoluto que o terraço mais elevado teria sido o primeiro a ser formado sendo por isso o mais antigo. Os terraços seguintes seriam sucessivamente menos elevados e mais recentes até ao terraço mais inferior de todos que seria o mais moderno. Tal poderá efectivamente verificar-se, mas, não é um princípio a seguir, já que tanto as oscilações do NMM como a tectónica têm que ser tidos em consideração. Esta classificação unicamente altimétrica não pode ser considerada como correcta tal como se entende o conhecimento geológico nos dias de hoje. No entanto, é um registo importante da evolução do conhecimento científico deste tema em Portugal. Mas é bom dizer que, o critério altimétrico coadjuvado por datações em zonas tectonicamente consideradas estáveis é obviamente válido.

É de extrema importância conseguir estabelecer um bom controlo da movimentação tectónica no Quaternário. Terraços ao mesmo nível podem ser de idades diferentes e, do mesmo modo, o mesmo terraço pode estar a altitudes diferentes de um local para outro por acção de fenómenos neotectónicos.

Observa-se ainda que, na literatura Portuguesa disponível, não há correspondência entre o estudo das cotas a que se encontram os terraços com a sua datação absoluta e determinação do estágio isotópico a que pertencem, ou seja, geralmente não é identificado com rigor o período glaciário-interglaciário responsável pela sua formação. Assim, o estudo dos terraços é baseado na cota ou intervalo de cotas observadas em relação ao NMM, e a sua cronologia é fundamentalmente estratigráfica. A interpretação mais plausível para este estado de conhecimento poderá ser a de que o estudo dos OIS é relativamente recente e por isso os métodos de datação poderão ser ainda pouco utilizados (nomeadamente as séries de Urânio, já que o C14 é amplamente utilizado, mas está limitado a 40-50 Ka). Outro factor, provavelmente o mais importante, prende-se com o facto de não existirem muitos depósitos litorais ou mesmo continentais datáveis que, sendo gerados pelos mesmos mecanismos, poderão ser temporalmente desfasados.

É também evidente que em muitos locais do planeta existem vestígios de estadias do nível do mar e nem sempre há possibilidade de os datar com precisão, por falta de elementos que conduzam a resultados de confiança, e por isso muitos autores assumem determinadas considerações cronológicas que não têm por base uma datação absoluta.

## 5. Geo-enquadramento da zona de estudo

### 5.1. Enquadramento geográfico

A zona costeira estudada localiza-se no extremo Sudoeste da Península Ibérica, na região central do Algarve, bordejada pelo Oceano Atlântico.

A área de estudo (Figura 9) está compreendida entre a Praia da Galé e a praia de S. Rafael, correspondendo a um troço de costa com aproximadamente 3,5 quilómetros de extensão, pertencente ao Concelho de Albufeira, que separa o Barlavento do Sotavento Algarvio. A linha de costa está orientada segundo a direcção NW-SE na zona oeste, rodando depois, a partir da Ponta do Castelo, para E-W.

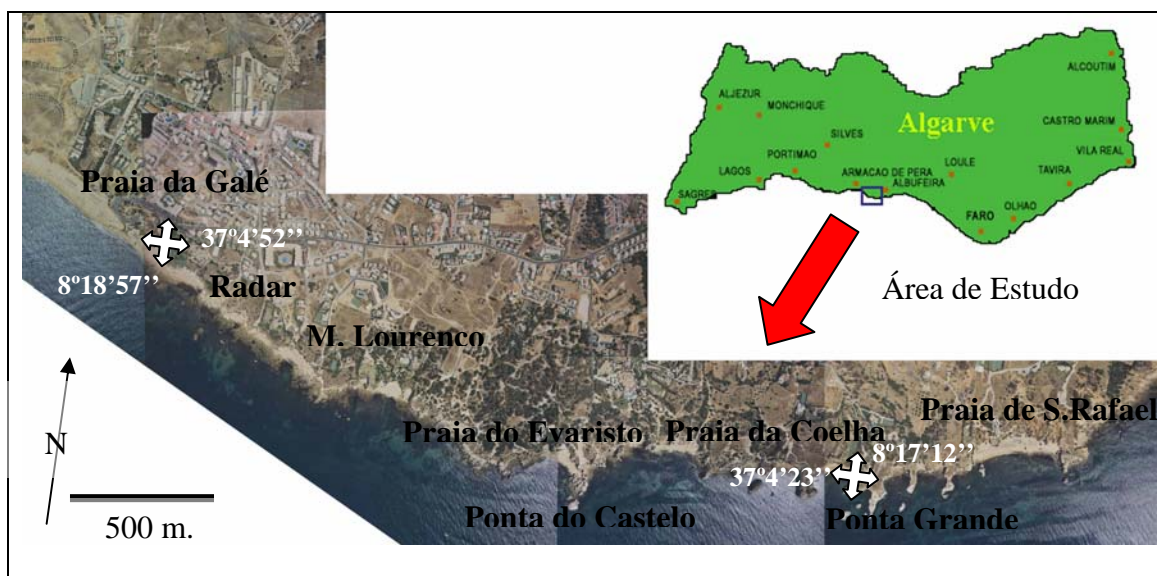


Figura 9 – Localização da área de estudo.

Os principais locais de acesso são, além das praias referidas nos extremos da área, a Praia de Manuel Lourenço, a Praia do Evaristo, a Praia do Castelo e a Praia da Coelha.

A zona de estudo faz parte dos mapas topográficos à escala 1/25000, nº 604 (Lagoa) e nº 605 (Albufeira) dos Serviços Cartográficos do Exército. Faz também parte do mapa geológico 1/50000, nº 52 – B - Albufeira dos Serviços Geológicos de Portugal.

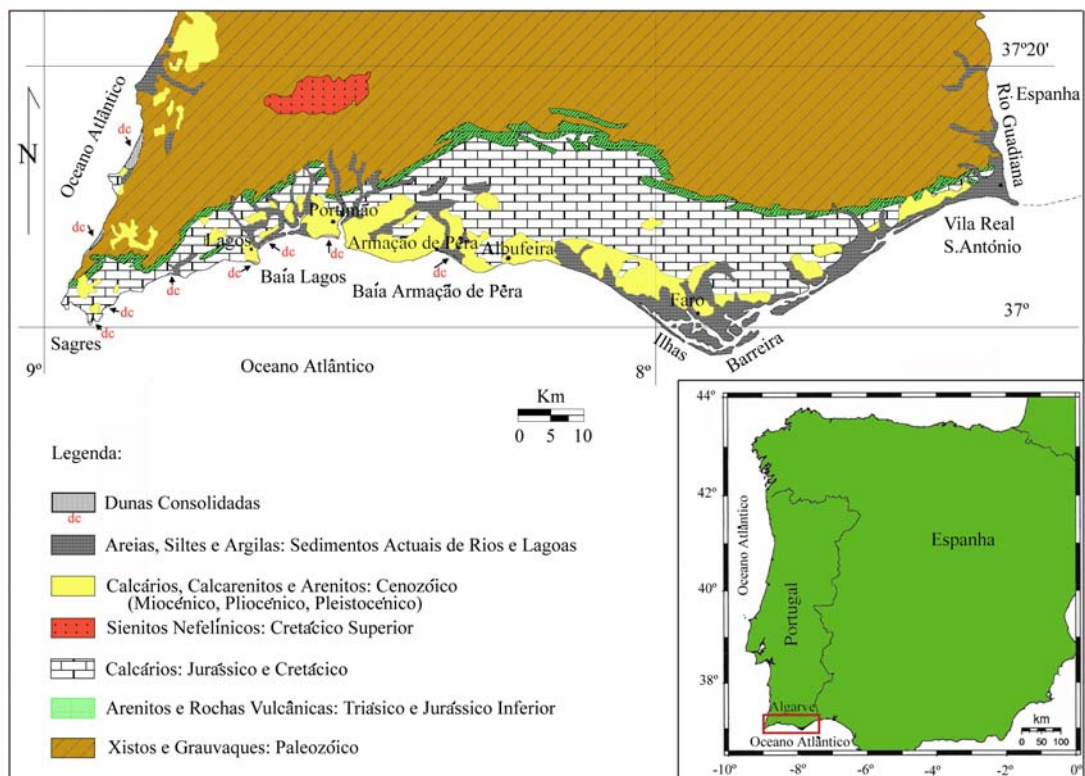
## **5.2. Enquadramento geomorfológico**

Do ponto de vista geomorfológico, a zona de estudo está incluída na chamada Orla Mesoceno-zóica Algarvia. A Oeste da Praia da Galé existe um extenso areal com cordão dunar que se estende até Armação de Pêra. Para Leste, as praias reduzem drasticamente a sua extensão, tornando-se praias encastradas limitadas por arribas rochosas, cada vez mais predominantes e proeminentes, formando pontas avançadas ao mar. Algumas destas praias têm dimensões muito reduzidas e apenas têm acesso pelo mar. Os topos das falésias rochosas encontram-se sucessivamente mais elevados para leste formando paredes verticais ao mar que chegam a atingir mais de 25 metros, como é o caso da zona compreendida entre a Ponta do Castelo e a Praia de S. Rafael. Frequentemente esta coluna rochosa é truncada num ou vários patamares desenvolvendo aplanções ou degraus que são testemunho da grande capacidade modeladora do relevo por parte dos agentes erosivos. O topo das falésias apresenta-se também como uma superfície aplanada, muitas vezes modificada e desgastada pela erosão, com a formação de depressões cársicas de largos metros de profundidade que terminam geralmente acima do NMM actual. Dado que toda a sequência sedimentar é de origem predominantemente carbonatada, é frequente observar o modelado cársico característico destas formações. Na zona da Praia da Galé, o carso está preenchido por materiais mais recentes, alguns provavelmente de idade Holocénica, constituídos por areias, solos e mesmo materiais antropogénicos, e encontra-se em fase de exumação. O facto de existirem paleo-relevos cársicos na zona de actuação da erosão marinha faz com que a interacção entre os dois factores possa contribuir para um recuo ainda mais rápido da linha de costa (Dias, 1988).

A linha de costa é irregular, apresentando um entrecortado muito característico que afecta grandes blocos rochosos mostrando que a erosão não actuou apenas verticalmente sobre a coluna rochosa mas também é muito influenciada horizontalmente pelas direcções predominantes de acção das correntes marítimas. Os processos erosivos permitiram mesmo a formação de pequenas ilhotas (leixões) que comportam toda a coluna rochosa das falésias (ver Figura 3 no capítulo 2.3.).

### 5.3. Enquadramento geológico

Do ponto de vista estrutural e morfológico distinguem-se no Algarve dois sectores distintos: a norte, a chamada Zona Sul Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1979), de idade Paleozóica, que inclui o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, o Antiforma do Pulo do Lobo, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, o Sector Sudoeste e a Faixa Piritosa (Oliveira *et al.*, 1992); e a Sul, a Bordadura Meso-Cenozóica Algarvia (Ribeiro *et al.*, 1979) (Figura 10).



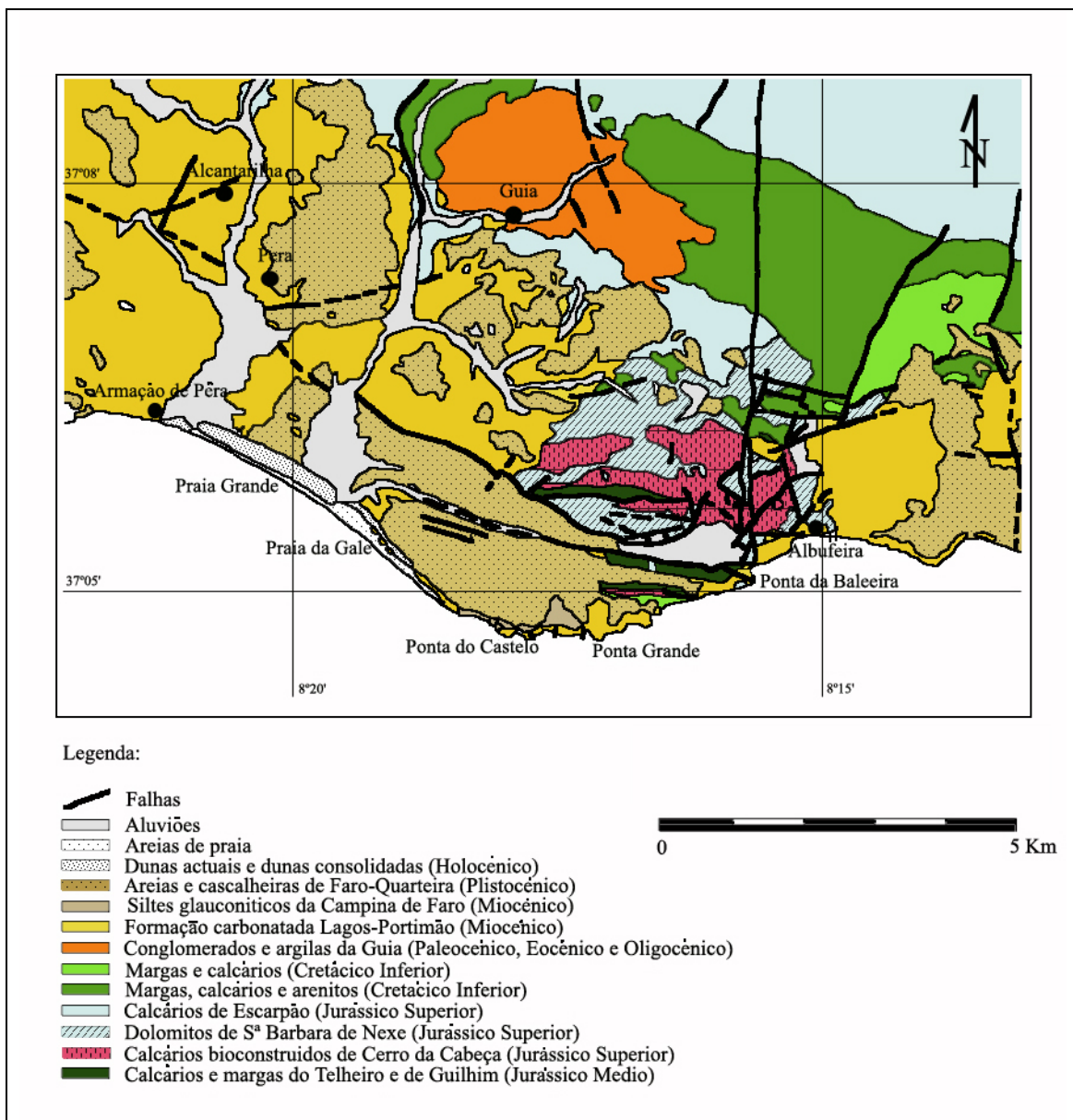
**Figura 10** – Mapa geológico simplificado do Algarve (Adaptado de Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000, 1992)

Da zona mais a norte apenas fará sentido referir o Grupo do Flysch já que as restantes unidades estruturais consideram-se afastadas do contexto geológico deste trabalho. Este grupo é uma sequência turbidítica, do tipo flysch, constituída por bancadas centimétricas a métricas de grauvaques, pelitos e alguns conglomerados intercalados (Oliveira *et al.*, 1992).

De Nordeste para Sudoeste distinguem-se as Formações de Mértola, Mira e Brejeira, sucessivamente mais recentes na mesma direcção, tendo sido depositadas em zonas relativamente próximas da bacia de sedimentação submarina (Oliveira, 1984). Este soco paleozóico está muito deformado pela Orogenia Varisca, tendo sofrido duas fases de deformação que originaram dobras e clivagem associada, primeiro para Noroeste e depois para Sudoeste, esta última com a formação de cavalgamentos e carreamentos (Carvalho *et al.*, 1971; Manuppella, 1992).

A Orla Meso-Cenozóica constitui uma bacia de sedimentação cujas formações litológicas assentam discordantemente sobre o soco paleozóico, tendo sido sujeitas a tectónica compressiva e distensiva (Oliveira *et al.*, 1992). Da base do Mesozóico – Triásico e Jurássico Inferior - fazem parte diversas unidades, constituídas essencialmente por grés, dolomitos, calcários dolomíticos, calcários cristalinos, calcários margosos e margas. A partir do Jurássico inferior a bacia Algarvia estruturou-se e diferenciaram-se três sub-bacias, com domínios sedimentares diversificados e respectivas variações de fácies (Manuppella, 1992). Estes três domínios tectono-sedimentares são a sub-bacia ocidental (a Oeste da falha da Sinceira), o alto-fundo de Budens-Lagoa e a sub-bacia oriental (de Lagos até Tavira) (Manuppella *et al.*, 1987 citado em Manuppella, 1992). Daqui resultou a deposição de diferentes formações essencialmente carbonatadas, com variações laterais de fácies, que incluem calcários, calcários dolomíticos, margas, arenitos e conglomerados. No Cretácico Médio, devido a fenómenos transgressivos e de subsidência (Dias, 2001) ocorreu uma uniformização das fácies em toda a zona Algarvia com a deposição de

unidades de calcários, margas e calcários margosos. No final do Cretácico ocorreu a intrusão do Maciço sub-vulcânico de Monchique, formado essencialmente por sienitos nefelínicos.



**Figura 11** - Mapa geológico detalhado do sector compreendido entre Armação de Pêra e Albufeira (Adaptado de Mapa Geológico 1/50 000, Folha 52-B – Albufeira, 1989)

No Cenozóico destaca-se a formação gerada em extensa plataforma continental com sedimentação carbonatada ao longo do Miocénico (Figura 11), designada por Formação de Lagos-Portimão (Antunes *et al.*, 1981), e ainda a Formação de Cacela (Rocha *et al.*, 1989). A referida Formação de Lagos-Portimão inclui biocalcarenítos, calcários, margas e arenitos, e constitui o substrato onde estão talhadas as plataformas de abrasão marinha estudadas. No

Miocénico Superior, a sedimentação apenas teve lugar no sector mais a leste, resultando da movimentação da Falha de Quarteira (Manuppella, 1992).

Nos trabalhos de cartografia geológica o Pliocénico ocorre frequentemente associado ao Plistocénico, sendo este último período já pertencente ao Quaternário, utilizando-se a designação Plio-Plistocénico para a sua cartografia indiferenciada. O Pliocénico Inferior é composto por areias brancas grosseiras, fluvio-marinhas, e informalmente designadas por Areias da Falésia (Cachão *et al.*, 1998). Do Pliocénico Superior fazem parte a série de areias médias de cor laranja, feldspáticas, acumuladas essencialmente em plataforma continental pouco profunda. A sequência sedimentar representativa do Plistocénico inclui as Areias do Ludo e as Areias e Cascalheiras de Gambelas (Moura & Boski, 1999). As sequências sedimentares do Pliocénico e do Plistocénico, em alguns locais da zona de estudo, constituem a arriba interna das plataformas de abrasão marinha. Finalmente de idade Holocénica existem diversos corpos dunares e o extenso cordão litoral de ilhas-barreira que protege a laguna da Ria Formosa (Manuppella, 1992).

Em termos tectónicos, a bacia Algarvia foi sujeita a diversos movimentos, distensivos até ao Cretácico Inferior e compressivos durante o Miocénico, à instalação de estruturas diapíricas, e ao rejogo de diversas falhas, principalmente as Falhas de Quarteira e de Portimão, que associadas a outras de direcção predominante N-S influenciam a sedimentação na bacia. No cruzamento de alguns acidentes E-W com as falhas N-S formam-se estruturas em graben e semi-graben (Manuppella, 1992).

## 6. Identificação e descrição das plataformas

---

### 6.1. Estratigrafia e petrografia da sequência sedimentar

As arribas existentes na área de estudo encontram-se talhadas na Formação de Lagos-Portimão (Antunes *et al.*, 1981) anteriormente definida, observando-se localmente uma sequência sedimentar essencialmente carbonatada, com litotipos que variam entre o calcário cristalino e os siltes carbonatados, com cortejo fossilífero diversificado, indicador de ambiente de deposição marinho pouco profundo, por vezes com depósitos de praia. A direcção das camadas da sequência Miocénica é próxima de E-W ( $55^\circ$  a  $102^\circ$ ), com inclinação média de  $7^\circ$ S.

A Figura 12 representa a coluna litoestratigráfica da zona de estudo. A sua elaboração constituiu um elemento auxiliar de trabalho bastante importante já que, as diferentes camadas afloram continuamente com espessuras aproximadamente constantes e, sendo as plataformas de abrasão paralelas aos contactos geológicos, a sua utilização comparativa usando níveis de referência revelou-se fundamental. A descrição de cada uma das unidades litológicas expostas neste sector, da mais recente para a mais antiga, apresenta-se em seguida:

**Unidade 1 – Arenitos vermelhos** – De granularidade média/fina que marcam o topo da sequência na zona mais próxima da costa, especialmente entre a Praia da Galé e zona do Radar no extremo oeste da área, na Praia do Evaristo, e depois a partir da Ponta Grande para leste, com grande extensão na Praia de S. Rafael. A espessura desta unidade atinge os 30 metros. Contêm seixos pequenos de quartzo disperso e são atribuídos ao Pliocénico Superior (Moura, 1999).

**Unidade 2 - Calcarenitos** – Estes calcarenitos superiores com espessura decimétrica a métrica, são caracterizados por apresentarem uma textura concrecionada semelhante a um encrustamento carbonatado, que ocorre maioritariamente na zona superficial, com aspecto muito característico. Encontram-se em toda a extensão da área, geralmente em afloramentos recuados em relação ao



**Unidade 3 - Arenitos** – Esta unidade é a menos representada em todo o sector, aflorando no topo da arriba carsificada na Praia da Galé e no topo da primeira falésia a leste da Praia da Coelha, aqui encontram-se quatro afloramentos, inferiores a 5 m<sup>2</sup>, com espessura inferior a 1 metro, formando aplanções bem definidas. São constituídos por areia fina amarelada, variando lateral e verticalmente para fácies siltíticas e calcareníticas, tornando-se por vezes difícil de distinguir da unidade seguinte.

**Unidade 4 - Calcarenitos** – Está sempre presente em toda a extensão cartografada, apresentando uma espessura variável compreendida entre 1 a 3 metros (dependendo do nível de erosão). O topo da unidade está afectado por carsificação intensa. Observa-se textura fenestrada com variação lateral para calcários compactos. O conteúdo fossilífero é constituído por numerosos fragmentos de conchas (pectinídeos, especialmente *Chlamys scabriscula*), rodólitos, e ouriços (mais abundantes no topo) que chegam a atingir dimensões superiores a 10 cm. As depressões cársticas estão frequentemente preenchidas por materiais terrígenos de coloração castanha e avermelhada mostrando estruturas com organização interna (laminação), microfalhas e seixo armado. Foram amostrados vários indivíduos do género *Balanus*, principalmente fixos no topo da superfície aplanada. Observam-se nalguns locais, como na Praia da Galé, sapas resultantes da acção erosiva actual do mar sobre esta unidade. Nesta mesma praia o topo da unidade de calcarenitos está a cotas de 3-4 metros acima do nível do mar actual, aumentando progressivamente, de modo muito ténue até à Praia de Manuel Lourenço, e mais expressivamente da Praia do Evaristo para leste, onde aflora no topo das falésias a mais de 20 metros de altura na Praia da Coelha.

**Unidade 5 - Siltitos** – A unidade constituída por siltes amarelos, tem cerca de 1,5 m de espessura, aflorando em toda a extensão do sector, funcionando como um excelente nível guia. É característica a presença de pistas de bioturbação com formas cilíndricas (atingem 50-60 cm de comprimento), sendo o conteúdo fossilífero menos abundante que nas unidades enquadrantes. Na

parte superior da unidade são encontrados restos de corais e algas calcárias. O contacto com os calcarenitos superiores é bem marcado por um horizonte erosivo de cerca de 10 cm com estruturas cavernosas. Também nesta unidade foram recolhidos *Balanus* para datação. Na Praia da Galé, esta unidade é presentemente trabalhada pelas marés, apresentando depois um comportamento idêntico à anterior, encontrando-se a cotas sucessivamente mais altas para leste, sendo conjuntamente com a unidade 4, as duas mais representativas daquela praia.

**Unidade 6 - Calcários lumachélicos** – São calcários muito compactos de cor amarelada, com abundante conteúdo fossilífero, especialmente fragmentos de conchas de pectinídeos, ouriços e *Balanus* (incrustantes, posteriores à formação da litologia); a unidade tem apenas cerca de 20-30 cm de espessura. Na sua superfície desenvolvem-se cavidades cársicas que continuam nas unidades subjacentes, com diâmetro variando de centímetros a metros, e atingindo profundidades de dezenas de metros através dessas unidades. Aflora a partir da zona do Radar, após a Praia da Galé, mantendo-se contínua ao longo de todo o sector, sendo mesmo, um excelente horizonte guia.

**Unidade 7 - Arenitos carbonatados** – Constituem a unidade de menor espessura não ultrapassando 10 a 15 centímetros. O cortejo faunístico é semelhante ao da unidade anterior, com muitos fragmentos angulosos de conchas, mas em menor abundância. Apesar da pequena espessura, a unidade pode ser sempre seguida ao longo de todo o sector, embora sem expressão cartográfica à escala da fotografia aérea utilizada.

**Unidade 8 - Calcários cristalinos** – São calcários micríticos, muito compactos, com conteúdo fossilífero de pectinídeos, equinodermes e *Balanus* (incrustantes, não pertencentes à unidade litológica). A unidade apresenta-se frequentemente repleta de buracos de litofaga, e não ultrapassa os 3 metros de espessura. É das unidades mais representativas e de melhor continuidade, marcando o topo de uma das plataformas morfologicamente mais expressivas, como se descreverá oportunamente. Está exposta a partir da Praia de Manuel Lourenço para

Este, junto ao nível do mar actual, e tal como as restantes unidades, ocorre a cotas progressivamente mais altas para leste, aflorando a 15-20 metros entre a Ponta do Castelo e a Praia da Coelha.

**Unidade 9 - Calcarenitos** – É uma unidade mais friável inserida dentro de espessa zona de calcários cristalinos supra e infrajacentes. Tem cerca de 0,5 a 1 m de espessura, cor amarelada, fragmentos de conchas várias, e forma estruturas cavernosas centimétricas no contacto superior.

**Unidade 10 - Calcários cristalinos** – São calcários compactos por vezes com fácies mais terrígenas que variam tanto horizontal como verticalmente. Esta unidade tem cerca de 4 metros de espessura máxima, com dois a três níveis de 10-12 centímetros de fragmentos de ouriços e briozoários.

**Unidade 11 - Siltitos carbonatados** – Siltes amarelados com cerca de 40 a 50 cm de espessura, com formas erosivas ovaladas junto ao contacto superior gradual, preenchidas por material siltítico desagregado e fragmentos de conchas. Contém alguns seixos subrolados inferiores a 2 cm. Esta unidade aflora na zona da Ponta do Castelo, podendo ser seguida para Leste.

**Unidade 12 - Calcarenitos** – Calcários compactos de cor clara com numerosos fragmentos de conchas, concreções carbonatadas e alguns calhaus subrolados, geralmente inferiores a 3 cm. Inclui a presença abundante de rodólitos, buracos de litofaga ocasionais e moldes de conchas geralmente bem preservados. A unidade tem cerca de 3 metros de espessura.

**Unidade 13 - Siltitos carbonatados** – Siltes amarelados semelhantes aos anteriores, mas mais ricos em fragmentos de conchas de bivalves, e de ouriços, geralmente inferiores a 3 cm; a unidade tem cerca de 30 cm, contactando gradualmente com a unidade superior.

**Unidade 14 - Calcarenitos** – Unidade com cerca 1 metro de espessura com elevado conteúdo fossilífero remobilizado, incluindo tubos de serpulídeos, conchas de gastrópodes, moldes de turrítelas, *spondilus*, com contacto gradual com os siltes inferiores.

**Unidade 15 - Siltitos carbonatados** – Apresentam fina laminação bem preservada, com estruturas cavernosas (inferiores a 1 metro) e buracos de litofaga. A camada tem uma espessura de cerca de 60 cm, com fragmentos de conchas principalmente na base da unidade. Varia lateralmente para fácies mais carbonatadas.

**Unidade 16 - Calcários cristalinos e calcarenitos** – Calcários muito compactos, de cor clara, com grande abundância de pectinídeos e buracos de litofaga. Têm cerca de 1,5 metros de espessura.

**Unidade 17 - Siltitos carbonatados** – Siltes de cor esbranquiçada, com pistas de bioturbação, fragmentos de conchas várias, com cerca 80 centímetros de espessura.

**Unidade 18 – Calcarenitos** – Contem abundantes tubos de serpulídeos, alguns gastrópodes e cavidades com preenchimentos de argilas castanhas. Apresentam cerca de 1 metro de espessura.

**Unidade 19 - Siltitos carbonatados** – Siltes de cor esbranquiçada, com cerca 80 centímetros de espessura, semelhantes aos anteriores.

**Unidade 20 - Calcarenitos** – Unidade com cerca de 1,5 metros de espessura, semelhante à Unidade 18.

**Unidade 21 - Siltitos carbonatados** – Siltes de cor esbranquiçada, semelhantes à Unidade 19.

## **6.2. Cartografia dos terraços e plataformas de abrasão**

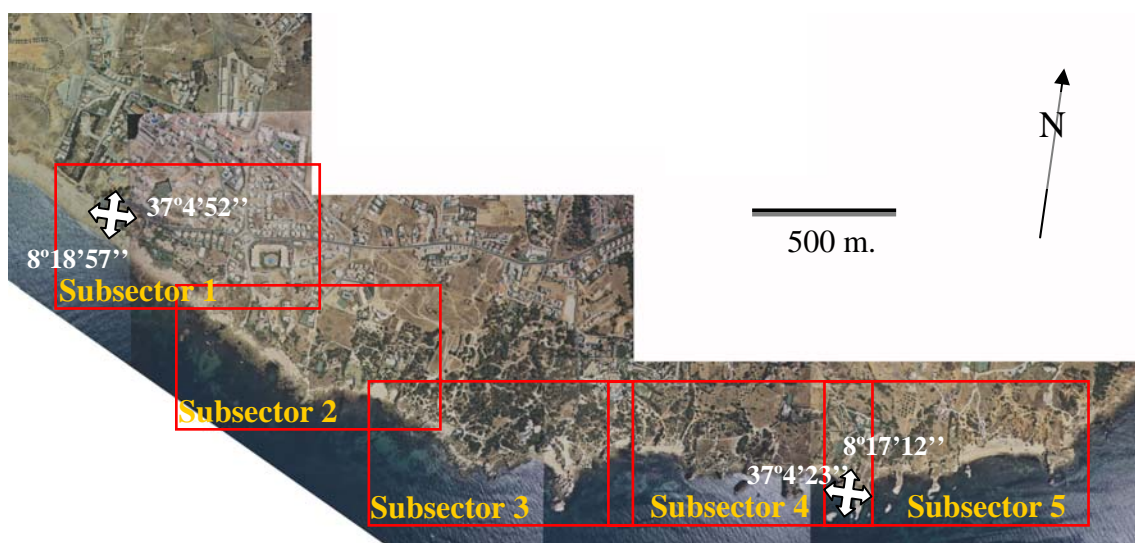
### **6.2.1. Considerações gerais**

A cartografia morfológica visou a delimitação cuidada de terraços e de plataformas de abrasão emersas, tendo como base de trabalho as fotografias aéreas 1/8000 de 2001. Como as plataformas não se encontram completamente horizontais, mas com inclinações entre 0-8° para sudoeste, existem afloramentos junto ao NMM actual que têm continuidade imersa, por vezes bem visível na fotografia aérea. Existem também diversos afloramentos imersos identificados na fotografia aérea que não foi possível observar nem relacionar com as plataformas emersas.

Observam-se por isso, nas fotografias aéreas das Figuras 15 a 19, corpos imersos que não estão identificados ou delimitados na cartografia.

Para facilidade de visualização utilizou-se uma cor diferente para a delimitação de cada plataforma, designada por “P”, em números consecutivos, da superior para a inferior. Cada “P” designa uma aplanção que pode ou não corresponder por si só a uma plataforma de abrasão, como se descreverá adiante. Sempre que, dentro da mesma unidade geológica se podia distinguir mais do que uma aplanção (a associação plataformas-litologias será discutida adiante), convencionou-se designar as plataformas por “a”, “b” ou “c”.

Dada a extensão da área de estudo, a Figura 13 mostra a divisão da zona por subsectores, de modo a proporcionar uma melhor exposição do conjunto. Nos mapas das figuras 15 a 19 encontram-se também representados os locais onde foram colhidas as amostras para datação.



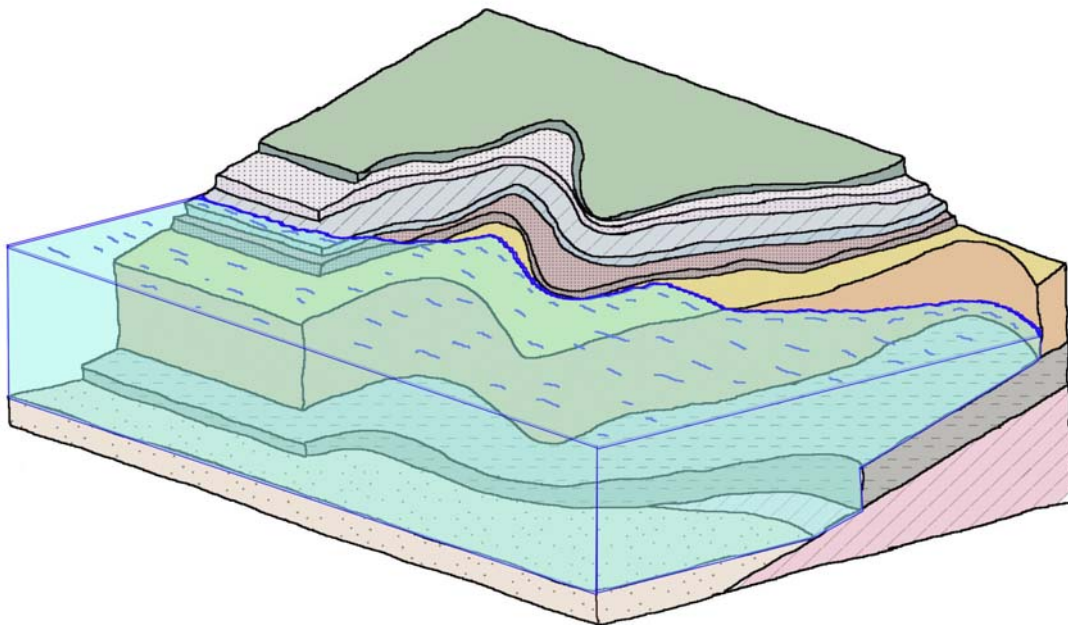
**Figura 13** – Área de estudo e sua divisão em subsectores.

Antes da apresentação detalhada da cartografia é conveniente abordar as relações espaciais entre as unidades litológicas, principalmente as Miocénicas, e as plataformas de abrasão. A sequência sedimentar carbonatada Miocénica tem uma inclinação pouco acentuada, oscilando entre o sub-horizontal e os 4-8° de inclinação média para Sudoeste. Quando a inclinação é da ordem dos 4-8°, observam-se as unidades litológicas inferiores da sequência nas

paredes das arribas mais recuadas para o continente. Sendo a inclinação para sudoeste, então estas unidades sucessivamente inferiores serão, de acordo com o princípio da sobreposição, sucessivamente mais antigas para leste.

Todas as plataformas cartografadas e observadas são sempre paralelas às unidades litológicas em que foram talhadas, e preferencialmente no plano de contacto entre unidades com características petrográficas distintas. Esta é, sem dúvida uma característica preponderante da região, onde nunca se observou uma plataforma transversal às unidades litológicas. O facto de as unidades litológicas e, principalmente os contactos entre elas, favorecerem a formação de plataformas significa também que algumas delas não serão plataformas de abrasão, mas aplanagens resultantes de erosão diferencial.

O papel da erosão é ainda mais decisivo na interpretação deste sector se se tomar em conta o recortado das falésias que caracteriza esta linha de costa. Uma erosão regressiva, ou seja, que progrida no sentido oposto à da inclinação, causará neste mesmo sentido, a exposição de unidades litológicas mais inferiores (Figura 14).



**Figura 14** – Bloco diagrama ilustrativo das relações entre a atitude da série sedimentar e o afloramento progressivo de plataformas subjacentes.

## **6.2.2. Cartografia geomorfológica das plataformas**

Este tema será desenvolvido, em primeiro lugar, com a descrição de cada uma das plataformas identificadas, seguindo-se uma abordagem mais detalhada de cada subsector definido na Figura 13.

### **6.2.2.1. Individualização das plataformas**

O trabalho de campo permitiu estabelecer dezassete plataformas e apenas um terraço.

A plataforma mais superior de todas, inclui um terraço, P0, com o qual apresenta continuidade morfológica. Afecta as areias vermelhas do Pliocénico e do Quaternário, onde a presença ocasional de calhaus rolados é indicadora de antigo nível de praia. Este terraço observa-se na Praia da Galé e Radar, onde ocorre junto às praias actuais, encontrando-se depois mais recuado para o interior do continente entre a Praia de Manuel Lourenço e a Ponta Grande, e é na Praia de S. Rafael que tem a sua maior expressão cartográfica junto à costa. O terraço P0 encontra-se ligeiramente discordante em relação às plataformas subsequentes definidas na série sedimentar Miocénica, apresentando inclinações que não ultrapassam os 5° para sudeste especialmente nas Praias do Evaristo e de S. Rafael (ver Figuras 22 e 24).

A plataforma P1 é definida sobre numerosos topos de pequenas dimensões que marcam a secção superior de uma unidade de calcarenitos (Unidade 2), com textura concrecionada muito característica. Tem maior expressão na zona do Radar e a oeste da Praia do Evaristo, não se observando nas zonas mais a leste da área de estudo.

A plataforma P2 é a menos representada em todo o sector de estudo, tendo sido estabelecida apenas na Praia da Galé e a leste da Praia da Coelha. Esta aplanção está talhada na unidade de arenitos amarelados (Unidade 3) e não pode ser identificada noutros locais pelo facto de também a Unidade 3 ser descontínua, aflorando apenas nas referidas praias.

Os calcarenitos da Unidade 4 apresentam duas aplanções, as plataformas P3a e P3b, sendo a primeira estabelecida no topo da unidade e a segunda aproximadamente no nível

intermédio da sua espessura (Figura 20). Esta camada de calcarenitos apresenta uma carsificação intensa. Significa isto que o aprofundamento do carso, juntamente com a acção erosiva do mar poderão ter contribuído para a formação da aplanção inferior, P3b, não se tratando esta última de uma aplanção de abrasão marinha. Mas também pode ter acontecido que a existência de duas plataformas talhadas nesta unidade tenha facilitado o desenvolvimento do carso em dois níveis actualmente sobrepostos e mascarados. As plataformas P3a e P3b são muito facilmente definidas na zona da Praia da Galé, enquanto nas restantes zonas é identificada apenas uma plataforma, que geralmente é a P3a, ou seja próximo do contacto superior da Unidade 4. Estas últimas quatro plataformas referidas, a P1, P2, P3a e P3b, poderão ser testemunho de uma única estadia ou de várias estadias do NMM.

As plataformas P4, mais concretamente as subplataformas P4a, P4b e P4c, identificam-se na Praia da Galé e estão talhadas nos siltes da Unidade 5. Esta praia é o único local da área de estudo onde as três sub-plataformas estão bem definidas (Figura 20), sendo geralmente observada apenas uma ou duas. No entanto, para leste da praia do Evaristo, a unidade de siltes deixa de conter aplanações e desenvolve em muitos locais concavidades que podem ser interpretadas como sapas. A formação de plataformas é preferencialmente observada quando a unidade de siltes aflora junto ao NMM actual, enquanto as sapas estão formadas quando a unidade se encontra nas paredes e no topo das falésias. A razão para tal deverá estar relacionada com o facto de as plataformas já terem sido desmanteladas pela erosão mantendo-se as sapas na arriba interna da plataforma.

As plataformas P5, P6 e P7 estão talhadas nas Unidades 6, 7 e 8, ou seja, calcários lumachélicos, arenitos carbonatados e calcários cristalinos respectivamente. O desnível vertical entre a plataforma P5 e a P7 é da ordem dos 40 centímetros. A plataforma P6 não tem praticamente expressão cartográfica à escala da fotografia aérea, embora ocorra continuamente na área de estudo, e aparente ser originada apenas por erosão diferencial. A plataforma P5 é a

que tem maior expressão e maior continuidade, formando aplanamentos de grande beleza paisagística na Praia de Manuel Lourenço e na Praia do Evaristo. Todo o conjunto das plataformas P4a, P4b, P4c, P5, P6 e P7 deverá corresponder a uma única plataforma de abrasão e portanto a uma única estadia do NMM.

A unidade litológica 8 que é truncada por uma aplanação esporádica, a plataforma P8, apenas se observa entre a Praia de Manuel Lourenço e a Praia do Evaristo. A plataforma P9 constitui outra aplanação esporádica marcando o topo da Unidade 10, e encontra-se definida nos mesmos locais da anterior. Esta aplanação, P9, apesar de bem definida nos poucos locais onde ocorre, deverá também ser resultado de erosão diferencial.

A plataforma P10 traduz uma aplanação definida no contacto entre as Unidades 11 e 12, siltes carbonatados e calcarenitos, tem alguma expressão na zona a oeste da Praia de S. Rafael e ainda algumas ocorrências pontuais na zona central da área. Poderá corresponder a uma estadia do NMM ou ser apenas resultado de erosão diferencial.

As três plataformas inferiores, P11, P12 e P13 ocorrem na zona da Praia de S. Rafael, sendo a aplanação P11 definida no contacto entre as Unidades 14 e 15, a aplanação P12 afectando a Unidade 15 e a aplanação P13 no topo da Unidade 16. As duas primeiras aplanações referidas, P11 e P12, foram apenas definidas no afloramento leste da Praia de S. Rafael. A plataforma P13 pode observar-se a partir da Praia da Coelha para leste, com melhor expressão cartográfica no extremo leste da Praia de S. Rafael onde ocorrem também as P11 e P12, com uma inclinação de 15° para Sudeste, constituindo a maior inclinação registada em todas as plataformas. Este conjunto, P11, P12 e P13, deverá corresponder a uma estadia do NMM.

Finalmente a plataforma P14, definida no extremo Oeste da Praia de S. Rafael, e que só pode ser observada com marés muito baixas.

Resumindo, a disposição geral das principais plataformas é a seguinte: na Praia da Galé definiram-se as plataformas junto ao NMM actual, e que correspondem à plataforma P4 (P4a,

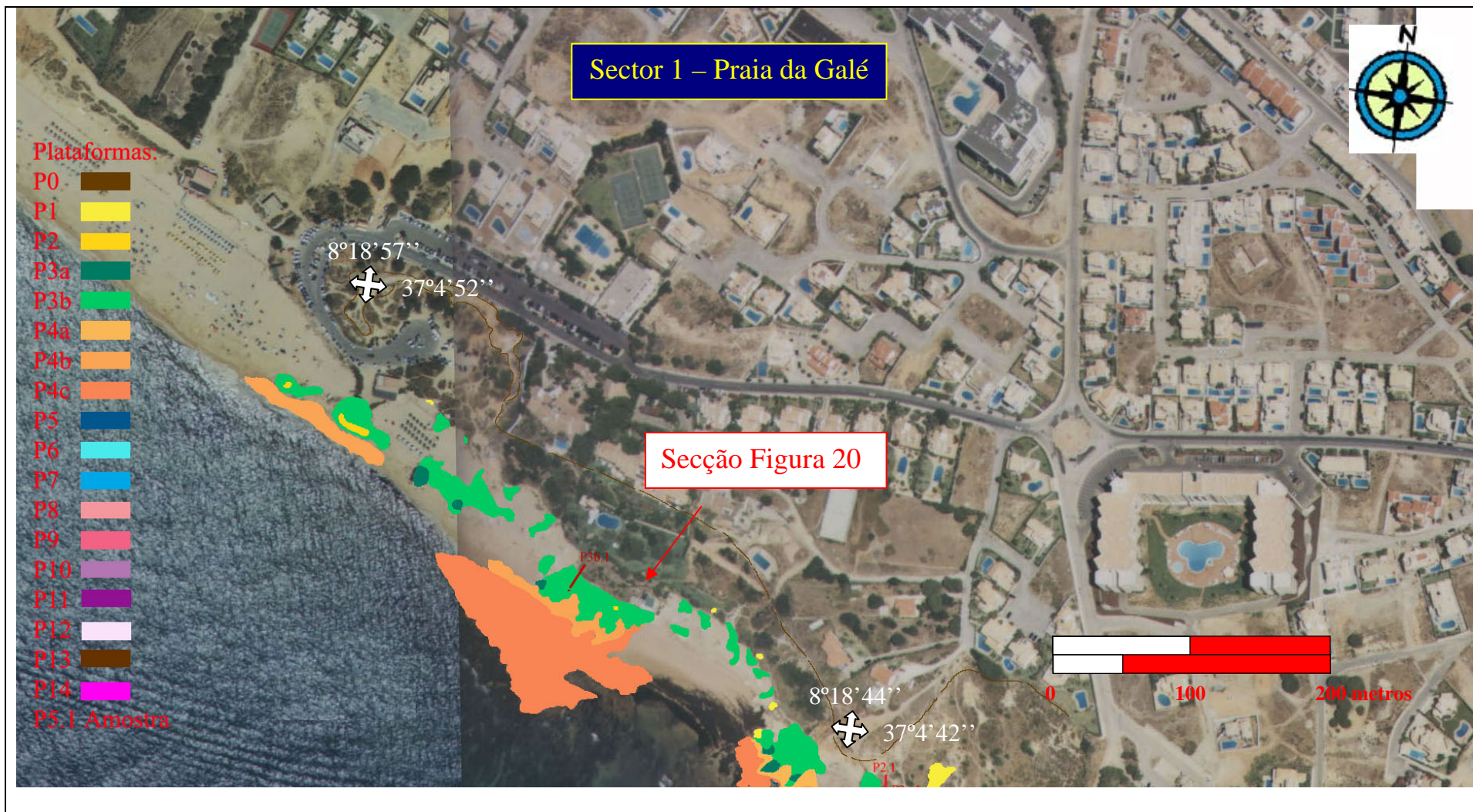
P4b e P4c); as plataformas P5, P6, P7 e P8 observam-se a partir da zona do Radar; na zona oeste da Praia do Evaristo identificam-se duas outras plataformas, P9 e P10; mais para leste, na Ponta do Castelo individualiza-se a plataforma P13; e, finalmente, na Praia de S. Rafael e na Praia da Coelha, observa-se em período de maré muito baixa, a plataforma P14. O terraço P0 encontra-se em quase toda a extensão da área de estudo, observando-se sempre sobre a sequência Miocénica, acompanhando o contorno geral da linha de costa.

Dos resultados apresentados, facilmente se percebe que o trabalho envolve dois problemas principais: um deles é o facto de nunca se encontrarem nesta região plataformas de abrasão transversais aos contactos das camadas; o outro, prende-se com a existência de múltiplos aplanamentos que podem não corresponder a estadias do NMM, mas serem fruto de erosão diferencial e/ou meteorização sub-aérea. A discussão de ambos os problemas será feita no Capítulo 7.

#### **6.2.2.2. Caracterização por sectores geográficos**

As Figuras 15 a 19, contêm a cartografia morfológica detalhada dos cinco subsectores definidos na Figura 13, enquanto as Figuras 20 a 24 incluem secções geológicas e geomorfológicas, bem como outros aspectos de interesse respeitantes também a cada um daqueles subsectores.

Analisando em detalhe cada um dos subsectores, verifica-se que no Subsector 1 (Figura 15), na zona da Praia da Galé, as plataformas dominantes são, a plataforma P3 (cuja continuidade é afectada por intensa carsificação) e as plataformas P4 que são actualmente retomadas e retrabalhadas pela acção erosiva do mar. Constitui o local onde a subdivisão P4a, P4b e P4c é mais nítida, formando pequenos degraus decimétricos entrecortados (Figura 20). As plataformas têm direcção 278°, com 4°-6° de inclinação para Sul, com uma extensão de cerca de 35 metros (perpendicularmente ao mar em maré vazia). É notória a sua continuidade lateral por algumas centenas de metros desde a Praia da Galé até à Praia de Manuel Lourenço.



**Figura 15** – Cartografia do Subsector 1 – Praia da Galé.

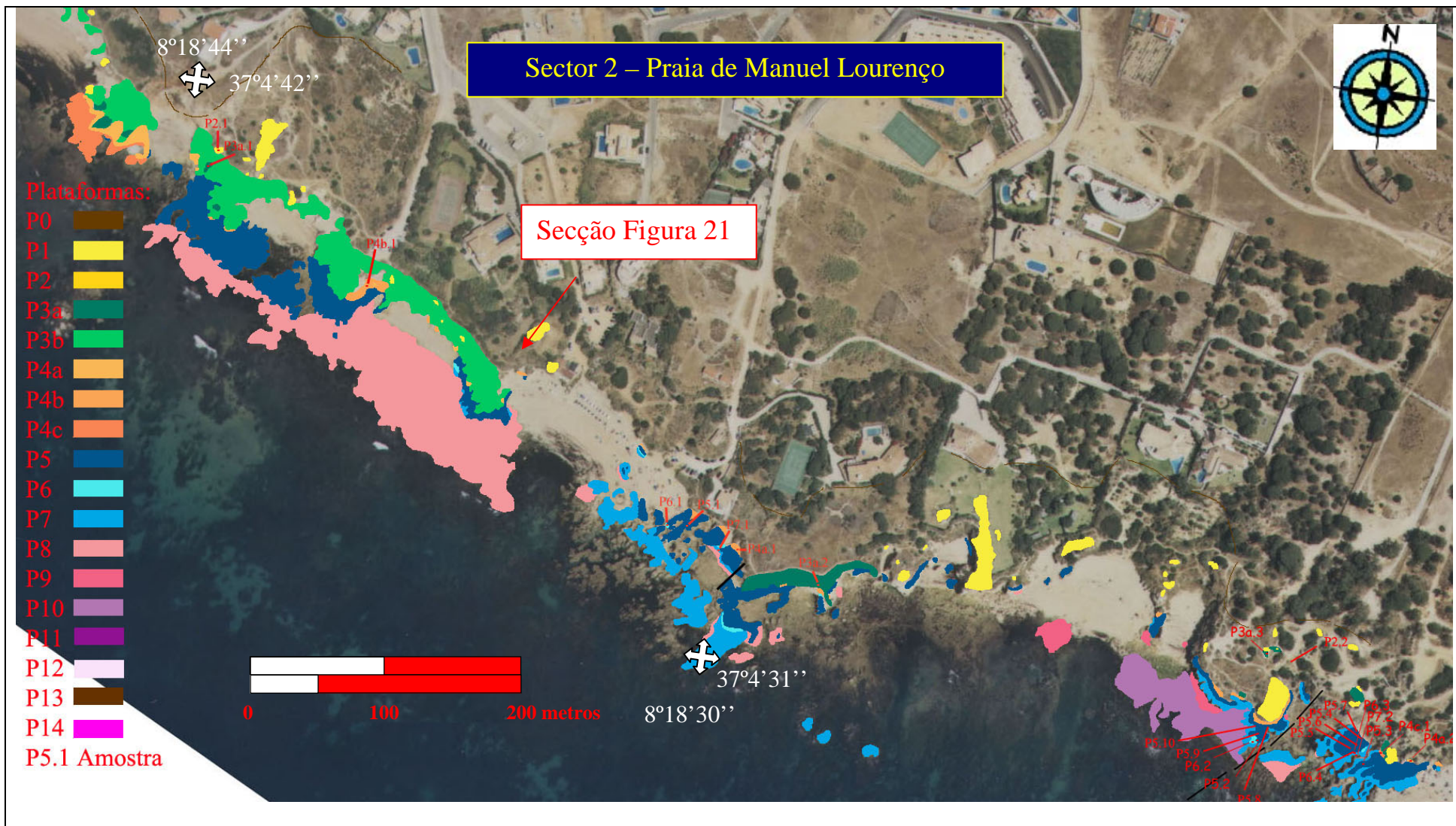
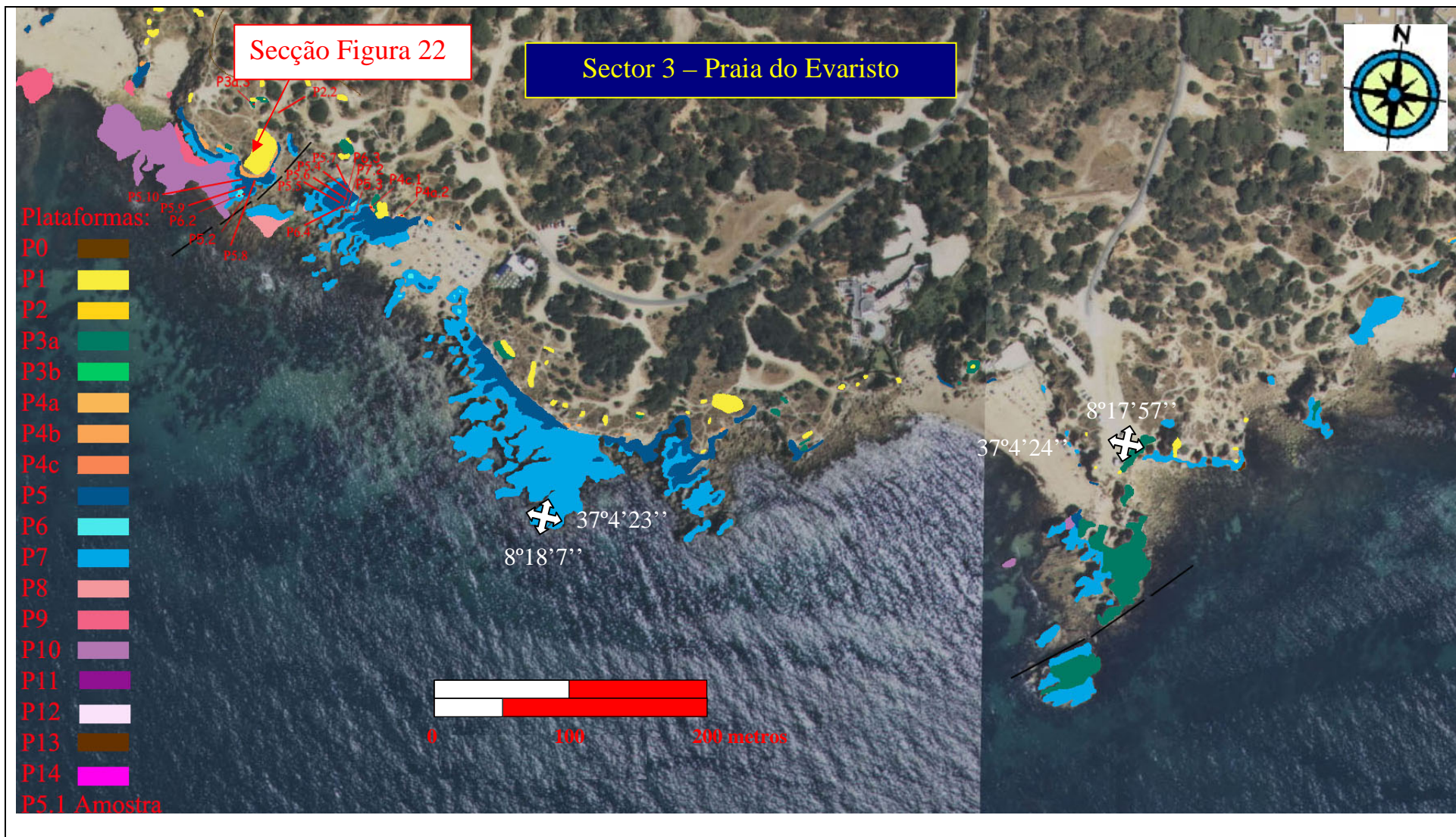
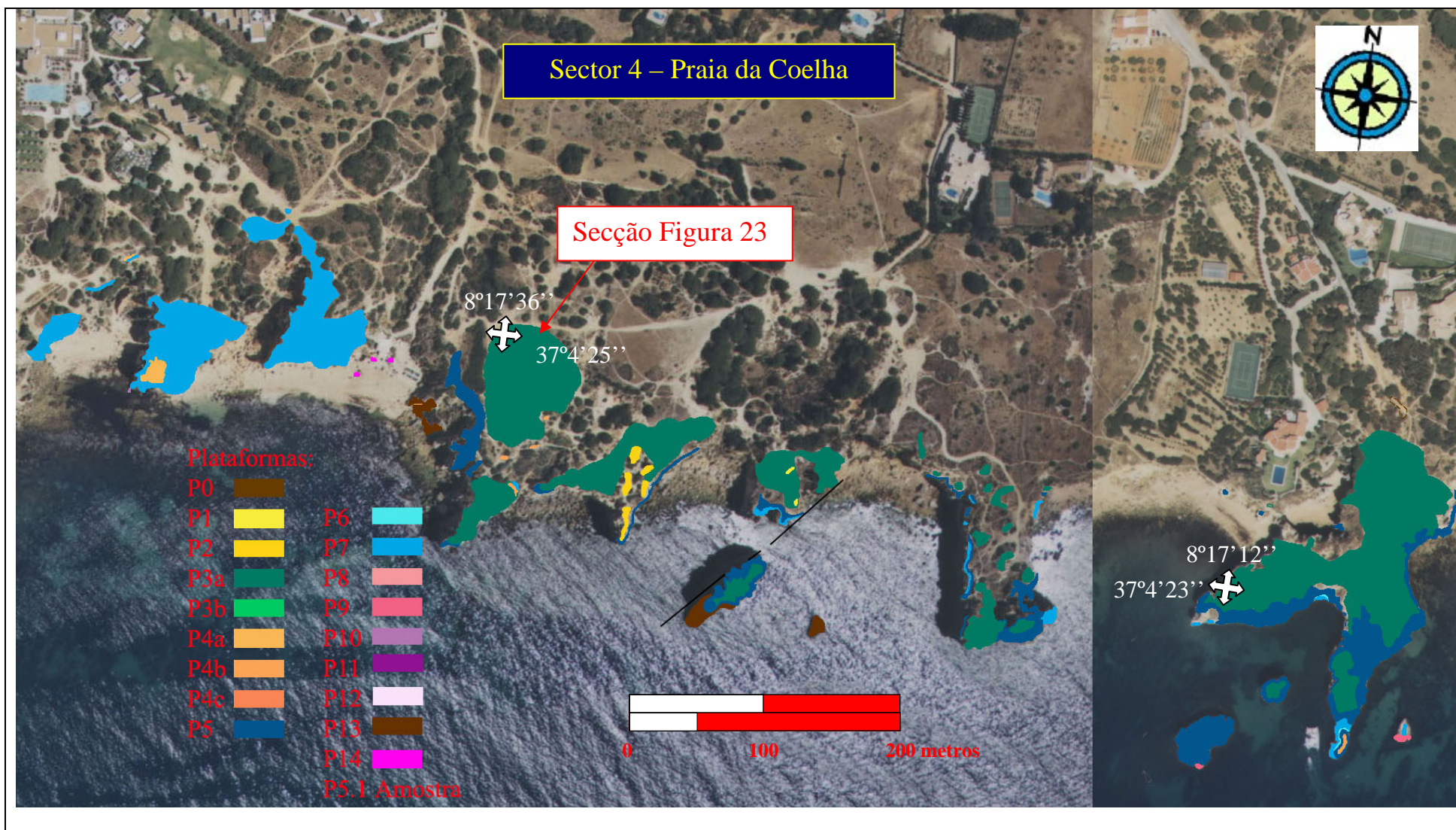


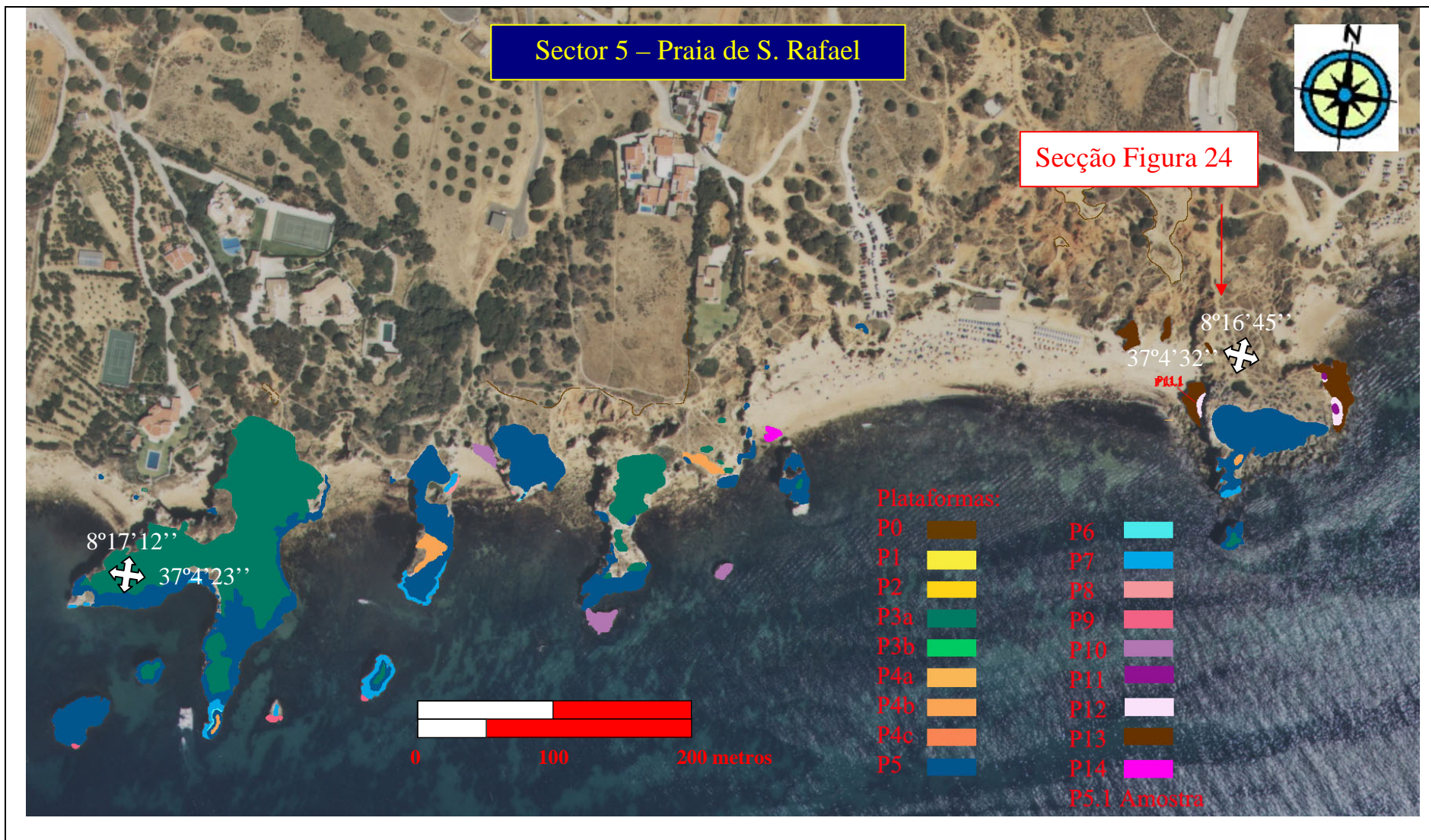
Figura 16 – Cartografia do Subsector 2 – Praia de Manuel Lourenço.



**Figura 17** – Cartografia do Subsector 3 – Praia do Evaristo.



**Figura 18** – Cartografia do Subsector 4 – Praia da Coelha.

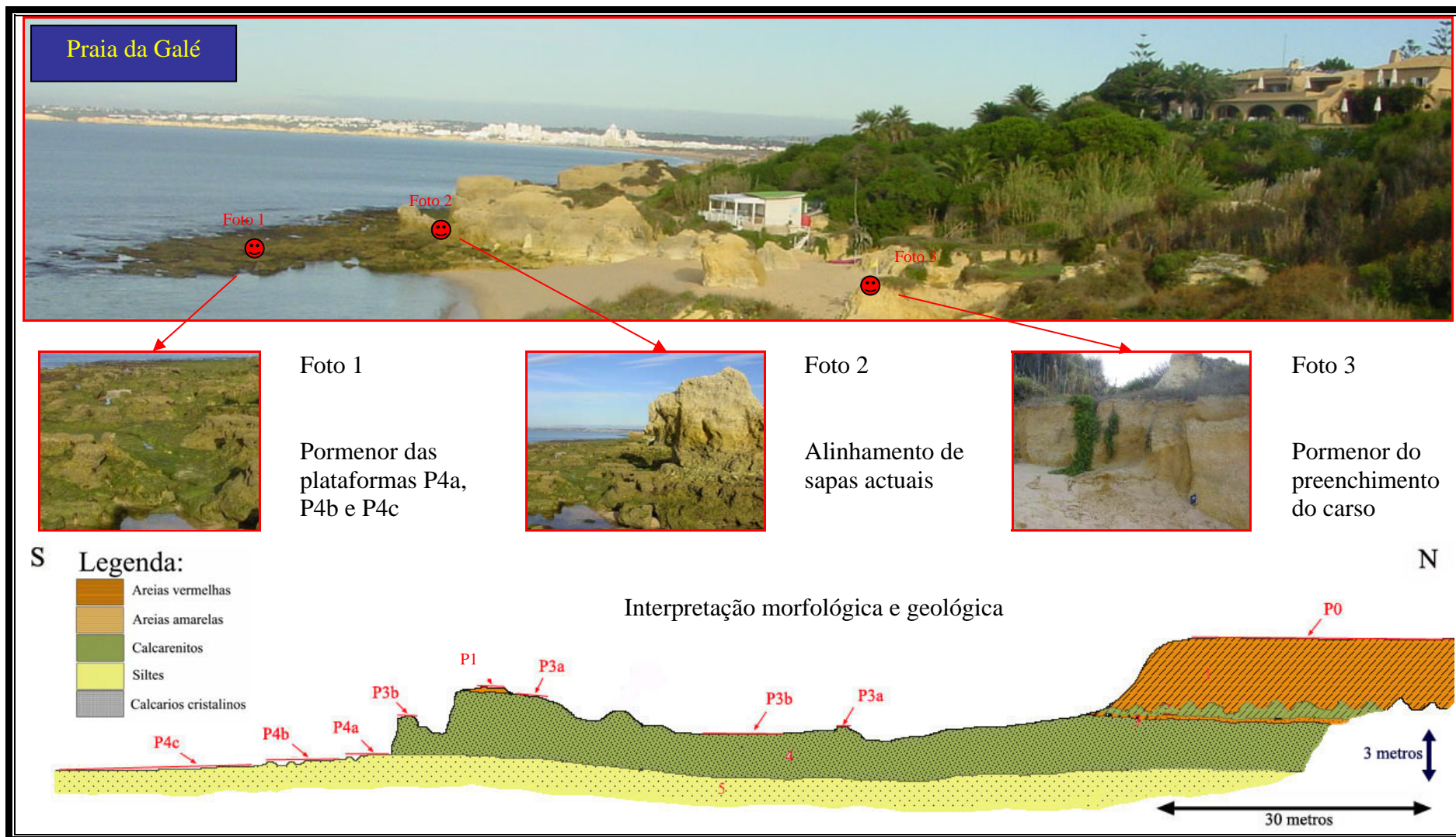


**Figura 19** – Cartografia do Subsector 5 – Praia de S. Rafael.

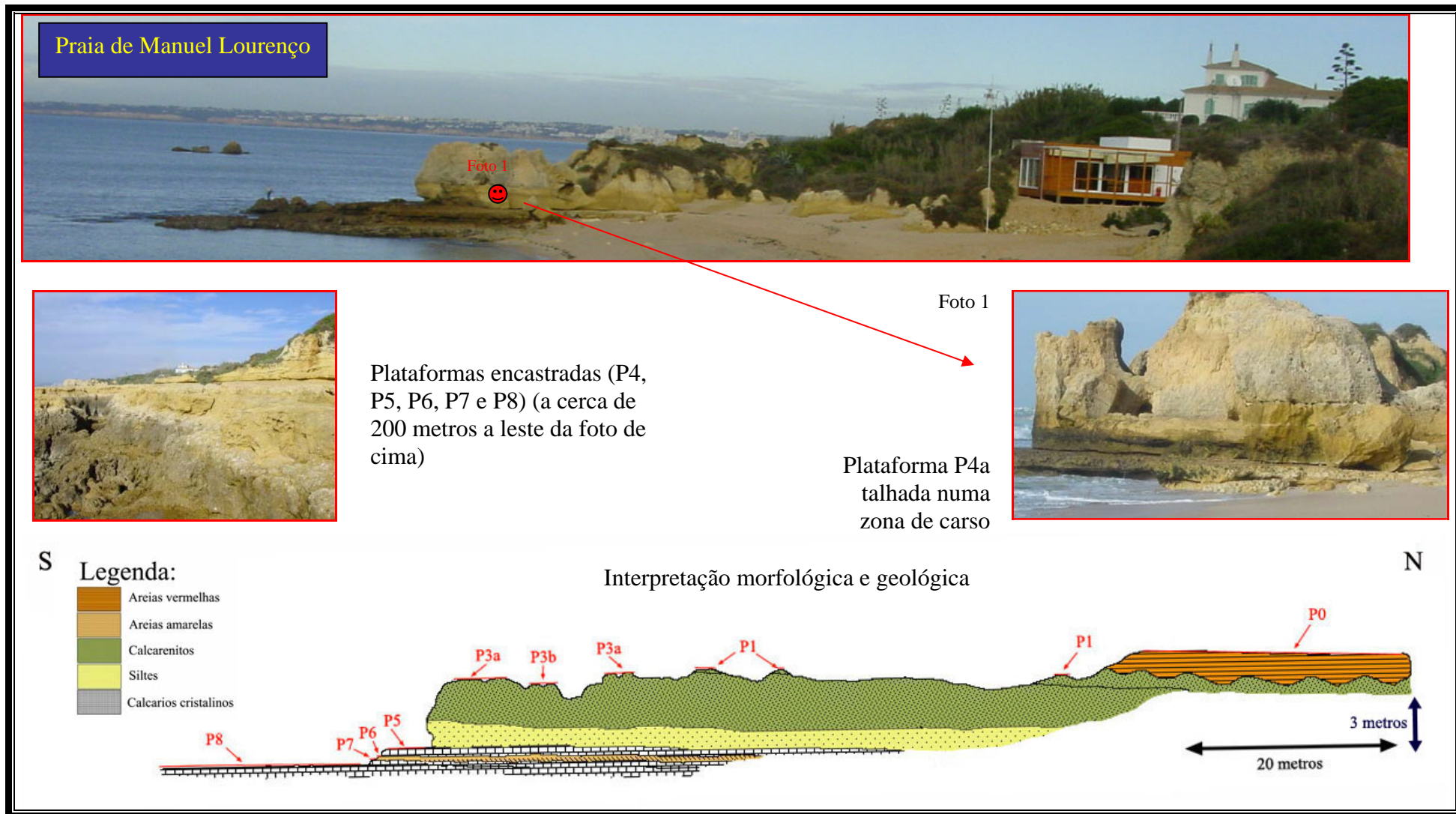
Observa-se ainda um conjunto alinhado de sapas resultantes da acção erosiva do actual NMM (Figura 20). Para Oeste da Praia da Galé, as formações Miocénicas estão fossilizadas por baixo do extenso cordão dunar que se estende até Armação de Pêra, com excepção de pequenos afloramentos esporádicos mais elevados que as dunas.

Na Praia de Manuel Lourenço (Figura 16), já no Subsector 2, as plataformas P4 ainda são visíveis, mas são as plataformas P5, P7 e P8 que apresentam maiores extensões, mantendo-se a plataforma P3 mais elevada e carsificada, orientada segundo  $282^{\circ}; 8^{\circ}\text{S}$ . As referidas plataformas P5, P7 e P8, juntamente com a P6, apresentam uma morfologia em degraus decimétricos (em largura e em altura) muito bem delimitados, sendo um dos locais privilegiados para a observação desta morfologia. O modelado cársico pode afectar em profundidade toda a unidade de calcarenitos (Unidade 4), e inclusivamente a unidade de siltes (Unidade 5) onde está talhada a plataforma P4, como se observa na zona Oeste da Praia de Manuel Lourenço (Figura 21). A plataforma P0 continua a ser a aplanção mais superior de todas podendo ter sofrido alguma artificialização, já que marca o limite de construção de várias habitações.

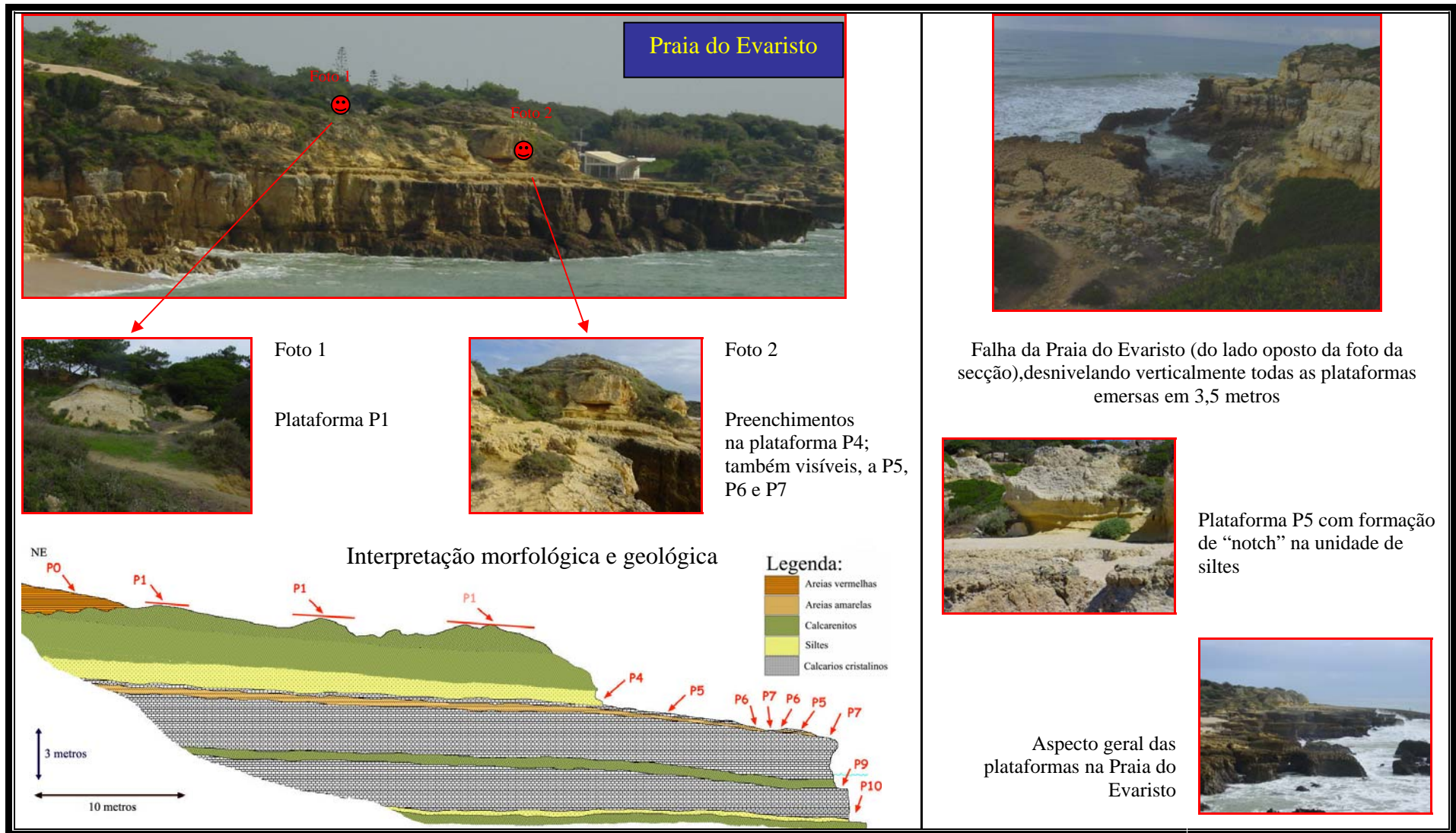
No Subsector 3, destaca-se a Praia do Evaristo como aquela que contém a maior e melhor exposição de plataformas (Figura 17). As plataformas P5 e P7 são as mais desenvolvidas ao longo de algumas centenas de metros de extensão lateral, atingindo quase 100 metros de largura entre a arriba interna e o NMM actual. Esta praia pode dividir-se, do ponto de vista estrutural, em dois blocos separados por uma falha sub-vertical. Esta falha, orientada NE-SW desloca verticalmente as unidades litológicas e as plataformas P1 a P7 em 3,5 metros, com abatimento do bloco situado a leste. A atitude das plataformas e camadas é sub-horizontal no bloco inferior e de  $88^{\circ}, 7^{\circ}\text{S}$  no bloco superior. Neste último é evidente o basculamento como se observa na Figura 22.



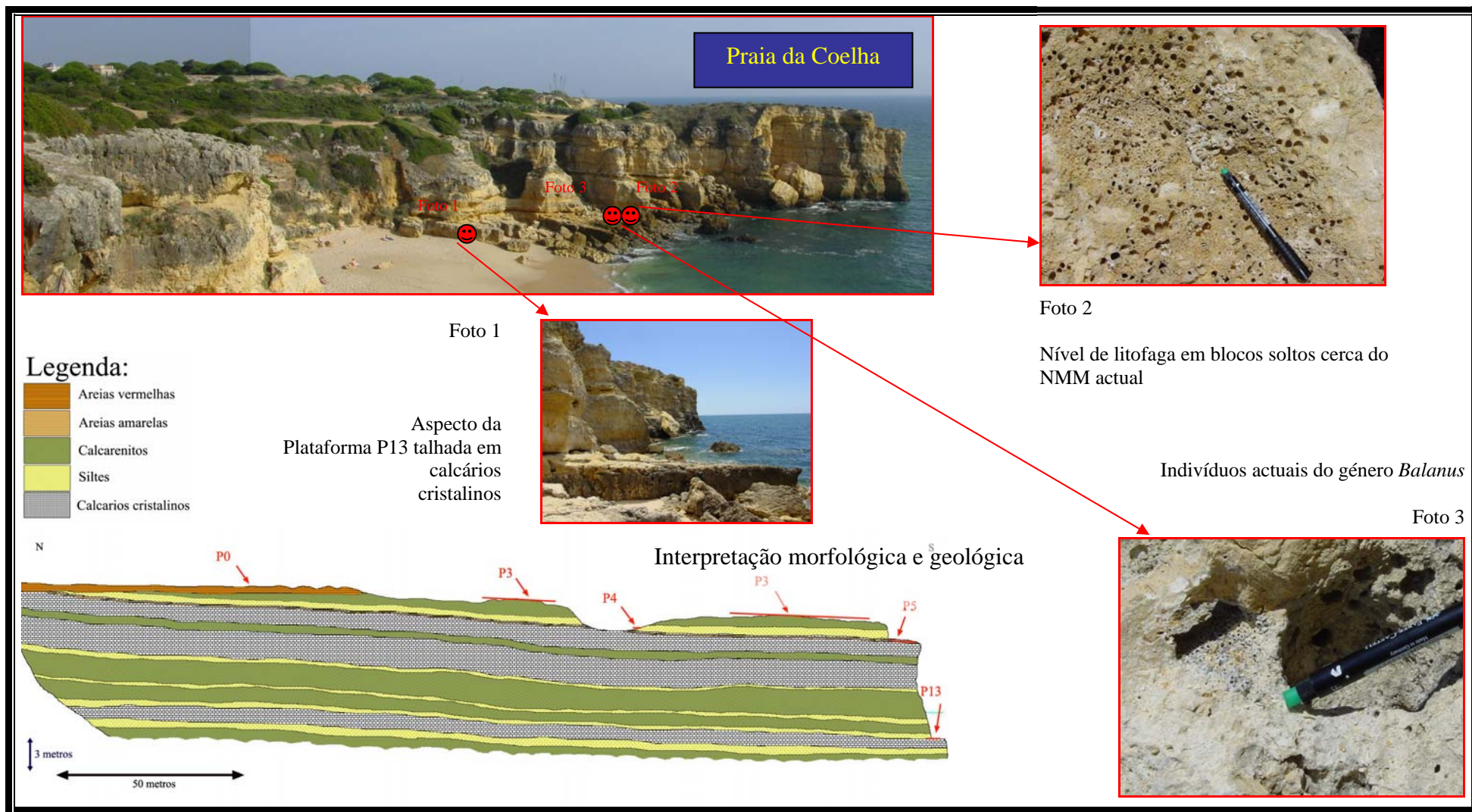
**Figura 20** – Morfologia da zona da Praia da Galé e interpretação das plataformas cartografadas.



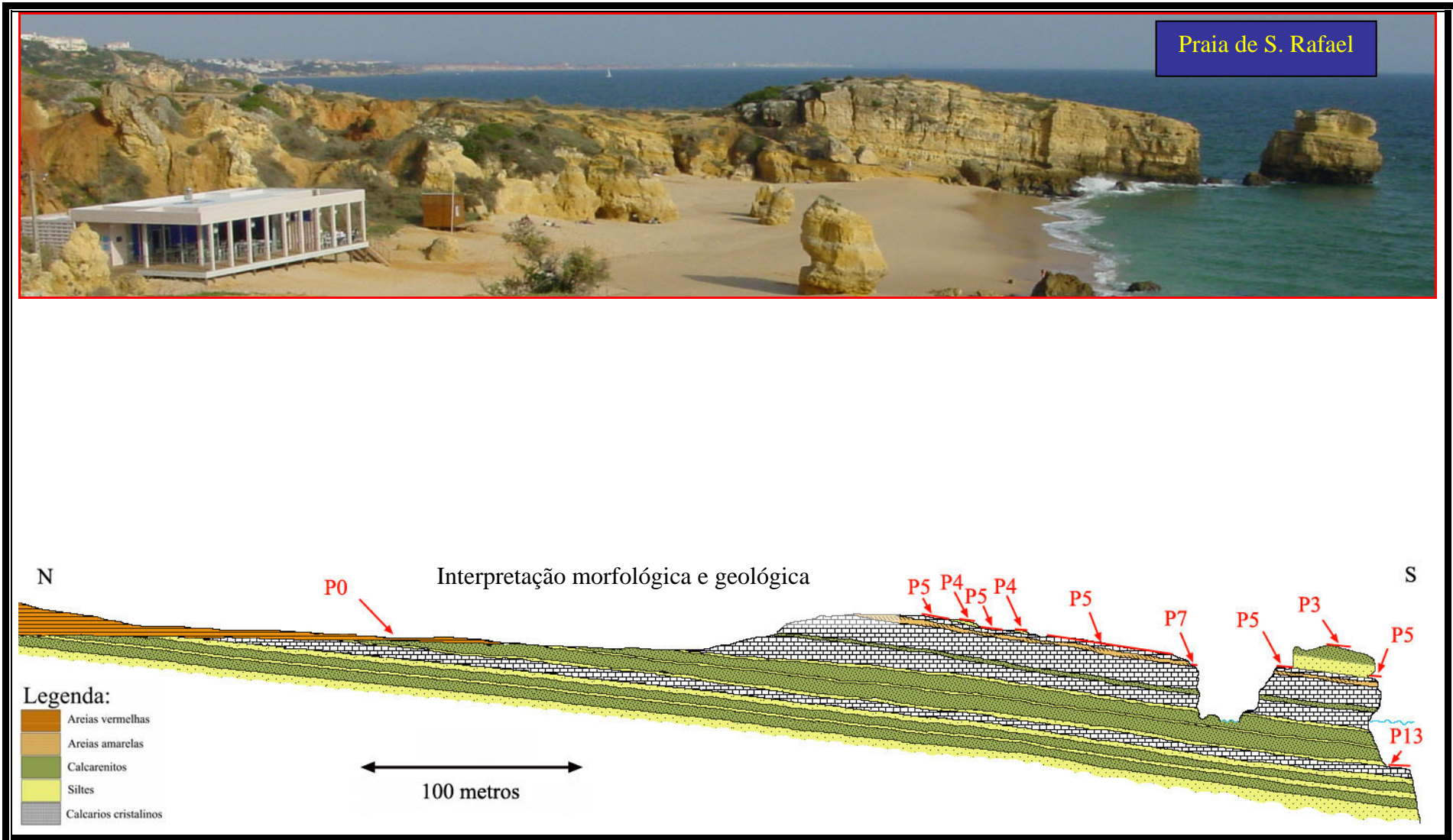
**Figura 21** – Morfologia da zona da Praia de Manuel Lourenço e interpretação das plataformas cartografadas.



**Figura 22** – Morfologia da zona da Praia do Evaristo e interpretação das plataformas cartografadas.



**Figura 23** – Morfologia da zona da Praia da Coelha e interpretação das plataformas cartografadas.



**Figura 24** – Morfologia da zona da Praia de S. Rafael e interpretação das plataformas cartografadas.

A unidade de siltes está marcada pela formação de sapas não muito pronunciadas e mesmo cavidades que foram posteriormente preenchidas por materiais siltíticos de cor acastanhada (Figura 22).

No Subsector 4 (Figura 18), e mais concretamente na Praia da Coelha, desenvolvem-se as duas plataformas mais inferiores, a P13 e a P14, esta última observada apenas quando a praia apresenta um perfil de Verão. A sequência sedimentar Miocénica está bastante completa, com mais de 20 metros de espessura, e orientada segundo  $72^\circ$ ,  $2^\circ$ S. As diversas aplanções no topo das falésias definem as plataformas P3, P4 e P5. Na Praia da Coelha está definido um nível de estadia de mar, muito próximo do NMM actual, marcado em blocos e fragmentos rochosos soltos das falésias envolventes, por *Balanus*, litofaga e outros organismos incrustantes (Figura 23).

Os arenitos amarelados da Unidade 3, em cujo topo foi definida a plataforma P2, ocorrem no topo da falésia a leste da Praia da Coelha terminando uma lacuna de ocorrência que se mantinha desde a Praia da Galé. É ainda de realçar nesta praia a presença de depressões cársticas que afectam em profundidade quase toda a sequência a partir do topo.

Continuando para leste, no Subsector 5 onde se inclui a Praia de S. Rafael (Figura 19), a sequência Miocénica assenta em discordância angular sobre as unidades verticais de idade Cretácica. Observam-se nesta praia as unidades litológicas mais inferiores da sequência carbonatada Miocénica, com alternâncias de bancadas decimétricas de siltes e de calcarenitos (Figura 24). As areias vermelhas Plio-Quaternárias (terraço P0) afloram quase ao nível da praia actual. A presença da plataforma P13 é o aspecto morfológico mais relevante porque constitui o local onde apresenta maior expressão ( $200-300 \text{ m}^2$ ), ocorrendo de ambos os lados da colina que se encontra no extremo leste da Praia de S. Rafael. A plataforma P13 está orientada segundo  $55^\circ$ , e inclina cerca de  $15^\circ$  SE, sendo esta atitude consideravelmente distinta em relação a todas as

outras plataformas da área de estudo. É de salientar o facto de toda esta região ser a mais afectada por fracturas.

### 6.3. Amostragem e datações

#### 6.3.1. Noções teóricas

A determinação das datações é baseada no decaimento radioactivo de séries de Urânio. Este elemento tem dois isótopos, o  $^{238}\text{U}$  (com tempo de meia vida de  $4,49 \times 10^9$  anos) e o  $^{235}\text{U}$  (com tempo de meia vida de  $7,13 \times 10^8$  anos), sendo o primeiro mais abundante que o segundo. Conhece-se ainda um terceiro com tempo de decaimento muito curto de  $2,4 \times 10^7$  anos e que já não se encontra na Terra. Existem duas séries de decaimento, uma em que o  $^{238}\text{U}$  decai para  $^{234}\text{Th}$ , e outra em que o  $^{235}\text{U}$  decai para  $^{231}\text{Th}$ . Ambos os isótopos de Tório são instáveis, e por isso decaem através de uma série para dois produtos estáveis, o  $^{206}\text{Pb}$  e o  $^{207}\text{Pb}$  respectivamente.

Se o sistema não for fechado produzem-se quebras na série de decaimento, resultando no desequilíbrio dos núclídeos a montante e a jusante da quebra. O Th é fortemente absorvido na superfície das argilas e o U é solúvel, e por isso facilmente removível pelas águas de lexiviação. Como facilmente se depreende, nos sistemas naturais estes fenómenos ocorrem produzindo desequilíbrios nas séries de decaimento. Se estes fenómenos cessarem, tornando-se o sistema fechado, reinicia-se o equilíbrio e a partir deste momento pode-se datar a amostra.

Para o Quaternário usam-se 3 razões isotópicas, o  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  e  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ , cujos intervalos de eficácia para datação são de 1,5 ka, 350 ka e 150 Ka respectivamente.

Na determinação das datações podem usar-se dois métodos baseados no desequilíbrio das séries de U: défice de isótopo filho ou excesso de isótopo pai. No primeiro caso, o filho está ausente em consequência de um reequilíbrio após uma quebra ou a sua concentração é inferior ao equilíbrio secular. Neste método mede-se o  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  em espeleotemas, conchas e ossos, que são geralmente deficientes em Th. No segundo caso, o isótopo filho está em excesso, devido geralmente a lexiviação do isótopo pai ou por precipitação do isótopo filho. Usa-se geralmente

para datar sedimentos oceânicos que possuem Th em excesso relativamente ao U devido à forte absorção de Th na superfície dos sedimentos, principalmente argilas (Thomsons *et al.*, 1999).

Assim, para que as datações baseadas no desequilíbrio de séries de Urânio possuam elevado grau de confiança, é necessário que a) a taxa de decaimento seja rigorosamente conhecida, b) que a razão isótopo filho/isótopo pai seja medida com elevado nível de precisão, c) que os materiais a serem datados não tenham ganho nem perdido isótopos pai ou filho (que seja um sistema fechado), isto é que a razão seja função única do decaimento radioactivo e d) que a razão inicial seja conhecida.

São considerados sistemas fechados os corais não alterados, espeleotemas e rochas vulcânicas; semi-fechados e por isso possíveis de serem utilizados, concreções ferruginosas, conchas de moluscos e fosfatos.

Neste trabalho, o material utilizado são as conchas de *Balanus*, que são obviamente sistemas abertos permitindo quer a lixiviação do isótopo pai quer a precipitação do isótopo filho. Porquê então utilizar este tipo de material para datar? Em primeiro lugar porque foram os únicos elementos encontrados susceptíveis de serem usados numa tentativa de datar usando o desequilíbrio de séries de Urânio. Em segundo lugar porque não sendo possível usar as datações absolutas com um grau de confiança aceitável poder-se-iam encontrar padrões nas razões de Th/U que quando comparadas com as cotas a que foram colhidas as amostras nos permitissem realizar uma morfostratigrafia, isto é, datar relativamente as plataformas. Por outro lado, após o isolamento das conchas da influência marinha e num clima semi-árido que tem caracterizado o Algarve durante o Plistocénico Superior (Moura & Boski, 1998) admite-se uma influência de águas continentais diminuta. Esta é uma das condições apontadas por Ortlieb *et al.* (1992) para que, não sendo um sistema fechado, o método possa mesmo assim ser usado com aceitável grau de confiança. Para estes casos será ainda necessário que o material sofresse rápida cimentação

(Hillaire-Marcel *et al.*, 1996), e este é um pressuposto que não está garantido nas amostras utilizadas.

Foram escolhidos os espécimes menos alterados (por selecção à lupa binocular) de *Balanus*, de modo a seleccionar os não afectados por diagénese. Este processo é de facto um dos principais obstáculos à obtenção de bons resultados, já que grande parte do U das conchas fósseis se deve a fenómenos diagenéticos, podendo atingir valores de concentração de U dez vezes superiores nas conchas dos mesmos indivíduos enquanto vivos (Kaufman *et al.*, 1996). Se o ambiente é redutor, o U precipita e podemos ter um enriquecimento em isótopos filho pelo que a idade obtida será superior à real.

### **6.3.2. Resultados**

Tentou-se amostrar pelo menos um indivíduo do género *Balanus* de cada plataforma, o que nem sempre foi possível e, por outro lado, amostrar detalhadamente os locais onde a abundância destes indivíduos e a complexidade geológica e morfológica assim o exigiram. A designação de cada amostra inclui a discriminação da plataforma onde foi colhida, seguida de um número inteiro consecutivo (Quadro 6).

Como se pode observar pelos resultados e, especialmente em amostras colhidas em locais situados à mesma cota, a variação de idades é considerável. Os resultados das amostras P5.2 e P13.1, que aparentam indicar os estádios isotópicos 9 e 7 respectivamente, são os únicos abaixo do limite de detecção e devem ser utilizados com cautela, dada a falta de coerência observada.

As amostras P5.1, P5.2, P5.3, P5.4, P6.2 e P6.4 possuem  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  elevado (poucos isótopos filho), pelo que deveriam ter dado idades inferiores às obtidas. Estas anomalias podem justificar-se devido a leixiviação do isótopo filho, significando que o sistema não se manteve suficientemente fechado após o isolamento da água oceânica ou então que voltou a estar em contacto com a água do mar.

A amostra P13.1 apresenta valores de  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  compatíveis com a idade obtida. O mesmo acontece com a amostra P5.2. Pode-se então assumir estas idades como possuidoras de um grau de confiança, e a partir destas ensaiar uma cronologia relativa das restantes plataformas. No entanto, se relativamente aos valores de  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  existe uma diminuição de P13.1 a P5.2, e por isso as plataformas mais elevadas seriam as menos jovens, já as concentrações de  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  são independentes da cota, pelo que não é possível estabelecer uma cronologia relativa.

**Quadro 6 – Amostragem das diferentes plataformas recolhida para datação.**

Identificação da amostra					Descrição da amostra	Resultado	
Plataforma / # Amostra	Coordenadas	Localização	Cota (m)				
P1	<b>P1.1</b>	37°4'42''; 8°18'44''	Farol Galé	11,6	Balanos	Não disponível	
	<b>P1.2</b>	37°4'29''; 8°18'13''	Evaristo (bloco +)	15	Balanos	> 400 Ka	
P3	P3a	<b>P3a.1</b>	37°4'41''; 8°18'44''	Farol Galé	9,7	Balanos	Não disponível
		<b>P3a.2</b>	37°4'32''; 8°18'28''	Manuel Lourenço	8	Balanos	> 400 Ka
		<b>P3a.3</b>	37°4'31''; 8°18'36''	Evaristo (bloco +)	14,6	Balanos	> 400 Ka
	P3b	<b>P3b.1</b>	37°4'46''; 8°18'52''	Galé	6,2	Balanos	> 400 Ka
P4	P4a	<b>P4a.1</b>	37°4'33''; 8°18'30''	Manuel Lourenço	4	Balanos	> 400 Ka
		<b>P4a.2</b>	37°4'28''; 8°18'12''	Evaristo (bloco -)	5,1	Balanos	> 400 Ka
	P4b	<b>P4b.1</b>	37°4'37''; 8°18'40''	Farol Galé	3,7	Balanos	Não disponível
	P4c	<b>P4c.1</b>	37°4'28''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	5,1	Calcite	Não realizada
P5	<b>P5.1</b>	37°4'33''; 8°18'31''	Manuel Lourenço	8,8	Balanos	> 400 Ka	
	<b>P5.2</b>	37°4'29''; 8°18'16''	Evaristo (bloco +)	7	Balanos	317,5 Ka (+36;-27)	
	<b>P5.3</b>	37°4'26''; 8°18'12''	Evaristo (bloco -)	3,3	Balanos	> 400 Ka	
	<b>P5.4</b>	37°4'29''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	3,7	Balanos	> 400 Ka	
	<b>P5.5</b>	37°4'28''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	3,7	Balanos	Não disponível	
	<b>P5.6</b>	37°4'29''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	3,7	Balanos	> 400 Ka	
	<b>P5.7</b>	37°4'29''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	3,7	Balanos	Não disponível	
	<b>P5.8</b>	37°4'28''; 8°18'15''	Evaristo (bloco +)	7	Balanos	Não disponível	
	<b>P5.9</b>	37°4'29''; 8°18'16''	Evaristo (bloco +)	7	Balanos	Não disponível	
	<b>P5.10</b>	37°4'29''; 8°18'16''	Evaristo (bloco +)	7	Balanos	> 400 Ka	
P6	<b>P6.1</b>	37°4'33''; 8°18'31''	Manuel Lourenço	8,6	Balanos	Não disponível	
	<b>P6.2</b>	37°4'29''; 8°18'16''	Evaristo (bloco +)	6,3	Balanos	> 400 Ka	
	<b>P6.3</b>	37°4'28''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	2,9	Balanos	Não disponível	
	<b>P6.4</b>	37°4'28''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	2,9	Balanos	> 400 Ka	
P7	<b>P7.1</b>	37°4'33''; 8°18'30''	Manuel Lourenço	2,3	Balanos	Não disponível	
	<b>P7.2</b>	37°4'28''; 8°18'13''	Evaristo (bloco -)	2,6	Balanos	Não disponível	
P13	<b>P13.1</b>	37°4'28''; 8°16'45''	Praia de S. Rafael	3,6	Balanos	229,4 Ka (+14;-12)	

Há ainda algumas considerações que condicionam os resultados. É o caso do tamanho dos indivíduos, que quando demasiado pequenos não permitem uma correcta limpeza, impedindo assim a eliminação completa da fracção detrítica associada. Obviamente este facto tem influência

no resultado, uma vez que algum do U medido poderá ser estranho à concha. Isto ocorre por exemplo nas amostras P7. Esta contaminação é confirmada pela concentração anormalmente alta de  $^{232}\text{Th}$ , já que este isótopo existe na água do mar apenas em valores residuais e as concentrações altas só podem ser explicadas por contaminação detrítica.

A concentração de  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  na água do mar é de 1,148 e, enquanto vivos, as conchas dos organismos deverão apresentar razões semelhantes. Depois do sistema fechar (morte do indivíduo) a razão deverá diminuir com o tempo. Se aquela razão for muito semelhante ou mesmo superior significa que houve enriquecimento posterior.

Atendendo à discussão anterior, conclui-se que o sistema não permaneceu fechado, pelo que é necessário procurar outras formas de datar as plataformas. A tentativa de datação não foi ainda totalmente abandonada, tendo-se já procedido a nova campanha de amostragem, quer nos mesmos locais, quer num depósito de praia que pode ser correlacionável com uma das plataformas (mas fora da área de estudo).

Perante a inexistência de depósitos na zona de estudo, resta a espinhosa tarefa de datar formas geológicas de modo não absoluto.

## 7. Discussão dos resultados

---

### 7.1. Interpretação geomorfológica

As elevações relativas ao nível médio do mar, de vários pontos seleccionados em diferentes plataformas foram rigorosamente determinadas utilizando um GPS com precisão de 1 cm (*Real Time Kinematic Differential GPS*). A Figura 25 mostra graficamente um resumo da variação de cotas para cada plataforma ao longo do sector estudado. É preciso ter em conta, não só a inclinação de toda a estrutura para Sul, mas também o facto de o grau de erosão vertical e transversal ser variável em diferentes locais da costa, como se abordará adiante.

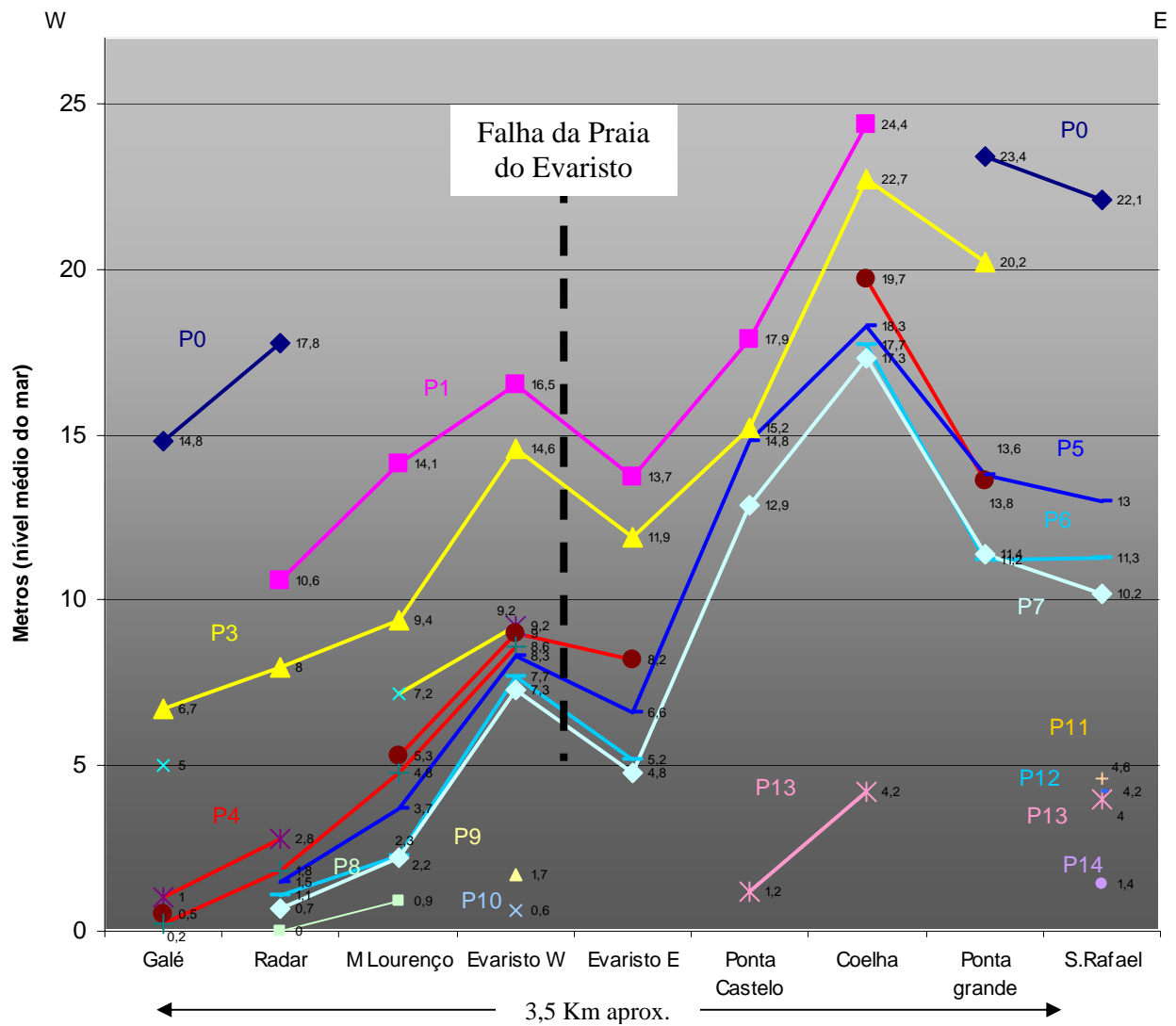
Se se tomar como referência, por exemplo, a plataforma P3, a variação de cotas ao longo da área, é de 6,7m (Praia da Galé), 8m (Radar), 9,4m (M. Lourenço), 14,6m (Evaristo Oeste), 11,9m (Evaristo leste), 15,2m (Ponta do Castelo), 22,7m (Praia da Coelha), e 20,2m (Ponta Grande). Estas cotas são sempre seleccionadas em pontos situados próximos da arriba interna (sempre que exista) da plataforma, de modo a torná-las comparáveis.

Se em vez da plataforma P3a for analisada a variação de cotas verificada na plataforma P5 ou na P7, uma vez que são as que apresentam maior continuidade, continua a observar-se o mesmo padrão de variação como se visualiza no gráfico da Figura 25. Mesmo as plataformas menos desenvolvidas mostram tendência geral semelhante ao descrito.

Esta distribuição das cotas tal como foi descrito traduz a variação de elevação actual em pontos situados próximo da arriba interna de cada plataforma ao longo da área. Mas traduz também um efeito de erosão e destruição das plataformas que causam o seu recuo, e que é mais acentuado da Praia Manuel Lourenço para leste.

O desnível verificado na Praia do Evaristo corresponde à falha vertical que desnivela os dois blocos em cerca de 3,5 metros (valor médio), afectando todas as plataformas cartografadas

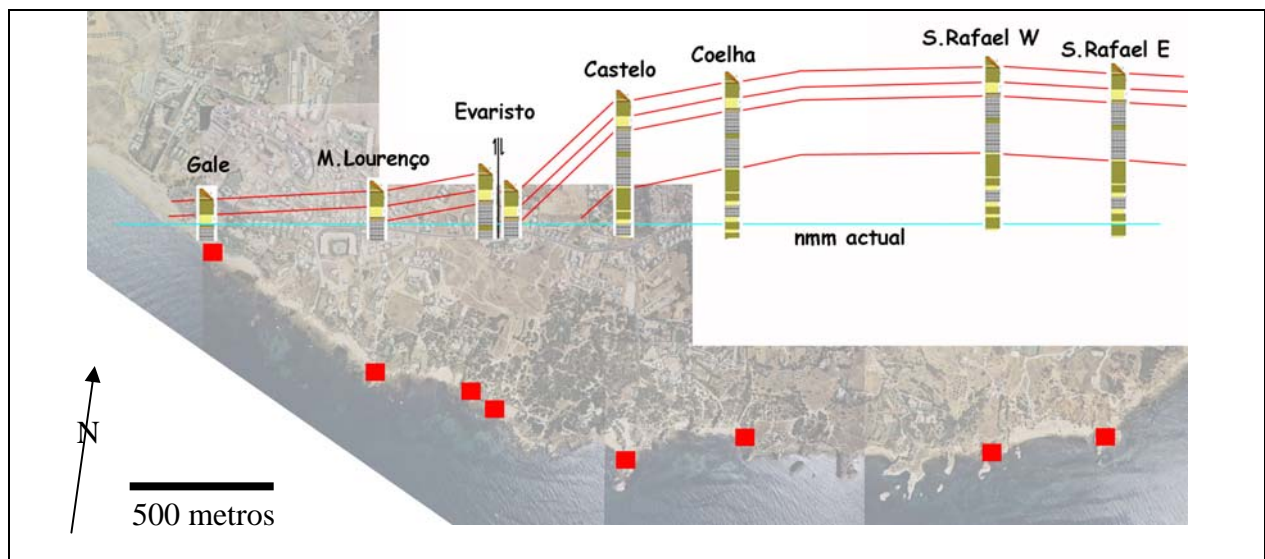
na zona (desde a P1 à P10) e é provavelmente o elemento estrutural mais recente na zona de estudo.



**Figura 25** - Representação gráfica da variação de cotas de cada plataforma ao longo da área de estudo.

Relativamente à cronologia da falha do Evaristo, podem considerar-se duas hipóteses: a) a falha é anterior ao entalhe das plataformas de abrasão significando que a plataforma P5 desapareceu bruscamente e a plataforma do bloco leste (bloco rebaixado) é testemunho de outra estadia do NMM; b) a falha é posterior à génese das plataformas de abrasão. A segunda hipótese, de acordo com os dados de campo parece ser a mais aceitável, já que a meteorização sobre a plataforma P5 é igual em ambos os lados da falha, e, este é um critério válido para a correlação

entre plataformas desde que a litologia seja a mesma, como é o caso (Trenhaile, 2002). Além disso, projectando as plataformas do bloco inferior de encontro ao superior, não se observa continuidade de quaisquer plataformas. O bloco inferior da falha mantém o mesmo comportamento, ou seja, com uma subida gradual das cotas das plataformas para leste, até à Praia da Coelha e Praia de S. Rafael, nesta última com inclinação mais acentuada para sul (15°) (Figura 26).



**Figura 26** – Comparação das colunas estratigráficas em diferentes locais ao longo da área de estudo.

A interpretação da variação de cotas ao longo do mesmo plano inclinado, seja ele uma plataforma de abrasão ou uma plataforma de erosão diferencial, é fundamental, uma vez que o contorno da costa, com reentrâncias sucessivas, é condicionado por variações litológicas, fraquezas estruturais e orientação à vaga dominante, originando taxas diferentes de erosão vertical regressiva. O resultado da modelação do relevo traduz-se assim na inclinação aparente das camadas geológicas e das plataformas nelas talhadas (ver Figura 14), apenas devido ao facto de a erosão poder actuar diferencialmente nas zonas mais internas ou mais externas de uma plataforma. Nos locais onde a orientação das plataformas é sub-paralela à linha de costa, aquelas serão as menos afectadas pela erosão regressiva, enquanto que uma orientação oblíqua ou sub-perpendicular das plataformas em relação à linha de costa favorecerá a erosão e um maior

desmantelamento das plataformas. Este processo pode explicar o facto de as plataformas terem sofrido maior erosão e desmantelamento para leste da Praia de Manuel Lourenço, até à Praia da Coelha. A zona entre a Praia da Galé e a Praia de Manuel Lourenço, com um traçado rectilíneo da linha de costa, é aquela em que as plataformas estão mais preservadas, não só porque estão sub-horizontais, têm continuidade até ao NMM actual e são sub-paralelas à linha de costa actual, mas também porque isso significa que não terão sido afectadas, ou muito pouco terão sido, por erosão regressiva.

Em relação à erosão das arribas, Marques (1991), definiu que entre 1947 e 1983, se verificou no sector Armação de Pêra – Praia da Balaia, uma erosão média de 0,007 metros/ano. Para o mesmo sector no mesmo intervalo temporal, estima um recuo máximo de 12 m e um recuo local característico de 3-5 m. As plataformas da região de estudo são consideradas de origem poligénica, e estão sobretudo relacionadas com a acção erosiva do mar e, em menor escala, com efeitos de meteorização. De facto, as águas meteóricas ao actuarem sobre costas rochosas carbonatadas, como as que caracterizam a área de estudo, favorecem um desenvolvimento muito rápido do carso em profundidade. No entanto, é o mecanismo de actuação mecânica e de erosão das ondas, o mais importante no desenvolvimento de plataformas de abrasão ligeiramente inclinadas ao mar (Trenhaile, 2002), referindo o mesmo autor que o grau de alteração da superfície de abrasão das plataformas pode ser usado no futuro, para datação relativa ou correlação entre plataformas.

Pelas razões acima apresentadas, o sector compreendido entre a Praia da Galé e a Praia de Manuel Lourenço, é tomado como o sector de referência relativamente à interpretação do intervalo de cotas a que ocorre cada plataforma. Verifica-se que neste sector, algumas plataformas não se encontram emersas, mas considerando que as plataformas são paralelas aos contactos litológicos e, sendo as espessuras das unidades aproximadamente constantes ao longo da área de estudo, então poder-se-ão projectar as cotas das plataformas inferiores localizadas fora

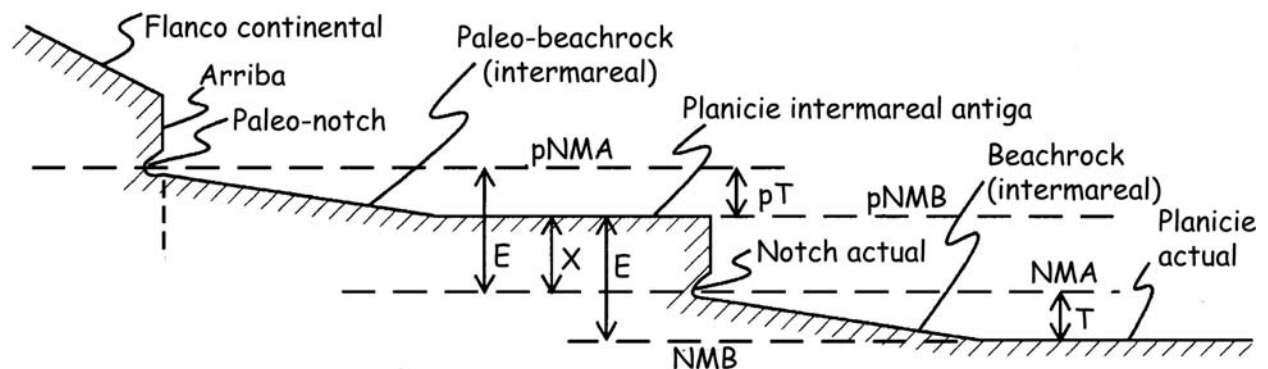
daquele sector, de modo a obter uma representatividade de todo o conjunto de plataformas, mesmo que isso signifique a interpretação das zonas imersas (por isso a cotas negativas) do conjunto P9 a P14 na zona da Praia da Galé - Manuel Lourenço (ver Figura 14).

Assim, neste subsector, o intervalo de elevação estabelecido para cada uma das plataformas é o seguinte:

✚ P0: +13,4 a +17,9 m	✚ P4b: -0,2 a +6,4 m	✚ P8: 0 a +1,4 m
✚ P2: +6 a +16 m	✚ P4c: -0,4 a +5,5 m	✚ P9: -5,1 a +0,2 m
✚ P3a: +6,9 a +12,8 m	✚ P5: -0,2 a +5,1 m	✚ P10: -6,2 a -0,9 m
✚ P3b: +4,9 a +8 m	✚ P6: +1,1 a +2,8 m	✚ P13: -10,3 a -5 m
✚ P4a: +0,2 a +4,8 m	✚ P7: +0,7 a +2,3 m	✚ P14: -16,9 a -11,6 m

A presença de plataformas de abrasão exclusivamente talhadas na interface de duas litologias diferentes (com excepção da plataforma P8) é facilmente explicável. Dickinson (1991) demonstra que um dado intervalo intermareal gera uma plataforma sub-horizontal na zona intertidal, no topo da qual se forma uma sapa (Figura 27). As camadas da série Miocénica como referido, têm dimensões sempre inferiores à amplitude actual de maré, pelo que a energia das ondas actuará diferenciadamente consoante a competência de cada litologia. Na costa Algarvia, a amplitude de maré tem uma média de 2,3 metros, podendo atingir 3,9 metros em marés vivas. As unidades litológicas 4, 8, 10 e 12 (calcarenitos e calcários cristalinos) apresentam espessuras da ordem dos 1-3 metros, enquanto as restantes são quase sempre inferiores a 1,5 metros. Daqui resultarão plataformas com inclinação menor ou igual a 1° (Trenhale, 2002) e, apresentando a maioria das unidades litológicas espessuras inferiores às amplitudes de maré, então este mecanismo explicará a existência de aplanções formadas na interface de duas unidades com competência diferente. Pode assim explicar-se que haja plataformas com vários decímetros de diferença entre si sem ter que supor um nível de mar para cada aplanção. A existência de zonas de fraqueza estrutural facilitam também o trabalho mecânico das ondas, associada à existência de

fracturas de tensão na face das arribas directamente batidas pelas ondas, ou mesmo de falhamentos causados por falta de sustentação na base (Trenhale, 2002).



**Figura 27** – Geometria teórica de uma paleo-linha de costa. NMB: nível da maré baixa, NMA: nível da maré alta, pNMB: paleo-nível da maré baixa, pNMA: paleo-nível da maré alta, T: amplitude de maré, pT: paleo-amplitude de maré, E: emergência da linha de costa (adaptado de Dickinson, 2001), notch = sapa.

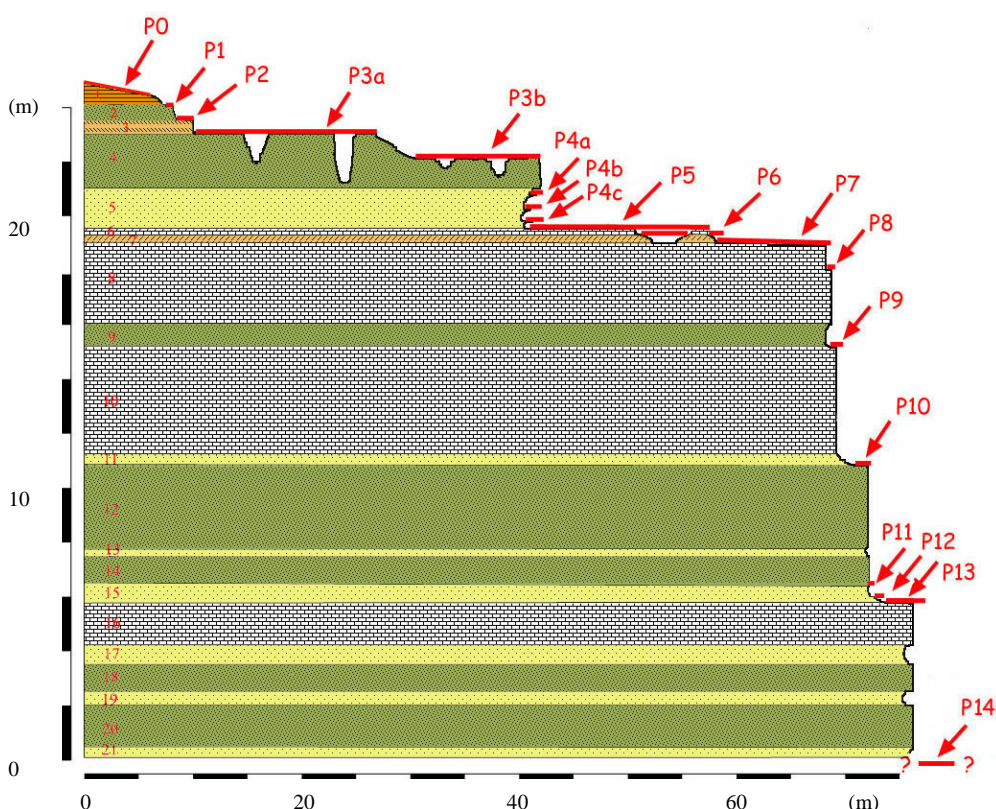
Poder-se-á especular sobre o facto de a amplitude de maré no presente ser ou não a mesma que há 400 ou 500 mil anos mas, se a bacia oceânica não variou substancialmente, se as relações Terra-Lua se mantiveram sem variações significativas e ainda, tendo como principal variável a morfologia de uma costa rochosa (cuja percentagem na variação total da amplitude não irá além de alguns decímetros), então não será de todo despropositado considerar este valor médio para o regime mareal como relativamente estável ao longo do Quaternário.

O diagrama da Figura 28 mostra esquematicamente as relações estratigráficas e geomorfológicas entre todas as plataformas identificadas na área de estudo e todas as camadas da sequência Miocénica.

Do ponto de vista geomorfológico sobressaem sem dúvida quatro conjuntos principais de plataformas que deverão corresponder a, pelo menos quatro níveis de estadia do NMM, enquanto que, as restantes são plataformas que correspondem a eventuais estadias de curta duração ou causadas por erosão diferencial. Assim, individualiza-se:

- (1) O terraço P0 – Corresponderá a uma estadia, com a pela presença de antigo nível de praia.

- (2) O conjunto de plataformas P1, P2, P3a e P3b – A plataforma P1 está pouco preservada enquanto a plataforma P2 é descontínua mas acompanhada frequentemente por sapas. As plataformas P3a e P3b estão desniveladas verticalmente cerca de 1 metro, no entanto o desenvolvimento em profundidade do carso pode estar a perturbar esta interpretação sendo a P3b resultado do nível de carsificação e não de um aplanamento resultante de acção marinha. Este conjunto de aplanações deverá corresponder a uma única estadia do NMM. Existem *Balanus* fixos em todas as plataformas referidas.
- (3) O conjunto P4a, P4b, P4c, P5, P6 e P7 – Deverá representar uma única estadia, observando-se frequentemente a existência de sapas. Existem *Balanus* fixos em todas as plataformas, e muito especialmente na P5.
- (4) O conjunto P11, P12 e P13 – Deverá corresponder a uma estadia do NMM. Os indivíduos do género *Balanus* estão presentes nas três plataformas.



**Figura 28** – Resumo interpretativo das plataformas de abrasão e sua relação com as unidades litológicas (escalas vertical e horizontal diferentes).

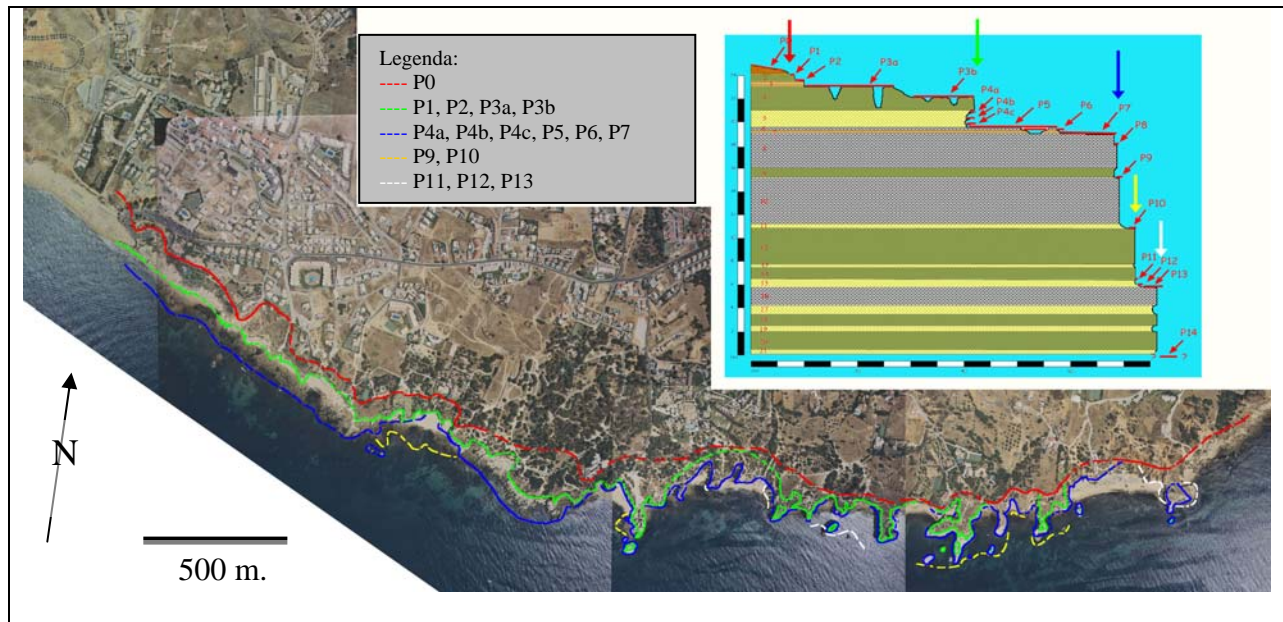
A não existência de terraços na área de estudo, além do existente no topo (terraço P0), está relacionada com a orientação da linha de costa, que por sua vez é função do influxo de sedimentos, da velocidade de subida do NMM, da variação dessa velocidade, da fisiografia da bacia e da variação (espaço e tempo) da energia das ondas do mar. Além disso, a retoma de plataformas pelo mar não é de todo incomum, pelo que poderá contribuir para a destruição de depósitos anteriores. Este facto é relatado por Alonso & Pagés (2000) na costa da Galiza, em que a subida do NMM se fez por dois impulsos durante o último interglaciar, com entalhe das plataformas, recuo dos sistemas litorais para o continente, e deposição de sedimentos apenas nas reentrâncias da costa. Durante o glaciário seguinte, verificou-se o abandono da escarpa interna e sobre a plataforma anteriormente talhada estabeleceu-se uma circulação que evacuou os sedimentos provenientes da erosão das arribas.

Sobre as restantes plataformas identificadas, conclui-se que:

- A plataforma P8 tem dimensões reduzidas, resultando de um pequeno degrau, que apesar de bem definido, só se observa quando a unidade de calcarenitos aflora relativamente próximo do NMM actual, sendo a única aplanagem que não se desenvolve na interface entre unidades diferentes. Poderá ser resultado da estadia que originou o conjunto P4a, P4b, P4c, P5, P6 e P7.
- A plataforma P9 deverá ser resultado de erosão diferencial.
- A plataforma P10 está muito bem delimitada em certos locais, com aplanagens muito bem definidas. No entanto, não se observam sapas nem indivíduos do género *Balanus*. Poderá corresponder a uma estadia ou ser o resultado de erosão diferencial.
- A plataforma P14, a mais inferior de todas, necessitará de trabalhos em mergulho, uma vez que só se observa em maré vazia numa única praia.

A Figura 29 mostra uma possibilidade de interpretação de evolução da linha de costa baseada no contorno dos bordos exteriores de cinco conjuntos de plataformas. Foi escolhido o

bordo exterior das plataformas pela sua facilidade de contorno, correspondendo a linha de interpretação sucessivamente superior (próxima da arriba interna), ao NMM máximo suposto para cada estadia.



**Figura 29** – Interpretação dos limites dos cinco principais conjuntos de plataformas de abrasão.

Os contornos dos diferentes conjuntos de plataformas apresentam-se subparalelos uns aos outros, principalmente no troço Praia da Galé - Manuel Lourenço. Para leste, as linhas de contorno mostram o acentuar do recortado erosivo da costa, embora mantenham o paralelismo geral. Esta interpretação parece favorecer a opção atrás estabelecida de utilizar as cotas das plataformas no sector Praia da Galé - Praia Manuel Lourenço como as mais correctas para os propósitos deste trabalho.

Assumindo a interpretação de quatro estadias do NMM, com os intervalos de cotas para cada plataforma atrás referidos, então obtêm-se os resultados expressos no Quadro 7.

Sintetizando os resultados de acordo com a interpretação morfológica efectuada, as variações relativas do NMM apontam para:

- Uma estadia situada a uma cota média de +15,7m.
- Uma estadia do NMM a uma com cota média a +8,8m, que, eventualmente, se pode subdividir em duas sub-estadias, uma a cota média a +11m e outra a uma cota média de 6,5m.

- Uma terceira estadia a uma cota média a +3m.
- Uma quarta estadia a uma cota média de -7,7m.
- Uma estadia provável com cota média a -3,6m.

**Quadro 7** – Determinação da cota média para cada estadia de NMM.

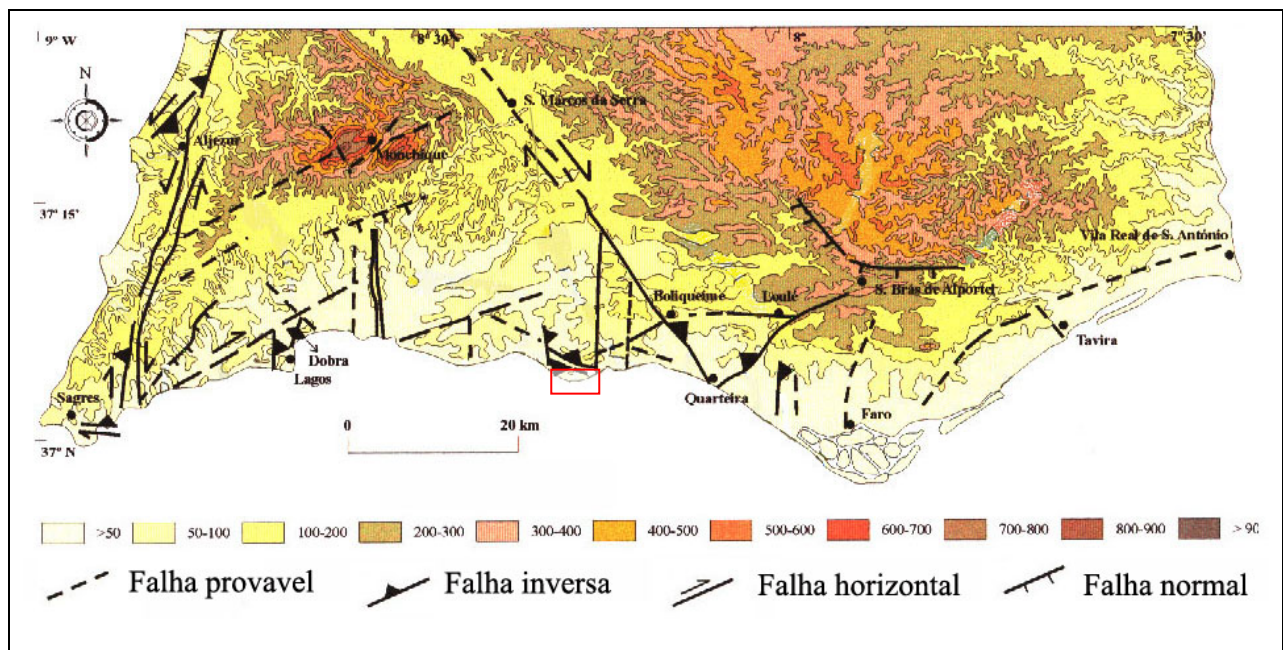
Plataforma	Cotas (Sector Galé – M. Lourenço)	Estadias	Ponto médio	
P0	13,4 – 17,9 m	(1)	15,7 m	
P1	---	(2)	11 m	8,8 m
P2	6 – 16 m			
P3a	6,9 – 12,8 m			
P3b	4,9 – 8 m		6,5 m	
P4a	0,2 – 4,8 m	(3)	3 m	
P4b	-0,2 – 6,4 m			
P4c	-0,4 – 5,5 m			
P5	-0,2 – 5,1 m			
P6	1,1 – 2,8 m			
P7	0,7 – 2,3 m			
P8	0 – 1,4 m			
P9	-5,1 – 0,2 m	-2,5 m		
P10	-6,2 – -0,9 m	(?)	-3,6 m	
P11	---	(4)	-7,7 m	
P12	---			
P13	-10,3 – -5 m			
P14	-16,9 – -11,6 m			

Como já foi explicado atrás, as cotas negativas devem-se ao facto de estas plataformas aflorarem nas zonas central e leste da área de estudo, tendo sido projectadas para a zona oeste, onde, se não foram destruídas, “afloraram” a cotas abaixo do NMM actual.

## 7.2. Neotectónica

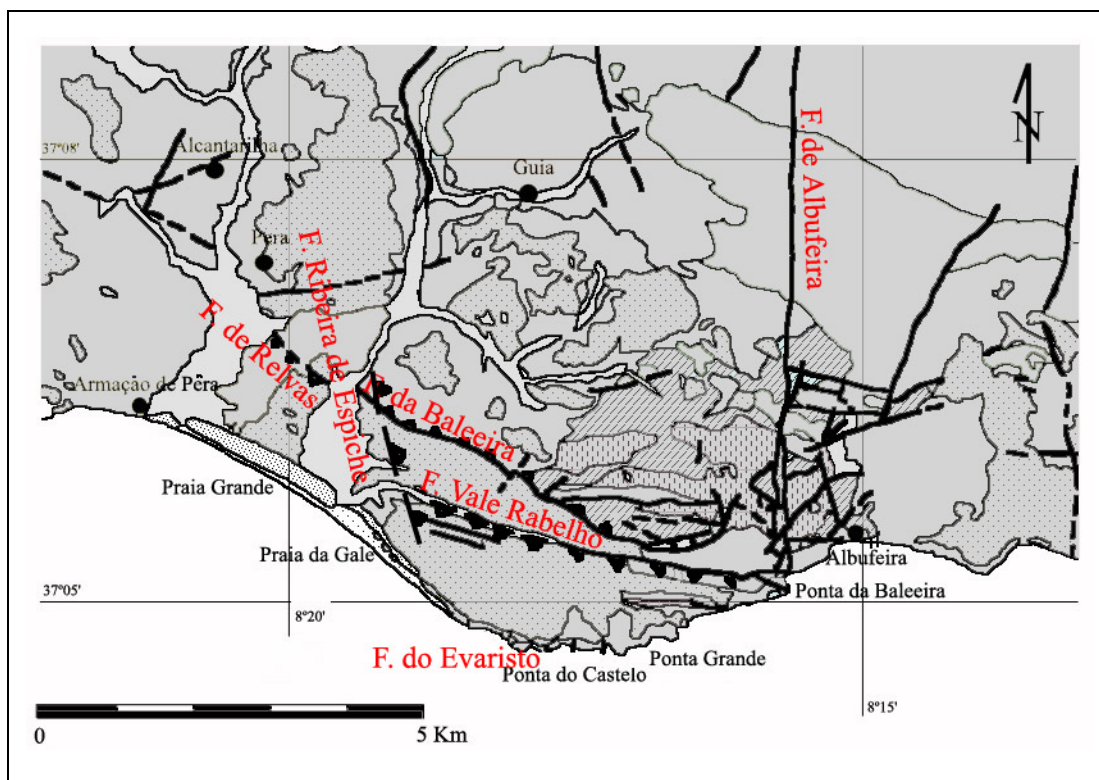
Abordando agora aspectos relacionados com a neotectónica, a zona de estudo está situada tectonicamente, num grande bloco trapezoidal no cruzamento entre as falhas de Quarteira e de Portimão (Figura 30), e mais em particular, num bloco que contacta a norte com a falha de Vale Rabelho orientada WNW-ESE e que constitui o plano Sul de um *horst*, com o plano Norte marcado pela falha da Baleeira (Figura 31). Esta última, teria inicialmente geometria normal, tendo sido reactivada como inversa em regime compressivo (associado à primeira fase de

inversão da Bacia Algarvia), com extrusão do diapiro salino de Albufeira e retomada ao longo do Miocénico e Plio-Quaternário (Terrinha, 1998). A ausência de sedimentos do Miocénico no bordo superior da falha sugere um levantamento deste bloco (bloco Sul da falha da Baleeira) com basculamento para ocidente posteriormente à deposição da Formação de Lagos-Portimão, provocado pela movimentação das falhas de Albufeira e da Baleeira (Dias, 2001). A falha de Vale Rabelho, é uma estrutura inversa activa, com inclinação para Sul (Dias, 2001).



**Figura 30** – Principais acidentes neotectónicos do Algarve (adaptado de Dias, 2001).

Na zona de estudo, entre a Praia da Galé e a Praia de S. Rafael, foram identificadas várias falhas e fracturas. Algumas dessa falhas têm orientação próxima de N-S com deslocamentos incipientes e algumas são apenas inferidas pela morfologia. Destaca-se a falha da Praia do Evaristo (Figuras 17 e 22), com um desnível vertical da ordem dos 3,5 metros entre plataformas, e que parece ser o elemento dinâmico mais recente na área de estudo. A tectónica salina poderá ser responsável por estas movimentações recentes.



**Figura 31** – Falhas identificadas por Dias (2001) na envolvente da área de estudo. (Limites geológicos idênticos aos da Figura 11).

Cabral (1988) admite uma taxa de levantamento nas falhas activas portuguesas de 0,25 m/1000 anos (*in* Regnault *et al.*, 1997) como média para os dois últimos milhões de anos (Quaternário). Usando esta taxa para a falha da Praia do Evaristo, com deslocamentos verticais de 3,34m (na plataforma T5), 3,65m (na T6), 3,64m (T7) e 3,30m (T4), e a que corresponde uma média de deslocamento vertical da falha de 3,48m, então bastariam 13920 anos para rejeitar aqueles 3,48 metros a uma taxa de levantamento constante!

### 7.3. Termos de referência

Procurando agora pontos de convergência entre os resultados obtidos e os provenientes da análise detalhada da literatura, é relevante que:

- ✚ Durante os OIS 7, 13, 15, 17 e 19, o NMM não deverá ter atingido o nível actual, enquanto nos OIS 1, 5e, 9 e 11 o NMM terá sido tão semelhante entre si que é difícil definir com clareza que um interglaciar atingiu uma cota mais alta do que outro (Zazo, 1999).

- ✚ O OIS 11 deverá ter sido o interglaciário mais longo e provavelmente o mais quente (Kindler & Hearty, 2000, Bauch *et al.*, 2000, Hodell *et al.*, 2000), com pelo menos um nível de estadia igual ou superior ao presente (Zazo, 1999), e que terá atingido os +17m, na Austrália (Murray-Wallace *et al.*, 2001) e nas Bahamas (Hearty *et al.*, 1999 citado em Zazo *et al.*, 2003). Na faixa Atlântica, Zazo (1999) avança com uma cota de +4m como representativa do OIS 11.
- ✚ No OIS 7 o NMM deverá ter atingido uma cota não superior ao actual (Shackleton, 1987), com Robinson *et al.*, (2002) a indicar -18,5m para o pico do OIS 7e, nas Bahamas.
- ✚ Durante o OIS 5e terão existido condições climáticas semelhantes às actuais, com a formação de extensas plataformas, sendo também caracterizado pela presença de fauna de climas quentes, particularmente a espécie *Strombus bubonius* (Zazo, 1999). No OIS 5e o NMM terá atingido um máximo de +6m (Chappell & Shackleton, 1986 *in* Zazo, 1999) ou +7m (Bard *et al.*, 1990) acima do actual. Zazo *et al.* (2003) utilizam para o Mediterrâneo Ocidental, um valor de +2m como representativo do OIS 5e antes de subir rapidamente para +6m antes do fim do OIS 5e.
- ✚ Na zona de Gibraltar (Zazo *et al.*, 1999) o OIS 5e e OIS 5c encontram-se a +5,25m e +3m respectivamente. Para leste, entre Gibraltar e Málaga, o OIS 5e está a cotas de +2m, enquanto o OIS 5c é próximo ou inferior ao NMM actual. Para Oeste de Gibraltar, já na costa Atlântica, entre Cabo Trafalgar e Tarifa, o OIS 5e encontra-se a cotas muito superiores, entre +13m e +19m e o OIS 5c entre +3m e +9m. Esta é, no entanto, uma zona de grande tensão tectónica entre as placas Ibérica e Africana.
- ✚ Na zona costeira Espanhola mais próxima do Algarve, principalmente na zona de Cádiz (Zazo *et al.*, 2003), estão definidos seis terraços (Quadro 5) com elevações compreendidas entre +3m e +41m, sendo dois deles (situados a +3m e a +4m) do Holocénico e outros dois (a +21,5m e a +20m) do Tirreniano (sendo este o correspondente mais provável do OIS 5).

Junto à fronteira portuguesa existe um terraço a +10m mas não está datado (Rodrigues Vidal, 1987, citado em Zazo, 1989).

- ✚ Em relação ao Mediterrâneo (Zazo, 1999, Goy & Zazo, 1986, 1988, *in* Zazo 1999; Zazo *et al.*, 2003), na zona continental espanhola e nas Baleares, o OIS 5e apresenta quase sempre dois a quatro terraços, compreendidos entre +1 e +8 m na costa continental e, entre +1 e +3m nas Baleares. O OIS 7a, nas mesmas zonas, é mais variável ocorrendo tanto a cotas acima (+11,5m), como abaixo (+0,5m) do OIS 5e. Existe também um conjunto de terraços situados a cotas superiores a +12m, em geral considerados anteriores ao OIS 7a. Do OIS 9 há um terraço a +30m na costa continental espanhola, e dois a +2,5 e +4m nas Baleares. Pertencente ao OIS 11, existe registo de um terraço a +40m na costa continental e a +10m nas Baleares.
- ✚ Em Portugal (Quadro 4), na região do Porto, Araújo (2001) defende que existem terraços compreendidos entre 0 e +10m que podem ser atribuídos ao OIS 5, mas não apresenta datações.
- ✚ Na Arrábida, Regnauld *et al.*, (1994), identificam várias estadias de NMM, duas a cotas positivas, a +20m (atribuída ao último interglaciar), a +7m (estadia de curta duração pós-Eemiano – OIS 5e), e três outras identificadas por mergulho, a -7m (Holocénico), a -12m e a -20m, estas duas últimas bastante descontínuas e eventualmente também Holocénicas. A plataforma situada a +7m tinha anteriormente sido atribuída ao último interglaciário por outros autores (Erlides, 1992 e Ramos Pereira & Regnauld, 1993, *in* Regnauld *et al.*, 1994).
- ✚ No caso do Algarve (Gouvêa, 1938; Feio, 1949; Zbyszewski, 1951; Viana & Zbyszewski, 1949; Godard, 196; Teixeira, 1979; Guillemot, 1979 e Teixeira & Gonçalves, 1980), e numa análise global, pode dizer-se que há três conjuntos principais de terraços marinhos incluídos nos intervalos de cota entre 5-8m (Tirreniano III), 6/8-12/15m (Grimaldiano e Tirreniano II) e 25/28-35/40m (Tirreniano I).

#### 7.4. Interpretação paleogeográfica

A plataforma P0 que constitui o aplanamento sumite do planalto litoral da região de estudo, afecta as areias atribuídas ao Pliocénico Superior (Moura & Boski, 1998). O depósito de praia, constituído por seixo redondo de quartzo, é-lhe posterior e será, por isso, de idade Quaternária. Quanto à plataforma P0, a cota média de 15,7m, pela sua extensão transversal à linha de costa, só poderá ser atribuída ao Plistocénico durante a transgressão muito ampla que se fez sentir em toda a zona costeira Portuguesa. Muito provavelmente poder-se-á atribuir uma idade ante-OIS 11. Existem diversos terraços na zona costeira Mediterrânica Espanhola, a cotas sempre superiores a +12m ou +15m, atribuídas a interglaciares genericamente anteriores ao OIS 7.

De acordo com dados recolhidos em todo o mundo, foi durante o OIS 11 que uma estadia superior à actual se manteve durante um maior intervalo de tempo. O aplanamento impresso à cota de 8,8m sobre o substrato Miocénico, correspondente às plataformas P1, P2, P3a e P3b, é compatível com uma estadia longa. Como argumentos pode apontar-se a extensão da plataforma, a sua boa definição, e o facto de estar talhada num substrato muito coerente (Unidade 4, constituída por calcarenitos e calcários compactos), pelo que seria de exigir uma longa estadia.

Durante o interestádio 5e, a acção do mar em cotas superiores às actuais, modelou as plataformas P4a,b,c, P5, P6 e P7, formando uma plataforma de abrasão extensa com uma cota média de +3m, bem desenvolvida, e com arriba interna bem definida. A suportar esta interpretação morfológica, está o facto de as plataformas do OIS 5 serem geralmente as mais extensas e bem preservadas a nível mundial, de Zazo *et al.*, (2003), apresentarem uma cota de +2m como representativa do OIS 5e no Mediterrâneo Ocidental, de na costa continental Mediterrânica Espanhola o OIS 5e incluir várias estadias variando entre +1m e +8m (Quadro 5), e ainda de, na Arrábida existir uma estadia bem marcada a +7m atribuída, por alguns autores, ao OIS 5e (Erlides, 1992, Ramos & Regnault, 1993, *in* Regnault *et al.*, 1997). De facto, durante o

OIS 5, o nível global do mar subiu até um nível máximo de +6m (Chappell & Shackleton, 1986 in Zazo, 1999) ou +7m (Bard *et al.*, 1990). No entanto, salvo as reservas apresentadas no Capítulo 6.3., os *Balanus* datados fornecem uma idade de 317,5 Ka para estas plataformas, correspondendo ao OIS 9. E de facto, já anteriormente alguns autores apontaram a semelhança de cotas para as estadias do NMM durante os OIS 9, 7 e 5 (Zazo, 1999), podendo tornar-se difícil o discernimento entre eles.

De acordo com a interpretação anterior, as cotas das plataformas relacionadas com o OIS 11 são superiores às das plataformas atribuídas ao OIS 5. Este facto resulta de se admitir um levantamento contínuo de toda a série carbonatada, suportado pelos dados do contexto tectónico. Na verdade, se o OIS 11 oferece consenso no que respeita à sua longa duração, o mesmo não acontece quanto às cotas atingidas pelo NMM. Mas, se os resultados das investigações lhe atribuem valores muito diferentes, desde 0m a >20m, parece que não terá atingido os valores tão elevados como durante o OIS 5e. As diferenças devem-se obviamente a contextos regionais e torna bastante difícil a comparação. Já sobre o interestádio 5e, e o consenso de que o NMM estaria cerca de +6m superior ao actual, permite-nos maior liberdade de correlação.

A estadia a cotas de -7,7m, poderá ter equivalente na Arrábida, onde foram identificadas três plataformas descontínuas imersas a -7m, -12m e -20m, atribuídas ao Holocénico, embora sem datações. A amostra de *Balanus* datada nesta plataforma indicou uma idade de 229,4 Ka, ou seja OIS 7. Poderá especular-se que o OIS 7 terá atingido, segundo Robinson *et al.*, (2002), uma cota de -18,5m, testemunhado no Pacífico (Quadro 5), mas sem qualquer registo semelhante no Mediterrâneo ou Atlântico.

## 8. Integração numa perspectiva de gestão costeira

---

A variação do NMM é sem dúvida um dos aspectos principais a ter em conta na gestão de uma zona costeira, até porque, com a variação da linha de costa, o próprio conceito de zona costeira não é estático no espaço e no tempo. Este conceito é dependente das interfaces terra-mar-atmosfera, e se um destes factores varia, obviamente todo o resto é sujeito a modificações de maiores ou menores proporções.

Os impactes previsíveis de uma subida generalizada do NMM incluem, a inundaçã das zonas costeiras, o aumento da erosão, alterações na circulação termohalina e na salinidade dos estuários e lagunas, aumento dos danos causados por tempestades, perda de zonas húmidas, perda de habitats e de locais de nidificação de espécies e aumento da intrusão salina com consequente contaminação dos aquíferos (Emery & Aubrey, 1991).

Pode-se questionar se um cidadão que possui uma moradia junto à costa deve preocupar-se sobre o facto do mar estar a subir ou o continente a afundar; qualquer dos processos pode inundar a sua casa. A inundaçã relativa pode ser identificada por marégrafos, que não podem existir a cada quilómetro de costa, já que existem efeitos diferenciados de zona para zona causados por falhas, dobras e outras fronteiras geológicas, o que significa que cada local de costa pode ter um comportamento diferente de outros troços adjacentes.

*“O principal receio das populações no diz respeito à subida do nível do mar, é a crença de que a atmosfera está a aquecer como resultado dos gases libertados pela indústria, e que este aquecimento é suposto provocar a fusão dos glaciares e também expandir o volume de água dos oceanos”* (Emery & Aubrey, 1991). De qualquer modo, e como foi visto nos primeiros capítulos, o clima é a principal fonte de variação do NMM, cuja subida ou descida irá afectar as actividades humanas que, por sua vez, podem ter influência no clima (ver Capítulo 2). A Figura 32 tenta mostrar as relações entre o NMM, a sociedade e a gestão de uma zona costeira. É destacado o

papel da investigação científica no estudo do NMM, cujas conclusões deverão ser postas ao serviço da sociedade e fornecidas ao poder político como ferramenta de decisão.



**Figura 32** - As variações do NMM e as relações com a sociedade (adaptado de Paskoff, 2001).

Quando se verifica uma subida gradual do NMM numa zona costeira que ponha em risco as actividades humanas, então os órgãos de decisão têm que ponderar custos e procurar financiamentos para as possíveis respostas técnicas à situação. Tudo isto faz parte da gestão integrada de uma zona costeira, e aos gestores cabe, o poder e a responsabilidade da tomada de decisão final perante um problema como o que foi colocado. De modo muito genérico não existem muitas hipóteses: ou se resiste, o que significa construir protecções costeiras e artificializar a costa, ou se recua, deixando a natureza fazer o seu trabalho com eventuais

prejuízos materiais, económicos e mesmo sociais. Existem, no entanto, novos métodos e novas ideias que permitem soluções técnicas inovadoras (como é o caso dos *by-pass*, que permitem a circulação de sedimentos) e novos conceitos de adaptação do Homem a estas circunstâncias.

A zona de estudo mostrou variações do NMM nos últimos 400 a 500 mil anos, com amplitudes superiores a 20 metros. No presente, considera-se que um valor médio de 1,5 mm por ano é razoável para toda a costa Portuguesa. Se esta taxa se mantiver aproximadamente constante, então daqui a 10 anos o NMM terá subido 1,5 cm e, daqui a 100 anos poderá chegar a 1,5 m. Ao nível da gestão integrada de uma zona costeira, uma subida de 1,5 m é muitíssimo! A zona estudada será certamente afectada, principalmente por erosão e queda de blocos, com desmantelamento progressivo das arribas. Maiores efeitos ocorrerão em locais de praia aberta, em estuários, em sapais, no cordão dunar da Ria Formosa, entre outros.

Em locais onde a pressão urbana sobre a linha de costa é grande, não haverá mais a fazer do que construir protecções, mas na maioria dos locais costeiros do Algarve, ainda muito se pode fazer ao nível da prevenção, preservando o estado natural da paisagem e resistindo ao incansável progresso.

## 9. Vias de investigação futuras

---

Este estudo foi pioneiro na cartografia detalhada das plataformas de abrasão, da sua interpretação em termos de estadias do NMM e na tentativa de utilizar os indivíduos do género *Balanus* para efectuar datações utilizando Urânio-Tório. Este último propósito não foi plenamente conseguido, no entanto, surgem presentemente novas técnicas que valerá a pena aplicar de modo a obter resultados mais fiáveis. Uma dessas técnicas é a utilização de núclídeos cosmogénicos (nomeadamente o He) para datar o tempo de exposição das plataformas. Ou seja, é importante procurar, não só novos métodos para escalas temporais acima dos 400 000 anos, mas também que eles se apliquem a novos indicadores de variações do NMM.

Também a continuação deste trabalho para limites geográficos mais alargados, nomeadamente abarcando toda a costa rochosa Algarvia, é uma via importante e fundamental de melhorar o conhecimento da evolução da linha de costa.

Um outro campo de investigação, mais voltado para a geomorfologia deveria também ser aprofundado, e diz respeito ao estudo da dicotomia erosão marinha vs erosão sub-aérea.

## 10. Conclusões

---

Este trabalho, integrado no Projecto *COCHAL* pretendeu estudar pela primeira vez as plataformas de abrasão e terraços que marcam a costa Algarvia entre a Praia da Galé e a Praia de S. Rafael, no concelho de Albufeira. Para cumprir esse desígnio foram identificadas e cartografadas diversas plataformas, todas elas talhadas paralelamente às unidades litológicas Miocénicas. Utilizou-se como componente cronológica, os indivíduos do género *Balanus*, existentes nalgumas dessas plataformas e, cuja ecologia actual indica um intervalo de vivência entre +2/-2 metros em relação ao NMM. Os dados são cautelosamente utilizados e a interpretação não é por eles suportada.

Da interpretação altimétrica, geomorfológica, e estrutural destaca-se que:

- ✚ Todas as plataformas cartografadas são paralelas à sequência litológica Miocénica, desenvolvendo-se nas zonas de contacto litológico entre unidades de diferentes competências. Incluídas em cada plataforma de abrasão, existem sub-plataformas resultantes da erosão diferencial que ocorre com a amplitude de maré.
- ✚ A sequência Miocénica, bem como as plataformas, encontram-se inclinadas entre 0 a 8° para Sul a Sudoeste, tendo sido afectadas por erosão vertical diferencial, que modelou o relevo até ao estado actual. Daqui resultou a observação de plataformas sucessivamente inferiores, por isso sucessivamente mais antigas, à medida que se caminha pela costa de Oeste para Este.
- ✚ O elemento neotectónico mais recente é representado pela falha do Evaristo, que rejeita todas as plataformas cartografadas na zona, sendo por isso, mais recente que, pelo menos as três estadias superiores.
- ✚ As datações pelo método Urânio-Tório em *Balanus* não conduzem, com o actual estado de conhecimento, a resultados fiáveis, porque as plataformas constituem um sistema aberto à incorporação de Urânio.

Estão registadas na área compreendida entre a Praia da Galé e a Praia de S. Rafael, pelo menos quatro estadias de NMM, a saber:

- Uma correspondente à plataforma P0, provavelmente de idade Pliocénica, ou pelo menos, anterior ao OIS 11, a cota média de 15,7m.
- Uma estadia definida por uma plataforma de abrasão correspondente às sub-plataformas P1, P2, P3a e P3b, gerada durante o OIS 11, e situada a uma cota média de 8,8m.
- Uma estadia marcada pelas sub-plataformas P4a, P4b, P4c, P5, P6 e P7, formada durante o último interglaciário, OIS 5e, situada a uma cota média de +3m.
- E uma quarta correspondente às sub-plataformas P11, P12 e P13, provavelmente de idade Holocénica, à cota média de -7,7m.

---

Faro, 16 de Setembro de 2004

O candidato

---

Luis José de Sousa Albardeiro

O Orientador

---

Delminda Maria de Jesus Moura

## 11. Referências bibliográficas

---

- ABREU, L., SHACKLETON, N., SCHÖNFELD, J., HALL, M. & CHAPMAN, M.** (2003) – Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods, *Marine Geology*, 196, pp. 1-20.
- AGUIRRE, E. & PASINE, G.** (1985) – The Pliocene-Pleistocene boundary, *Episodes*, Vol. 8, Nº 2, pp. 116-120.
- ALONSO, A. & PÁGES, J.L.** (2000) – El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes Cantábrico y Atlántico, *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1), pp. 17-29.
- ANTUNES, M. T., BIZON, G., NASCIMENTO, A. & PAIS, J.** (1981) – Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), *Ciências da Terra (UNL)*, 6, pp. 153-168.
- ARAÚJO, M. A.** (1984) - Acerca dos terraços do litoral das proximidades do Porto, *Livro de homenagem a Orlando Ribeiro*, Vol. I, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, pp. 347-355.
- ARAÚJO, M. A.** (1997) – A plataforma litoral da região do Porto: dados adquiridos e perplexidades, *Estudos do Quaternário*, 1, APEQ, Lisboa, pp. 3-12.
- ARAÚJO, M. A.** (2001) - Marine Platforms from Oporto Area (NW Portugal): tectonics versus eustasy, Comunicação apresentada na *V Reunião do Quaternário Ibérico*, GTPEQ, Reitoria da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- ARAÚJO, M. A.** (2002) – Relative Sea Level, Diastrophism and Coastal Erosion: the Case of Espinho (Portuguese NW coast), *Littoral 2002. The Changing Coast*, EUROCOAST/EECC, Porto – Portugal, pp. 125-132.
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.** (1990) – U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, *Nature*, 346, pp. 456-458.
- BARRETO, A., BEZERRA, F., SUGUIO, K., TATUMI, S., YEE, M., PAIVA, R. & MUNITA, C.** (2002) – Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, pp. 57-69.
- BAUCH, H. A., ERLÉN-KENSER, H., HELENKE, J. P. & STRUCK, V.** (2000) – A Palaeoclimatic evaluation of marine oxygen isotope stage 11 in the high Northern Atlantic (Nordic Seas), *Global and Planetary Change*, 24, pp. 27-39.
- BETTENCOURT, P.** (1985) - *Géomorphologie et processus d'évolution recente de la cote sotavento (Algarve, Portugal)*, Tése D.E.A., Univ. Bordeaux, Bordeaux, 92 p.
- BONNET, C.** (1850) - Algarve (Portugal) - Description Géographique et Géologique de Cette Province, *Memória sobre o Reino do Algarve, Descrição Geográfica e Geológica*, Tradução de Maria Armanda Viegas, Presidência do Conselho de Ministros, Secretaria de Estado da Cultura, Delegação Regional do Sul, 1990, 189 p.
- BOSKI, T., MOURA, D., VEIGA-PIRES, C., CAMACHO, S., DUARTE, D., SCOTT, D. & FERNANDES, S.** (2002) – Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border, *Sedimentary Geology*, 150, pp. 103-122.
- BOWEN, D.** (1989) – The Last Interglacial/Glacial cycle in the British Isles, *Quaternary International*, vol. 3-4, pp. 41-47.
- CABIOCH, G. & AYLIFFE, L.** (2001) - Raised Coral Terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, Indicate High Sea Level During Marine Isotope Stage 3, *Quaternary Research*, 56, pp. 357-365.

- CACHÃO, M., BOSKI, T., MOURA, D., DIAS, R., SILVA, C. M., SANTOS, A., PIMENTEL, N. & CABRAL, J.** (1998) – Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal), *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, pp. 169-172.
- CAMOIN, G., EBREN, P., EISENHAEUER, A., BARD, E. & FAURE, G.** (2001) – A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (tuamotu archipelago, French Polynesia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, pp. 325-341.
- CARVALHO, D., GOÍNHAS, J., OLIVEIRA, V. & RIBEIRO, A.** (1971) – Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogenéticas, *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Mineiro*, Porto, 20 (1/2), pp. 153-199.
- CARVALHO, G. S. & GRANJA, H.M.** (1997) – Terraços *versus* litostratigrafia e geocronologia do Plistocénico e do Holocénico da zona costeira do Minho (Portugal), *Estudos do Quaternário*, 1, APEQ, Lisboa, pp. 25-40.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.** (2003) – Transgressive deposits: a review of their variability, *Earth Science Reviews*, 62, pp. 187-228.
- CHAPMAN, M., SHACKLETON, N. & DUPLESSY, J.-C.** (2000) – Sea surface temperature variability during the last glacial-interglacial cycle: assessing the magnitude and pattern of climate change in the North Atlantic, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, pp. 1-25.
- CHEN, J. L., WILSON, C.R., TAPLEY, B.D., CHAMBERS, D. F. & PEKKER, T.** (2002) – Hydrological impacts on seasonal sea level change, *Global and Planetary Change*, 32, pp. 25-32.
- CHURCH, J.A., GREGORY, J.M., HUYBRECHTS, P., KUHN, M., LAMBECK, K., NHUAN, M.T., QIN, D. & WOODWORTH, P.L.** (2001) - Changes in Sea Level, *In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- DAVEAU, S** (1993a) – A evolução Quaternária da plataforma litoral, *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*, Lisboa, Colibri, pp. 17-28.
- DAVEAU, S.** (1993b) - Terraços Fluviais e Litorais, *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*, Colibri, Lisboa, pp. 17-28.
- DIAS, J. A** (1988) – Aspectos geológicos do litoral Algarvio, *Geonovas*, vol. 10, pp. 113-128.
- DIAS, J.A. & TABORDA, R.** (1988) – Evolução recente do NMM em Portugal, *Anais do Instituto Hidrográfico*, 9, pp. 83-96.
- DIAS, J.A.** (1990) – A Evolução Actual do Litoral Português, *Geonovas* 11, p. 15-28, Lisboa, Reeditado em *Protecção Civil*, III (10), Lisboa, pp. 2-15.
- DIAS, J.A., RODRIGUES, A. & MAGALHÃES, F.** (1997) - Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário: síntese dos conhecimentos, *Estudos Do Quaternário*, Nº1, APEQ, Página 1.7.9, pp. 53-66.
- DIAS, R. P.** (2001) – *Neotectónica da região do Algarve*, Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 369 p.
- DICKINSON, W.** (2001) – Peleoshoreline record of relative Holocene sea levels on Pacific islands, *Earth Science Reviews*, 55, pp. 191-234.
- DROXLER, A. & FARRELL, J.** (2000) – Marine isotope stage 11 (MIS 11) – new insights for a warm future, Editorial, *Global and Planetary Change*, 24, pp. 1-5.
- DUMAS, B., GUEREMY, P., LHENAFF, R. & RAFFY, J.** (2000) – Périodicités de long temps long et de temps court, depuis 400 000 ans, dans l'étagement des terrasses marines en Calabre méridionale (Italie), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1,

- pp. 25-44.
- EMERY, K. O. & AUBREY, D. G.** (1991) – *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*, Springer-Verlag, New York, 237 p.
- FEIO, M.** (1946) – Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila, *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, XXVII, pp. 1-84.
- FEIO, M.** (1949) - *Le Bas Alentejo et l'Algarve*, Livro-guia da excursão e do Congresso Internacional de Geografia de Lisboa de 1949, 207 p.
- GIRESSE, P., BARUSSEAU, J.-P., CAUSSE, C. & DIOUF, B.** (2000) - Successions of sea-level changes during the Pleistocene in Mauritania and Senegal distinguished by sedimentary facies study and U/Th dating, *Marine Geology*, 170, pp. 123-139.
- GOUVÊA, A. M.** (1938) – *O Algarve, Aspectos fisiográficos*, Lisboa, 161 p.
- GUILLEMOT, E.** (1979) – *Le littoral de la region de Faro (Portugal), Etude de morphologie littorale*, Université de Paris IV, p. 111.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J.** (1976) – Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, New Series, Volume 194, Issue 4270, pp. 1121-1132.
- HENNING, A. B., ERLLENKEUSER, H., HELMKE, J. P. & STUCK, U.** (2000) – A paleoclimate evaluation of marine oxygen isotope stage 11 in the high-northern Atlantic (nordic Seas), *Global and Planetary Change*, 24, pp. 27-39.
- HILLAIRE-MARCEL, C., CARRO, O., CAUSSE, C., GOY, J.L. & ZAZO, C.** (1986) – Th/U dating of *Strombus bubonius*-bearing marine terraces in southeastern Spain, *Geology*, 14, pp. 613-616.
- HILLAIRE-MARCEL, C., GARIÉPY, C., GHALEB, B., GOY, J.L., ZAZO, C. & CUERDA, J.** (1996) – U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Maiorca – further evidence for two last-interglacial high sea levels in the Balearic Island, *Quaternary Science Reviews*, 15, pp. 53-63.
- HODELL, D. A., CHARLES, C. D. & NINNERMANN, U. S.** (2000) – Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the Southern ocean for the past 450 Kyr: implications for marine isotope stage (MIS) 11, *Global and Planetary Change* 24, pp. 7-26.
- KAUFMAN, A., GHALEB, J. F., WEHMILLER, J. F. & HILLAIRE-MARCEL, C.** (1996) – Uranium Concentration and isotope ratio profiles within *Mercenaria* shells: geochronological implications, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, n° 19, pp. 3735-3746.
- KINDLER, P. & HEARTY, P.J.** (2000) – Elevated marine terraces from Eleuthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic and geochronological evidence for important deglaciation events during the middle Pleistocene, *Global and Planetary Change* 24, pp. 41-58.
- KUKLA, G. & GAVIN, J.** (2004) – Milankovitch climate reinforcements, *Global and Planetary Change*, 40, pp. 27-48.
- KUKLA, G.** (1978) – The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments, *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*, Volume VI, pp. 57-91.
- KUKLA, G.** (1989) – Long continental records of climate – An introduction, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, pp. 1-9.
- KUKLA, G., BERDER, M., BEAULIEU, J., BOND, G., BROECKER, W., CLEVERINGA, P., GAVIN, J., HERBERT, T., IMBRIE, J., JOUZEL, J., KEIGWIN, L., KNUDSEN, K., MCMANUS, J., MERKT, J., MUHS, D., MÜLLER, H., POORE, R., PORTER, S., SERET, G., SHACKLETON, N., TURNER, C., TZEDAKIS, P. & WINOGRAD, I.** (2002) – Last Interglacial Climates, *Quaternary Research*, 58, pp.2-13.
- LANGLOIS, C., URGELLI, B., HAYS, J. & MENOCA, P.** (2003) – Cycles de

- Milankovitch et variations climatiques, <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Histoire//Paleoclimats/Animations/milankovitch.html>.
- LOTOTSKAYA, A. & GANSSEN, G.** (1999) – The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic, *Quaternary Science Reviews*, 18, pp. 1641-1654.
- LOWE, J. & WALKER, M.** (1984) – *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman Scientific & Technical, Essex, Inglaterra.
- MANUPPELLA, G.** (1992) – Carta geológica da região do Algarve à escala 1/100 000, *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.
- MARQUES, F.** (1991) – Taxas de recuo das arribas do litoral sul do Algarve e sua importância na avaliação de riscos geológicos, *Seminário “A zona costeira e os problemas ambientais”*, Universidade de Aveiro, 18-20 Set. 1991, pp. 100-109.
- MARQUES, F.** (1997) – Processos, mecanismos e taxas de evolução das arribas do Algarve, *Seminário sobre a zona costeira do Algarve*, Faro, 10-12 Jul., pp. 19-30.
- MASTRONUZZI, G. & SANSÒ, P.** (2003) – *Puglia 2003 – Final Conference Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes – Field Guide*, IGCP 437 Project Coastal environmental change during sea-level highstands: a global synthesis with implications for management of future coastal change, Otranto/Taranto (Italy), 22-28 September 2003, 184 p.
- MOREIRA, M. E.** (1984) – *Glossário de Termos Usados em Geomorfologia Litoral*, Estudos de Geografia das regiões Tropicais – 15, Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, 167 p.
- MORENO, E., THOUVENY, N., DELANGHE, D., McCAVE, N. & SCACKLETON, N.** (2002) – Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese margin during the last 340 Ka, *Earth and Planetary Science*, pp. 465-480.
- MÖRNER, N. A.** (1999) – Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases, *Quaternary International*, 60, pp. 75-82.
- MÖRNER, N.A.** (2003) – Estimating future sea level changes from past records, *Global and Planetary Changes*, in press.
- MOURA, D. & BOSKY, T.** (1999) – Unidades litoestratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve, *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t.86, pp. 85-106.
- MOURA, D.** (1999) – *Litoestratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, Evolução Paleoambiental*, Dissertação apresentada à Universidade do Algarve para obtenção do grau de Doutor, 252p.
- MUHS, D.** (2002) – Evidence for the timing and duration of the Last Interglacial Period from High-Precision Uranium-Series ages of corals on tectonically stable coastlines, *Quaternary Research*, 58, pp. 36-40.
- MURRAY-WALLACE, C.V., BROOKE, B.P., CANN, J.H., BELPEIRO, A.P. & BOURMAN R.P.** (2001) – Whole-rock aminostratigraphy of the Coorong Coastal Plain, South Australia: towards a one million year record of sea-level highstands, *J. Geol. Soc. London*, 158, pp. 111-124.
- NEVES, J.** (1981) - *Estudos Geográficos e Históricos sobre Faro e a formação lagunar do Sotavento Algarvio*, 60 p.
- OLIVEIRA, J.T.** (1984) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000, Notícia Explicativa da Folha 7, *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., RAMALHO, M.M., ANTUNES, M.T. & MONTEIRO, J.H.** (1992) – Carta geológica de Portugal à escala 1/500 000, *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.

- ORTLIEB, L., GHALEB, B., HILLAIRE-MARCEL, C., MACHARÉ, J. & PICHET, P.** (1992) – Déséquilibres U/Th, rapports allo/isoleucine et teneurs en  $^{18}\text{O}$  des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou: une base d'appréciation chronostratigraphique, *Comptes Rendues Académie des Sciences de Paris*, 314 (II), pp. 101-107.
- PASKOFF, R.**, (2001) - *L'élevation du Niveau de la Mer et les Espaces Côtiers*, Institut Océanographique, Col. Propos, 190 p.
- PEREIRA, A. R. & CORREIA, E. B.** (1985) – *Dunas consolidadas em Portugal*, Análise da bibliografia e algumas reflexões, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- REGNAULD, H., GOUERY, P., FERREIRA, Ó., SALIEGES, J. F. & GOMES, N.** (1997) - Paleo-geography of Weichsel and Holocene shore lines on the Arrabida coast, central Portugal, *Memorie Descritive Carta Geoloca D'Italia*, vol. LII, pp. 295-308.
- REID, G.** (1999) – Solar variability and its implications for the human environment, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 61, pp. 3-14.
- RIAL, J.A.** (2004) – Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker, *Global and Planetary Change*, in press.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H.** (1979) - *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. Port., Lisboa, 114 p.
- RISER** (1999) - *Le Quaternaire, Géologie et Milieux Naturels*, Dunod, Paris, 320 p.
- ROBINSON L., HENDERSON, G. & SLOWEY, N.** (2002) -  $^{14}\text{C}$  dating of marine isotope stage 7 in Bahamas slope sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 175-187.
- ROCHA, R.B., MARQUES, B.L., ANTUNES, M.T. & PAIS, J.** (1989) – *Notícia explicativa da Folha 52-B – Albufeira*, Serv. Geol. Port., Lisboa.
- ROSTAMI, K., PELTIER, W. & MANGINI, A.** (2000) – Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment, *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1495-1525.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U.** (2002) – *The coral reef terraces of Barbados – a guide* - Barbados 2002 – International Conference on “Quaternary Sea Level Change” with Field Trips and 4th Annual Meeting of IGCP 437 Project, Coastal environmental change during sea-level highstands: a global synthesis with implications for management of future coastal change – Field Book, Barbados (W.I.), 26 October-2 November 2002, 121 p.
- SHACKLETON, N.** (1987) – Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, vol. 6, pp. 183-190.
- SHACKLETON, N., CHAPMAN, M., SÁNCHEZ-GOÑI, M., PAILLER, D. & LANCELOT, Y.** (2002) – The classic marine isotope substage 5e, *Quaternary Research*, 58, pp. 14-16.
- SHACKLETON, N., SÁNCHEZ-GOÑI, M., PAILLER, D. & LANCELOT, Y.** (2003) – Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial, *Global and Planetary Change*, 36, pp. 151-155.
- TABORDA, R. & DIAS, J.A.** (1988) – O nível do mar em Portugal, tendências sazonais e seculares, *Relatório DISEPLA*, 6/88, Lisboa, 46p.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F.** (1980) - *Introdução à Geologia de Portugal*. Inst. Nac. Inv. Cient., Lisboa, 475 p.
- TEIXEIRA, C.** (1979) – Plio-Pleistocénico de Portugal, *Com. Serv. Geol. Port.*, t. 65, pp. 35-46.
- TERRINHA, P. A. G.**, (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*, PhD Thesis, Imperial College, London, 430p.
- THOMSON, J., NIXON, S., SUMMERHAYES, C.P., SCHÖNFELD, Y., ZAHN, R. &**

- GROOTES, P.** (1999) – Implications for sedimentation changes on the Iberian margin over the last two glacial/interglacial transitions for  $(^{230}\text{Th}_{\text{excess}})_0$  systematics, *Earth and Planetary Science Letters*, 165, pp. 225-290.
- TRENHAILE, A.** (2002) – Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms, *Geomorphology*, 48, pp. 7-22.
- TZEDAKIS, P., ANDRIEU, V., BEAULIEU, J., CROWHURST, S., FOLLIERI, M., HOOGHIEMSTRA, H., MAGRI, D., REILLE, M., SADORI, L., SHACKLETON, N. & WIJMSTRA, T.** (1997) – Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, pp. 171-176.
- VIANA, A. & ZBYSZEWSKI, G.** (1949) – Contribuição para o estudo do Quaternário do Algarve, *Com. Serv. Geol. Port.*, XXIX, pp. 197-251.
- WATTS, W. A., ALLEN, J. R. M., HUNTLEY, B.** (2000) – Palaeoecology of three interstadial events during oxygen isotope stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grandedi Monticchio, Southern Italy, *Palaeo*, 155, pp. 83-93.
- ZAZO, C.** (1989) – Los depositos marinos cuaternarios en el golfo de Cadiz, in *El Cuaternario en Andalucia Occidental*, Días del Olmo & Rodríguez Vidal, Eds., AEQUA Monografías, 1, pp. 113-132.
- ZAZO, C.** (1999) – Interglacial sea levels. *Quaternary International* 55, pp. 101-113.
- ZAZO, C., GOY, J., DABRIO, C., BARDAJÍ, T., HILLAIRE-MARCEL, C., GHALEB, B., GONZÁLEZ-DELGADO, J. & SOLER, V.** (2003) – Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes, *Marine Geology*, 194, pp. 103-133.
- ZAZO, C., SILVA, P. G., GOY, J. L., HILLAIRE-MARCEL, C., GHALEB, B., LARIO, J., BARDAJÍ, T. & GONZÁLEZ, A.** (1999) – Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain), *Tectonophysics*, 301, pp. 95-109.