



UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Faculdade de Ciências e Tecnologia

**Reconstituição da Paleobatimetria do Oceano Atlântico Norte:
Uma abordagem em SIG**

Nuno André Ramos Simões

Dissertação

Mestrado em Geomática

Faro, 2014



UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Faculdade de Ciências e Tecnologia

**Reconstituição da Paleobatimetria do Oceano Atlântico Norte:
Uma abordagem em SIG**

Nuno André Ramos Simões

Licenciado em Ciências do Mar

Pela Universidade do Algarve

Dissertação apresentada à Universidade do Algarve para obtenção do grau Mestre em
Geomática, Ramo em Análise de Sistemas Ambientais

Dissertação orientada por:

Professora Doutora: Cristina Veiga-Pires (FCT – Universidade do Algarve)

Professora Doutora: Helena Fernandez (ISE – Universidade do Algarve)

Faro, 2014

Declaração de autoria do trabalho

Declaro ser o autor deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.

Nuno André Ramos Simões

Copyright © Nuno André Ramos Simões

A Universidade do Algarve tem o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar este trabalho através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, de o divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, quero expressar a minha sincera gratidão às minhas orientadoras, Professora Doutora Cristina Veiga-Pires e Professora Doutora Helena Fernandez, pelo apoio e ajuda que me foi cedida por ambas.

Quero também agradecer aos meus pais, João Simões e Rita Ramos, por todo apoio que me dão todos os dias.

Por último, mas não menos importante, quero agradecer à minha avó e à minha namorada pelo esforço e paciência que tiveram durante este período.

*"When you've fighting for it all your life
You've been working every day and night
That's a how a superhero learns to fly
(Every day, every hour, turn that pain into power)"*
Danny O'Donoghue e Mark Sheehan

RESUMO

O Oceano Atlântico Norte é uma região de grande interesse científico em Paleoceanografia, tendo, desta forma, dado origem à recolha de uma grande quantidade de testemunhos sedimentares e, conseqüentemente, a uma proliferação de dados. Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) constituem uma ferramenta fundamental no tratamento desta informação e nomeadamente para o principal objetivo deste trabalho: a reconstrução paleobatimétrica. No entanto, uma vez que o Oceano Atlântico Norte apresenta uma grande extensão, optou-se por reconstruir a paleobatimetria de duas áreas mais reduzidas com características geomorfológicas e oceanográficas distintas (área do golfo de Cádiz e área em torno da Islândia).

Do ponto vista da modelação, a paleobatimetria depende da variação do nível do mar mas igualmente de outras variáveis características da paleo-topografia marinha (batimetria atual, modelos de idade). Assim, foram criadas quatro bases de dados de paleobatimetria (BD1, BD2, BD3 e BD4), incluindo diferentes hipóteses de trabalho e representado informação cada vez mais pormenorizada até à BD4. Seguidamente, aplicaram-se três métodos de interpolação (*Inverse Distance Weighted (IDW)*, *Triangular-Irregular Network (TIN)*, *Krigagem Ordinária*) para cada BD nas duas áreas, de modo a avaliar e escolher qual o melhor modelo de paleobatimetria. Em ambas as áreas, foi a interpolação o KRI3.2 que apresentou os melhores resultados. De um ponto de vista geomorfológico, as maiores variações observadas estão relacionadas com o período de reconstituição escolhido, nomeadamente o Último Máximo Glaciar e conseqüentemente a variação eustática do nível do mar (120m). Assim, observa-se que no golfo de Cádiz, a área da plataforma durante o UMG apresentava 29% da área da plataforma atual, enquanto que na área em torno da Islândia esse valor é de 43%.

Finalmente, apresenta-se igualmente a carta de acumulação sedimentar para os últimos 20 000 anos que permite igualmente realizar uma reconstrução paleobatimétrica de maior resolução espacial quando sobreposta à paleobatimetria atual.

Palavras-chaves: Paleobatimetria; Interpolação espacial; SIG; UMG; Atlântico Norte.

ABSTRACT

The North Atlantic Ocean is a region of great scientific interest in Paleoceanography. This interest allowed the collection of a large amount of sediment cores and a proliferation of data. Geographic Information Systems (GIS) are a key tool in the treatment of this information and in particular regarding the main objective of the present work: paleobathymetric reconstructions. However, since North Atlantic Ocean represents a great extent, we decided to reconstruct paleobathymetry for only two smaller areas with distinct geomorphological and oceanographic characteristics (the Gulf of Cadiz area and the Iceland's around area).

From a modelling point of view, paleobathymetry depends on the variation of sea level as well as on other characteristic variables of the marine paleo-topography (today bathymetry, age models). Thus, four paleobathymetry databases (BD1, BD2, BD3 and BD4) were compiled which include different work hypotheses and represent information with increasing details until BD4. Then, three interpolation methods (IDW, TIN, Ordinary Kriging) were implemented on each BD for both areas in order to evaluate and choose which is the best paleobathymetry model. In both areas, the best paleobathymetry model was the KRI3.2. Regarding geomorphological aspects, the biggest observed variations are related to the period chosen for the reconstructions, namely the Last Glacial Maximum and thus the eustatic sea level change (120 m). Accordingly, we can see that, in the Gulf of Cadiz, the area of continental shelf during the LGM represents 29% of the current platform area, while in the area around Iceland it represents 43%.

Finally, we also present the sediment accumulation map for the last 20 ka that also allows to create a paleobathymetric reconstruction of higher spatial resolution when based on present day bathymetry.

Keywords: Paleobathymetry; Spatial Interpolation; GIS; LGM; North Atlantic.

ÍNDICE GERAL

Capítulo 1: Introdução.....	12
1.1 - Objetivos da tese	14
1.2 - Estrutura da tese	14
Capítulo 2: Enquadramento do trabalho	16
2.1 - Batimetria e paleobatimetria	17
2.2 - Geoestatística e Sistemas de Informação Geográfica na reconstituição paleobatimétrica	22
2.3 - Área de estudo e sua importância: Oceano Atlântico Norte	28
2.3.1 - Área de estudo da região do Golfo de Cádiz	29
2.3.2 - Área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia	39
Capítulo 3: Metodologia	47
3.1 - Bases de dados para as áreas de trabalho.....	48
3.2 - Fórmulação conceptual da metodologia a utilizar	48
3.2.1 - Aquisição dos dados da batimetria atual.....	48
3.2.2 - Pesquisa e aquisição dos dados referentes a testemunhos sedimentares da área de estudo.....	49
3.2.3 - Elaboração dos modelos de idade dos depósitos sedimentares	49
3.2.4 -Cálculo da paleobatimetria	49
3.2.5 - Reconstituição paleobatimétrica (2 Dimensões - 2D)	50
3.2.6 - Outros dados importantes para as reconstituições	52
Capítulo 4: Resultados e Discussão	55
4.1 - Reconstituição da área do golfo de Cádiz.....	56
4.1.1 - Representação e exploração dos dados	56
4.1.2 - Ajuste do modelo	61

4.1.2.1 - Inverso do Quadrado das Distâncias (IDW)	61
4.1.2.2 - Triangulação de Delaunay	65
4.1.2.3 - Krigagem Ordinária	67
4.1.3 - Comparação e avaliação de incertezas ds métodos de interpolação utilizados	72
4.1.3.1 - Comparação dos erros estatísticos da validação cruzada.....	72
4.1.3.2 - Avaliação gráfica	73
4.1.4 - Considerações sobre características sobre geologia marinha	74
4.2 - Reconstituição da área de estudo do Mar de Irminger da Bacia da Islândia	79
4.2.1 - Representação e exploração dos dados	79
4.2.2 - Ajuste do modelo	83
4.2.2.1 - Inverso do Quadrado das Distâncias (IDW)	83
4.2.2.2 - Triangulação de Delaunay	87
4.2.2.3 - Krigagem Ordinária	89
4.2.3 - Comparação e avaliação de incertezas ds métodos de interpolação utilizados	94
4.2.3.1 - Comparação dos erros estatísticos da validação cruzada.....	94
4.2.3.2 - Avaliação gráfica	95
4.2.4 - Considerações sobre características sobre geologia marinha	96
4.3 - Utilização de ferramentas de SIG	101
Capítulo 5: Conclusão e desenvolvimentos futuros	102
Bibliografia.....	107
ANEXOS.....	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – <i>Mapa das diferenças das temperaturas superficiais dos oceanos e extensão de gelo durante o Último máximo glacial. Fonte: CLIMAP 198110.....</i>	14
Figura 2.1 – <i>Distribuição geográfica dos diferentes tipos de sedimentos nas plataformas continentais do mundo (Adaptado de: Emery, 1968).....</i>	18
Figura 2.2 – <i>A) Sedimentos relíquias depositados no Último Máximo Glacial estando agora submersos após a transgressão holocénica. B) Distribuição em percentagem de área de plataforma continental ocupada pelos vários tipos de sedimentos e comparação entre o presente e o Último Máximo Glacial –UMG, (Adaptado de Emery, 1968).....</i>	19
Figura 2.3 – <i>Processos de sedimentação marinha no mar profundo. (Adaptado de Dedy Aslam).....</i>	20
Figura 2.4 - <i>Circulação termohalina no oceano global – Adaptado de Rahmstorf, Nature 2002.....</i>	21
Figura 2.5 – <i>Variograma experimental.....</i>	26
Figura 2.6 – <i>Modelos matemáticos teóricos aplicados a variogramas (Circular, esférico e linear).....</i>	27
Figura 2.7 - <i>Batimetria e topografia (m) atual da área de estudo do Golfo de Cádiz. Figura realizada pelo autor deste trabalho no software Mirone.....</i>	30
Figura 2.8 – <i>Circulação superficial próximo da superfície. Fonte: Barton, 2001</i>	31
Figura 2.9 – <i>A) Massas de águas intermédias e profundas. Fonte: Molina, 2013</i>	33
Figura 2.10 - <i>Províncias geomorfológicas da área de estudo do golfo de Cádiz. O Sopé Continental fica sobreposto à Planície Abissal (Adaptado de Harris et al., 2014).....</i>	34
Figura 2.11 – <i>Processos sedimentares na área de estudo. A vermelho está a área de estudo deste trabalho(Wynn, 2000).....</i>	37
Figura 2.12 – <i>Reconstrução da temperatura da superfície do mar (TSM) e exportação de produtividade (P_{exp})($gC/m^2/y$) entre o UMG e o presente. Adaptado de: Salgueiro et al., 2014.....</i>	38

Figura 2.13 – <i>Atuais Batimetria e topografia da segunda região em estudo, nomeadamente, do Mar de Irminger e Bacia da Islândia, (figura realizada com software mirone)</i>	40
Figura 2.14 – <i>Circulação termohalina no Atlântico Norte. Ilustração por Jack Cook, Wood Hole</i>	42
Figura 2.15 – <i>Esquema das correntes do Mar de Irminger, fonte: Picarkt et al., 2005</i>	43
Figura 2.16 – <i>Geomorfologia da área de estudo. Representação esquemática do escoamento superficial em torno da Gronelândia. Figura retirada de Ribergaard, 2004</i>	45
Figura 3.1 - <i>Modelo conceptual de reconstituição paleobatimétrica</i>	48
Figura 3.2 - <i>Procedimentos adotados para a obtenção do melhor modelo</i>	50
Figura 3.3 - <i>Algoritmo da interpolação de Bezier. Adaptado de Farin, Gerald, 1997</i>	53
Figura 4.1 – <i>Mapa com localização dos testemunhos sedimentares utilizados na área de estudo do Golfo de Cádiz</i>	56
Figura 4.2 – <i>a) Histograma referente ao atributo de batimetria atual dos testemunhos sedimentares; b) Histograma dos dados de batimetria atual referentes à imagem raster</i>	57
Figura 4.3 - <i>Gráficos das análises de tendências para os dados de paleobatimetria a 20 ka referentes aos testemunhos sedimentares</i>	59
Figura 4.4 – <i>a) Representação espacial do Semivariograma referente aos dados de paleobatimetria a 20 ka dos testemunhos sedimentares utilizados na região do golfo de Cádiz</i> 60	
Figura 4.5 – <i>Os quatro modelos de Paleobatimetria a 20 ka realizados pelo método de interpolação IDW (IDW1 até IDW3.2)</i>	62
Figura 4.6 – <i>Gráficos de Erro da Validação Cruzada relativos aos quatro modelos (IDW1 até IDW3.2)</i>	64
Figura 4.7 – <i>As quatro Reconstituições de Paleobatimetria a 20 ka realizadas pelo método de interpolação TIN. (TIN1 até TIN3.2)</i>	66
Figura 4.8 – <i>Reconstituições de Paleobatimetrias a 20 ka realizadas pelo método de interpolação Krigagem Ordinária para os quatro modelos: KRI1 até KRI3.2</i>	69

Figura 4.9 – Gráfico de erro da validação cruzada - Cross Validation. Esta análise foi realizada para os quatro modelos KRI1 até KRI3.2.....	71
Figura 4.10 – Cartas de acumulação sedimentar A e B.....	75
Figura 4.11 – Reconstituição paleobatimétrica a 20 ka através da seguinte fórmula: (Batimetria Atual – 120 m) + CDAS –A).....	77
Figura 4.12 - Representação gráfica da localização dos testemunhos sedimentares utilizados na área do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia	79
Figura 4.13 - A) Histograma referente ao atributo de batimetria atual dos testemunhos sedimentares; B) dados de batimetria atual referentes à imagem raster	80
Figura 4.14 – Análise de tendências dos dados de paleobatimetria 20 ka dos testemunhos sedimentares.....	82
Figura 4.15 – Representação espacial do Semivariograma referente aos dados de paleobatimetria a 20 ka dos testemunhos sedimentares utilizados na região em torno da Islândia.....	83
Figura 4.16 – Os quatro modelos de Paleobatimetria a 20 ka realizados pelo método de interpolação IDW. (IDW1 até IDW3.2)	85
Figura 4.17 – Gráficos de Erro da Validação Cruzada relativos aos quatro modelos IDW1 até IDW3.2	87
Figura 4.18 – As quatro Reconstituições de Paleobatimetria a 20 ka realizadas pelo método de interpolação TIN (TIN1 até 3.2).....	88
Figura 4.19 – Reconstituições de Paleobatimetrias a 20 ka realizadas pelo método de interpolação Krigagem Ordinária para os quatro modelos (KRI1 até KRI3.2).....	91
Figura 4.20 – Gráfico de erro da validação cruzada - Cross Validation (KRI1 até KRI3.2)..	93
Figura 4.21 – Cartas de acumulação sedimentar A e B	98
Figura 4.22 – Reconstituição paleobatimétrica a 20 ka realizada pela aplicação da seguinte equação: ((Batimetria – 120) + CDAS A).....	100

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Modelos resultantes dos três métodos de interpolação.....	51
Tabela 4.1 – Dados estatísticos referentes aos histogramas apresentados na figura 4.2	58
Tabela 4.2 – Parâmetros que produziram o melhor modelo nos quatro tipos de ajuste apresentados.....	61
Tabela 4.3 – Parâmetros utilizados na interpolação de Krigagem Ordinária para os quatro modelos.....	68
Tabela 4.4 – Resultados da validação cruzada para os quatro modelos.....	71
Tabela 4.5 – Comparação da validação cruzada para os três métodos de interpolação (IDW, TIN e Krigagem Ordinária) nos quatro modelos.....	72
Tabela 4.6 – Dados estatísticos referentes aos histogramas apresentados na figura 4.10 ...	81
Tabela 4.7 – Parâmetros que produziram o melhor modelo nos quatro tipos de ajuste apresentados.....	84
Tabela 4.8 – Parâmetros utilizados na interpolação de Krigagem Ordinária para os quatro modelos.....	90
Tabela 4.9 – Resultados da validação cruzada para os quatro modelos.....	94
Tabela 4.10 – Comparação da validação cruzada para os três métodos de interpolação (IDW, TIN e Krigagem Ordinária) nos quatro modelos.....	95

ANEXOS

Anexo A – Mapa com todas as geomorfologias da região A e B	118
Anexo B – Bases de dados dos testemunhos sedimentares utilizados nas duas áreas de estudo	119
Anexo C – Script escrito em Matlab™ utilizado para o cálculo dos valores de espessura de sedimentar	127
Anexo D – Ferramenta desenvolvida para extrair a batimetria atual das geomorfologias rochosas.....	128
Anexo E – Testemunhos sedimentares das quatro bases dados, para as duas áreas de estudo (golfo de Cádiz e área em torno da Islândia)	130
Anexo F – Testes de validação cruzada de IDW e Krigagem Ordinária para as duas áreas de estudo	132
Anexo G – Reconstituição paleobatimétrica da área de estudo do golfo de Cádiz pelo método de interpolação de paleobatimetria por província geomorfológica.....	137
Anexo H – Testes de validação cruzada para as cartas de acumulação sedimentar as duas áreas de estudo	138
Anexo I – Reconstituição paleobatimétrica da área de estudo em torno da Islândia pelo método de interpolação de paleobatimetria por província geomorfológica.....	142

LISTA DE ABREVIATURAS

1D - 1 Dimensão

2D – 2 Dimensões

ACEAN – Águas Centrais do Atlântico Nordeste

AEED – Água de Escoamento do Estreito da Dinamarca

AEIE – Água de Escoamento da Islândia Escócia

AFA – Água de Fundo Antártica

AIA – Águas Intermediárias Antárticas

AIM – Água Inferior Mediterrânica

AML – Água do Mar do Labrador

AMS – Acelerador de Espectrometria de Massa

APAN – Águas Profundas do Atlântico Norte

ASA – Águas Superficiais do Atlântico

ASM – Água Superior Mediterrânica

BA – Bacia de Agadir

Bat0 – Batimetria Atual

BD – Base de dados

BG – Banco de Gorringe

BT – Bacia do Tejo

CAN – Corrente do Atlântico Norte

CANor – Corrente Atlântica da Noruega

CCGE – Corrente Costeira da Gronelândia Este

CDAS – Carta de Acumulação Sedimentar

CGE – Corrente da Gronelândia Este

CI – Corrente de Irminger

CII – Corrente de Irminger Islândesa

CPLO (*Deep Western Boundary Current - DWBC*) – Corrente Profunda do Limite Oeste

DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) – Projeto de Perfuração de Águas Profundas

EAM – Erro Absoluto Médio

EM – Erro Médio

Eq – Equação

EQM – Erro Quadrático Médio

EQMN – Erro Quadrático Médio Normalizado

GSHHG (*Global Self-Consistent, Hierarchical, High-Resolution Geography Database*) –
Global Auto-Consistente, Hierárquica, Alta-Resolução de Base de dados geográfica

ID (*Identify*) – Identidade

IDW (*Inverse Distance Weighted*) – Inverso do Quadrado das Distâncias

iLOVECLIM – Modelo climático; atmosférico; oceânico; superfície da terra

ka (*kiloannum*) – mil anos

KRI – Krigagem Ordinária

Lat – Latitude

Long - Longitude

Ma (*Megaannum*) – Milhões de anos

MOM4 (*Modular Ocean Model 4*) – Modelo oceânico 4

MOW (*Mediterranean Outflow Water*) – Água do Mediterrâneo

MSA – Monte Submarino de Ampere

MSC – Monte Submarino de Coral

ODP (*Ocean Drilling Project*) – Projeto de Perfuração do Oceano

PAF – Planície Abissal da Ferradura

PAS – Planície Abissal do Seno

Pexp – Produtividade exportada

SIG – Sistemas de Informação Geográfica

SRTM Plus (*Shuttle Radar Topography Mission Plus*) – Missão Shuttle de topografia por radar plus

T - Temperatura

TIN (*Triangulated Irregular Network*) – Triângulação de Delaunay

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

UMG – Último Máximo Glacial

WVS (*World Vector Shorelines*) – Linha Costeira Mundial Vetorizada

Δ água – Variação eustática do nível do mar

Δ sed – Espessura sedimentar

CAPÍTULO 1

Introdução

A Paleoceanografia é um ramo da Oceanografia e representa a ciência que estuda a história dos oceanos, como por exemplo, o desenvolvimento das bacias oceânicas, e as alterações das correntes superficiais, intermédias e profundas. Contudo, para reconstruir o passado dos oceanos é fundamental a utilização de ferramentas de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), de Geoestatística, de Base de Dados (BD), entre outras ferramentas. Assim, é possível reconstruir condições paleoceanográficas para vários intervalos de tempo de modo a compreender a influência dos oceanos nas alterações climáticas.

Tendo em conta o acima referido, e de forma a reconstituir a paleobatimetria do Oceano Atlântico Norte é importante ter em consideração vários processos marinhos. Estes processos estão intimamente relacionados com a batimetria, como por exemplo, as correntes ou os depósitos sedimentares. No entanto, a batimetria varia ao longo do tempo, fazendo variar as condições oceânicas na coluna de água. Nesse sentido, o estudo da evolução da batimetria pode permitir inferir sobre alguns aspetos do passado. A reconstituição da batimetria do passado, ou paleobatimetria, constitui o principal objetivo deste trabalho. É importante salientar, que neste estudo a paleobatimetria é considerada como sendo o resultado da variação do volume de água nos oceanos conjugada com a variação da topografia do fundo marinho.

Estas reconstruções paleobatimétricas podem ser uma mais valia para os modelos de circulação oceânica, permitindo um maior controlo nos processos físicos e, conseqüentemente, a obtenção de resultados mais precisos e/ou exatos. Embora seja difícil adicionar aos modelos oceanográficos, paleobatimetrias ou paleotopografias marinhas realistas, estas já são consideradas nos modelos mais recentes, como MOM4 (Griffies *et al* 2000 e 2008) e Iloveclim (Caley *et al* 2014), mas de forma bastante simples.

No presente estudo, serão apresentados os primeiros resultados da reconstrução da paleobatimetria de duas áreas do Atlântico Norte (1) Área em torno do Golfo de Cádiz; (2) Área em torno da Islândia, Mar de Irminger e Bacia da Islândia, durante o Último Máximo Glacial (20 ka), período mais recente da história climática da terra em que a acumulação de gelo esteve na sua extensão máxima (Fig.1.1).

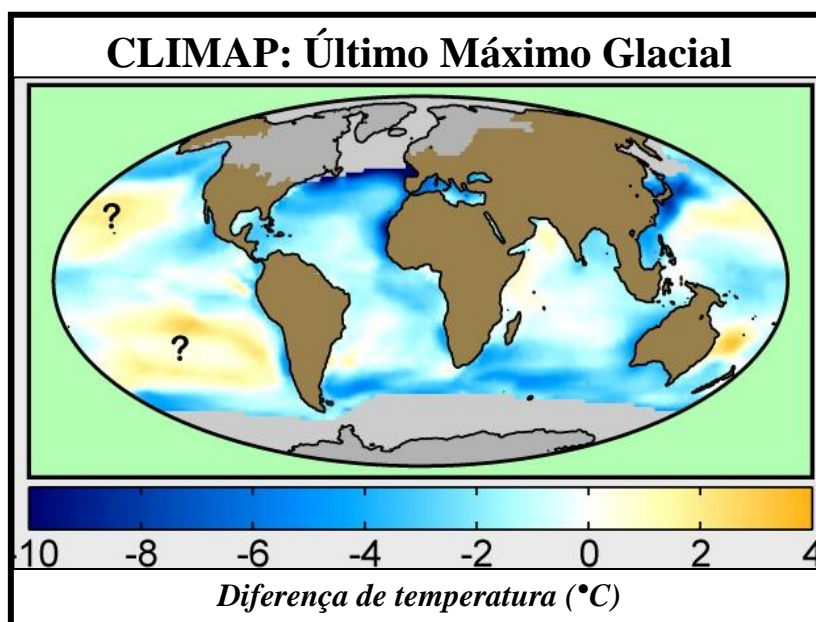


Figura 1.1 – Mapa das diferenças das temperaturas superficiais dos oceanos e extensão de gelo durante o Último máximo glacial. Fonte: CLIMAP 1981: *Clima: Investigação de longo alcance, Mapeamento e Previsão*.

1.1 - Objetivos da tese

O principal objetivo deste trabalho consiste na reconstrução da paleobatimetria de duas áreas do Oceano Atlântico Norte. Para esse fim, é necessário proceder à aquisição e organização dos dados sedimentológicos e paleoceanográficos que permitirão calcular e documentar as variáveis a definir no desenvolvimento do modelo. Este trabalho pretende igualmente utilizar as potencialidades das ferramentas desenvolvidas para os SIG, nomeadamente através do programa ArcGIS™ e das suas extensões.

As variáveis essenciais a esta reconstrução são a variação do nível do mar e as características paleo-topográficas marinhas, como por exemplo os modelos de idade ou as taxas de sedimentação (Hayes *et al.*, 2009; Eagles *et al.*, 2004; Boski *et al.*, 2006; Sousa *et al.*, 2012; Frouin *et al.*, 2007; Peltier, 1994).

1.2 - Estrutura da tese

O presente trabalho está dividido em seis capítulos:

- O capítulo I, apresenta uma breve introdução do trabalho, incluindo os objetivos e a estrutura deste relatório.
- O capítulo II, apresenta os conceitos inerentes à reconstituição paleobatimétrica, incluindo os métodos geoestatísticos, as características e a importância do Atlântico Norte como área de estudo.

- O capítulo III, apresenta uma descrição dos vários métodos utilizados para as reconstituições paleobatimétricas.
- O capítulo IV, mostra os resultados das reconstituições paleobatimétricas para as duas áreas de estudo do Oceano Atlântico Norte, nomeadamente a área de estudo em torno do Golfo de Cádiz e a outra à volta da Islândia. Ainda, apresenta a discussão dos resultados tanto a nível dos métodos de interpolação utilizados como dos resultados paleoceanográficos (Considerações sobre geologia marinha) obtidos.
- O capítulo V, apresenta as conclusões do trabalho.

CAPÍTULO 2

Enquadramento do trabalho

2.1 - Batimetria e paleobatimetria

A batimetria é a base da ciência da oceanografia. Este termo refere-se à profundidade do oceano em relação ao nível do mar, que é associado às topografias marinhas ou profundidades e formas de terrenos submarinos.

A profundidade do fundo do mar e o seu relevo variam por todo o oceano através de uma variedade de processos geológicos. Um dos fatores desta variação, é a sedimentação, processo responsável pela maioria dos fundos oceânicos estarem cobertos por uma camada de sedimentos que varia quanto à espessura da camada desde os milímetros até aproximadamente 9 km, como acontece em algumas fossas abissais (Dias, 2004). Estes sedimentos marinhos podem ser classificados mediante o modo de formação: **Terrígenos**, areias, siltes e argilas produzidas através da erosão de rochas em terra; **Biogénicos**, sedimentos que apresentam na sua constituição, principalmente uma diversidade de organismos, como por exemplo as fezes por parte deles (coprólitos), as peças dos seus esqueletos (vértebras, etc), os endo-esqueletos da micro-fauna e da micro-flora (carapaças de foraminíferos, valvas de diatomáceas, etc); **Autigénicos**, sedimentos formados por precipitação de minerais na água do mar (nódulos de Manganês e fósforo); **Vulcanogénicos**, materiais expelidos pelos vulcões; **Cosmogénicos**, partículas vindas do espaço como pequenas porções de meteoritos. Como descrito acima, existem vários tipos de sedimentação que são controlados por vários fatores, como por exemplo: o tamanho das partículas que refletem a energia do ambiente deposicional; os sedimentos terrígenos que refletem fortemente a sua origem e são transportados para o oceano através de ventos, rios e glaciares; a taxa de erosão que é importante para determinar a natureza do sedimento; e por fim a turbulência do ambiente deposicional. Estes ambientes deposicionais oceânicos podem ser divididos em ambientes de plataforma continental que são pouco profundos e próximos de fontes terrigenas e, em ambientes de bacias oceânicas profundas que estão mais distantes das fontes sedimentares, sendo que cada ambiente apresenta vários tipos de sedimentação (e.g. Schulz e Zabel, 2006).

Para além de existir dois tipos de ambientes deposicionais, na plataforma continental e nas bacias oceânicas profundas, a sedimentação pode variar a nível espacial e/ou temporal, pois a distribuição mundial de sedimentos na plataforma continental está fortemente relacionada com a latitude e o clima. Por exemplo, os sedimentos biogénicos dominam as plataformas tropicais, os provenientes de rios dominam as zonas temperadas, e os de origem glacial dominam as plataformas polares, (Emery, 1968; Fig. 2.1).

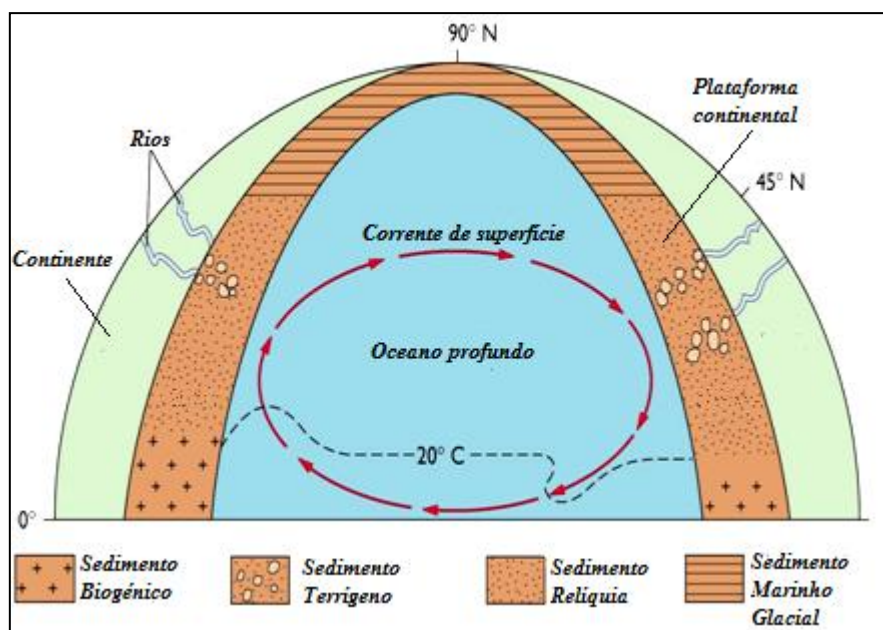


Figura 2.1 – Distribuição geográfica dos diferentes tipos de sedimentos nas plataformas continentais do mundo (Adaptado de: Emery, 1968).

A sedimentação na plataforma é fortemente controlada pelas marés, ondas e correntes, mas esta influência diminui ao afastar-se da linha de costa porque a energia é inversamente proporcional à profundidade da água, e conseqüentemente, o tamanho das partículas também diminui em direção a zonas mais profundas (Dias, 2004).

A nível temporal, a distribuição dos sedimentos na plataforma, numa escala de 1000 anos é controlada pelas ondas, correntes induzidas pelo vento e pelas marés, contudo, esta sedimentação também é determinada pela história geológica da terra, ou seja, os períodos glaciais e interglaciais afetam a distribuição sedimentar. Os sedimentos que foram formados nesses períodos temporais da história geológica são denominados por sedimentos relíquias (Galopim de Carvalho, 2003; Dias, 2004). Estes sedimentos, podem ser eólicos ou fluviais de áreas litorais, que sofreram submersão durante a súbida do nível do mar referente ao Último Máximo Glacial (Transgressão holocénica), não se encontrando em equilíbrio com as condições atuais (Fig. 2.2 - A). Emery (1968) estimou que aproximadamente 70 % das plataformas continentais do mundo estão cobertas por sedimentos relíquias que foram depositados quando esses locais ainda não estavam submersos (Fig. 2.2 - B). É de referir, que as carapaças de microrganismos (ex: formaníferos) são utilizadas para identificar este tipo de sedimentos. Por fim, se for uma escala de milhões de anos a sedimentação já é controlada pelas placas tectónicas e pelos efeitos das margens continentais, ativas ou passivas (e.g. Schulz e Zabel, 2006).

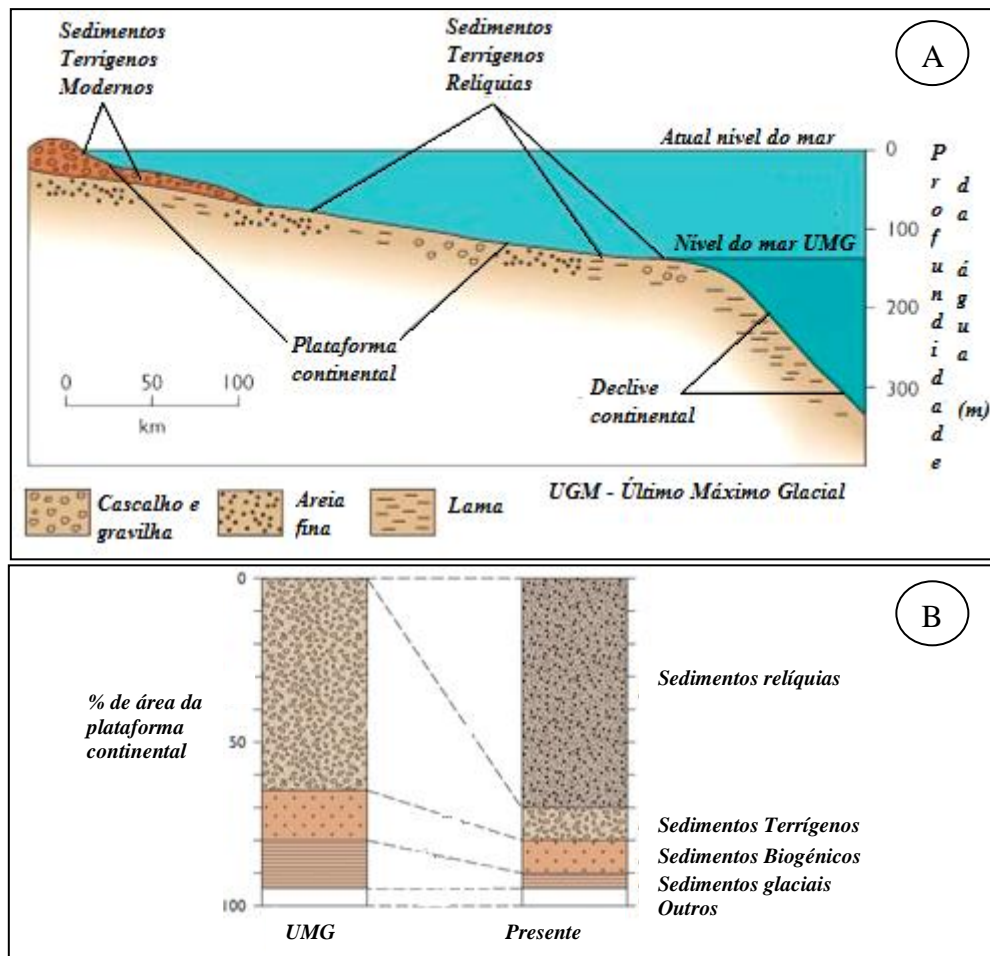


Figura 2.2 – A) Sedimentos relictos depositados no Último Máximo Glacial estando agora submersos após a transgressão holocénica. B) Distribuição em percentagem de área da plataforma continental ocupada pelos vários tipos de sedimentos e comparação entre o presente e o Último Máximo Glacial –UMG, (Adaptado de Emery, 1968).

Por outro lado, a sedimentação no mar profundo apresenta duas fontes principais de sedimentos, a fonte externa, que são materiais terrígenos transportados por rios e/ou por ventos, e a fonte interna que são materiais produzidos através de processos biogénicos e autigénicos marinhos. A sedimentação dos compostos biogénicos e dos materiais transportados pelos ventos, no mar profundo, é denominada por sedimentação pelágica, pois, estes sedimentos acumulam-se através de processos lentos ao longo da coluna de água. Ainda, relativamente aos materiais terrígenos transportados pelos rios e correntes, no início do talude continental estes materiais sofrem uma interceção por parte de “Bulk emplacement” que é o local onde grandes quantidades de sedimentos são transportados para o fundo marinho profundo como uma massa e não como grãos individuais. Acerca da interceção referida acima, existem vários tipos da mesma: fluxo de detritos (fluxos rápidos envolvendo detritos materiais de várias espécies e tamanhos), correntes turbidíticas (correntes de alta turbulência e

de densidade relativamente alta que se movem através do fundo do oceano), entre outros processos (Galopim de Carvalho, 2003; Dias, 2004). Esquemáticamente, estes processos de sedimentação no mar profundo estão apresentados na figura 2.3.

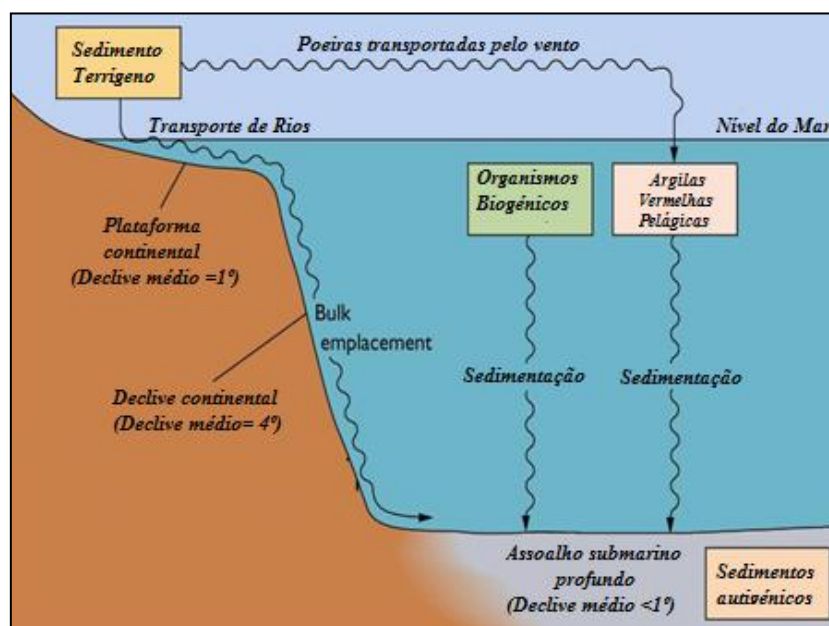


Figura 2.3 – Processos de sedimentação marinha no mar profundo (Terrígeno, Biogénica, Pelágica, Autígenica). A linha ondulada na água representa as entradas de sedimentos por parte dos rios, estando no início do talude continental uma intercepção por parte de “Bulk emplacement”, processo explicado anteriormente. Já a linha ondulada na atmosfera representa as poeiras transportadas pelo vento (Adaptado de Dedy Aslam – Petrology Indonesian Geologist, *Ocean Sedimentation*).

Tendo em conta o referido anteriormente, a batimetria é diretamente influenciada pelos vários tipos de sedimentação existentes no oceano, ou seja, a batimetria pode variar dependendo do tipo de fonte sedimentar, do tipo de sedimento, da variação espacial e temporal da sedimentação, entre outros fatores.

Os dados de batimetria são utilizados para diversas aplicações, nomeadamente, i) determinar os efeitos da topografia ou do relevo do fundo do mar na circulação oceânica, no clima, nas comunidades biológicas; ii) melhorar a precisão de modelos de previsão de propagação de ondas (tsunamis) através da cartografia da topografia; iii) perceber os processos geológicos responsáveis por características do fundo do mar não explicadas pelas placas tectónicas, tais como, montes submarinos; iv) revelar as estruturas de subsuperfície de margens continentais para pesquisas geológicas e explorações de recursos ao largo.

Finalmente, a paleobatimetria, ou estudo da profundidade e topografia do fundo do oceano num passado geológico, pode ser considerada como um aspeto importante para alguns processos marinhos, nomeadamente no que diz respeito à circulação termohalina. Esta circulação existe porque o oceano é composto na maioria por águas quentes e salgadas próximas da superfície que estão sobre as águas profundas mais frias e menos salgadas. Estas duas camadas não se misturam, com exceção de certas áreas especiais. De entre estas, a principal área encontra-se no Atlântico Norte em torno da Gronelândia, Islândia e do Mar do Norte, pois trata-se do local onde se encontra o motor desta circulação (Rahmstorf, 2002). Nestas regiões, a água da superfície fica mais salgada devido à formação de gelo marinho, ficando assim uma água mais densa que por sua vez afunda no oceano e desloca a massa de água de fundo horizontalmente até esta encontrar uma região que possa ascender à superfície e fechar o circuito da circulação (Oceano Equatorial - Pacífico/Índico; Fig.2.4). Deste modo, pode-se afirmar que a circulação termohalina está diretamente relacionada com a temperatura e salinidade da água (Rahmstorf, 2002 e 2003), sendo a temperatura a variável que tem maior influência sobre a densidade (Thurman e Trujillo, 1999). As diferentes massas de água distinguem-se através das suas temperaturas médias ou da sua amplitude térmica (Hale e Pflaumann, 1999). Caso existam alterações paleobatimétricas, estando estas diretamente relacionadas com as condições necessárias (temperatura e salinidade) ao funcionamento do motor da circulação termohalina, a localização deste motor pode ser alterada. Esta influência da paleobatimetria no motor da circulação termohalina faz com que a paleobatimetria seja um aspeto importante para a circulação termohalina, até porque entender o comportamento passado e futuro desta circulação é essencial para a compreensão das alterações climáticas (Rahmstorf, 2002 e 2003).

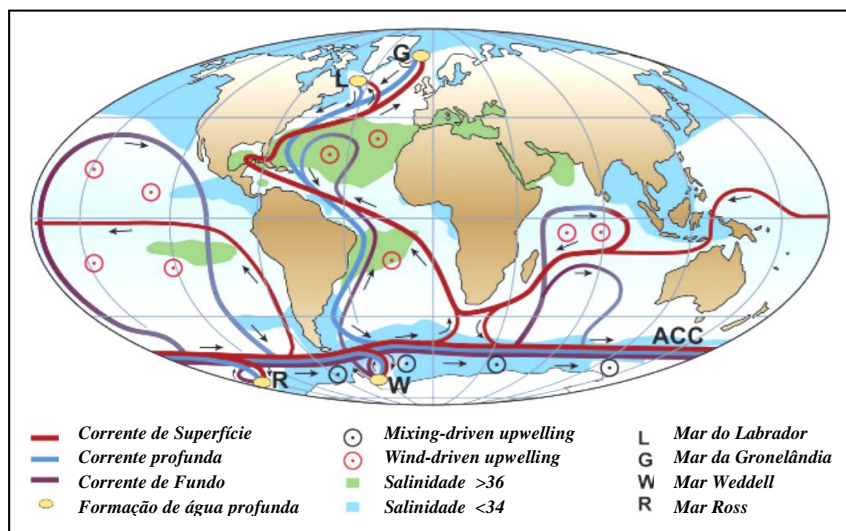


Figura 2.4- Circulação termohalina no oceano global – Adaptado de Rahmstorf, 2002.

Outro exemplo da importância da paleobatimetria para alguns processos marinhos, é a introdução destas reconstruções paleobatimétricas em modelos de circulação oceânica, tornando estes modelos com um nível de rigor mais elevado. Sempre foi difícil adicionar batimetrias ou topografias marinhas a estes modelos, pois estas variáveis possuem uma enorme especificação, mas, em modelos mais recentes, já estão considerados mesmo se de uma forma muito simples, como por exemplo nos modelos MOM4 (Griffies *et al.*, 2000 e 2008) e iLOVEclim (Caley *et al.*, 2014).

Atualmente, há várias formas de calcular paleobatimetrias, pois estas dependem da idade pretendida para a reconstrução, da área de estudo, da taxa de sedimentação, da variação eustática do nível do mar, entre outros fatores.

Houlborn *et al* (2011) reconstruíram a paleobatimetria, a paleoprodutividade e a paleocirculação do Oceano Atlântico para o Albiano (período do cretácico inferior ≈ 100 M). Nesta reconstrução, os autores utilizaram modelos de idade que foram desenvolvidos através de dados de foraminíferos bentónicos. Outra variável que estes autores tiveram em consideração, foi a velocidade do movimento das placas tectónicas, enquanto que, quando se realiza reconstruções paleobatimétricas para idades mais recentes pode ser considerado o movimento das placas não significativo e conseqüentemente desprezável para o estudo em causa. São exemplos deste tipo de reconstituição paleobatimétrica, os trabalhos de Boski *et al* (2006) e Sousa *et al* (2012), quando reconstruíram as paleobatimetrias holocénicas do Guadiana e da Ria Formosa, respetivamente. Para estas reconstruções foram utilizadas como variáveis, os modelos de idade obtidos através da datação, por radiocarbono através do Acelerador de Espectrometria de Massa (AMS), de conchas de moluscos e restos de vegetais (Boski *et al.*, 2008) e, desprezaram a variável dos movimentos tectónicos.

2.2 - Geoestatística e Sistemas de Informação Geográfica na reconstituição paleobatimétrica

Para reconstituir paleobatimetrias são necessários vários conjuntos de dados georeferenciados e métodos de interpolação clássicos e geoestatísticos. Os métodos de interpolação estimam um determinado valor para locais não amostrados baseando-se no cálculo de funções que utilizam os vários valores medidos das amostragens conhecidas. A geoestatística difere da estatística clássica, basicamente, na forma de avaliar os dados entre eles. Enquanto a estatística clássica pressupõe não haver dependência espacial entre amostras,

a geoestatística utiliza o conceito de correlação espacial para interpolar os dados de forma sistemática (Silva 1988).

Assim, a variabilidade espacial das variáveis essenciais a este tipo de reconstituições podem ser estudadas por meio das ferramentas da geoestatística que se fundamentam na teoria das variáveis regionalizadas, segundo a qual os valores de uma variável estão de alguma forma relacionados à sua disposição espacial e, portanto as observações tomadas a curta distância se assemelham mais do que aquelas tomadas a distâncias maiores (Vieira *et al* 1981; Vauclin *et al* 1983). Esta afirmação tem como base a Lei de Tobler (1970) ou primeira lei da Geografia: “pontos vizinhos no espaço tem valores mais correlacionados que pontos distantes”.

Como faz notar Matheron (1970), a geoestatística resulta da reflexão sobre o carácter ambíguo da operação que consiste em interpretar em termos probabilistas um fenómeno natural único e parcialmente desconhecido (e.g. Soares, 2000).

Este trabalho de tese irá aplicar os métodos de interpolação espacial mais utilizados nestes domínios, como a Triangulação de *Delaunay* e o Inverso do Quadrado da Distância (IDW – *Inverse Distances Weight*) em que ambos são métodos de interpolação determinística, o que por sua vez, utilizam funções matemáticas para criar superfícies. Também será aplicado o método geoestatístico de Krigagem Ordinária, que, para além das funções matemáticas recorrem a métodos estatísticos para criar superfícies e estimar incertezas (Johnston *et al.*, 2001).

IDW

No método IDW os valores medidos em locais mais próximos terão mais influência para a previsão do que os medidos em posições mais distantes, ou seja, a influência dos pontos diminui com a distância (Davis, 1986).

O IDW é um interpolador exacto, em que os valores mínimos e máximos na superfície não podem ocorrer fora dos pontos amostrados. A superfície criada através do IDW depende da seleção do expoente (*power*) e da estratégia de pesquisa da vizinhança, o que faz com que este método seja uma boa forma de obter rapidamente uma primeira superfície. A superfície produzida por este método é sensível a *clusters* e à presença de *outliers* (Johnston *et al.*, 2001).

Este método de interpolação pode ser definido pela seguinte equação (Eq. (1)):

$$f(x, y) = \left[\frac{\sum_{i=1}^n w(d_i)z_i}{\sum_{i=1}^n w(d_i)} \right], i = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

Em que: z_i é o valor da observação i ; d_i é a distância entre o ponto a estimar e a observação; $w(d_i)z_i/w(d_i)^p$ é a ponderação atribuída à observação i ; p é a função expoente ou potência (*power*).

Neste método de interpolação, à medida que a distância entre os pontos aumenta os pesos que estes têm para a interpolação decresce, sendo este decréscimo mais acentuado quanto maior for o p (*power*).

TIN

No método da Triangulação de Delaunay, o espaço é dividido em triângulos tendo como vértices as amostras. O valor de qualquer ponto no espaço é estimado por uma média ponderada dos três vértices do triângulo que contém o ponto. Os ponderadores são calculados de acordo com a proximidade do ponto aos vértices tendo por base a equação do plano definido pelos valores das amostras/vértices.

Assim para interpolar no interior de cada triângulo, por exemplo, para estimar o valor do ponto x_0 contido num triângulo, em que os vértices apresentam as coordenadas (x_1, y_1, z_1) , (x_2, y_2, z_2) e (x_3, y_3, z_3) realiza-se o seguinte sistema de equações do plano (Eq. (2)):

$$\begin{aligned} - & Ax_1 + by_1 + c = z_1 \\ - & Ax_2 + by_2 + c = z_2 \\ - & Ax_3 + by_3 + c = z_3 \end{aligned} \quad (2)$$

Em que se obtém os coeficientes (a,b,c) sendo possível estimar, por interpolação, um ponto de coordenadas (x,y) no interior do triângulo.

Este método de interpolação ao contrário do IDW, não apresenta limitação relativamente às presenças de agrupamentos preferências de amostras (*clusters*) pois este método desagrega a influência das amostras (Amostras agregadas têm menos peso que amostras isoladas).

Estes métodos determinísticos, independentemente de darem resultados satisfatórios apresentam as suas limitações, tais como, por serem métodos deterministas não fornecem medidas de incerteza relacionadas com o fenómeno, com as observações e com o método de

inferência e, ainda, por terem como base critérios geométricos, alguns deles definidos de forma arbitrária, que podem ser contraditórios com a estrutura espacial da grandeza a estimar. Assim os modelos geoestatísticos tendem a dar resposta a estas limitações apresentadas por estes métodos determinísticos.

Krigagem Ordinária

Também será aplicado o método geoestatístico de Krigagem Ordinária em que pode ser um interpolador exato ou aproximado dependendo do modelo associado à análise do erro relativo à medição. A flexibilidade deste método de interpolação pode requerer uma série de decisões sobre transformações nos dados, modelos, tendências, vizinhanças e parâmetros.

Neste método de interpolação é ajustada uma função matemática a um número específico de pontos para determinar o valor para cada localização. É um método que apresenta vários passos, nomeadamente, análise exploratória dos dados, modelação do variograma, criação da superfície (Johnston *et al.*, 2001).

Este interpolador pondera os valores medidos na vizinhança para derivar uma previsão para um local não medido e baseia-se na soma ponderada dos dados. Desta forma este método é representado pela seguinte equação (Eq. (3)):

$$Z(x_0) = \sum_{a=1}^n \lambda_a x Z(x_a) \quad (3)$$

$Z(x_a)$ é o valor medido na localização i ; λ_a é um peso desconhecido para o valor medido na localização i ; x_0 é a localização a prever; N é o número de valores medidos;

Na Krigagem Ordinária o peso depende do modelos ajustado aos pontos de medição, da distância ao local da previsão e das relações espaciais entre os valores medidos em volta do local da previsão (Johnston *et al.*, 2001).

Para criar uma superfície através deste método de interpolação são necessários dois passos: estimar a autocorrelação espacial (definir o variograma) e depois fazer as previsões (Johnston *et al.*, 2001).

Assim, neste método é estimado um valor baseado num modelo de função variograma (semivariograma) que reflete as características da variabilidade espacial da variável em causa (Eq. (4)):

$$y(h) = \frac{1}{2N(h)} \times \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (4)$$

em que $N(h)$ é o número de pares de pontos para cada valor de h (Distância que separa as duas amostras).

O semivariograma é representado pelo gráfico de $\lambda(h)$ vs h (variograma experimental) que permite obter a estimativa do valor de semivariância para as diferentes combinações de pares de pontos e assim analisar o grau de dependência espacial da variável estudada e definir os parâmetros necessários para a estimativa de suas características em locais não amostrados (Fig. 2.5).

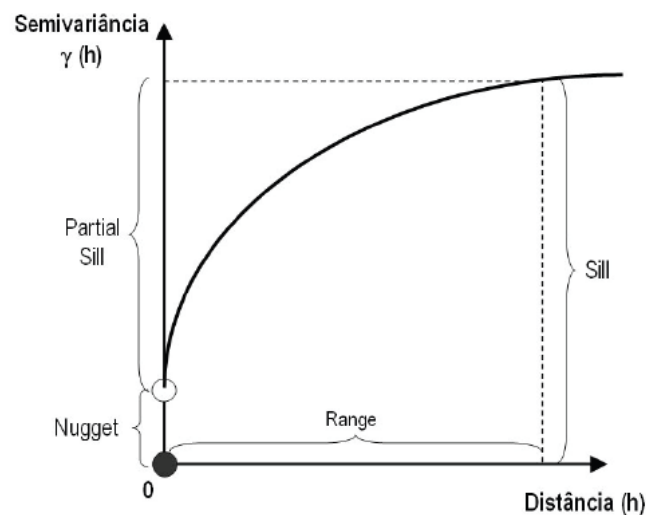


Figura 2.5 – Variograma experimental.

O variograma experimental apresenta as seguintes características:

- No variograma experimental, os pares de amostras distanciados de grandes valores de h deixam de estar correlacionados pois deixa de haver dependência espacial visto que a variância das diferenças torna-se invariante com a distância. Notável quando os valores do variograma atingem um patamar (*Sill*) que coincide com a variância.

- A distância máxima para as amostras apresentarem correlação espacial é designada por amplitude que está presente no eixo x .

- As amostras que estão muito próximas a nível de distância (h pequeno) o valor de $y(h)$ é pequeno, apresentando assim um comportamento semelhante.

- Através da equação do semivariograma (Eq. (4)) é de se esperar que $\gamma(h) = 0$ mas isso normalmente não ocorre pois à medida que h se aproxima de 0, $\gamma(h)$ se aproxima de um valor positivo chamado efeito pepita (*nugget*). Este valor revela a descontinuidade do semivariograma para distâncias menores do que o passo h e que parte dessa descontinuidade pode ser devida a erros de medição ou a variabilidade de pequena escala não captada pela amostragem, sendo impossível quantificar o que contribui mais.

Consoante o comportamento do semivariograma para grandes valores de h , o modelo pode ser classificado em duas categorias: modelo sem patamar e modelo com patamar. Os modelos com patamar representam a estacionaridade de segunda ordem onde a semivariância aumenta com a distância entre as amostras até atingir o patamar, onde estabiliza. Enquanto que os modelos sem patamar satisfazem apenas a hipótese intrínseca e os semivariogramas definem-se sem se estabilizar em nenhum patamar. A semivariância pode ser definida por equações de modelos matemáticos teóricos como por exemplo, modelos circular, esférico, linear, etc (Johnston *et al.*, 2001; Fig. 2.6).

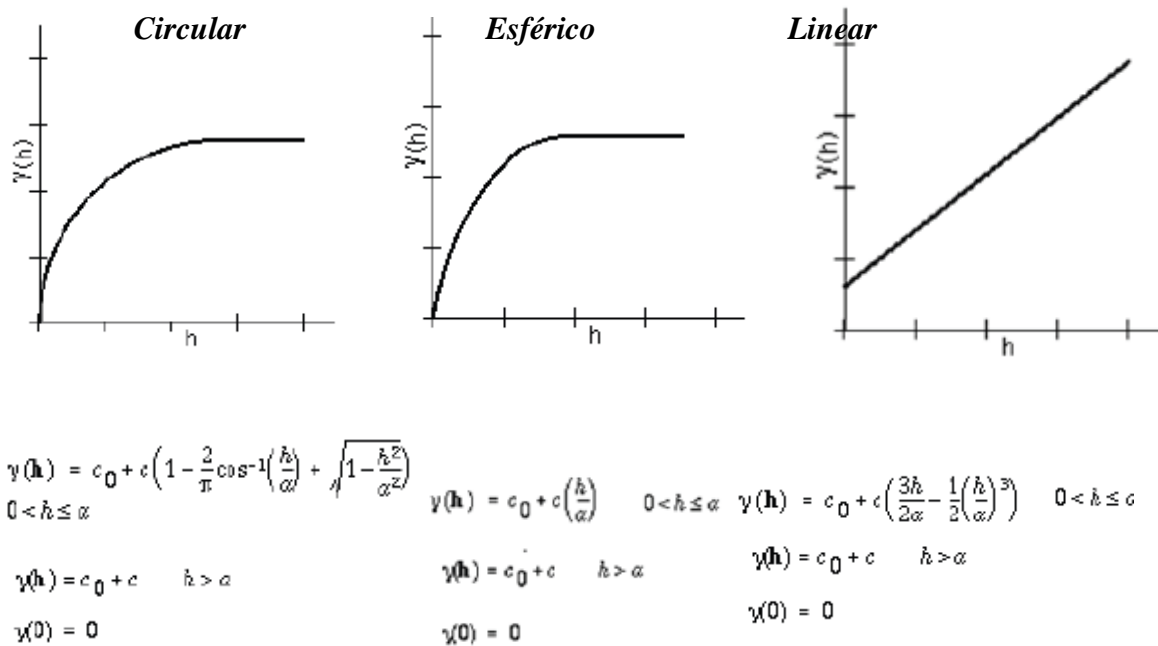


Figura 2.6 – Modelos matemáticos aplicados a variogramas (Circular, Esférico e linear).

Sistemas de Informação Geográfica

A nível dos SIG estes podem ser considerados como “...um conjunto de ferramentas para recolher, armazenar, recuperar, transformar e visualizar dados sobre o mundo real com

um determinado objetivo...” (Burrough, 1986). Técnicas mais avançadas dos SIG têm vindo a ser desenvolvidas para fornecer capacidades de análise espacial para objetivos de interpolação.

Os SIG também integram a capacidade de obter informação onde não existem pontos medidos através das técnicas de interpolação. Assim, para além de integrar esta técnica possibilitam procedimentos de análise, integração, visualização, combinação flexível, armazenamento de conjunto de dados e a obtenção de cartografia georreferenciada, contribuindo desta forma como uma mais valia para a interpolação e reconstituição paleobatimétrica (Silva e Amorim, 2002).

Outra capacidade dos SIG é a visualização que pode ser de extrema importância nas reconstituições paleobatimétricas. Pois, os resultados numéricos podem ser bastante volumosos e a sua visualização através de mapas pode sistematizar a informação o que facilita a análise dos dados.

Sintetizando, nas situações em que os testemunhos sedimentares marinhos são escassos, os SIG disponibilizam um conjunto de ferramentas para estimar o valor de paleobatimetria nos locais sem testemunhos sedimentares e para construir os mapas de reconstituição paleobatimétrica através dos métodos de interpolação referidos anteriormente.

2.3 - Área de estudo e sua importância: Oceano Atlântico Norte

O Atlântico Norte consiste, de um ponto de vista climático, numa das regiões mais sensível da Terra pois tem sofrido mudanças bruscas no seu sistema oceano-atmosfera-criosfera. Estas mudanças devem-se a desencadeamentos de flutuações na entrega de água de degelo (“*meltwater*”) em áreas de formação de Águas Profundas do Atlântico Norte (APAN) - *North Atlantic Deep Water* (NADW). Como referido no ponto 2.1 é efetivamente no Oceano Atlântico Norte que a água relativamente fria e salgada afunda nos mares gelados do Labrador e da Gronelândia, formando assim a APAN superior e APAN inferior, respetivamente (Rahmstorf, 2002, Fig. 2.4).

As massas de água do Atlântico Norte como a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) têm grande relação com o sistema climático (Rahmstorf, 2002) e o estudo de sua variabilidade é de grande importância para a compreensão do clima. Diversos estudos visaram caracterizar a APAN e sua variabilidade no Atlântico Norte (e.g. Dickson e Brown, 1994; Sarafanov *et al.*, 2007; Steinfeldt *et al.*, 2007; Huhn *et al.*, 2008).

Assim sendo, o Oceano Atlântico Norte é considerado como uma região importante para compreender os mecanismos e causas de mudanças da circulação oceânica e consequentes alterações climáticas. Neste contexto, a determinação da evolução a médio/longo prazo da variabilidade da APAN, que responde também às mudanças do fundo do mar, pode dar informação sobre os mecanismos responsáveis por mudanças climáticas que ainda são mal compreendidos em detalhe (Rahmstorf, 2002).

Para além destas importantes características oceanográficas também é de referir outras características que estão interligadas com essas. Tal como é referido no ponto 2.1 esta região também apresenta vários tipos de sedimentação importantes para o sistema. Os sedimentos dos diversos tipos de sedimentação podem variar desde sedimentos oriundos de rios (Terrígenos) até mesmo aos sedimentos glaciais provenientes da Gronelândia, o que faz com que esta seja uma região bastante diversificada a nível de sedimentação.

Assim, uma vez que o Oceano Atlântico Norte apresenta uma grande extensão, optou-se por estudar duas áreas mais reduzidas com características geomorfológicas e oceanográficas distintas.

2.3.1 – Área de estudo da região do Golfo de Cádiz

Limites geográficos

A área de estudo da primeira reconstituição paleobatimétrica foca numa zona mais restrita do Atlântico Norte, a região do Golfo de Cádiz. A área de estudo é limitada pelas coordenadas geográficas: Latitude: 26°N a 39°N; Longitude: 16°O a 5°O. A figura 2.5, mostra a batimetria e altimetria atuais da área de estudo.

Esta área contém o Estreito de Gibraltar e o Golfo de Cádiz, os quais se tratam de regiões bastante influentes no Oceano Atlântico Norte. O Golfo de Cádiz é uma região que nos últimos anos tem despertado um grande interesse científico, tanto no contexto geodinâmico como em processos geológicos que têm acontecido durante a sua evolução. Grande parte deste interesse deve-se à sua localização no extremo sul da Península Ibérica, pois constitui uma área geográfica de mistura e interação entre o Mar Mediterrâneo (pelo Estreito de Gibraltar), o Oceano Atlântico Norte e as placas euroasiática e africana (através da Zona de Fratura de Açores-Gibraltar) (Cela, 2004; Fig. 2.7).

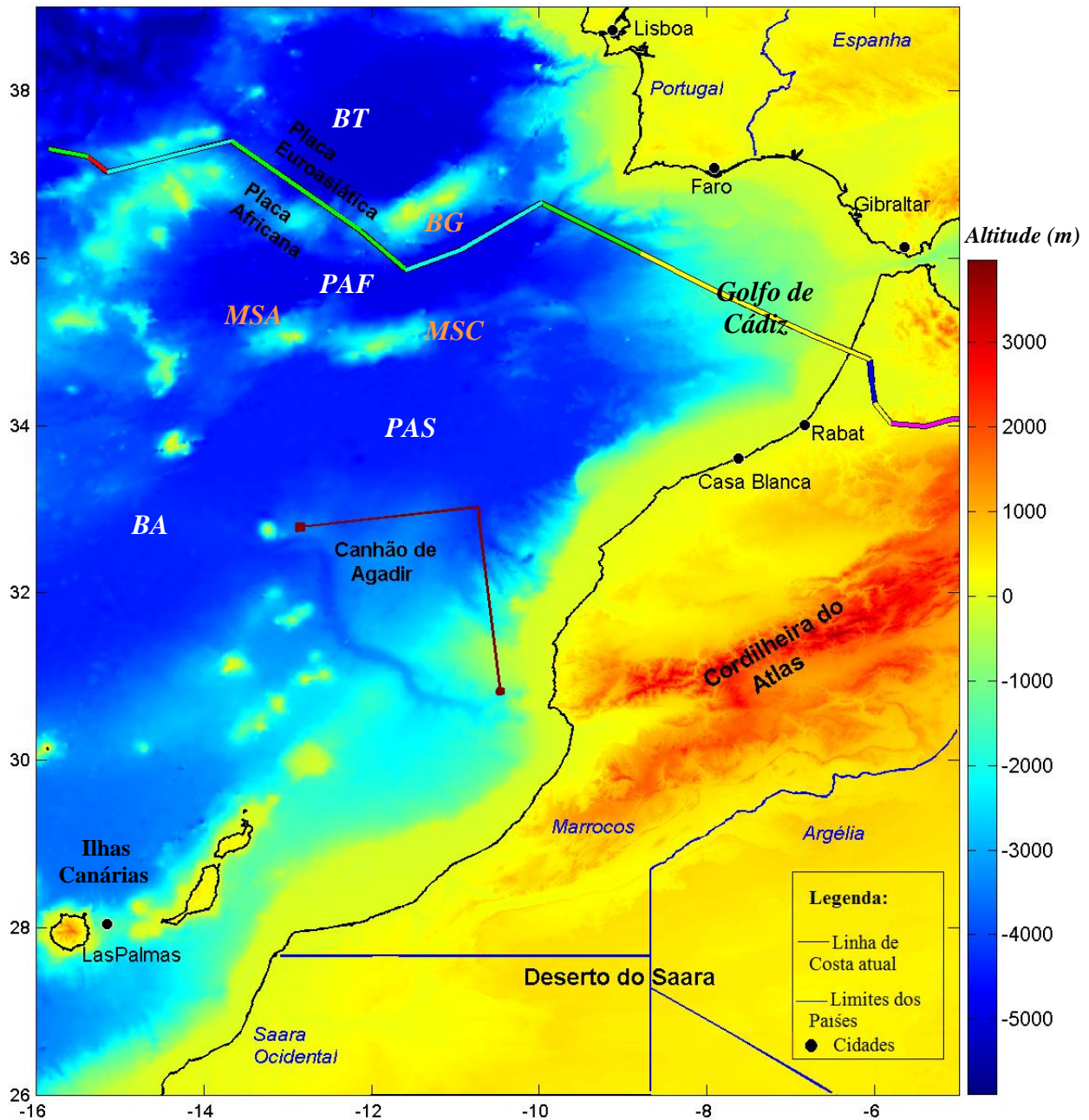


Figura 2.7 - Batimetria e topografia (m) atual da área de estudo do Golfo de Cádiz. BA - Bacia de Agadir; BT - Bacia do Tejo; BG - Banco de Gorringe; MSA - Monte Submarino de Ampere; MSC - Monte Submarino de Coral; PAF - Planície Abissal de Ferradura; PAS - Planície Abissal do Seno; (Figura realizada pelo autor deste trabalho no software Mirone).

Para além do Estreito de Gibraltar e do Golfo de Cádiz, esta região apresenta também outras regiões influentes nesta área de estudo. Como observado na figura 2.7, na costa noroeste de África estende-se por 2 400 km através da Tunísia, Argélia e Marrocos, a cadeia montanhosa denominada por Cordilheira do Atlas, tendo sido formada pela colisão entre as placas Euroasiática e Africana há 80 Ma (Wicander e Monroe, 2013). Esta cordilheira limita-se a norte e a leste pelo Mar Mediterrâneo e ao sul com o deserto do Saara. Este deserto,

localizado no norte de África com uma extensão de aproximadamente 9 065 000 km² (Fig. 2.7) é uma região também muito influente na área de estudo, pois, existe muito transporte de poeiras através de ventos para o Atlântico Norte. Nesta região também está presente um importante canhão submarino denominado por Canhão de Agadir (Fig. 2.7). Segundo o Dr Russel Wynn do Centro Nacional de Oceanografia Alemão, o Canhão de Agadir é notavelmente semelhante em dimensão ao *Grand Canyon* no Arizona. Este canhão submarino apresenta uma enorme dimensão e exporta grandes quantidades de sedimentos para o oceano profundo provenientes da Cordilheira do Atlas (Davies *et al.*, 1997).

Hidrologia

O Oceano Atlântico Norte é ocupado por um Giro Subtropical que se movimenta no sentido horário (Figura 2.8). O limite Oeste é composto pela Corrente do Golfo que alimenta a Corrente do Atlântico Norte (*North Atlantic Drift*) e a Corrente dos Açores. Ramificações da Corrente dos Açores fluem suavemente para dentro da Corrente de Portugal e para sul da Corrente das Canárias. Assim, no contexto geográfico e oceanográfico a região do golfo de Cádiz situa-se no sistema de correntes da fronteira leste do Atlântico Norte e Giro Subtropical, pertencendo assim ao Sistema de Correntes das Canárias (Barton, 2001).

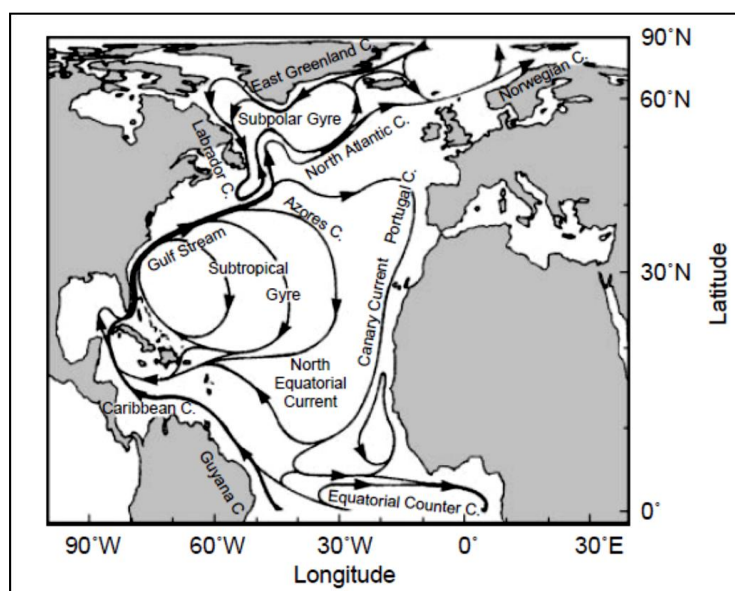


Figura 2.8 – Circulação superficial próxima da superfície. Fonte: Barton, 2001.

As características atuais das águas superficiais são influenciadas pelas correntes superficiais induzidas pelos ventos, Corrente de Portugal e Corrente das Canárias, que ambas fazendo parte do Giro Subtropical do Atlântico Norte fluem desde a Corrente do Atlântico Norte em direção a sul, pela margem continental ibérica e africana, respetivamente. Estas

correntes são correntes frias e ricas em nutrientes devido a encontrarem-se num dos 4 maiores locais de afloramento costeiro (Fig. 2.8; Barton, 1998 e 2001).

Para além das Águas Superficiais do Atlântico (ASA –SAW: *Surface Atlantic Water*) como a Corrente das Canárias, a Corrente dos Açores e a Corrente de Portugal, nesta região (Golfo de Cádiz) identificam-se as seguintes massas de água intermédias e profundas: Águas Centrais do Atlântico Nordeste (ACEAN – ENACW: *Eastern North Atlantic Central Water*); Águas Intermediárias Antárticas (AIA – AAIW: *Antartic Intermediate Water*); a massa de Água do Mediterrâneo (MOW: *Mediterranean Outflow Water*); e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Rogerson *et al.*, 2012; Fig. 2.9).

Relativamente ao modelo de circulação no Golfo de Cádiz, este modelo é regulado pela entrada de massa de água Atlântica (fria, turbulenta e menos salina), pela superfície e pela saída da água Mediterrânica (mais salina e quente) próxima do fundo, sendo este processo realizado através do Estreito de Gibraltar (Figura 2.9).

Ao longo da costa oeste Ibérica, aflora a Água Central do Atlântico Nordeste (ACEAN) devido aos ventos predominantes de Norte, formando uma banda de água fria e rica em nutrientes. Dependendo da intensidade dos ventos podem aflorar dois tipos de ACEAN, uma com origem subpolar e outra com origem subtropical (Fíuza, 1983 e Fíuza *et al.*, 1998). Após a passagem na margem oeste ibérica esta massa de água flui à superfície em direção ao Estreito de Gibraltar.

A profundidades intermédias 500 – 1500 m, a MOW domina a circulação e é caracterizada por salinidade e temperatura elevadas, sendo fortemente influenciada pela hidrologia do Atlântico Nordeste (Ambar *et al.*, 1999). No Golfo de Cádiz, a sua distribuição é condicionada pela morfologia complexa do talude continental ibérico que gera duas correntes principais. Entre os 500 e 800 m é gerada a Água Superior Mediterrânica (ASM – MUW: *Mediterranean Upper Water*) que flui ao longo da margem continental ibérica para norte e entre os 1000 e 1500 m a Água Inferior Mediterrânica (AIM – MLW: *Mediterranean Lower Water*) que flui do oriente para o centro do Atlântico Norte.

Por último, a maiores profundidades, próximas dos 2000 m, a circulação profunda é controlada pelo equilíbrio termohalino entre a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), com baixa estratificação e elevado teor de oxigénio, e pela Água de Fundo oriunda da região Antártica (AFA) (Fíuza, 1983).

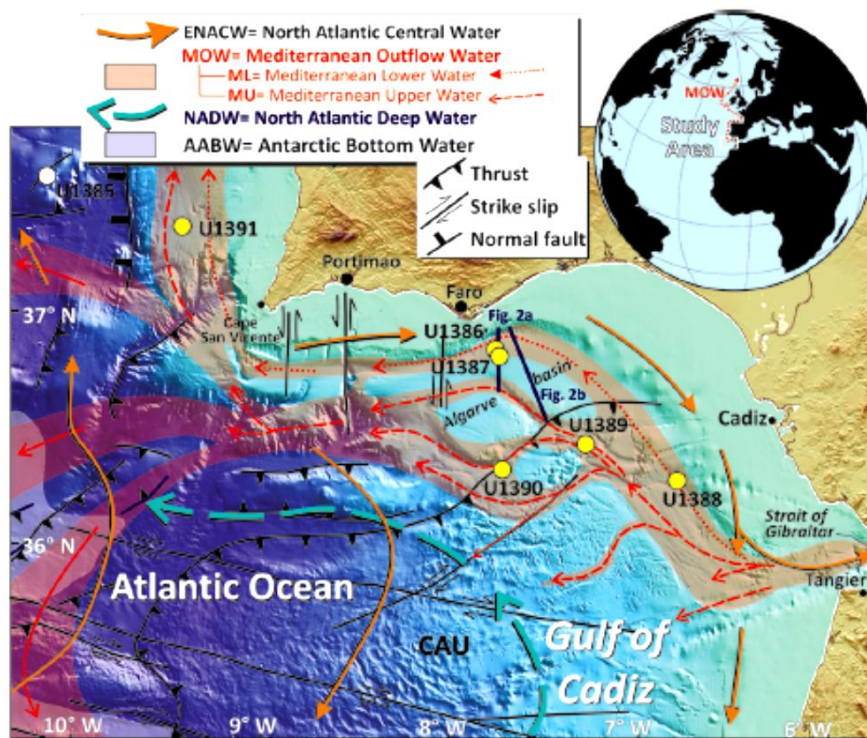


Figura 2.9 – A) Massas de águas intermédias e profundas como Água Profunda do Atlântico Norte - APAN - NADW; Água de Fundo Antártica - AFA - AABW; Água Central do Atlântico Nordeste - ACEAN - ENACW; Água do Mediterrâneo - MOW; Água Superior Mediterrânica - MUW - MU, Água Inferior Mediterrânica- MLW - ML. Fonte: Molina, 2013.

Geomorfologia e Sedimentação

Nesta área de estudo, as massas de água descritas acima fluem sob um fundo marinho em que a sua batimetria pode apresentar valores máximos de cerca de 5000 metros (Fig. 2.5) podendo-se distinguir as quatro províncias geomorfológicas principais: Plataforma Continental, Talude Continental, Sopé Continental e Planícies Abissais (Fig. 2.10, Harris *et al.*, 2014).

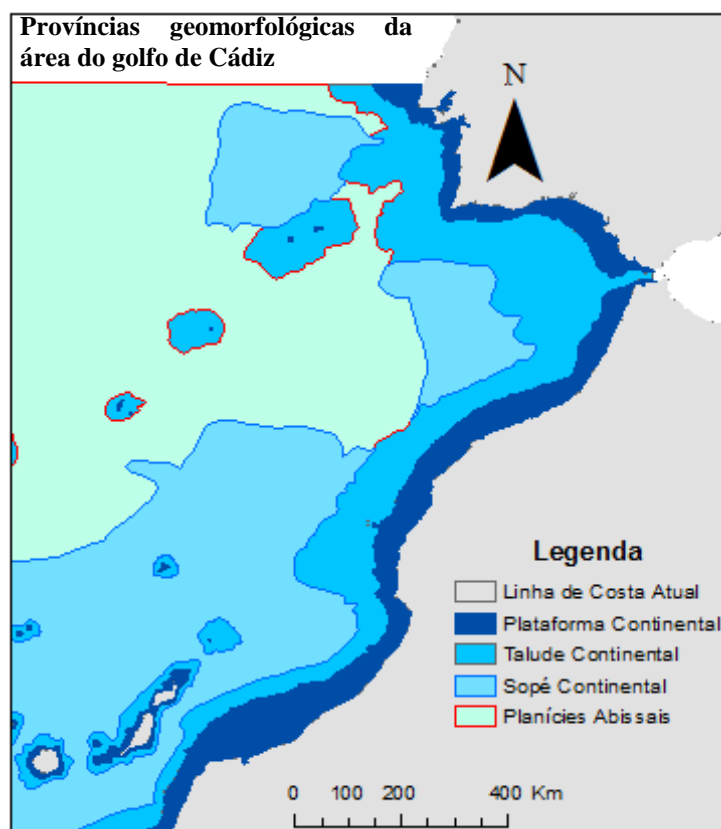


Figura 2.10 - Províncias geomorfológicas da área de estudo do golfo de Cádiz. O Sopé Continental fica sobreposto à Planície Abissal (Adaptado de Harris *et al.*, 2014).

A plataforma continental definida como zona adjacente ao continente (ou ilha), estende-se desde a linha de costa até aos 120-140 m de profundidade e apresenta uma inclinação média entre os 0.3° e os 0.5°. A sua extensão também é variável podendo estar entre os 10 e os 30 km dependendo da sua localização. O talude continental é delimitado pelo limite externo da plataforma continental e a zona que exibe um rápido incremento na declividade (Íncio do Sopé Continental) que está situada entre os 1200 e 3000 m. A seguir ao talude continental está o Sopé Continental e representa a superfície submarina mais externa da margem continental (Plataforma, Talude e Sopé Continentais), ou seja, separa o continente do mar profundo, ocorrendo a profundidades entre os 1400 e 5000 m. Os sedimentos característicos do talude continental são os sedimentos contorníticos (depósitos sedimentares produzidos pelas correntes de contorno) descritos pela primeira vez por Heezen *et al.*, (1966). As superfícies submarinas que ocupam zonas mais profundas e que se encontram entre o Sopé Continental e a Zona Hadal (profundidades superiores a 6000 m) são denominadas por Planícies Abissais. Estas superfícies são formadas pela deposição de sedimentos pelágicos e de correntes turbidíticas que escondem a topografia pré-existente. Para além de apresentarem uma

superfície quase horizontal, as planícies abissais ainda contêm vários bancos e montes submarinos (IHO, 2008; Harris *et al.*, 2014; Cela, 2004).

Após este enquadramento geral dos vários limites geomorfológicos presentes na área de estudo, apresentam-se, alguns aspetos fisiográficos da margem continental do Golfo de Cádiz. Alguns exemplos dessas características fisiográficas, são: i) concentração de canhões submarinos exclusivamente na costa Sul de Portugal; ii) talude continental com uma inclinação dominada por processos longitudinais que geram importantes sistemas contorníticos; iii) presença de importantes estruturas diapíricas ao largo da plataforma e talude continental; iv) existência de gás e hidratos de gás; v) existência de vários vulcões de lama; vi) construção de uma grande massa caótica denominada como Unidade Olistostrómica que ocupa toda a área central do golfo de Cádiz; vii) existência de importantes anomalias gravimétricas e magnéticas; e viii) presença de sismicidade difusa induzindo terremotos superficiais (e.g. Cela, 2004).

Relativamente às zonas mais profundas do Golfo de Cádiz, e como referido anteriormente, estão presentes nas planícies abissais várias bacias oceânicas, bancos e montes submarinos. Por exemplo, na direção SO-NE estão as duas elevações mais significativas, o Banco de Gorringe e o Monte Submarino de *Ampere-Coral* (Origem vulcânica), sendo que, ambas as elevações separam a planície abissal do Seno da planície abissal da Ferradura (Fig. 2.7, Cela, 2004).

Todas as geomorfologias relevantes para o presente trabalho estão presentes nas figuras 2.7, 2.10 e 2.11, sendo que, no Anexo A está ainda presente um mapa com todas as províncias geomorfológicas da região do golfo de Cádiz.

As geomorfologias descritas acima, juntamente com alguns processos oceanográficos, como algumas massas de água e correntes oceânicas, influenciam os diversos processos sedimentares marinhos. Assim, começando nas latitudes mais baixas da área de estudo, na margem noroeste africana junto às Ilhas Canárias, elevadas taxas de afloramento costeiro produzem elevadas taxas de acumulação sedimentar no talude superior (perto do limite com a plataforma continental), embora existam poucos transportes sedimentares oriundos de rios e a existência de canhões submarinos seja mínima (Weaver *et al.*, 2000). Os fluxos de detritos resultantes do afloramento costeiro são depositados em todo o talude continental e sopé continental e, as correntes turbidíticas em larga escala transportam centenas de km³ dos sedimentos para as planícies abissais (Weaver *et al.*, 2000). Ainda, a AFA é responsável pela

formação de formas de fundo de sedimentos (Geradas pelas correntes de fundo do mar, na forma de correntes turbidíticas ou correntes de fundo, Wynn e Stow, 2002) no sopé continental do noroeste africano (Jacobi e Hayes, 1984).

Mais a norte, a respetiva área apresenta mais transporte de sedimentos provenientes de rios e um maior número de canhões submarinos que canalizam as correntes turbidíticas através dos taludes continentais até às planícies abissais (Davies *et al.*, 1997). Estes vários canhões têm início no conhecido Canhão de Agadir, canalizando os sedimentos derivados da Montanha do Atlas pelo talude continental africano até à Planície Abissal do Seno (Davies *et al.*, 1997) e Bacia de Agadir, através das correntes turbidíticas. Na bacia de Agadir, os sedimentos espalham-se e fluem até à Planície Abissal da Madeira (Wynn *et al.*, 2000a).

Relativamente à margem ibérica os canhões são controlados pelas posições das fozes dos rios, sendo que, estas posições teriam sido próximas da cabeça dos canhões quando foi atingido o nível do mar mais baixo, durante um período específico de tempo geológico. Lebreiro *et al.*, (1997) afirma que a margem continental oeste portuguesa é íngreme e estreita, e ainda refere, que as grandes planícies abissais foram construídas através das correntes turbidíticas (Wynn, 2000 e Weaver *et al.*, 2000).

A nível de massas de água e correntes oceânicas, a massa de água Mediterrânica (MOW) ao sair do estreito de Gibraltar em direção ao Atlântico Norte, apresenta fluxos até 250 cm/s. Pelo facto deste fluxo diminuir de intensidade à medida que se afasta do estreito (E - O), os locais mais próximos a este local apresentam sedimentos mais grosseiros do que os mais distantes (sedimentos mais finos; Wynn, 2000). O transporte sedimentar ligado a esta massa de água (MOW) é interrompido por uma série de canhões submarinos na margem sul de Portugal (Nelson *et al.*, 1999), enquanto que, mais a oeste, a MOW é também responsável por formar os sedimentos para o sistema contornítico. Assim, no Golfo de Cádiz, o processo hidrodinâmico atuando como transporte e deposição de sedimentos é fortemente orientado pela densidade/intensidade da massa de Água Mediterrânica (MOW) profunda que sai do Estreito de Gibraltar (Hanquez *et al.*, 2007).

Com isto, é possível referir que as trocas de massas de água Atlântica e Mediterrânica no Estreito de Gibraltar, a morfologia do fundo do mar e a força de Coriolis são considerados como as forças motrizes da distribuição sedimentar e dos processos erosivos que ocorrem no talude continental do Golfo de Cádiz, determinando assim, uma fisiografia bastante complexa da margem continental do golfo de Cádiz (Hanquez *et al.*, 2007).

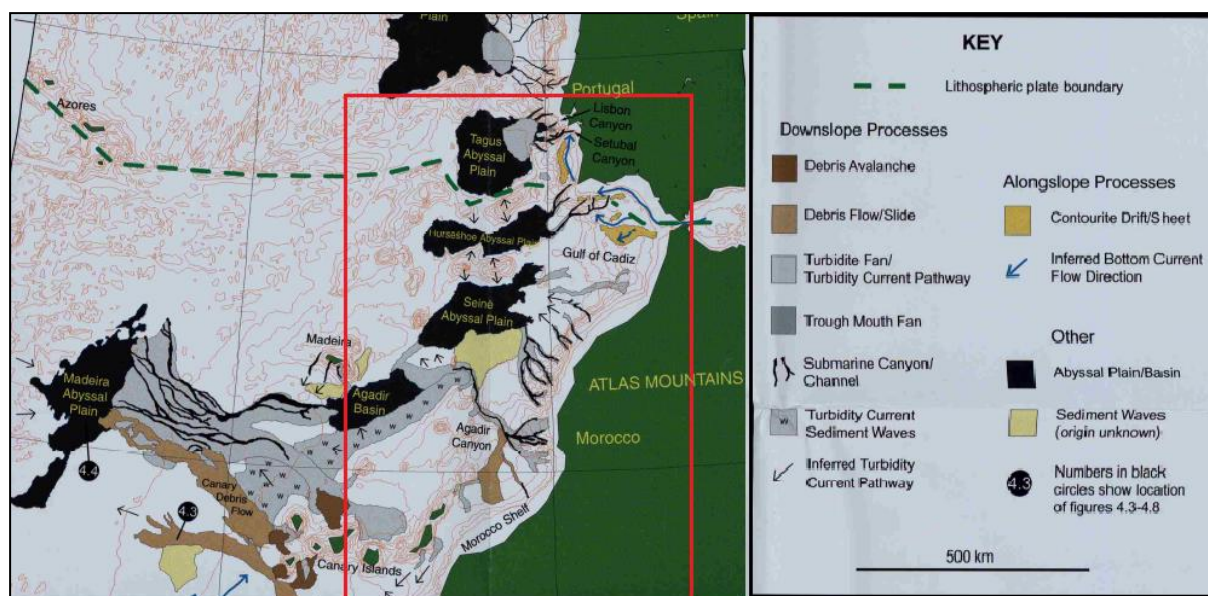


Figura 2.11 – Processos sedimentares na área de estudo. A vermelho está a área de estudo deste trabalho (Wynn, 2000).

Evolução da bacia

CLIMAP (1984), Pflaumann *et al.* (2003) e Kucera *et al.* (2005) realizaram várias reconstruções da temperatura da superfície do mar (TSM) relativamente ao Último Máximo Glacial para o Oceano Atlântico, reconstruções essas que mostraram um forte arrefecimento de TSM a latitudes superiores a 40°N. Este arrefecimento de temperatura da superfície do mar foi mais intenso a Oeste do que a Este do Oceano Atlântico e, ainda levou a uma desaceleração na ordem dos 30-40% da Circulação Termohalina. Provavelmente, será devido à formação de águas profundas no Atlântico Norte ter sido em águas mais rasas e também pela contribuição dos elevados fluxos de partículas de origem glacial para processos sedimentares (McManus *et al.*, 2004). Contudo, reconstruções de TSM realizadas na margem ibérica mostraram que as diferenças de temperatura entre o UMG e o presente são só da ordem dos 2 °C (Kucera *et al.*, 2005 e membros do projeto MARGO, 2009) a 4 °C (Pflaumann *et al.*, 2003), fazendo com que o Último Máximo Glacial nesta região tenha sido um pouco mais frio que hoje em dia (Salgueiro *et al.*, 2014; Fig. 2.12).

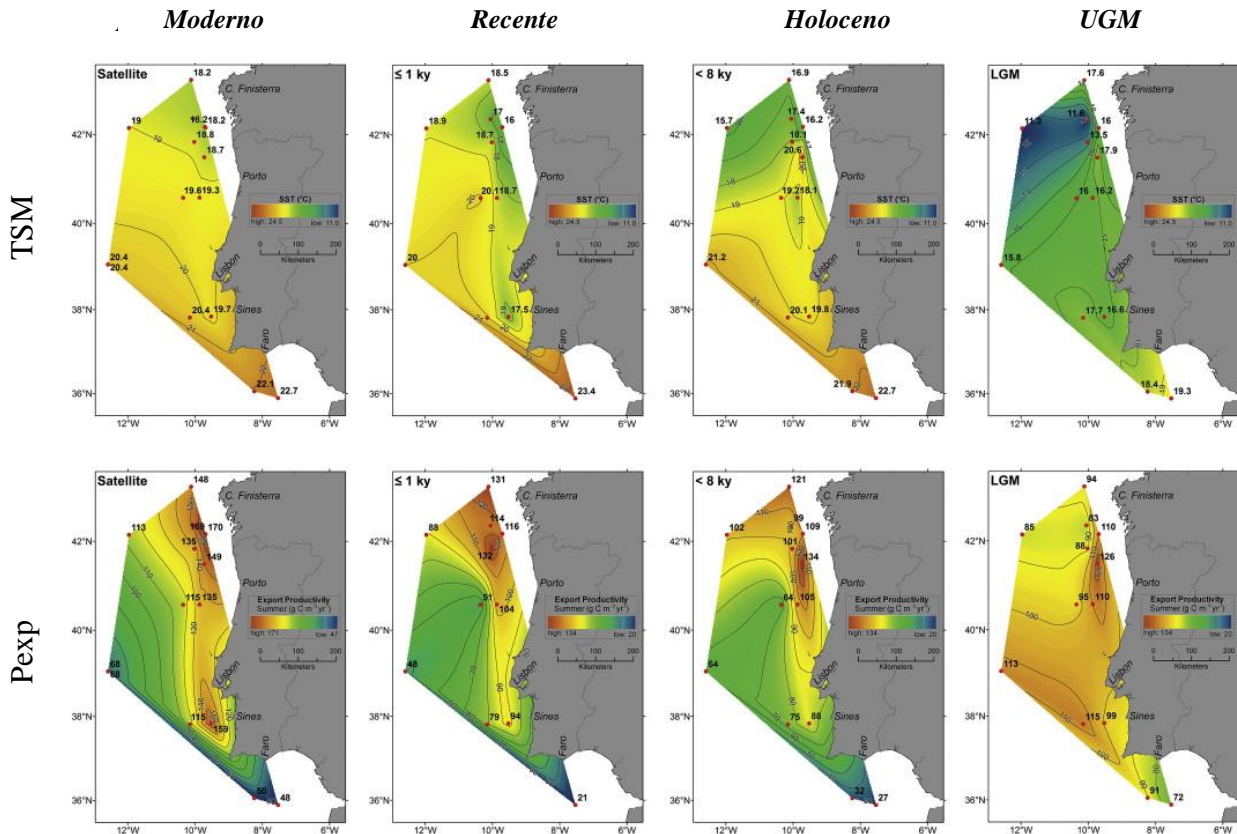


Figura 2.12 – Reconstrução da temperatura da superfície do mar (TSM) e exportação de produtividade (Pexp)(gC/m²/y) entre o UMG e o presente. Adaptado de: Salgueiro *et al.*, 2014.

Através destas distribuições espaciais complexas de temperatura de superfície do mar, Voelker *et al.* (2009) e Salgueiro *et al.* (2014) sugerem que as condições hidrográficas superficiais ao longo da margem ibérica durante o Último Máximo Glacial foram muito semelhantes às atuais. Comparativamente ao presente, a Corrente Paleo-Portugal também apresentava um fluxo ao largo da costa na direção sul com águas subpolares e a Corrente Paleo-Ibérica também apresentava junto à costa um fluxo de águas subtropicais na direção dos polos (Salgueiro *et al.*, 2014). No entanto, a profundidades maiores, vários estudos multidisciplinares sugerem que durante o UMG a Água Mediterrânea (MOW) prevaleceu ao longo do talude ibérico mas a uma profundidade maior na coluna de água (abaixo de 2000 m), e que a força de fluxo desta massa de água aumentou (Schonfeld e Zahn, 2000; Rogerson *et al.*, 2005; Voelker *et al.*, 2006 e 2009; Penaud *et al.*, 2011).

Como as reconstruções de padrões de produtividade (Paleoprodutividade) oceânica têm grande importância devido à sua ligação com a mistura de massas de água, os padrões de correntes oceânicas, os padrões de ventos, a biogeografia e ainda o ciclo de carbono (Wefer *et al.*, 1999), é essencial para este trabalho conhecer a evolução da produtividade nesta área de estudo desde o Último Máximo Glacial até ao presente. Deste modo, Abrantes (1991, 1992 e

2000), Pailler e Bard (2002) e Salgueiro *et al.* (2014), afirmaram que durante o UMG, ventos dominantes causaram fortes e persistentes afloramentos costeiros que levaram ao aumento de produtividade nos sistemas de afloramento costeiro ao largo de Portugal e Noroeste Africano. Penaud *et al.* (2011) também sugerem que estas intensificações de afloramento costeiro correspondem a maiores exportações de MOW. Assim, comparativamente ao presente, o UMG foi o período mais produtivo desde os 20 ka até ao presente (figura 2.12), tendo ainda apresentado na sua distribuição espacial um deslocamento para oeste dos centros de afloramento costeiro, provocados pelos ventos fortes e os valores mínimos de nível do mar (Abrantes, 2000 e Salgueiro *et al.*, 2014).

A frente polar sempre foi localizada ao norte da Pensínsula Ibérica durante o UMG (Pflaumann *et al.*, 2003 e Eynaud *et al.*, 2009). Relativamente ao sul da Pensínsula Ibérica a frente dos Açores, que hoje em dia marca o limite norte do Giro Subtropical, no UMG a frente dos Açores estendeu-se para Este até ao Golfo de Cádiz (Rogerson *et al.*, 2004), o que permitiu que águas superficiais subtropicais acessem à costa de outras regiões sem ser a de Portugal (Eynaud *et al.*, 2009).

Por outro lado, a nível de sedimentação nesta região sabe-se que as diversas fontes de sedimentos na plataforma Ibérica, são a matéria particulada em suspensão transportada pela MOW, a poeira proveniente do Noroeste de África e as partículas transportadas pelos rios da Península ibérica. Estas fontes sedimentares podem variar em resposta a mudanças ambientais, mas Stumpf *et al.*, (2011) ao reconstruírem mudanças climáticas e de circulação orientadas para o fornecimento sedimentar, relativo ao UMG desta região, sugeriram que a transição do UMG para o presente não foi acompanhada por mudanças na origem e transporte de sedimentos, ao contrário de outros períodos, como por exemplo, o Período Húmido Africano (15 ka – 5 ka) que originou uma diminuição no fornecimento de poeiras provenientes do Deserto do Saara (Stumpf *et al.*, 2011; deMenocal e Tierney, 2012).

2.3.2 Área de estudo da região do Mar de Irminger e a da Bacia da Islândia

Limites geográficos

A área de estudo da segunda reconstituição encontra-se nas regiões do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia, delimitada pelas coordenadas geográficas: Lat: 46°N a 72°N; Long: 38°O a 10°O (Fig. 2.13).

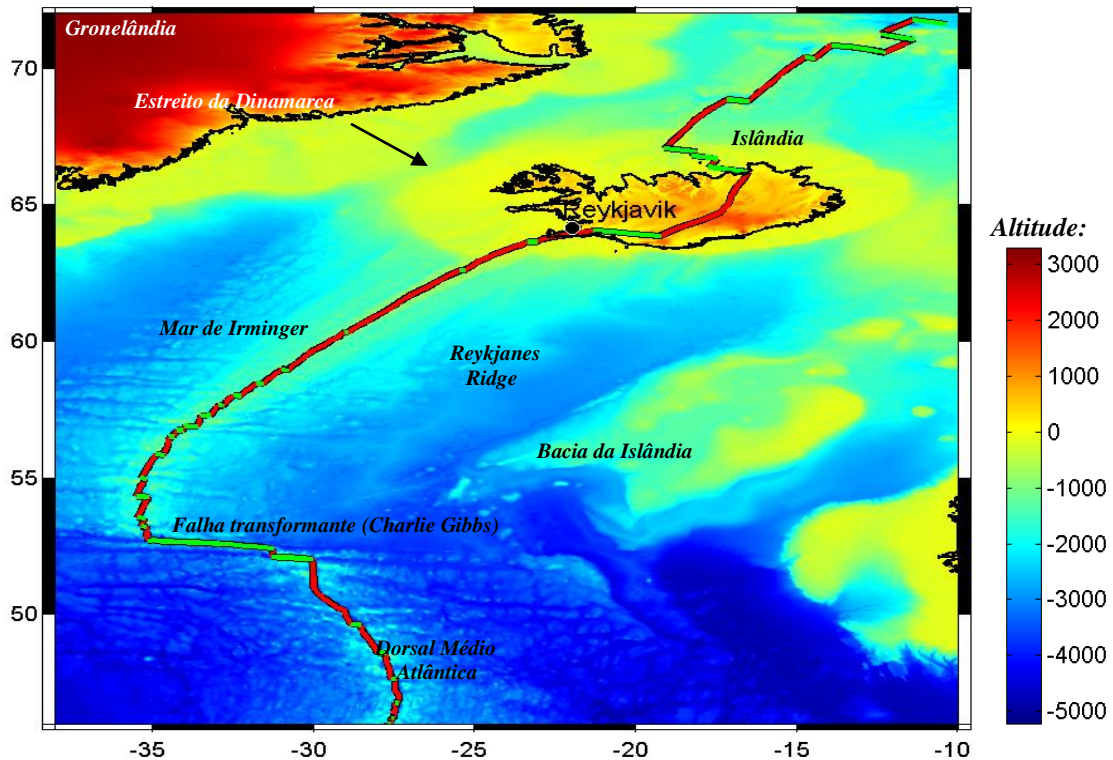


Figura 2.13 – Atual Batimetria e topografia da segunda região em estudo, nomeadamente, do Mar de Irminger e Bacia da Islândia, (figura realizada com o software mirone). Na Dorsal Médio Atlântica, assinalado a verde estão presente as falhas transformantes oceânicas e a vermelho está a crista divergente oceânica.

O mar de Irminger encontra-se situado entre o Sudeste da Gronelândia e a Crista de Reykjanes. É considerado o local onde se encontra um dos “motores” da circulação termohalina, ou seja, onde é formada a água profunda que vai ventilar uma vasta área do Atlântico Norte e gerar estratificação na coluna de água, tornando este mar uma das regiões mais importantes e vulneráveis a nível climático e oceanográfico. No limite leste deste mar, encontra-se a crista de Reykjanes localizada a norte da falha transformante *Charlie Gibbs*, falha que apresenta uma extensão na ordem de 2000 km na direção Este-Oeste e que é considerada como a interrupção mais proeminente da Crista Média Atlântica (fronteira divergente) entre os Açores e a Islândia (Calvert e Whitmarsh, 1986). Deste modo, a crista de Reykjanes é a parte da Crista Média Atlântica que sai do domínio submerso até à superfície do oceano no Sudoeste da Islândia, prolongado-se ainda para norte. Efetivamente, esta crista separa a região da área de estudo em duas partes, no lado ocidental está a placa americana, enquanto que na parte oriental está a placa euroasiática. É de referir ainda, que ao longo da Crista que divide a Islândia verificam-se alguns vulcões ativos. Para além do Mar de Irminger, a Oeste da Crista de *Reykjanes* encontram-se pelo menos mais duas regiões de grande importância, a Gronelândia e o Estreito da Dinamarca. A Gronelândia é considerada a

maior ilha do mundo e a segunda maior reserva de gelo do mundo, em que as camadas de gelo cobrem cerca de 80% da sua superfície e caso estas derretam na sua totalidade o nível do mar aumentaria aproximadamente 7 m (IPCC, 2007). Para além do seu efeito potencial no aumento do nível do mar, a Gronelândia apresenta efeitos reguladores importantes no clima mundial através do impacto que tem na circulação oceânica, na circulação atmosférica e na transferência de calor global, como por exemplo, a água de degelo proveniente da Gronelândia afeta o equilíbrio entre água doce e a água salgada da circulação termohalina (IPCC, 2007). Relativamente ao Estreito da Dinamarca, este estreito de 250 km de largura separa a costa Este da Gronelândia da costa Oeste da Islândia e, é esta estreita passagem que é considerada o principal trajeto das massas de água que fluem para Sul, do Oceano Ártico para o Oceano Atlântico Norte.

No lado Este da Crista de *Reykjanes* encontra-se a Bacia da Islândia que é cercada a norte pela Islândia, a Nordeste e a Este pela Crista Islândia-Faroe (não mostrado na figura 2.13), e ainda, por vários bancos e montes submarinos que se estendem para Sudoeste das Ilhas Faroe (Bancos Hatton e Rockall).

Hidrologia

À superfície da Bacia da Islândia, a Corrente do Atlântico Norte (CAN – *NAC: North Atlantic Current*) transportando as águas quentes e salinas do Atlântico, divide-se em dois ramos (Fig. 2.14). Um desses ramos é a Corrente Atlântica da Noruega (CANor – *NAC: Norwegian Atlantic Current*) que flui na direção Nordeste, enquanto que, o outro ramo dirige-se para Noroeste ao longo da Crista de *Reykjanes* e é conhecido como Corrente de Irminger (CI – *IC: Irminger Current*). A Corrente de Irminger vai apresentar uma bifurcação a Sul do Estreito da Dinamarca, onde uma pequena corrente, a Corrente Irminger Islândesa (CII – *IIC: Icelandic Irminger Current*), contínua na direção Norte através deste estreito, enquanto que, a maior corrente recircula para Sul fluindo paralelamente à Corrente da Gronelândia Este (CGE – *EGC: East Greenland Current*; Fig. 2.14 e 2.15). A Corrente da Gronelândia Este transporta água fria e doce de origem Ártica através do limite entre Plataforma e Talude Continental, na direção do Equador. Já na Plataforma Continental interna a Corrente Costeira da Gronelândia Este (CCGE – *EGCC: East Greenland Coastal Current*), proveniente de uma bifurcação da CGE, advém de uma combinação de origem Ártica e de um escoamento costeiro a Sul (Sutherland e Pickart, 2008; Fig. 2.15).

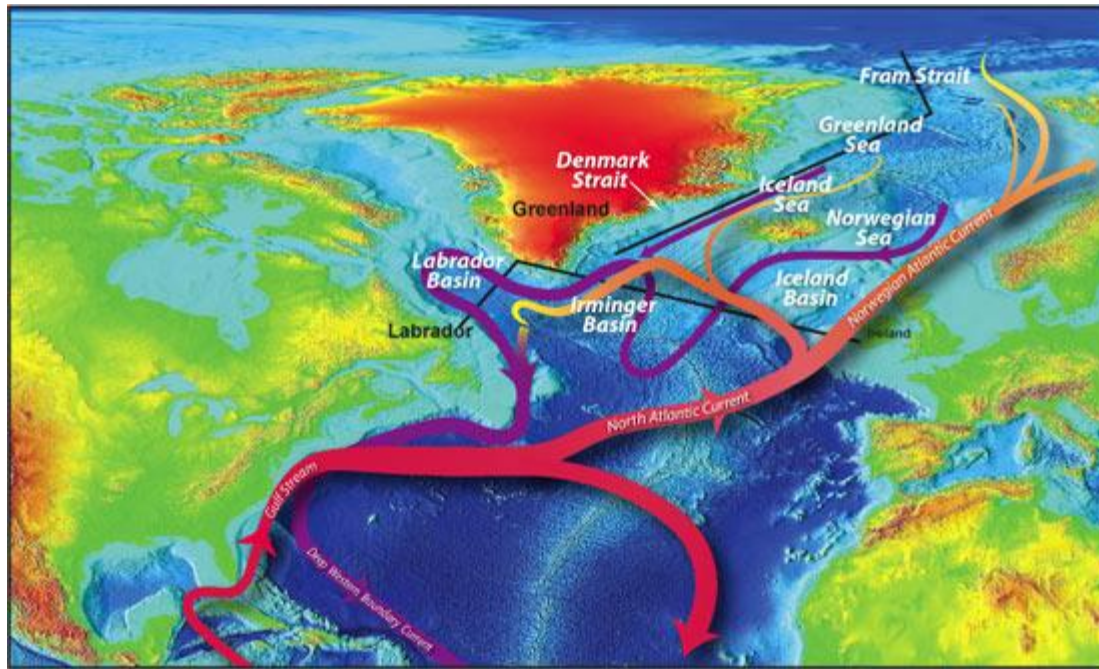


Figura 2.14 – Circulação termohalina no Atlântico Norte. Ilustração por Jack Cook, Wood Hole. As setas vermelhas correspondem às águas quentes e salinas atlânticas, nomeadamente, Corrente do Atlântico Norte (CAN), a Corrente Atlântica da Noruega (CANor), a Corrente de Irminger (CI) e a Corrente Irminger Islândesa (CII). As setas roxas correspondem às águas frias e profundas denominadas por Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

Relativamente às massas de água intermédias, a Circulação Termohalina no inverno, na região do Mar de Irminger e Lavrador, leva à formação de uma água intermédia denominada por Água do Mar do Lavrador (AML – *LSW: Labrador Sea Water*), sendo que esta massa de água ventila uma vasta área do Atlântico Norte (Straneo *et al.*, 2003; Yashayaev *et al.*, 2007a). As recirculações ciclónicas internas no Mar de Irminger e no Mar do Lavrador mantêm as trocas desta massa de água – AML - entre estas duas bacias. A AML também representa uma parte da Corrente Profunda do Limite Oeste (CPLO – *DWBC: Deep Western Boundary Current*), em que, esta última massa de água representa uma parte da Circulação Termohalina que é de crucial importância climática para o Noroeste Europeu (Vage, 2010). A CPLO é exportada na direção Equatorial e para fora do Atlântico Norte Subpolar (ver figura 2.15), contendo mais duas correntes na sua constituição para além da AML. Estas correntes são a Água de Escoamento do Estreito da Dinamarca (AEED – *DSOW: Denmark Strait Overflow Water*) proveniente dos mares Nórdicos e a Água de Escoamento da Islândia-Escócia (AEIE – *ISOW: Iceland-Scotland Overflow Water*) que são provenientes das águas que descem a Leste da Crista Gronelândia-Islândia-Escócia (Fig. 2.15). Assim, as três massas de água que constituem a CPLO (AML, AEED e AEIE) são coletivamente

denominadas por Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), em que as suas propriedades são encontradas ao longo de todo o mundo (Vage, 2010).

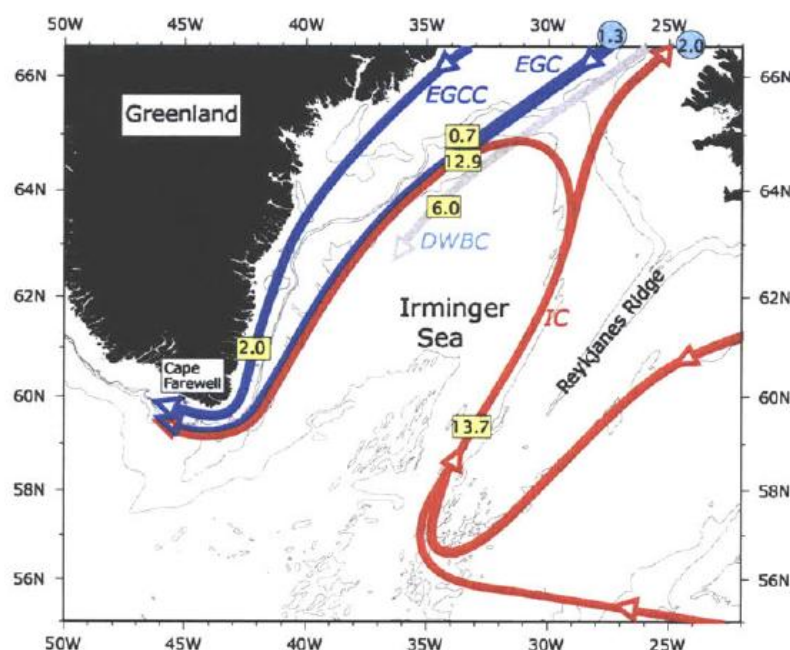


Figura 2.15 – Esquema das correntes do Mar de Irminger, fonte: Pickart *et al.*, 2005. IC: Irminger Current; EGC: East Greenland Current; EGCC: East Greenland Coastal Current; DWBC: Deep Western Boundary Current. A vermelho indica a camada superior de água quente enquanto que a azul estão as correntes de fundo e de água fria. Os valores das caixas amarelas correspondem aos valores da intensidade das correntes em *Sverdrups*.

Geomorfologia e sedimentação

O mar de Irminger e a bacia da Islândia são as regiões mais a norte do Oceano Atlântico Norte, enquanto que, os Mares da Noruega e Islândia são as regiões mais a sul do Ártico e mares Nórdicos. Os limites entre estas regiões oceânicas correspondem a cristas submarinas, nomeadamente, a Crista de *Reykjanes* e a Crista da Gronelândia-Islândia localizadas a sul e a oeste da Islândia, respetivamente; e as cristas *Jan Mayen* e *Iceland-Faroe* a Este da Islândia (Fig. 2.16).

A crista de *Reykjanes* próximo da falha de *Charlie Gibbs* apresenta profundidades na ordem dos 2000 m. Contudo esta profundidade diminui até ao sudoeste da Islândia, onde esta crista sai do domínio submerso até à superfície do oceano (Calvert e Whitmarsh, 1986). Tendo em conta que as cristas estão associadas a fronteiras divergentes, é de referir que esta fronteira está ativa e está associada a uma sismicidade e vulcanismo elevados. Este

vulcanismo é visível na Islândia, pois esta ilha apresenta atividade vulcânica em que os materiais expelidos são transportados para os oceanos eolicamente ou até mesmo através do gelo. Para além dos vulcões e do transporte de partículas para o oceano, a ilha da Islândia apresenta uma zona costeira sul, suave e arenosa, devido ao transporte de partículas transportadas pelos rios que são alimentados em grande parte por glaciares. Ao largo da costa, até aproximadamente 200 m de profundidade, encontra-se a plataforma continental da Islândia que apresenta muitos vales provenientes do transporte de água e de sedimentos. Após o limite externo da plataforma continental da Islândia está o Sopé continental caracterizado por um aumento suave da sua profundidade até às bacias oceânicas, como por exemplo, a Bacia da Islândia (2000 – 3000 m de profundidade; Malmberg, 2004).

Ao largo da costa oeste da Ilha da Islândia encontra-se o Estreito da Dinamarca que apresenta sedimentos provenientes de escorrências costeiras tanto da Islândia como da Gronelândia (Hagen e Hald, 2002). Do lado da Gronelândia, mais do que as camadas de gelo, existem também margens compostas por fiordes e vales glaciais esculpidos durante as sucessivas glaciações, como por exemplo, o Fiord Scoresby Sound (o mais largo e longo fiord do mundo) e os Fiord *Kangerdlugssauq* e o Fiord *Sermilik* (ver figura 2.16, Inall *et al.*, 2014) que apresentam um grande fluxo de água (40% das drenagens das camadas de gelo do sudoeste da Gronelândia são realizadas por estes fiordes) e ainda transportam quantidades significativas de sedimentos (Inall *et al.*, 2014). Estas características são importantes para entender as várias fontes sedimentares da Gronelândia, que tal como na Islândia, apresenta sedimentos transportados ou por rios que são alimentados por glaciares ou diretamente associados aos icebergs que se desprendem dos glaciares e das calotas polares, transportando assim partículas terrígenas para as províncias geomorfológicas mais próximas. A profundidades entre 900 – 1500 m a sudeste da Gronelândia marcas longitudinais induzidas por correntes, indicam a ocorrência de fortes correntes de fundo. É a estas profundidades que a Água do Mar do Labrador flui para sul (Kuijpers *et al.*, 2001). Também, frequentes marcas de fundo são observadas ao longo do limite exterior do talude continental (> 1500 m) e Sopé Continental do sudoeste da Gronelândia sugerindo que também aqui possam ocorrer correntes de fundo (Kuijpers *et al.*, 2001). Kuijpers e co-autores (2001) afirmaram que tanto os depósitos sedimentares de contornitos como as escorrências costeiras são os principais processos sedimentares na margem continental este da Gronelândia.

A sudeste da bacia da Islândia estão presentes diversos bancos submarinos, tais como, o Banco *Faroe* (100 m), o Banco *Bill Bailey* (50-100 m), o *Lousy Bank* (200 m) o *Georg Bligh Bank* (500 m), o *Hatton* (500 – 1000 m) e o *Rockall Banks* (Malmberg, 2004).

No lado oeste da Crista de *Reykjanes* encontra-se a bacia do Mar de *Irminger*, composta por um fundo marinho que apresenta uma planície inclinada com pequenos montes e montanhas submarinos nos seus limites. A profundidade desta bacia aumenta gradualmente na direção de sudoeste, desde 2000 a 3000 m. Por último, ao sul desta bacia encontra-se a bacia do Mar do Labrador apresentando um fundo marinho composto por uma planície plana e profundidades na ordem dos 3000 – 4000 m (Litvin, 1970).

No Anexo A está presente um mapa com todas as províncias geomorfológicas da área de estudo em torno da Islândia.

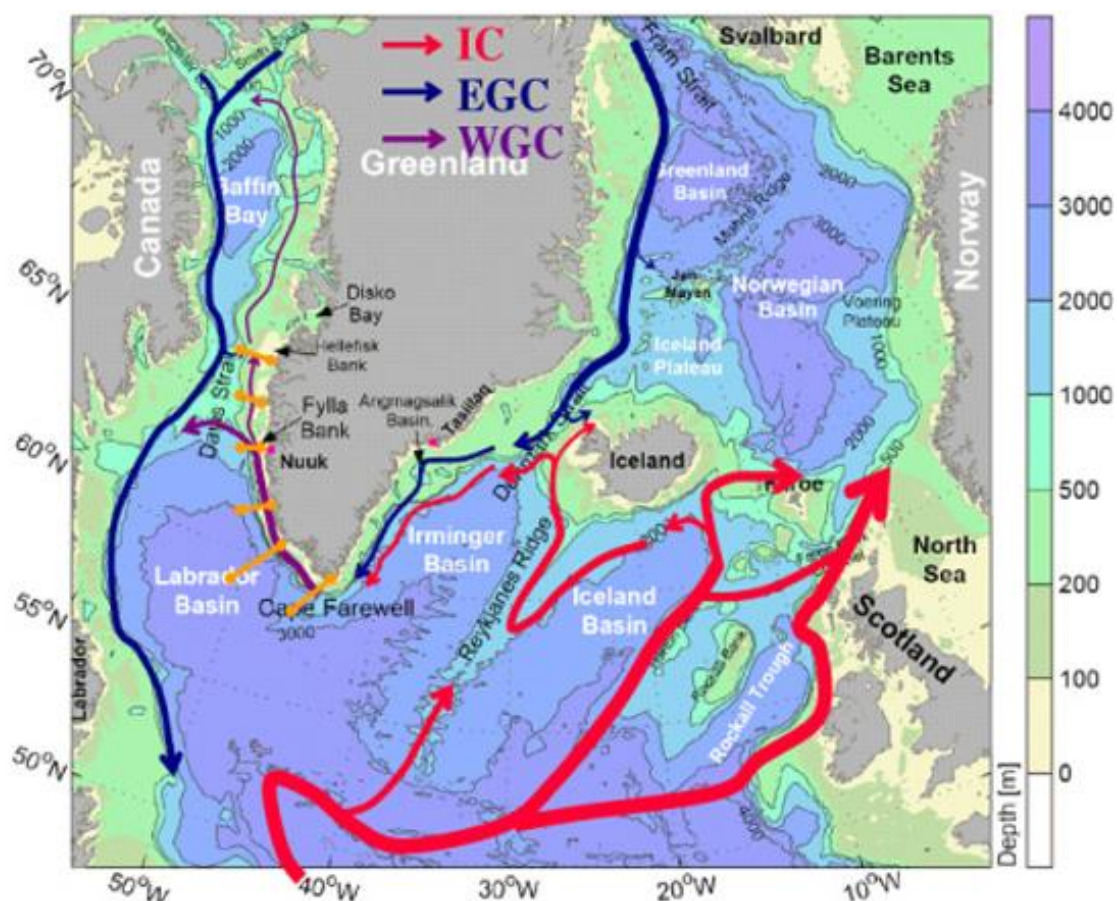


Figura 2.16 – Geomorfologia da área de estudo. Representação esquemática do escoamento superficial em torno da Gronelândia. A cor vermelha representa a corrente do Atlântico Norte. O ramo lateral que chega a Gronelândia chamado de corrente de Irminger (IC). A seta azul escuro mostra a Corrente da Gronelândia Este (EGC) e violeta aparece a Corrente da Gronelândia Oeste (WGC). Figura retirada de Ribergaard, 2004.

Evolução geológica da bacia

Vários estudos científicos abordaram a história glacial da Gronelândia e da Islândia, bem como das suas plataformas continentais (Funder *et al.*, 1998; Andrews *et al.*, 1998 e 2000). Destes estudos sabe-se que durante o UMG, a camada de gelo da Gronelândia cobria aproximadamente cerca de 4 milhões km² (um pouco menos do que as camadas de gelo da Escandinávia e do Mar de *Barents* combinadas), e mais de 50% do seu volume sobreviveu até às atuais condições interglaciais (Funder *et al.*, 1998).

Entre os 14 e 22 ka atrás, o avanço das margens de gelo foi baseada em descargas glaciais que encheram os fiordes desde *Scoresby sound* (68°N) para norte e, de 68 ° N para sul a maioria dos 300 km de largura das plataformas continentais estavam cobertas de gelo (Stein *et al.*, 1996). Evidências provenientes de testemunhos sedimentares recolhidos num canal exterior do fiord *Kangerluggsuaq* sugerem que a camada de gelo da Gronelândia chegou ao limite externo da Plataforma continental atual (Hagen e Hald, 2002).

Na Islândia, a extensão da camada de gelo durante o UMG é pouco conhecida porque as margens de gelo estavam fora da atual costa. No entanto, algumas evidências sugerem que o gelo era drenado por vales da plataforma continental sendo depositado no limite externo da sua plataforma (e.g. Hagen e Hald, 2002).

A nível de correntes oceânicas, Kuijpers *et al.*, (2001) demonstraram, através de testemunhos sedimentares (DS974P, 620 m; DS97 – 7P, 1843 m) da plataforma e sopé continental da Gronelândia, que durante o UMG a circulação de água de fundo foi lenta. Esta situação, com águas de fundo com baixo teor de oxigénio e o mar coberto de gelo estiveram presentes até há 13 300 ka quando uma intensificação da Corrente de *Irminger* levou massas de águas mais quentes Atlânticas para a margem continental da Gronelândia. Ao mesmo tempo, a atividade da corrente de água de fundo aumentou, refletindo o aumento de formação de águas profundas e criando um maior fluxo de massas de águas no estreito da Dinamarca (Kuijpers *et al.*, 2001).

Relativamente à evolução dos processos sedimentares nesta área de estudo Kuijpers *et al.*,(2001) afirmaram que tanto os depósitos sedimentares de contornitos como as escorrências costeiras são os principais processos sedimentares na margem continental este da Gronelândia desde o UMG.

CAPÍTULO 3

Metodologia

3.1 – Bases de dados para as áreas de trabalho

Os dados de registos sedimentares marinhos, utilizados no presente trabalho, foram adquiridos *online* através da consulta de duas bases de dados principais: A primeira, é constituída pelos dados utilizados e compilados num estudo de Caley *et al.*, (2014), dados estes que já incluem os modelos de idade para o Último Máximo Glacial (20 ka) e a segunda, diz respeito a uma compilação de um conjunto de trabalhos científicos disponibilizados em pangaea.de. Todos os dados utilizados estão no Anexo B.

3.2 - Formulação conceptual da metodologia a utilizar

A primeira fase do presente trabalho consistiu na elaboração de uma metodologia adequada para a reconstituição paleobatimétrica, tendo-se para tal esquematizado o procedimento num Modelo Conceptual de Reconstituição Paleobatimétrica apresentado resumidamente na figura 3.1 e resumidos a seguir.

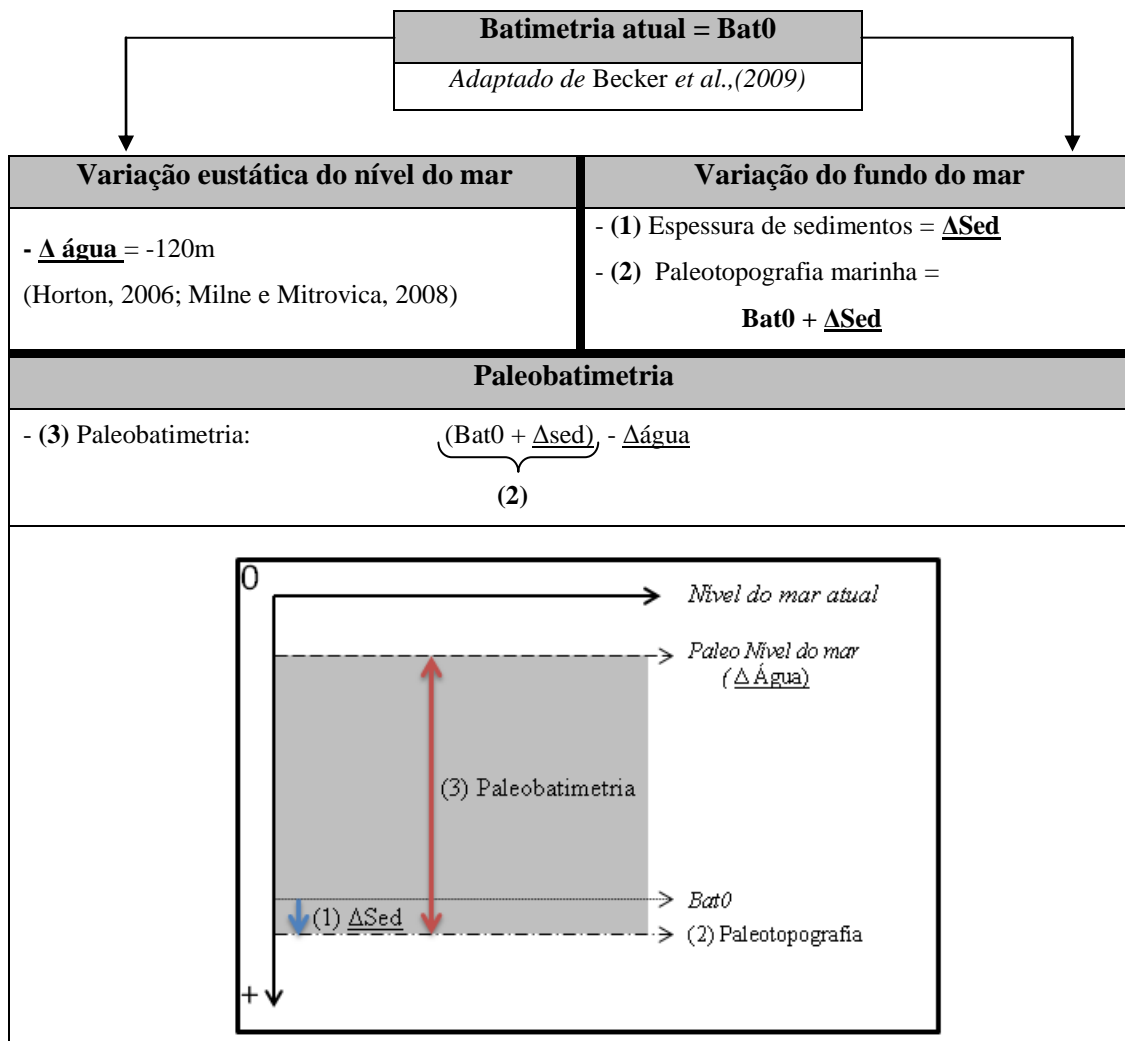


Figura - 3.1. Modelo conceptual de reconstituição paleobatimétrica

3.2.1 - Aquisição dos dados da batimetria atual

Os dados da batimetria atual provêm de uma compilação de dados disponíveis no site do programa Mirone (Luis, 2007), e baseiam-se no trabalho de Becker *et al.*, (2009). Estas batimetrias apresentam uma grelha de resolução de 30'' (SRTM30 PLUS) e foram desenvolvidas a partir de uma ampla variedade de fontes de dados (para mais informação consultar a documentação do programa Mirone e o trabalho de Becker *et al.*, 2009).

3.2.2 - Pesquisa e aquisição dos dados referentes a testemunhos sedimentares da área de estudo

Tal como referido no ponto 3.1, a aquisição dos dados de registos sedimentares marinhos foi realizada através de duas bases de dados principais, nomeadamente, um conjunto de dados compilados num estudo de Caley *et al.* (2014) e um conjunto de trabalhos científicos disponibilizados em pangaea.de (Anexo B).

3.2.3 - Elaboração dos modelos de idade dos testemunhos sedimentares

Este item foi realizado quando os dados recolhidos não apresentassem o modelo de idade para os últimos 20 000 anos. Neste caso, efetuou-se uma interpolação da idade em função da profundidade, com base num *script* desenvolvido em Matlab™ (Anexo C), utilizando as funções de interpolação: Ajuste da curva polinomial (*polyfit*), cuja função retorna um vetor que contém os coeficientes do polinómio de ajuste; Avaliação polinomial (*polyval*), converte os coeficientes do polinómio de ajuste em valores numéricos para uma curva que melhor se ajustava a um conjunto de pontos. Estas duas funções foram aplicadas às variáveis, espessura de sedimento (m) e idade (ka). No final da interpolação foi criado um ficheiro que compilava as seguintes variáveis: Longitude, Latitude e Espessura de sedimento a 20 ka (Anexo B).

3.2.4 - Cálculo da paleobatimetria

Após importar o ficheiro de dados, originado no ponto anterior, procedeu-se ao cálculo da paleobatimetria através do software ArcGIS™.

Assim, nos pontos em que existia registo sedimentar, foi calculada a paleobatimetria considerando a variação eustática do nível do mar para o UMG, a espessura de sedimento depositado nos últimos 20 000 anos e a batimetria atual (ver figura 3.1).

3.2.5- Reconstituição paleobatimétrica (2 Dimensões – 2D)

A reconstituição da paleobatimetria foi realizada com base em métodos de interpolação clássicos (IDW e Triangulação de Delaunay) e em apenas um método geostatístico (Krigagem Ordinária). Para obter o melhor método de interpolação espacial estruturou-se a análise de acordo com quatro pontos principais (Fig. 3.2).

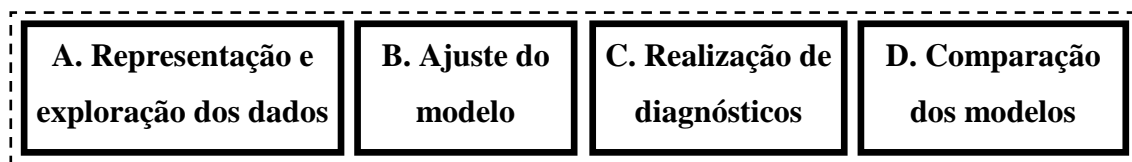


Figura 3.2 - Procedimentos adotados para a obtenção do melhor modelo.

A - Representação e exploração dos dados

Trata-se aqui de representar graficamente os dados anteriormente compilados, nomeadamente as paleobatimetrias a uma dimensão (1D), de modo a obter informações acerca da distribuição dos dados, nomeadamente no que diz respeito à existência de *outliers*, valores errôneos, orientações e entre outros fatores.

A análise dos dados iniciou-se com o histograma, permitindo examinar a distribuição de frequência univariada dos dados. Esta análise foi realizada tanto em dados atuais como em dados a 20 ka.

Após verificar a distribuição dos dados, foram identificadas as tendências dos mesmos. Esta análise permite identificar a presença/ausência de tendências nos dados e qual a ordem polinomial da melhor tendência. Caso ocorra uma tendência nos dados, e como esta é uma componente não aleatória (determinística) da superfície então pode ser representada através de uma fórmula matemática.

Por fim, é necessário analisar a autocorrelação espacial e a influência direcional entre as amostras através de um semivariograma.

B – Ajuste do modelo

Neste item foram utilizados vários modelos e escolhido o que melhor se ajustava aos dados amostrados. As interpolações utilizadas para todos os modelos de dados foram: o *IDW*, a Triangulação de *Delaunay* e a Krigagem Ordinária.

Pretende-se efetuar a interpolação sobre três conjuntos de dados iniciais diferentes, referidos a seguir como Base de Dados (BD). A BD1, construída com o limite da área de

estudo e não considerando a paleolinha de costa. Na BD2 é tida em conta a paleo-linha de costa, com pontos cotados a 0 m de profundidade na reconstituição a 20 ka, e que correspondem à atual batimétrica de 120 m. Na BD3 utilizou-se como complemento as geomorfologias rochosas descritas no parágrafo 3.2.6, montes submarinos e/ou cristas oceânicas, dividindo ainda esta BD em dois sub-conjuntos de dados: BD3.1, em que se agregaram somente os valores de paleobatimetria do contorno destas geomorfologias; BD3.2, em que foram utilizados os valores de paleobatimetria de toda a geomorfologia rochosa. A tabela 3.1 faz referência aos modelos obtidos depois de serem efetuadas as respectivas interpolações.

Tabela 3.1 – Modelos resultantes dos três métodos de interpolação.

	IDW	TIN	Krigagem Ordinária
BD1	IDW1	TIN1	KRI1
BD2	IDW2	TIN2	KRI2
BD3.1	IDW3.1	TIN3.1	KRI3.1
BD3.2	IDW3.2	TIN3.2	KRI3.2

C – Realização de diagnósticos

A realização de diagnósticos serve para avaliar a qualidade da superfície do modelo criado. Esta avaliação é realizada através da validação cruzada que tem como prática comum validar a precisão de uma interpolação (Voltz e Webster, 1990). A validação cruzada, consiste em deixar de fora do ajustamento do modelo um ponto de cada vez, aplicando a esse mesmo ponto o modelo construído e calculando o erro entre o valor medido e estimado. Este procedimento é repetido para todos os pontos (Davis, 1987).

A técnica de validação cruzada é utilizada para escolher o melhor modelo de variograma entre os vários modelos candidatos e selecionar o setor de procura e a distância que minimiza a variância da krigagem (Davis, 1987; Olea, 1999). A validação cruzada também é utilizada para ajudar a encontrar os melhores parâmetros de entrada do IDW (Tomczak, 1988).

Para comparar os distintos métodos de interpolação são considerados os seguintes conjuntos de parâmetros estatísticos de erros resultantes da validação cruzada: o Erro Médio (EM), o Erro Absoluto Médio (EAM), o Erro Quadrático Médio (EQM) e o Erro Quadrático

Médio Normalizado (EQMN). As expressões que definem estes erros estão representadas, respetivamente, em Eq. (5), Eq. (6), Eq. (7) e Eq. (8).

$$\text{Erro Médio (EM)} \quad EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i) \quad (5)$$

$$\text{Erro Absoluto Médio (EAM)} \quad EAM_{abs} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i| \quad (6)$$

$$\text{Erro Quadrático Médio (EQM)} \quad EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad (7)$$

$$\text{EQM normalizado (EQMN)} \quad EQMN = \frac{EQM}{\bar{O}} \quad (8)$$

onde M_i é o valor estimado, O_i é o valor amostrado, N é o conjunto de valores no conjunto de dados e \bar{O} é a média dos valores observados (Johnston *et al.*, 2001; Webster e Oliver, 2001; Kravchenko e Bullock, 1999; Voltz e Webster, 1990)

Assim, os modelos são mais precisos quanto mais próximo de 0 estiver o valor de EAM e quanto mais baixo estiver o valor de EQMN (e.g. Li e Heap, 2014; Hu *et al.*, 2004; Webster e Oliver, 2001).

D – Comparação dos modelos

Após a realização dos diversos tipos de modelos e dos seus respetivos diagnósticos foram comparados os modelos obtidos (ver ponto B), de modo a determinar/escolher qual o método de interpolação espacial que gerou o modelo que represente de forma mais correta a reconstituição paleobatimétrica.

Esta comparação foi realizada entre diferentes modelos, os quais foram obtidos através de métodos de interpolação distintos, ou entre modelos que utilizaram o mesmo método mas com diferentes parâmetros de entrada. As comparações referidas anteriormente foram realizadas através dos resultados das estatísticas de validação cruzada (ver ponto C).

3.2.6- Outros dados importantes para as reconstituições

Além dos dados sedimentares e de modo a melhorar os modelos de reconstituição, foi necessário, antes de realizar a interpolação espacial, incluir a linha de costa atual. Os dados utilizados pertencem à *Global Self-consistent Hierarchical High-resolution Geography* (GSHHG – versão 2.2.4). Esta linha de costa apresenta uma alta resolução de dados geográficos compilados na base de dados de domínio público: *World Vector Shorelines*

(WVS). Está dividida em seis níveis hierárquicos de polígonos consoante os seus limites (L1 a L6). Neste trabalho utilizou-se o limite L1, referente ao nível médio do mar (Wessel e Smith, 1996; Soluri e Woodson, 1990; Gorny, 1997).

Como a reconstrução paleobatimétrica refere-se à idade de 20 000 anos, foi necessário reconstruir a paleo-linha de costa correspondente, ficando a linha de costa atual apenas como referência. Criou-se uma curva de nível aos -120m, correspondendo assim à linha de costa de há 20 000 anos atrás (Horton, 2006; Milne e Mitrovica, 2008). Como algoritmo de suavização, utilizou-se a *interpolação de tipo Bézier*, que consiste em encaixar as curvas de Bezier através de cada segmento de linha, ao longo da linha de dados de entrada. Este algoritmo utiliza ainda, a tangente de Bessel para ligar as curvas suavizadas aos vértices (Farin, 1997), e no final faz a linha resultante passar pelos vértices dos dados de entrada (Fig. 3.3).

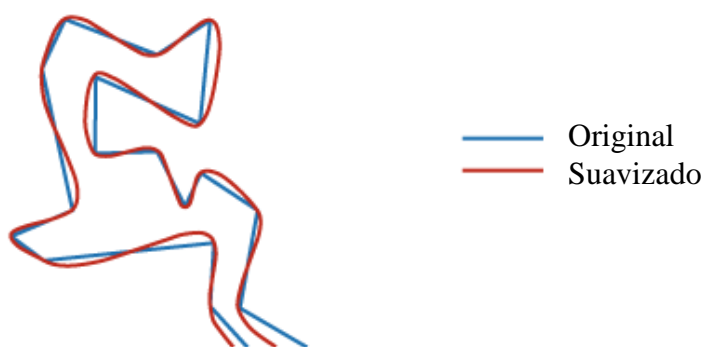


Figura. 3.3 - Algoritmo da interpolação de Bézier ([http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How+Smooth+Line+\(Data+Management\)+works](http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How+Smooth+Line+(Data+Management)+works)). Adaptado de Farin, Gerald, 1997.

Numa segunda fase e para melhorar as reconstituições, optou-se por considerar as geomorfologias rochosas como zonas de batimetria invariante. Efetivamente, existem geomorfologias marinhas que nos últimos 20 000 anos não sofreram alterações, ou se sofreram, foram pouco significativas para o estudo em questão. Estas geomorfologias são compostas por elementos rochosos, como por exemplo os montes submarinos e cristas oceânicas.

Deste modo, através dos dados geoespaciais vetoriais de montes submarinos e cristas oceânicas retiradas de Harris *et al* (2014) criou-se uma *toolbox/model* no ArcGIS™ de forma a obter a batimetria atual nesses locais (Anexo D).

O resultado desta ferramenta é um conjunto de pontos com valores da batimetria atual. Apenas se subtraiu a estes valores, os 120 m que correspondem à variação do nível do mar há 20 ka ficando assim com os valores correspondentes à paleobatimetria em estudo.

CAPÍTULO 4

Resultados e Discussão

Neste capítulo são apresentados os resultados da aplicação da metodologia exposta anteriormente para as duas áreas de estudo; (1) Golfo de Cádiz (parágrafo 4.1); (2) Mar de Irminger e da Bacia da Islândia (parágrafo 4.2). Numa primeira fase são apresentadas as explorações dos dados utilizados para as interpolações e numa segunda fase são apresentados os mapas das reconstituições paleobatimétricas obtidos pelas interpolações descritas no enquadramento (ver capítulo 2) e implementadas de acordo com o exposto na metodologia (capítulo 3). A seguir apresenta-se a comparação entre métodos de interpolação utilizando os erros estatísticos tal como descrito no capítulo 3. Por último, faz-se uma análise da geomorfologia e sedimentologia das áreas de estudo.

4.1 – Reconstituição da área do Golfo de Cádiz

4.1.1 Representação e exploração dos dados

Os dados são provenientes de 72 testemunhos e distribuídos pela área de estudo tal como apresentado na figura 4.1. A tabela referente aos dados é composta pelos seguintes atributos: ID; Longitude; Latitude; Batimetria atual; Espessura do sedimento a 20 ka; Paleotopografia marinha a 20 ka; Paleobatimetria a 20 ka (Anexo B).

Estes dados estão em maior proporção junto à costa cobrindo, no entanto, as diferentes zonas geomorfológicas, desde o talude à planície abissal passando pelo sopé atual (Fig. 4.1).

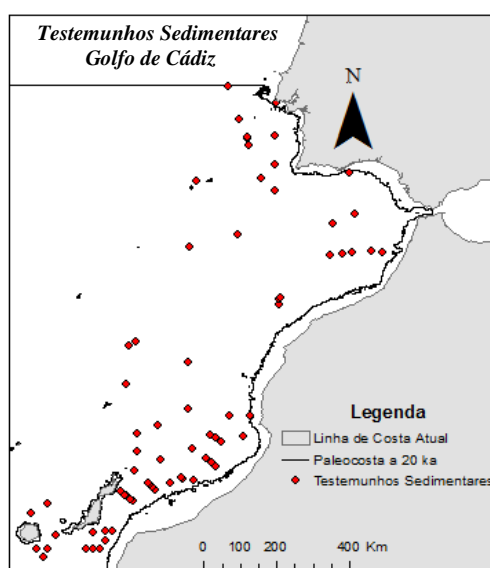


Figura 4.1 – Mapa com localização dos testemunhos sedimentares utilizados na área de estudo do Golfo de Cádiz.

A nível da análise da distribuição de frequências univariadas dos dados de batimetria e paleobatimetria a 20 ka dos testemunhos sedimentares, o histograma A da figura 4.2 apresenta uma distribuição bimodal em que as duas profundidades com maior número de amostras, são 1001 – 1500 m e 2501 – 3000 m (Tabela 4.1). O valor mínimo corresponde à profundidade de 88 m, enquanto que, o valor máximo é de 4602 m. Relativamente à média (2085 m) deste conjunto de dados, esta é maior que a mediana (1875 m) mas menor que a moda 2795 m. Este histograma também apresenta uma ligeira assimetria para a direita, ou seja tem uma cauda direita indicando um desvio para pontos de grandes profundidades.

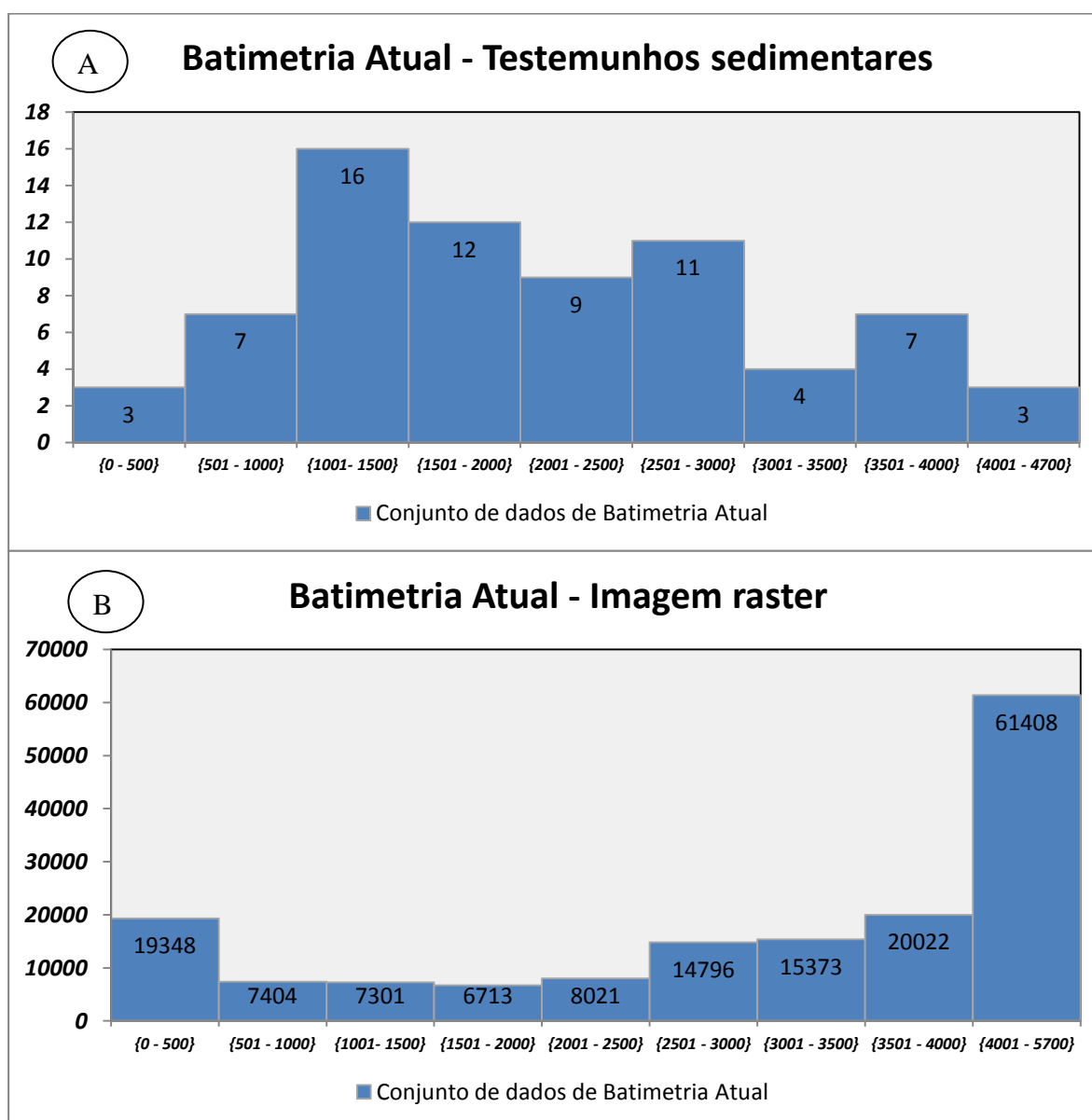


Figura 4.2 – A) Histograma referente ao atributo de batimetria atual dos testemunhos sedimentares; B) Histograma dos dados de batimetria atual referentes à imagem raster.

O histograma B, representado na figura 4.2 também apresenta uma distribuição bimodal, mas as duas profundidades com maior número de dados são 0 – 500 m (profundidades mais baixas) e 4000 – 5700 m (profundidades mais elevadas). O valor mínimo corresponde à profundidade de 0 m, enquanto que, o valor máximo é de 5864 m e o valor médio de 3265 m (tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Dados estatísticos referentes aos histogramas apresentados na figura 4.2.

	Batimetria Atual	Paleobatimetria	Batimetria Atual - Imagem raster
Nº dados	72	72	1174900
Mínimo (m)	88	305.4	0
Máximo (m)	4602	4495	5864
Media (m)	2085	1969	3265
Desvio Padrão (m)	1040	1040	1368
Assimetria (m)	0.4	0.4	0.6
Curtose (m)	-0.6	-0.6	2.4
1º Quartil (m)	1271	1152	4365
Mediana (m)	1875	1756	3594
3º Quartil (m)	2795	2678	2312
Moda (m)	2795	4032.4	-

Realizou-se também uma análise de tendências aos dados de paleobatimetria (1D) a 20 ka referentes aos diversos testemunhos sedimentares (Fig. 4.3). Esta análise foi realizada através da ferramenta de Geoestatística do software ArcGIS™.

Com base na análise das linhas de tendência representadas na imagem A da figura 4.3 verifica-se que a linha verde inicia com valores baixos e aumentam ligeiramente na direção Este, enquanto que a linha de tendência azul começa com valores um pouco altos e diminuem na direção Norte. Estes fatores demonstram que, apesar destas tendências não serem muito significativas a tendência Oeste-Este é ligeiramente mais forte que a tendência Sul-Norte.

No entanto, ao alterar o ângulo de rotação para 134° (Fig. 4.3 – B) é possível ver que a tendência Oeste-Este fica mais pronunciada, apresentando uma forma em U. Da mesma forma, a rotação para um ângulo de 46° (Fig. 4.3 –C) permite visualizar a tendência Sul – Norte mais pronunciada, também apresentando uma forma em U. Visto que, estas tendências utilizam o polinómio de segunda ordem para realizar esta análise e apresentam a forma de U, poderá se utilizar este polinómio para remover as tendências na fase de criação dos variogramas.

Sumariamente, verifica-se que a tendência destes dados é de Sudoeste para Nordeste. Assim, estas tendências são possivelmente causadas pela distribuição da amostragem de testemunhos sedimentares, estando estes em maior proporção junto à costa, que está principalmente alinhada Sudoeste-Nordeste nesta região. Contudo, em localizações a sudoeste da área de estudo existem mais testemunhos sedimentares e com maiores profundidades do que a nordeste.

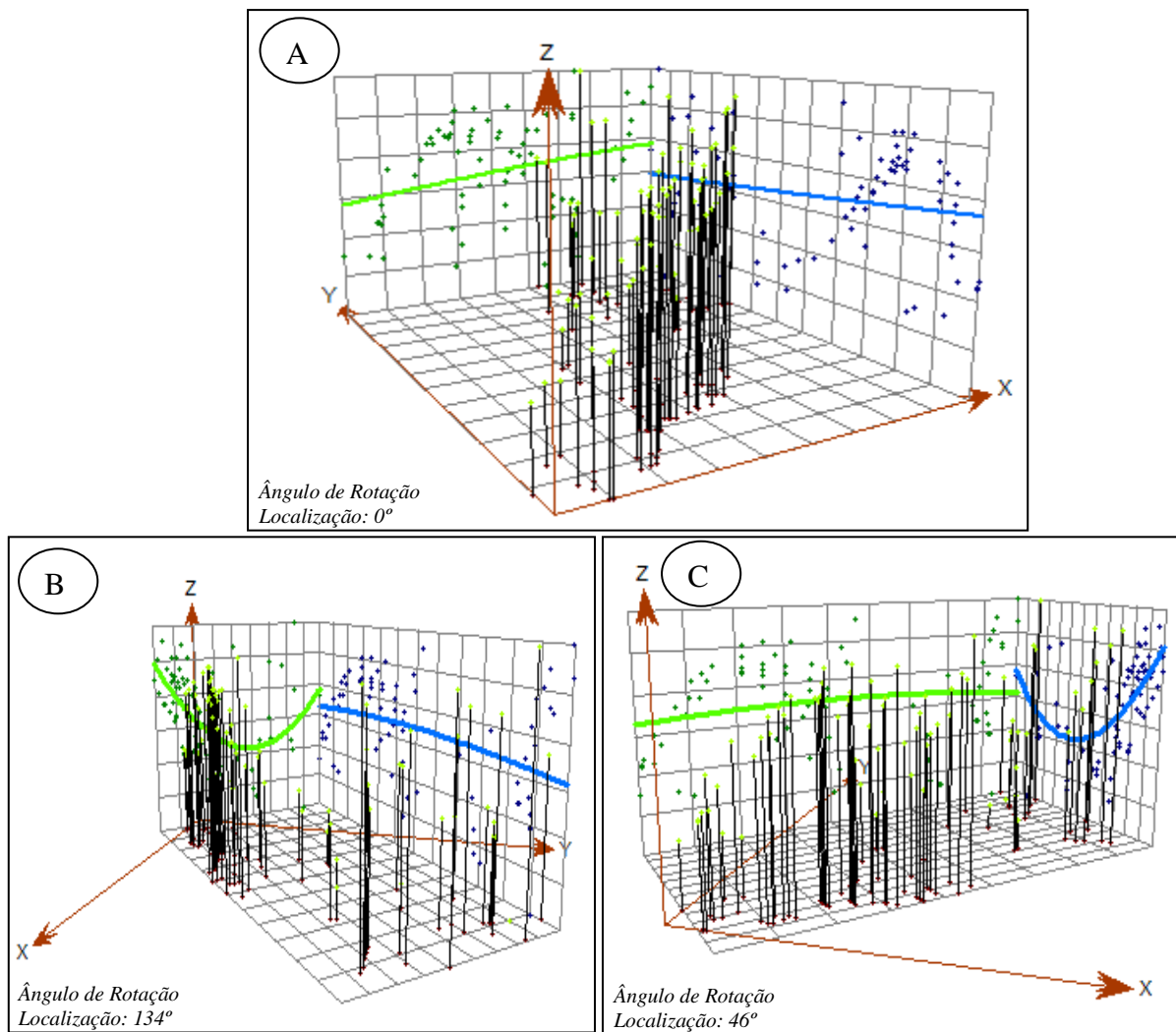


Figura 4.3 - Gráficos das análises de tendências para os dados de paleobatimetria a 20 ka referentes aos testemunhos sedimentares. A) Ângulo de rotação de 0°; B) – Ângulo de rotação de 134°; C) – Ângulo de rotação de 46°. Cada barra preta representa uma amostra em que a altura das barras corresponde à magnitude dos valores de paleobatimetria a 20 ka para cada amostra. O eixo x tem a direção Oeste-Este, os pontos a verde representam os valores de paleobatimetria da 20 ka das amostras projetados na direção O-E e a linha verde é a linha de tendência O-E. O eixo y tem a direção Sul – Norte, os pontos a azul representam os valores de paleobatimetria 20 ka das amostras projetados no plano S-N e a linha a azul é a linha de tendência S-N.

Por último, a análise do semivariograma permitiu examinar a autocorrelação espacial dos testemunhos sedimentares. Na autocorrelação espacial presume-se que os testemunhos sedimentares mais próximos são mais similares (Fig. 4.4 – A). Como os locais mais próximos são mais similares, os pares de amostras que apresentam uma distância menor (valor baixo no eixo do x) devem ter valores de semivariograma baixos (baixos valores no eixo do y). À medida que esta distância entre x aumenta os valores de semivariograma (eixo y) também aumentam. Contrariamente ao referido anteriormente, verifica-se que um local com baixo valor de x apresenta um valor elevado de y (assinalado na figura 4.4 - A), pois este par possui um testemunho sedimentar (GeoB8903-1) que ao calcular a sua paleobatimetria para 20 ka vai apresentar um valor de 16 m, ou seja, para a idade pretendida este testemunho não estava submerso.

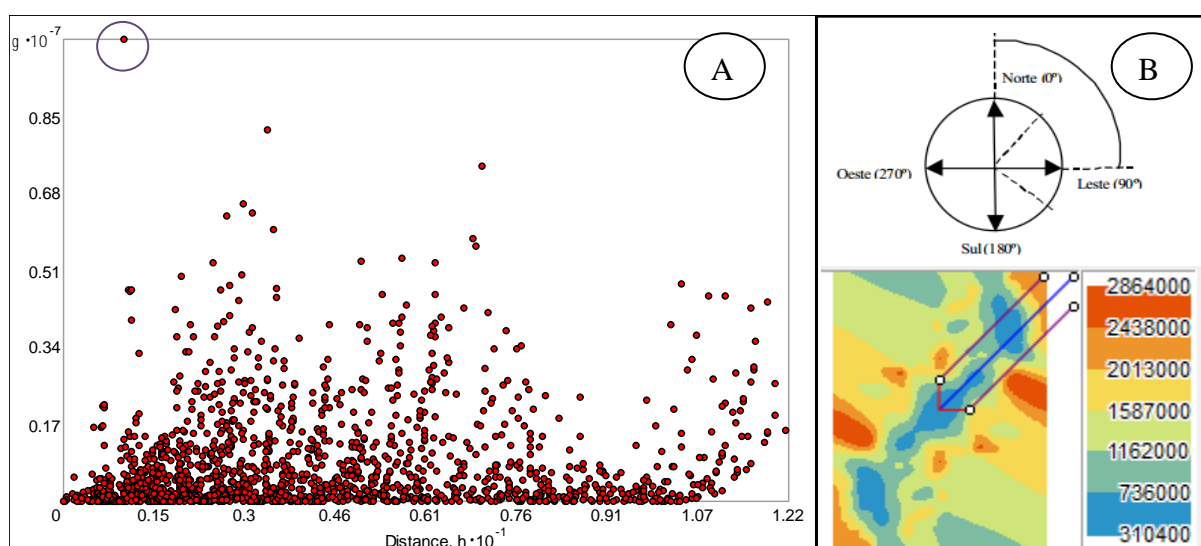


Figura 4.4 – A) Representação espacial do Semivariograma referente aos dados de paleobatimetria a 20 ka dos testemunhos sedimentares utilizados na região do golfo de Cádiz. Eixo y: valor de semivariograma, diferença quadrada entre os valores de cada par de localização; Eixo x: distância que separa cada par de amostras; Pontos Vermelhos: Par de amostras; B) Semivariograma de superfície. Ângulo de direção a 45°; Ângulo de tolerância a 45°; Largura da banda 1.6; Distância: 1.2198 (m); Intervalo de classes: 10.

Para além das tendências globais observadas na análise de tendências, também podem haver tendências direcionais, isto é, em alguns conjuntos de dados os valores são mais contínuos ao longo de certas direções do que em outras, sendo esta variação denominada por anisotropia. Assim, para visualizar melhor a variabilidade dos dados e o seu comportamento anisotrópico criou-se o semivariograma de superfície (Fig. 4.4 – B). Neste semivariograma de superfície pode-se notar que a maior continuidade dos dados está presente na direção 45° - 225° (Nordeste – Sudoeste), e a de menor direção na direção 135° - 315° (Noroeste – Sudeste).

4.1.2 Ajuste do modelo

Nos próximos pontos apresentar-se-á os modelos de paleobatimetria obtidos pelos três métodos de interpolação, IDW, TIN e Krigagem Ordinária. É importante referir aqui que a única geomorfologia rochosa existente nesta área de estudo são os montes submarinos. Por último, as quatro bases de dados utilizadas nesta área de estudo no Anexo E.

4.1.2.1 – Inverso do Quadrado da Distância

Na interpolação do Inverso do Quadrado da Distância (IDW), foram realizados vários testes de modo a verificar quais os parâmetros que produzem o melhor modelo (Anexo F). Os melhores parâmetros de entrada dos modelos foram escolhidos com base nos resultados obtidos na validação cruzada, isto é, com o valor do Erro Absouto Médio mais próximo de 0 e o Erro Quadrático Médio Normalizado mais baixo possível de modo a que o modelo final seja mais preciso (ver capítulo 3; Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004). Esses parâmetros estão apresentados na tabela 4.2.

Tabela 4.2– Descrição dos parâmetros de entrada que produziram os melhores modelos (IDW 1, 2, 3.1 e 3.2). Para além dos parâmetros de entrada dos modelos estão também apresentados os respetivos resultados de validação cruzada.

Modelo	Parâmetros de entrada do modelo							Validação Cruzada			
	Especificações de vizinhança							Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
Número de Pontos (Base de dados)	Potência (power) - p	Tipo de Vizinhança	Máximo nº de vizinhos	Mínimo nº de vizinhos	Tipo de setor	Ângulo					
IDW1	72	3.7	Padrão	8	8	8 Setores	0	-103.3	103.3	610.1	0.24
IDW2	974	7	Padrão	5	3	4 Setores	0	28.3	28.3	256.7	0.13
IDW3.1	7979	2	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.3	4.3	95.7	0.04
IDW3.2	67691	2	Padrão	5	3	4 Setores	0	1.5	1.5	51.6	0.02

Através dos parâmetros da tabela 4.2 verifica-se que à medida que o modelo evolui para o modelo mais complexo (IDW1 até IDW3.2), o número de pontos aumenta e, tanto o Erro Absoluto Médio como o Erro Quadrático Médio Normalizado aproximam-se dos seus valores ideais, 103.3 até 1.5 e de 0.24 até 0.02, respetivamente. É importante referir que nos modelos IDW3.1 e IDW3.2 utilizou-se a potência 2. Como estes dois modelos apresentam um grande número de pontos a utilização de potências maiores induziria reconstituições não suavizadas, porque quanto maior o valor da potência maior a influência dos pontos mais próximos. Por último, relativamente às especificações de vizinhança, apenas o modelo IDW1 apresenta 8 pontos como número máximo e mínimo de vizinhos e 8 setores de procura de

vizinhos enquanto que, os restantes modelos apresentam no máximo 5 pontos vizinhos e no mínimo 3 pontos vizinhos, com 4 setores na procura.

As reconstituições paleobatimétricas (2D) resultantes dos quatro modelos (IDW 1 até 3.2; tabela 4.1) estão presentes na Figura 4.5.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka - IDW

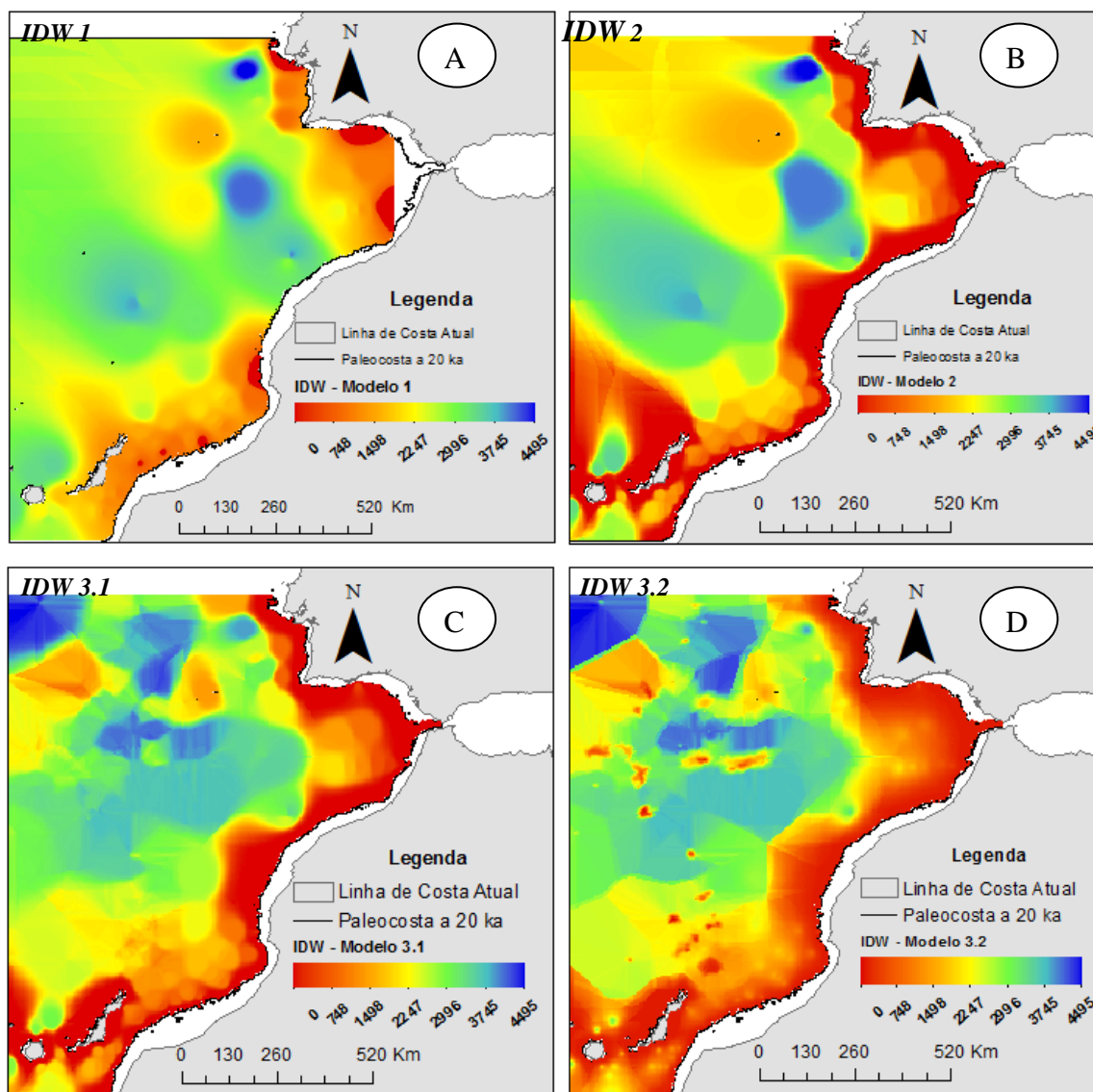


Figura 4.5 – Os quatro modelos de Paleobatimetria a 20 ka realizados pelo método de interpolação IDW. A) IDW1 – interpolação apenas com as batimetrias dos testemunhos sedimentares; Tamanho de célula: 26.8 m B) IDW2: IDW1 mais os pontos cotados a 0 m representando a paleolinha aos 20 ka; Tamanho de célula: 23.6 m; C) IDW3.1: IDW2 mas com a paleobatimetria dos contornos das geomorfologias rochosas (montes submarinos); Tamanho de célula: 23.6 m; D) IDW3.2: IDW2 mas com a totalidade da paleobatimetria das geomorfologias rochosas. Tamanho de célula: 23.6 m.

A reconstituição paleobatimétrica da figura 4.5 - A apresenta a profundidade de 0 m como valor mínimo, enquanto que a profundidade máxima é atingida aos 4495 m na costa Oeste de Portugal e o valor médio é aos 2510 m. Em toda a paleocosta desta reconstituição estão presentes valores entre os 0 e os 1500m, devido a não se ter adicionado na base de dados utilizada as profundidades da paleocosta (0 m).

Na reconstituição paleobatimétrica representante do modelo IDW2 (Fig. 4.5 – B), modelo em que se adicionou os pontos cotados a 0 m em toda a paleocosta, já é visível toda a paleocosta limitada a 0 m. Deste modo, a reconstituição representante do IDW2 apresenta novamente como valor de menor profundidade os 0 m e como valor de máxima profundidade os 4495 m no mesmo local que o IDW1. Relativamente à média desta reconstituição, esta é de 2030 m pois, como se conseguiu obter valores mais baixos junto à paleocosta, a média é ligeiramente menor do que a do IDW1.

Na reconstituição representante do modelo IDW3.1 (Fig. 4.5 - C) consegue-se visualizar uma paleocosta mais suavizada, tanto junto ao continente como junto às ilhas. Ao adicionar os contornos dos montes submarinos, os próprios não adquiriram a sua forma real mas, ajudaram as zonas mais profundas a adquirir algumas formas, sendo assim possível diferenciar algumas províncias geomorfológicas, tais como a Planície Abissal do Seno e de Ferradura, a Bacia de Agadir e a Bacia do Tejo. O valor mínimo de profundidade é de 0 m e o valor máximo é de 5209 m, correspondendo este último ao local também de máxima profundidade da batimetria atual (no noroeste da zona em estudo). O aumento de quantidade de zonas mais profundas faz com que a média também seja maior, 2636 m.

A reconstituição representando o modelo IDW3.2 (Fig. 4.5 – D) é a que melhor representa a área de estudo, isto porque, ao adicionar a totalidade da batimetria dos montes submarinos, a interpolação para além de definir bem estas geomorfologias também definiu melhor as zonas mais profundas, comparativamente à reconstituição anterior. Esta reconstituição apresenta como valor mínimo a profundidade de 0 m e como valor máximo 5208 m o que corresponde também ao local mais profundo da batimetria atual desta região e, por último a média é de 2544 m.

Após uma descrição generalista das reconstituições representantes dos vários modelos é também necessário avaliar geostatisticamente estes modelos. Para isso, realizou-se a validação cruzada em que os gráficos e os parâmetros resultantes desta análise estão presentes na figura 4.6 e na tabela 4.2 respetivamente.

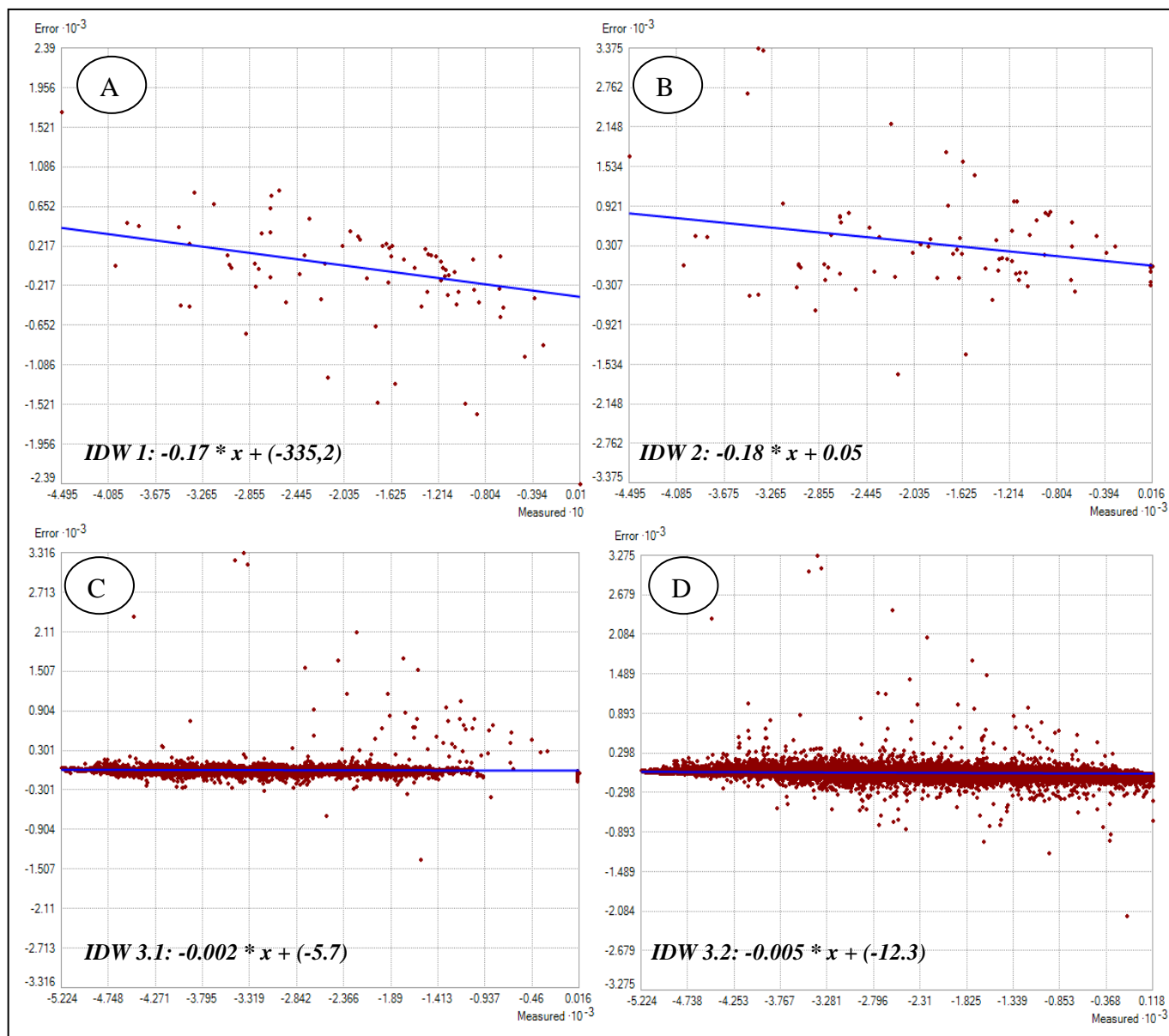


Figura 4.6 – Gráficos de Erro da Validação Cruzada relativos aos quatro modelos interpolados pelo IDW . A) IDW 1; B) IDW 2; C) IDW 3.1; D) IDW 3.2. Eixo y: corresponde ao resultado da subtração de valores estimados aos valores medidos de paleobatimetria. Eixo x: Valores medidos de paleobatimetria. A linha azul corresponde à reta de ajuste entre a dispersão de pontos estando a sua equação representada em cada gráfico.

Os gráficos de erro da figura 4.6 mostram que tanto no IDW1 como no IDW2 os pontos estão muito dispersos em relação à reta. Nos gráficos do IDW3.1 e do IDW3.2 os

dados já se encontram mais unidos e próximos à reta, estando esta na horizontal, logo estes modelos são mais precisos e corretos.

Segundo Li e Heap (2008) e Hu *et al.*, (2004), o valor do Erro Absoluto Médio tem que estar próximo de 0 e o valor do Erro Quadrático Médio Normalizado tem que ser o mais baixo possível para o modelo final ser mais preciso, portanto geoestatisticamente também é o IDW3.2 que apresenta o melhor modelo, pois, tal como se verificou anteriormente é este modelo que apresenta os valores mais próximos dos valores ideais.

4.1.2.2 - Triangulação de Delaunay

Numa segunda fase realizou-se a Triangulação de Delaunay (**Triangular Irregular Network- TIN**) para as quatro bases de dados apresentadas na metodologia (capítulo 3). Neste caso, analisou-se apenas os resultados graficamente e não se realizou a validação cruzada, pois, para tal seria necessário realizar subamostragens e como existem poucos testemunhos sedimentares as interpolações geradas seriam bastante diferentes, ou seja, o número de pontos não é suficiente para aplicar a validação cruzada neste método. Assim as quatro reconstituições de paleobatimetria resultantes da interpolação da triangulação de Delaunay estão apresentadas na figura 4.7.

Na reconstituição paleobatimétrica da figura 4.7 – A, ou seja, no modelo TIN1, a reconstituição não adquiriu nenhuma característica geomorfológica devido à falta de testemunhos no geral e principalmente nos locais de paleocosta. Esta reconstituição apresentou como valor mínimo de profundidade os 0 m, como valor de máxima profundidade os 4495 m e como valor médio 2285 m.

Ao adicionar os pontos cotados a 0 m à paleocosta na BD2, a reconstituição paleobatimétrica da figura 4.7 – B (TIN2) já adquiriu a forma da zona costeira tanto no continente como nas ilhas. O facto desta reconstituição ter adquirido a forma da zona costeira, ou seja, a interpolação prolongou-se para valores mais baixos de profundidade, e ainda, o facto do TIN2 possuir poucos testemunhos sedimentares em zonas profundas, o que limitou a interpolação nessas zonas, fez com que, a média da paleobatimetria comparativamente à reconstituição anterior diminuiu-se para 1599 m. Relativamente aos valores mínimos (0 m) e máximos (4495 m), ambos ficaram iguais à reconstituição anterior.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka - TIN

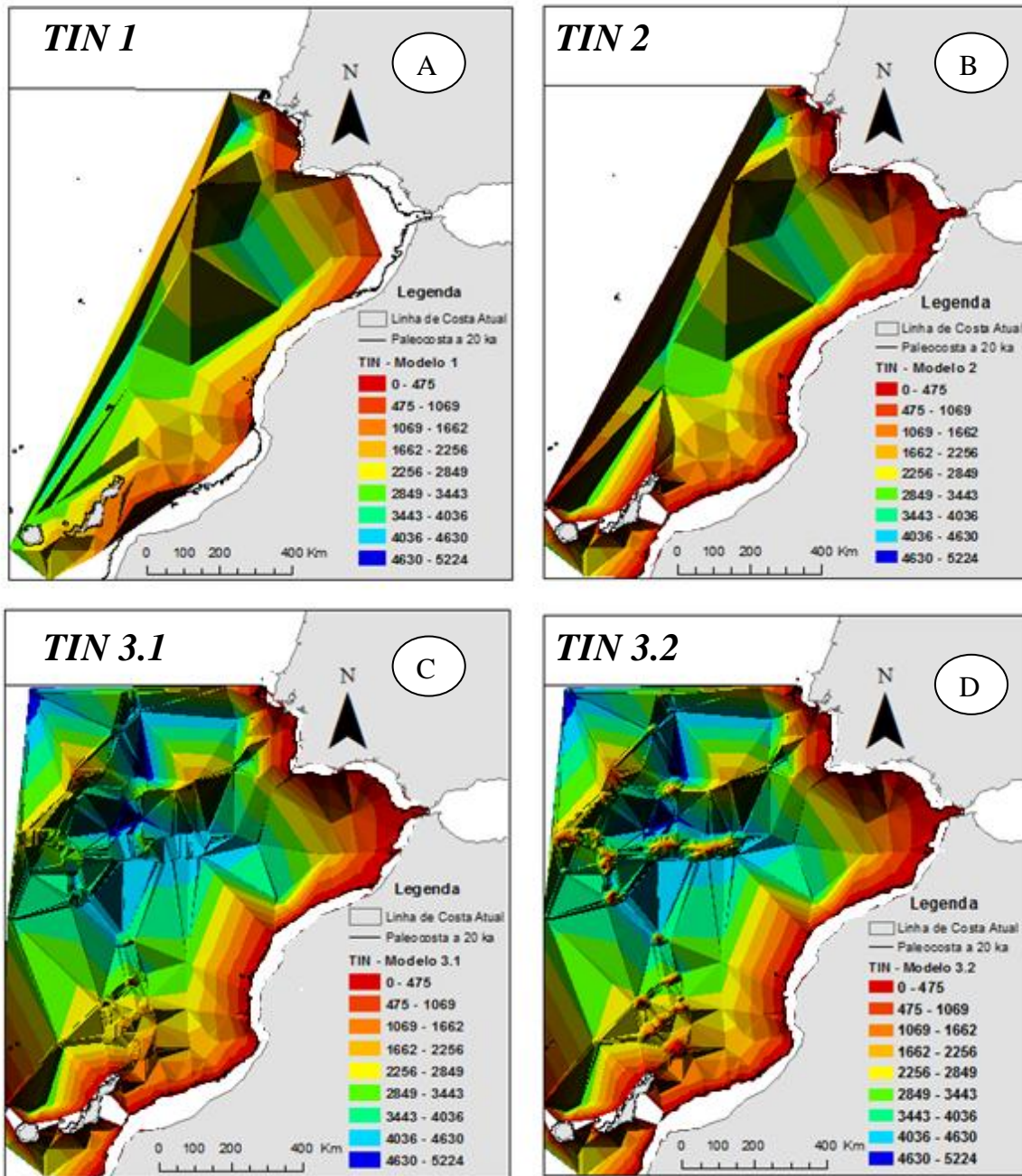


Figura 4.7 – Os quatro modelos de Reconstituições de Paleobatimetria a 20 ka realizadas pelo método de interpolação TIN. A) TIN 1; B) TIN 2; C) TIN 3.1; D) TIN 3.2;

Na reconstituição paleobatimétrica representante do modelo TIN3.1 (Fig. 4.7 – C) em que se utilizou a base de dados 3.1, a interpolação já se prolongou para zonas mais profundas devido ao facto de se ter acrescentado a este modelo os contornos dos montes submarinos. Os contornos dos montes submarinos fizeram com que as províncias geomorfológicas já se conseguissem identificar, mas ainda, não foi o suficiente para distinguir claramente as

diversas planícies abissais (Seno e Ferradura) e bacias oceânicas (Agadir e Tejo) que estão entre estes montes submarinos. Assim, devido ao prolongamento da interpolação para zonas mais profundas a profundidade máxima atingida e a média aumentaram comparativamente às reconstituições anteriores para 5224 m e 2388 m, respetivamente, enquanto que, os valores mínimos mantiveram-se nos 0 m.

No TIN3.2 (Fig. 4.7 - D) como se acrescentou à sua base de dados a paleobatimetria na totalidade dos montes submarinos, estas geomorfologias para além de ficarem bem definidas fizeram com que fosse possível distinguir as planícies abissais do Seno e da Ferradura e ainda, a Bacia de Agadir e do Tejo. As planícies abissais e as bacias oceânicas apesar de apresentarem valores de paleobatimetria semelhantes às da batimetria atual (3000 – 5000 m), em alguns locais precisavam de mais informação para ficarem melhor definidas. Relativamente à margem continental, tanto no TIN3.1 como no TIN3.2, na costa noroeste de Marrocos e na costa Oeste de Portugal a margem continental atinge profundidades maiores (~2800 m) e em zonas mais perto de costa (~100 km) do que, na costa sudoeste de marrocos e golfo de cádis onde as profundidades menores (0-2000 m) prolongam-se até zonas mais distantes da paleocosta (~300 km). Este fator é semelhante à batimetria atual da região, mas com profundidades ligeiramente superiores comparativamente às profundidades atuais devido à paleocosta estar a – 120 m de profundidade da linha de costa atual. Assim, a reconstituição TIN3.2 apresenta como valores mínimos 0 m, como valores máximos 5224 m e como valor médio 2347 m, sendo que, o valor máximo desta reconstituição ocorre no mesmo lugar que na região da batimetria atual (zona noroeste da região estudada).

4.1.2.3 - Krigagem Ordinária

Realizou-se a Krigagem Ordinária para as quatro base de dados apresentadas na metodologia (capítulo 3). Para tal realizaram-se vários testes para verificar quais os parâmetros que produzem o melhor modelo (Anexo F), sendo os melhores parâmetros apresentados na tabela 4.3.

Tabela 4.3 – Parâmetros utilizados na interpolação de Krigagem Ordinária para os quatro modelos. Os parâmetros de entrada no semivariograma são: Modelo; Efeito de pepita; Parâmetro; Maior alcance; Distância (h); Intervalos; Patamar; e os Parâmetros de procura de vizinhança são: Mínimo nº de vizinhos; Máximo nº de vizinhos; Tipo de sector. S – Setor de procura.

Modelos	Parâmetros de entrada no semivariograma							Parâmetros de procura de vizinhança			
	Nº de pontos (Base de dados)	Modelo	Efeito de pepita (m)	Parâmetro	Maior alcance	Distância-h (m)	Intervalos	Patamar (m)	Mínimo nº de vizinhos	Máximo nº de vizinhos	Tipo de sector
KRI1	72	Stable	17819.1	1.6	2.5	0.3	12	1152444	8	8	8S
KRI2	974	Stable	0	1.8	1.4	0.2	12	277877.2	5	2	4S
KRI3.1	7979	Stable	2503.6	1.8	0.7	0.08	12	289579.7	5	2	4S
KRI3.2	67971	Stable	0	1.8	0.3	0.03	12	942934.4	15	15	8S

Os melhores parâmetros de entrada dos modelos foram escolhidos consoante os melhores resultados de validação cruzada obtidos (tabela 4.3) seguindo os conceitos presentes no capítulo 3 (Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004).

Com base na tabela 4.2, verifica-se que apenas no KRI1 as especificações de vizinhança (8 nº mínimo, 8 nº máximo, 8 Setores) foram diferentes em comparação com os restantes modelos (5 nº mínimo, 2 nº máximo, 4 Setores). Em todos os modelos foi utilizado o modelo teórico denominado por *Stable* (para melhorar o ajuste ao semivariograma experimental), pois foi o que apresentou melhores resultados, estando a comparação entre os vários parâmetros testados com os respetivos semivariogramas no Anexo F. Neste anexo, também estão os parâmetros testados após a remoção de tendências através do polinómio de segunda ordem tal como descrito na análise de tendências deste capítulo. Desta forma, obteve-se melhores resultados sem remover as tendências observadas.

As quatro reconstituições de paleobatimetrias (2D) resultantes dos quatro modelos (KRI 1 até 3.2) estão apresentadas na figura 4.8.

Na reconstituição paleobatimétrica da figura 4.8 – A (KRI1), é notável que esta reconstituição não adquiriu nenhuma forma geomorfológica pois, foi utilizada a BD1 que apenas apresenta os testemunhos sedimentares e não tem informação sob a paleocosta. O valor mínimo desta reconstituição é 0 m enquanto que o valor máximo é 4471 m e a média é 2457 m.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka

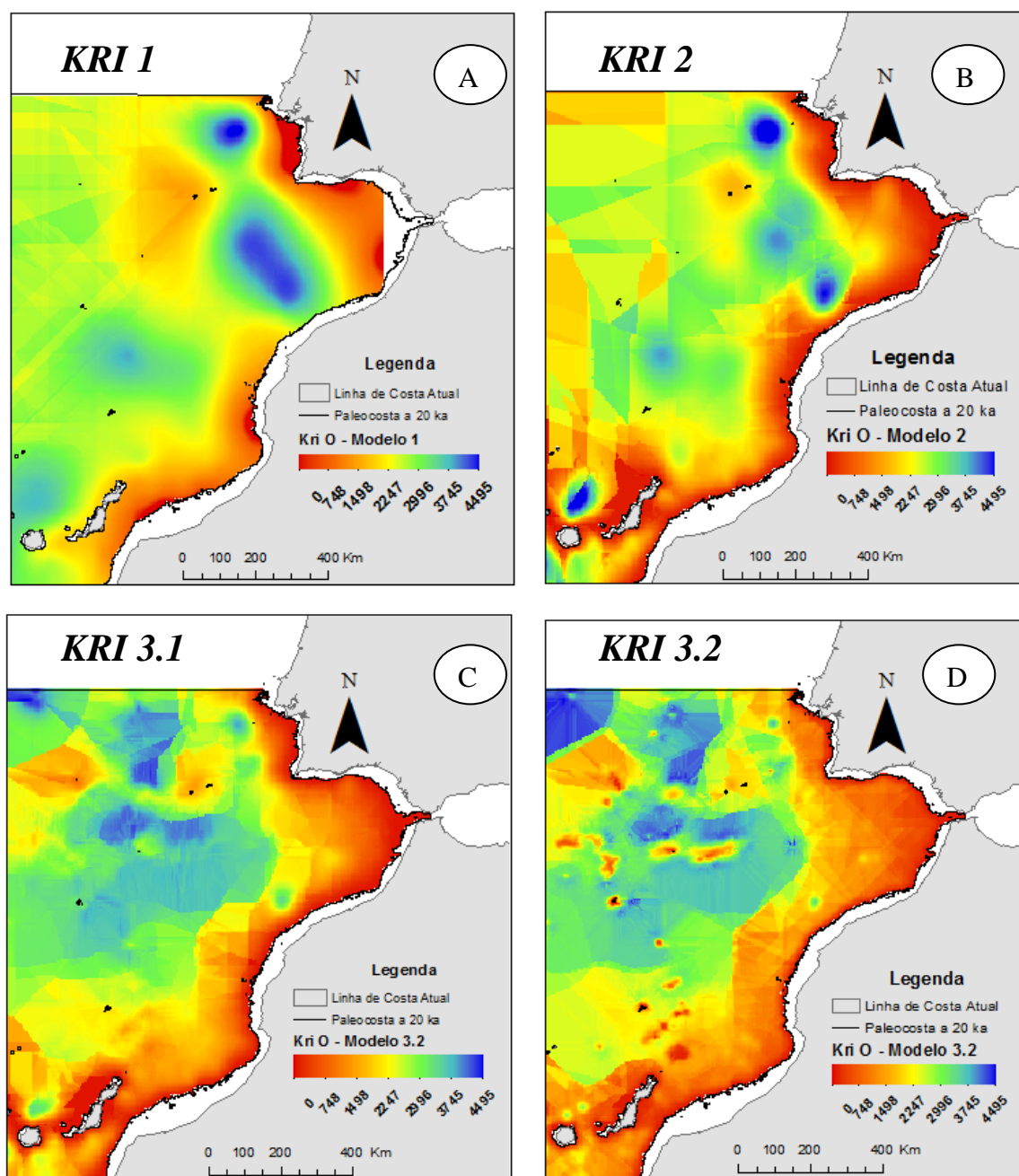


Figura 4.8 – Reconstituições de Paleobatimétricas a 20 ka realizadas pelo método de interpolação Krigagem Ordinária para os quatro modelos. A) KRI 1; Tamanho de célula: 26.8 m; B) KRI 2; Tamanho de célula: 23.6 m; C) KRI 3.1; Tamanho de célula: 23.6 m; D) KRI 3.2; Tamanho de célula: 23.6 m;

Na reconstituição paleobatimétrica (KRI2) da figura 4.8 – B como se adicionou informação da paleocosta (BD2), ou seja, pontos cotados a 0 m, já se distingue a forma da margem costeira, tanto do continente como das ilhas. Relativamente a zonas mais profundas a interpolação não tem informação suficiente para apresentar limites de províncias

geomorfológicas. Nesta reconstituição o valor mínimo continua a ser os 0 m enquanto que o valor máximo aumentou para 5891 m sendo então maior que o valor máximo de batimetria atual desta região (5864 m). Já a média corresponde a 2196.6 m diminuindo de valor comparativamente à reconstituição anterior.

Ao adicionarem-se os contornos dos montes submarinos, apesar destes não se conseguirem identificar, já se consegue verificar ligeiramente as planícies abissais do Seno e da Ferradura, e as Bacias de Agadir e do Tejo. Isto é observado na reconstituição paleobatimétrica da figura 4.8 – C, ou seja, do modelo KRI3.1. O valor mínimo é de 0 m e o valor máximo é 5265.6 m e está também localizado no local de maior profundidade da batimetria atual. Já a média devido à aquisição de formas de zonas profundas aumentou para 2656.6 m.

Na reconstituição da paleobatimetria presente na figura 4.8 – D, correspondente ao modelo KRI3.2 e onde se acrescentou a totalidade da paleobatimetria dos montes submarinos, já é possível identificar melhor os montes submarinos e as várias planícies abissais e bacias oceânicas. Nesta reconstituição o valor mínimo é 0 m e o valor máximo é 5330 m estando também localizado na zona mais profunda da batimetria atual. Enquanto que a média mantém-se semelhante à reconstituição anterior com um valor de 2660 m. Deste modo a paleobatimetria representante do modelo KRI3.2 é a que representa melhor a área de estudo.

Para avaliar geoestatisticamente estes modelos realizou-se a validação cruzada em que os gráficos e os parâmetros resultantes desta análise estão presentes na figura 4.9 e tabela 4.4 respetivamente.

Através dos gráficos da figura 4.9 verifica-se que no modelo KRI1 e no modelo KRI2 os pontos estão muito dispersos em relação à reta, e esta reta está inclinada. Já nos modelos KRI3.1 e KRI3.2 os pontos tendem a ficar mais unidos e próximos da reta, estando esta reta cada vez mais horizontal. Para completar esta verificação geoestatística, através da tabela 4.4 verifica-se que à medida que o modelo evolui (KRI 1 até KRI 3.2) o Erro Quadrático Médio Normalizado tende a ficar mais baixo (0.20 até 0.01) e o Erro Absoluto Médio tende a ficar mais próximo de 0 (66.5 até 0.29) o que faz com que a reconstituição paleobatimétrica correspondente ao modelo KRI3.2 apresente o melhor modelo, pois apresenta os valores de validação cruzada (EQMP e EAM) mais próximos dos valores referência (Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004).

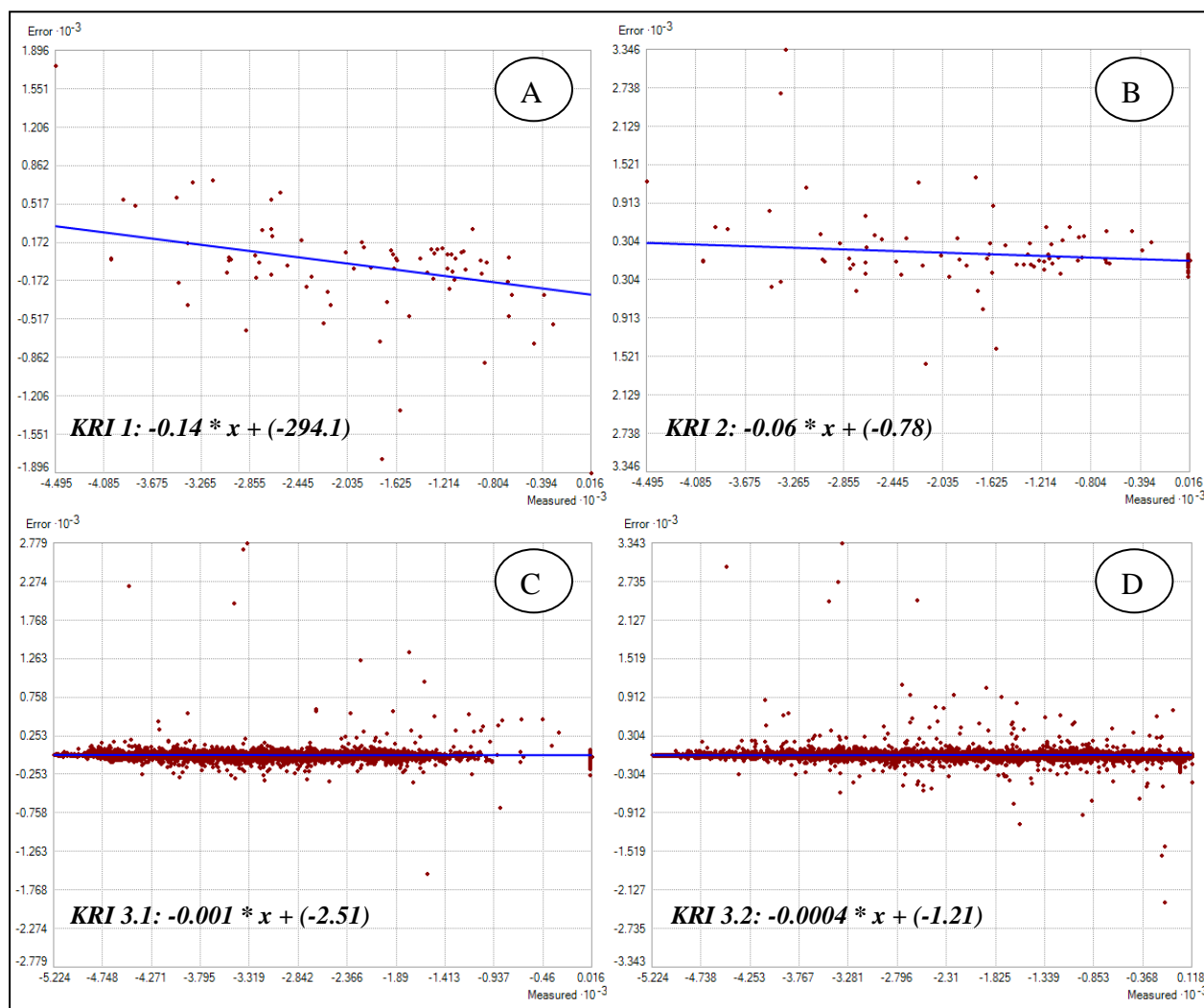


Figura 4.9 – Gráfico de erro da validação cruzada - Cross Validation. Esta análise foi realizada para os quatro modelos. A) KRI 1; B) KRI 2; C) KRI 3.1; D) KRI 3.2; Eixo y: corresponde ao resultado da subtração de valores estimados aos valores medidos de paleobatimetria. Eixo x: Valores medidos de paleobatimetria. A linha azul corresponde à reta de ajuste entre a dispersão de pontos estando a sua equação representada em cada gráfico.

Tabela 4.4 – Resultados da validação cruzada para os quatro modelos (KRI 1 até KRI3.2). Os parâmetros resultantes da Validação Cruzada são o Erro Médio (EM), o Erro Absoluto Médio (EAM), o Erro Quadrático Médio (EQM) e o Erro Quadrático Médio Normalizado (EQMN).

Modelo	Nº de pontos	Interpolação	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro	Erro
					Quadrático o Médio (m)	Quadrático Médio Normalizado (m)
KRI1	72	Krigagem Ordinária	-66.5	66.5	497.9	0.20
KRI2	974	Krigagem Ordinária	13.9	13.9	192.9	0.09
KRI3.1	7979	Krigagem Ordinária	1.5	1.5	75.1	0.03
KRI3.2	67691	Krigagem Ordinária	0.29	0.29	38.9	0.01

4.1.3 Comparação e avaliação das incertezas dos métodos de interpolação utilizados

Após terem sido testados e aplicados os vários métodos de interpolação utilizados para reconstruir a paleobatimetria para a área de estudo do golfo de Cádiz, é importante proceder à sua comparação para escolher qual o método que melhor representa esta área de estudo. Para tal, utilizaram-se os seguintes critérios objetivos: comparação dos erros estatísticos (EM, EAM, EQM, EQMN) resultantes da validação cruzada (ver capítulo 3) e avaliação gráfica das várias reconstituições paleobatimétricas obtidas.

4.1.3.1 – Comparação dos erros estatísticos da validação cruzada

A análise de validação cruzada foi realizada para cada método de interpolação, contudo, neste ponto será realizada a comparação dos vários erros obtidos entre os diferentes métodos de interpolação. Esta comparação tem a finalidade de escolher geostatisticamente qual o método que gera a melhor reconstituição paleobatimétrica desta área de estudo.

Na tabela 4.5 está apresentada a comparação entre os erros estatísticos dos métodos de interpolação aplicados aos vários modelos. Esta comparação será realizada apenas entre o IDW e a Krigagem Ordinária pois, não se realizou validação cruzada à TIN devido ao número de pontos não ser suficiente para se aplicar esta validação neste método.

Tabela 4.5 – Comparação da validação cruzada para os dois métodos de interpolação (IDW e Krigagem Ordinária) nos oito modelos (IDW 1 até IDW3.2; KRI 1 até KRI3.2). Os erros estatísticos são o Erro Médio, o Erro Absoluto Médio, o Erro Quadrático Médio e o Erro Quadrático Médio Normalizado. A vermelho estão os melhores resultados de EAM e de EQMN.

Método de Interpolação	Modelo	Número de pontos	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
IDW	IDW1	72	-103.3	103.3	610.1	0.243
	IDW2	974	28.3	28.3	256.7	0.126
	IDW3.1	7979	4.3	4.3	95.7	0.036
	IDW3.2	67691	1.5	1.5	51.6	0.020
Krigagem Ordinária	KRI1	72	-66.5	66.5	497.9	0.203
	KRI2	974	13.9	13.9	192.9	0.091
	KRI3.1	7979	1.5	1.5	75.1	0.028
	KRI3.2	67691	0.29	0.29	38.9	0.015

A análise dos erros estatísticos presentes na tabela 4.5 mostram que:

- Nos dois métodos de interpolação (IDW e Krigagem Ordinária) à medida que o modelo fica mais complexo (1 até 3.2) os modelos ficam mais precisos, ou seja, os valores de erro tendem a ficar mais próximos dos valores referência. Os valores do EAM tendem a ficar próximos de 0 m e os valores de EQMN tendem para valores mais baixos (ver capítulo 3). Deste modo, as reconstituições paleobatimétricas representantes dos modelos 3.2 (IDW3.2 e KRI3.2) representam melhor a área de estudo.

- Verifica-se que o valor de EAM resultante do modelo KRI3.2 (0.29 m) está mais próximo de 0 do que o valor resultante de IDW3.2 (1.5 m). Relativamente ao valor de EQMN resultante de KRI3.2 (0.015 m) está mais baixo do que o valor resultante de IDW3.2 (0.020 m). Assim, a reconstituição paleobatimétrica representante do modelo KRI3.2, é a reconstituição que representa geostatisticamente melhor esta área de estudo.

4.1.3.2 – Avaliação gráfica

Da avaliação dos mapas das reconstituições paleobatimétricas (Fig. 4.5; 4.7; 4.8) pode constatar-se que, em todos os métodos de interpolação, as reconstituições que utilizam a base de dados BD3.2 (IDW3.2, TIN3.2 e KRI3.2) são as que representam melhor a área de estudo. Para além dos modelos que utilizam a BD2 adquirirem a forma da paleocosta, os modelos que utilizam a BD1 e BD2, como era expectável não adquiriram mais nenhum limite de províncias geomorfológicas. Nos modelos 3.1 (IDW3.1, TIN3.1 e KRI3.1) já se conseguiram identificar algumas províncias geomorfológicas, tais como, as planícies abissais do Seno e da Ferradura e, as Bacia de Agadir e do Tejo. Contudo, é nos modelos 3.2 (IDW3.2, TIN3.2 e KRI3.2) que estas províncias adquirem a sua melhor forma juntamente com os montes submarinos. Estas características são mais visíveis na reconstituição paleobatimétrica resultante do modelo KRI3.2 o que faz com que esta reconstituição também represente melhor esta área de estudo a nível de avaliação gráfica. Comparativamente a outras reconstituições paleobatimétricas, Mann *et al.*, 1999, Leverington *et al.*, 2000, 2002b e Teller e Leverington, 2004 utilizaram o método TIN, Sousa *et al.*, 2012 utilizaram o IDW e, Negri 2009 e Brogiolo *et al.*, 2012 a krigagem. Contudo nestas reconstituições não realizaram a validação cruzada, ou seja, a reconstituição apenas foi avaliada graficamente.

De um modo geral, os mapas de reconstituição paleobatimétrica obtidos pelos métodos de interpolação IDW e Krigagem Ordinária são mais homogêneos do que os mapas produzidos pelo TIN. No entanto, através de todos os mapas resultantes das interpolações aplicadas à BD3.2 consegue-se identificar algumas províncias geomorfológicas apesar destas

não estarem muito bem definidas. Deste modo, as reconstituições paleobatimétricas obtidas por estes métodos de interpolação são adequados para avaliar as estruturas geomorfológicas na sua generalidade e ter uma noção da evolução da paleobatimetria deste o Último Máximo Glacial até ao presente. Pois, para estudar geomorfologias mais pormenorizadas que não sejam de estrutura rochosa (batimetria invariante deste os 20 ka até ao presente) como por exemplo o canhão submarino de Agadir ou uma bacia oceânica (por exemplo Bacia do Seno) tem que se aumentar o número de testemunhos sedimentares, como por exemplo, pesquisar noutras bases de dados às quais não foi possível o acesso.

4.1.4 Considerações sobre geologia marinha

Após a caracterização geoestatística da área de estudo, ou seja, após a escolha do modelo KRI 3.2, como o modelo que melhor representa a reconstituição paleobatimétrica, pretende-se apresentar as considerações sobre as características da geologia marinha desta área de estudo. As características relativas à geologia marinha analisadas neste ponto são a geomorfologia, a sedimentação e a influência da hidrologia na sedimentação.

Geomorfologia

Esta região, como referido anteriormente, apresenta várias regiões geomorfológicas tal como a plataforma continental, o talude, a vertente, a planície abissal e ainda alguns montes e canhões submarinos, tendo sido caracterizadas e cartografadas por Harris *et al.*, (2014). Contudo, para o período estudado neste trabalho, 20 ka, as variações a nível de geomorfologias não são significativas, pois as únicas diferenças que existem neste período são apenas a nível sedimentar. A única província geomorfológica que sofre uma alteração significativa neste período é a Plataforma Continental. Esta alteração deve-se ao facto de há 20 ka o nível do mar estar 120 m abaixo do nível atual (Horton, 2006; Milne e Mitrovica, 2008), ou seja, a plataforma continental apenas apresentava 20 990 km² tendo esta área aumentado até ao presente para 108 996 km² (Harris *et al.*, 2014). Desta forma, a maioria da plataforma continental (81 %) tem vindo a ser criada desde os últimos 20 ka até ao presente.

Por outro lado, realizou-se a reconstituição paleobatimétrica para cada geomorfologia, tendo-se agregado todas estas reconstituições no final, de modo a, obter a reconstituição paleobatimétrica total da área de estudo. Esta reconstituição foi realizada por krigagem ordinária por ter sido o método que gerou a melhor reconstituição anteriormente (Capítulo 4.1.2 – Krigagem Ordinária). Contudo, esta reconstituição por partes geomorfológicas ficou

com uma resolução inferior comparativamente à reconstituição presente na figura 4.8-D, logo o resultado está apresentado no Anexo G.

Avaliação sedimentar e influência da hidrologia na sedimentação

Para analisar a sedimentação a 20 ka realizou-se duas metodologias distintas, uma consiste em realizar a Carta de Acumulação Sedimentar que consiste na interpolação do atributo de espessura sedimentar a 20 ka dos testemunhos sedimentares através de Krigagem Ordinária (Fig. 4.10 – A). A escolha deste modelo baseou-se nos erros que estavam mais próximos dos valores referência (EAM: 0.001; EQMN: 0.0162) que estão no Anexo H (Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004). A outra metodologia consiste em aplicar a seguinte equação às seguintes *layers*: ((Paleobatimetria a 20 ka + 120) - Batimetria Atual; Fig. 4.10 – B). A *layer* de Paleobatimetria a 20 ka corresponde ao modelo KRI3.2 (Fig. 4.8 - D).

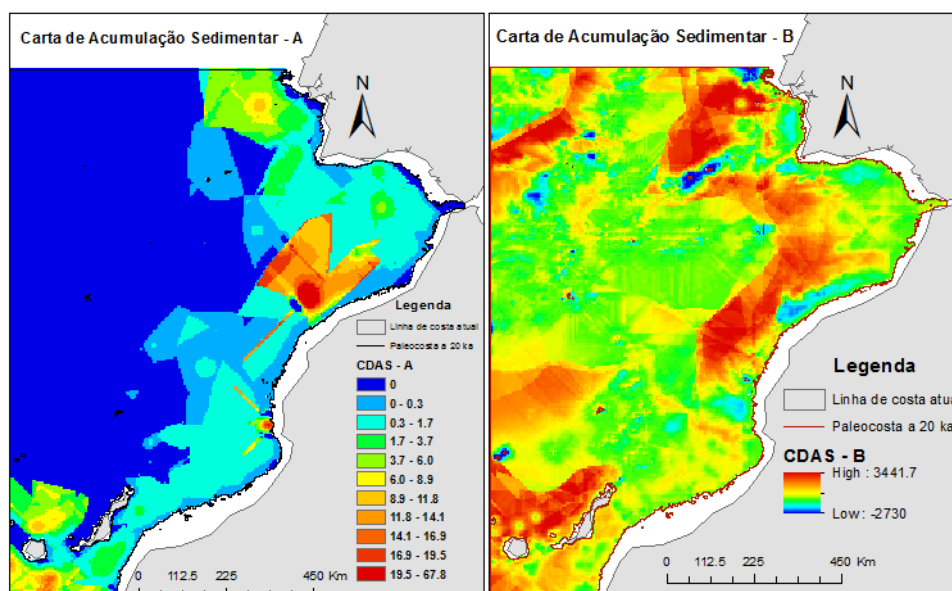


Figura 4.10 – A) Carta de acumulação sedimentar realizada por interpolação do atributo de espessura sedimentar a 20 ka com base nos testemunhos sedimentares; B) Carta de acumulação sedimentar realizada pela seguinte equação aplicada às *layers*: ((Paleobatimetria a 20 ka + 120) – Batimetria atual).

Através da Carta de acumulação sedimentar A (Fig. 4.10 – A) verifica-se que nos 20 ka o único lugar onde há variação da espessura sedimentar é até 300 km da paleocosta. Apartir dos 300 km a espesura sedimentar é nula (0 m) devido à falta de informação. Contudo em zonas mais profundas e num período de 20 ka é normal que a variação da acumulação sedimentar seja mínima (Galopim de Carvalho, 2003; Dias, 2004; Stumpf *et al.*, 2011).

A costa noroeste africana junto às Ilhas Canárias é um dos locais que apresenta maior espessura sedimentar a 20 ka (0 – 17 m) o que pode estar relacionado com as altas taxas de afloramento costeiro que produzem elevadas taxas de acumulação sedimentar no talude e sopé continental dessa zona (Weaver *et al.*, 2000). Logo acima deste local a nível de latitude, o transporte de sedimentos é proveniente de rios e de canhões submarinos (Davies *et al.*, 1997) sendo o resultado destes transportes visíveis na figura 4.10 – A. Além disso, o local do Canhão Submarino de Agadir é o local onde a espessura sedimentar (0 – 20 m) é mais acentuada nestas latitudes. Na margem ibérica também se verifica uma espessura sedimentar na ordem dos 0 – 10 m sendo a maioria dos sedimentos provenientes dos rios e canhões submarinos da sua zona costeira (Wynn, 2000).

É importante referir que o local com maior espessura sedimentar está na latitude média entre o canhão de Agadir e o golfo de Cádiz (0 - 68 m). Este local apresenta a maior espessura sedimentar devido à influência estatística do valor do testemunho DSDP/ODP: 79-547A que apresenta 110 m de espessura de sedimento (Zhang e Scott, 1996). O segundo local com maior espessura sedimentar é o Canhão de Agadir devido ao testemunho sedimentar GeoB6008-2 ter uma espessura sedimentar de 70 m. Este local para além de possuir sedimentação através do afloramento costeiro também é influenciado pelas grandes descargas sedimentares oriundas do grande canhão de Agadir (McGregor *et al.*, 2010).

No golfo de Cádiz, sabe-se que a sedimentação é controlada pelo processo hidrodinâmico relacionado com o MOW, sendo a intensidade desta massa de água que orienta fortemente a sedimentação neste local (Hanquez *et al.*, 2007). Na figura 4.10 - A verifica-se um pouco da influência da MOW nos contornos, por exemplo a espessura sedimentar a 20 ka no golfo de Cádiz está entre 0 - 16 m, contudo não se consegue retirar mais nenhuma conclusão devido a não haver informação suficiente.

Finalmente, a Carta de acumulação sedimentar B (Fig. 4.10 – B) não representa bem a acumulação sedimentar neste local pois, a reconstituição paleobatimétrica realizada pela krigagem ordinária (Fig. 4.9 - D) apresenta pouca informação a nível de testemunhos sedimentares comparada com a alta resolução da Batimetria atual. Devido a este factor quando a paleobatimetria é superior à batimetria atual os valores são mais elevados que 0 na figura 4.10 – B, adicionalmente quando a batimetria é superior à paleobatimetria o oposto é verificado. O único factor pertinente na CDAS-B é a visualização do canhão submarino de Agadir que até à data não se tinha conseguido visualizar.

Sintetizando, a carta de acumulação sedimentar A representa a melhor carta para analisar a acumulação sedimentar comparativamente à carta de acumulação sedimentar B. Contudo, a figura 4.10 - A precisava de mais testemunhos sedimentares para ficar com uma maior resolução e para poder tirar mais conclusões a nível da sedimentação.

Após realizar esta avaliação sedimentar procedeu-se a outro método para reconstruir a paleobatimetria desta área de estudo. Para tal aplicou-se a seguinte equação:

$$(Batimetria\ Atual - 120) + CDAS\ A \quad (7)$$

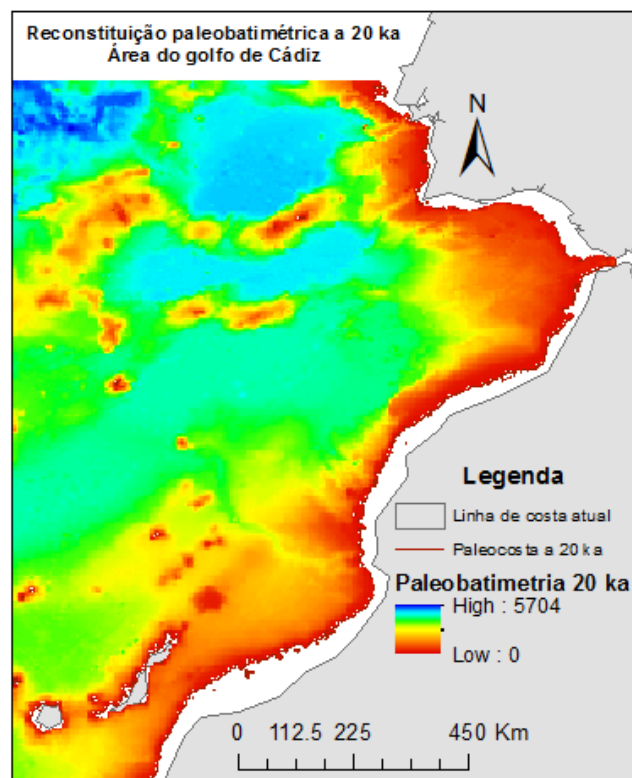


Figura 4.11 – Reconstituição paleobatimétrica a 20 ka através da seguinte fórmula: $(Batimetria\ Atual - 120\ m) + CDAS - A$).

A reconstituição paleobatimétrica da figura 4.11 possui melhor resolução que a reconstituição obtida por krigagem ordinária (figura 4.9 - D). O valor máximo obtido na reconstituição da figura 4.11 é de 5704 m correspondendo ao mesmo local que o valor máximo de batimetria atual (5860 m noroeste da área de estudo) e da reconstituição paleobatimétrica obtida por krigagem (5330 m – noroeste da área de estudo). O valor mínimo é de 0 m, sendo este valor igual em todas as reconstituições, já o valor médio desta

reconstituição é de 3122 m que é superior ao valor médio da paleobatimetria de krigagem (2660 m).

A nível das províncias geomorfológicas, esta reconstituição (Fig. 4.11) também apresenta uma melhor definição comparativamente à da figura 4.9- D, pois para além das províncias que se conseguiram identificar (Planície abissal do Seno e da Ferradura, Bacia de Agadir e do Tejo) na figura 4.9 - D, nesta reconstituição já se consegue identificar outras províncias, tais como o canhão submarino de Agadir.

A nível de avaliação de incertezas a estes dois tipos de reconstituições paleobatimétricas finais (figura 4.9 – D e figura 4.11), a diferença entre a reconstituição obtida por krigagem ordinária e uma reconstituição perfeita está na ordem dos 1000/2000 m (variação da paleobatimetria), enquanto que, entre a reconstituição da figura 4.11 e uma reconstituição perfeita a diferença apenas está na ordem das centenas de metros, pois os valores que são interpolados são a variação da espessura do sedimento. Desta forma a reconstituição que representa melhor a área de estudo do golfo de Cádiz é a reconstituição paleobatimétrica da figura 4.11.

4.2 – Reconstituição da área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia

4.2.1 Representação e exploração dos dados

Nesta área de estudo foram utilizados 82 testemunhos sedimentares, apresentando os mesmos atributos que os testemunhos da área do Golfo de Cádiz (ID; Latitude; Longitude; Batimetria atual; Espessura do sedimento a 20 ka; Paleotopografia marinha a 20 ka; Paleobatimetria a 20 ka (Anexo B).

Estes testemunhos sedimentares estão em maior proporção em zonas abissais e de sopé continental do que em zonas de plataforma ou zonas mais próximas de costa (Fig. 4.12). Outro fator importante é que a paleolinha de costa para 20 ka não apresenta grande diferença da linha de costa atual (~10 – 15 km), principalmente na Gronelândia. Por exemplo, as costa oeste da Islândia e da Irlanda são os locais que apresentam maior diferença entre a paleocosta e a linha atual estando esta diferença na ordem dos 70 km e 90 km, respetivamente.

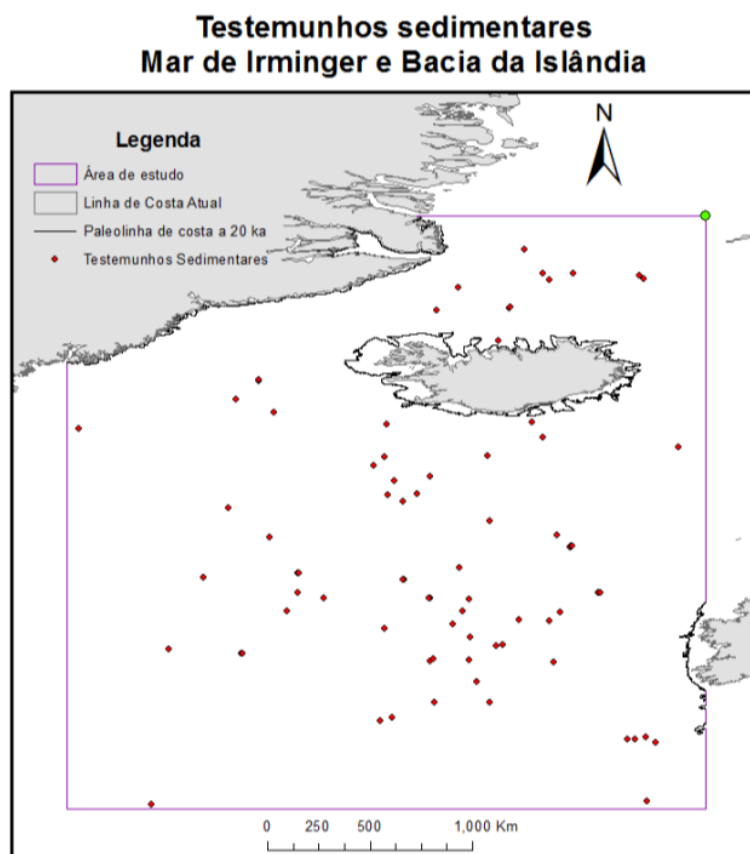


Figura 4.12 - Representação gráfica da localização dos testemunhos sedimentares utilizados na área do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia.

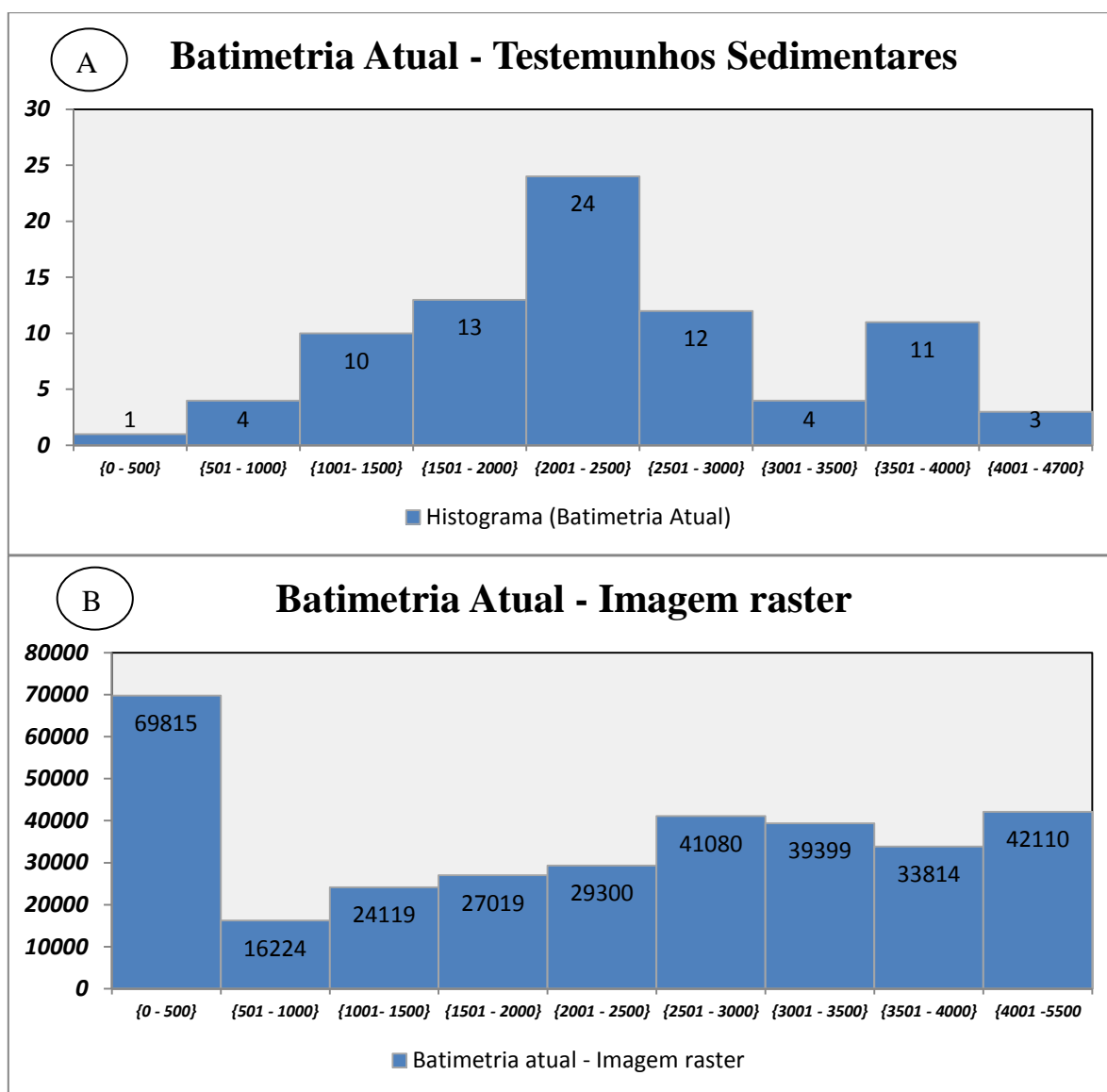


Figura 4.13 - A) Histograma referente ao atributo de batimetria atual dos testemunhos sedimentares; B) dados de batimetria atual referentes à imagem raster.

O histograma A da figura 4.13 apresenta uma distribuição bimodal com duas profundidades em que existe um maior número de amostras, 2001 – 2500 m e 3501 – 4000 m. O número mínimo de testemunhos sedimentares corresponde à profundidade de 400 m, enquanto que, o valor máximo corresponde a 4053 m (tabela 4.5). A média (2353 m) deste conjunto de dados é maior que a mediana (2302 m) e maior que a moda (1251 m), o que indica que este histograma apresenta uma assimetria para a direita, ou seja, tem uma cauda direita inversa à assimetria observada na distribuição das batimetrias obtidas pela imagem raster.

Tabela 4.6 – Dados estatísticos referentes aos histogramas apresentados na figura 4.13.

	Batimetria Atual	Paleobatimetria	Batimetria Atual - Imagem raster
Nº dados	72	72	9518677
Mínimo (m)	400.0	294.7	0
Máximo (m)	4053.0	3934.6	5202
Media (m)	2353	2241	2168
Desvio Padrão (m)	895	891	1400
Assimetria (m)	0.2	0.2	0.0003
Curtose (m)	-0.7	-0.7	2.1
1º Quartil (m)	1692	1573	3192
Mediana (m)	2302	2189	2239
3º Quartil (m)	2879	2763	1076
Moda (m)	1251	#N/D	

Por outro lado, o histograma B da figura 4.13 apresenta entre os 0 e 500 m de profundidade uma moda e a restante distribuição cresce ligeiramente desde os 501 – 1000m para os 4001 – 5500 m. Deste modo, pode-se afirmar que esta região de estudo é uma região que apresenta baixas profundidades como se pode observar pelo valor médio que é 2168 m. O valor mínimo corresponde à profundidade de 0 m enquanto que o valor máximo é de 5202 m.

Tal como para a região do Golfo de Cádiz realizou-se também uma análise de tendências aos dados de paleobatimetria (1D) a 20 ka referentes aos diversos testemunhos sedimentares (Fig. 4.14).

Através das linhas de tendência assinaladas a verde e a azul, na imagem A da figura 4.14, verifica-se que ambas começam com valores altos e diminuem ligeiramente na direção Este e Norte, respetivamente. No entanto, as tendências observadas não são muito significativas em ambas as direções.

Ao alterar o ângulo de rotação para 241° (Fig. 4.14 – B) é possível visualizar a tendência Oeste-Este mais pronunciada, apresentando uma forma em U. Se a rotação apresentar um ângulo de 323° (Fig. 4.13 –C) visualiza-se a tendência Sul – Norte mais pronunciada, também apresentando uma forma em U. Dado que ambas as tendências apresentam a forma de U e que foi sempre utilizado o polinómio de segunda ordem, poderá ser necessário a escolha deste polinómio para remover estas tendências na fase de criação do modelo.

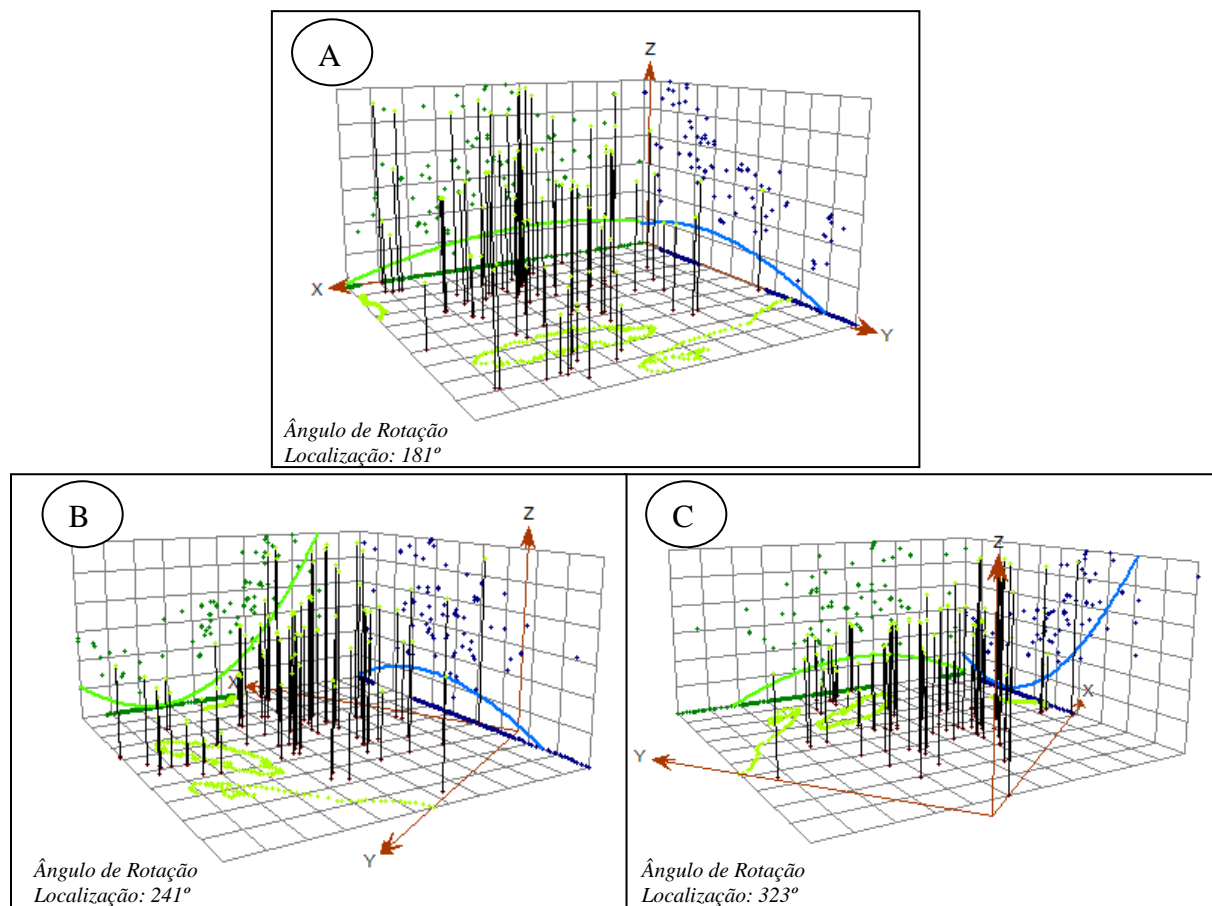


Figura - 4.14- Gráficos das análises de tendências para os dados de paleobatimetria a 20 ka referentes aos testemunhos sedimentares. A) Ângulo de rotação de 181°; B) – Ângulo de rotação de 241°; C) – Ângulo de rotação de 323°. Cada barra preta representa uma amostra em que a altura das barras corresponde à magnitude da amostra. O eixo x tem a direção Oeste-Este, os pontos a verde estão projetados na direção O-E e a linha verde é a linha de tendência O-E. O eixo y tem a direção Sul – Norte, os pontos a azul são a amostra de pontos projetados no eixo S-N e a linha a azul é a linha de tendência S-N.

Por último, a análise do semivariograma permitiu examinar a autocorrelação espacial dos testemunhos sedimentares. A autocorrelação espacial presume que os testemunhos sedimentares mais próximos são mais similares, podendo-se observar esta relação na figura 4.15 – A.

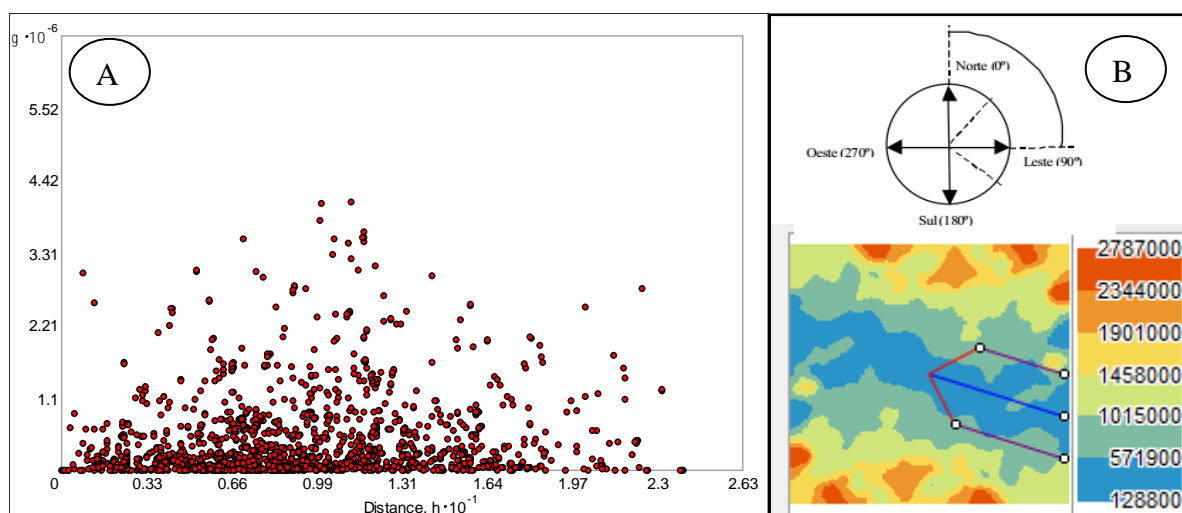


Figura 4.15 – A) Representação espacial do Semivariograma referente aos dados de paleobatimetria a 20 ka dos testemunhos sedimentares utilizados na região do Mar de Irminger. Eixo y: valor de semivariograma, diferença quadrada entre os valores de cada par de localizações; Eixo x: distância que separa cada par de amostras; Pontos Vermelhos: Par de amostras; B) Semivariograma espacial. Ângulo de direção a 107.7°; Ângulo de tolerância a 45°; Largura da banda 3; Distância: 2.6281 m; Intervalo de classes: 10.

Para além das tendências globais que foram analisadas na análise de tendências, também podem haver tendências direcionais. Assim, para visualizar melhor a variabilidade dos dados e o seu comportamento anisotrópico criou-se o semivariograma de superfície (Fig. 4.15 – B). Por meio deste semivariograma de superfície pode-se notar que a maior continuidade nos dados está presente na direção 107.7° - 287.7° (Noroeste - Sudeste), e a de menor direção na direção de 17.7 – 197.7° (Nordeste - Sudoeste).

4.2.2 Ajuste do modelo

Nos próximos pontos serão apresentados os quatro modelos descritos na metodologia (Capítulo 3). É importante mencionar que as províncias geomorfológicas rochosas que foram utilizadas como zonas de espessura sedimentar invariante desde os 20 ka até ao presente, nesta área de estudo, foram os montes submarinos e as cristas oceânicas. Por último, as quatro bases de dados utilizada nesta área de estudo estão no Anexo E.

4.2.2.1 – Inverso do Quadrado da Distância

Como na reconstituição do golfo de Cádiz, numa primeira fase realizou-se o IDW, efetuando-se vários testes para verificar quais os parâmetros que produzem a melhor reconstituição obtida por este método de interpolação (Anexo F). Os parâmetros que melhor representam as quatro reconstituições estão apresentados na tabela 4.7.

Tabela 4.7 – Descrição dos parâmetros que produziram o melhor modelo (IDW1 até IDW3.2). Estão apresentados os parâmetros de entrada do modelo como os seus respectivos resultados de validação cruzada.

Parâmetros de entrada do modelo								Validação Cruzada			
Modelo	Especificações de vizinhança							Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Normalizado (m)
	Nº de pontos (base de dados)	Potência p	Tipo de Vizinhança	Máximo de vizinhos	Mínimo de vizinhos	Tipo de sector	Ângulo				
IDW1	93	2	Padrão	15	15	4 Setores com 45° offset	0	-23	23	430	0.20
IDW2	432	2	Padrão	5	2	4 Setores com 45° offset	0	21.5	21.5	257	0.15
IDW3.1	49063	5	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.7	0.7	34	0.02
IDW3.2	374757	7	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.28	0.28	20.7	0.01

Nos parâmetros de entrada dos modelos verifica-se através da tabela 4.7 que a potência do modelo aumenta à medida que o modelo fica mais complexo (IDW1 até IDW3.2) e com maior número de pontos. Nas especificações de vizinhança apenas no modelo IDW1 se utilizou o número 15 como máximo e mínimo número de vizinhos, tendo nos restantes modelos utilizado os números 5 e 2, respetivamente. Já no tipo de setor de procura de pontos, no modelo IDW1 e IDW2 foram utilizados 4 setores com 45° e nos modelos IDW3.1 e IDW3.2 foram utilizados apenas 4 setores.

A nível dos parâmetros de validação cruzada verifica-se que à medida que os modelos ficam mais complexos (IDW1 até IDW3.2) os valores do Erro Absoluto Médio tendem a ficar mais próximos de 0 (23 m até 0.28 m) e os valores de Erro Quadrático Médio Normalizado tendem a ficar mais baixos (0.20 m até 0.01 m; ver tabela 4.7).

As quatro reconstituições paleobatimétricas (2D) resultantes dos quatro modelos (IDW1 até IDW3.2) estão presentes na figura 4.16.

Na reconstituição paleobatimétrica (IDW1) da figura 4.16 – A, como não foi adicionada a profundidade de paleocosta (0 m), então surgem nos locais da paleocosta profundidades entre 297 e os 1500 m. Esta reconstituição apresenta como valor mínimo o valor de 297 m enquanto que a profundidade máxima é atingida aos 3933 m na região sul da área de estudo, e o valor médio aos 2184 m.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka - IDW

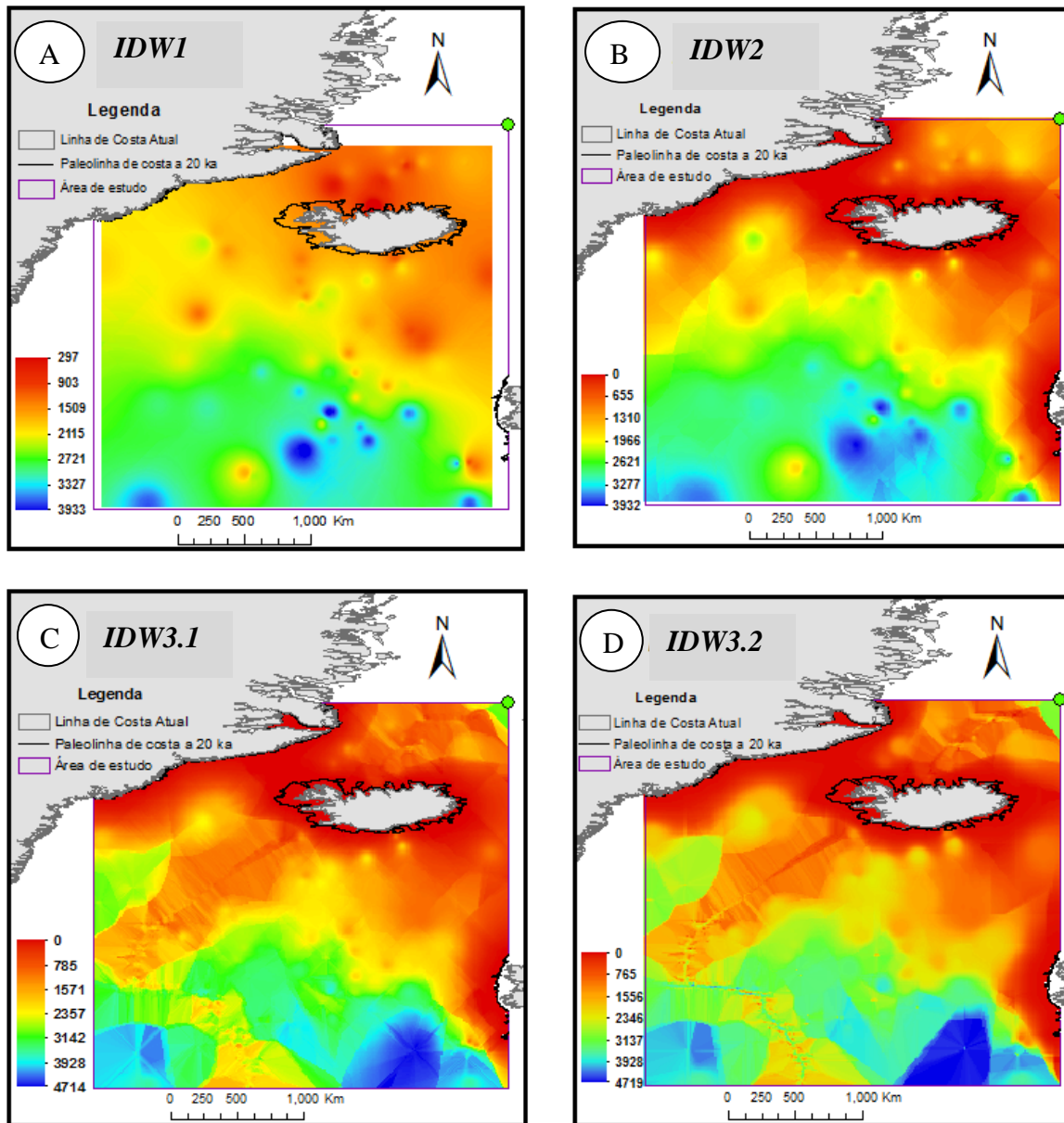


Figura 4.16 – As quatro reconstituições Paleobatimétricas a 20 ka realizados pelo método de interpolação IDW. A) IDW 1; Tamanho de célula: 10.30 m; B) IDW 2; Tamanho de célula: 9.70 m; c) IDW 3.1; Tamanho de célula: 9.61 m; d) IDW 3.2; Tamanho de célula: 9.61 m;

Na reconstituição paleobatimétrica resultante do modelo IDW2 (Fig. 4.16 – B) já estão presentes os pontos cotados a 0 m na paleocosta, o que faz com que esta paleocosta esteja limitada a 0 m começando a profundidade a diminuir à medida que se afasta da paleocosta. Deste modo, a profundidade mínima corresponde aos 0 m, enquanto que, a profundidade máxima mantém-se nos 3933 m. Dado que se obtiveram profundidades menores junto à paleocosta, o valor médio diminuiu para 1693 m. Para além da paleobatimetria adquirir a

forma da paleocosta, esta reconstituição não adquire mais nenhuma geomorfologia característica.

Ao adicionar os contornos das províncias geomorfológicas rochosas, crista oceânica e montes submarinos, a paleobatimetria IDW 3.1 (Fig. 4.16 - C) apesar de não representar bem a forma destas geomorfologias fez com que províncias geomorfológicas de zonas mais profundas se conseguissem distinguir (Bacia da Islândia, Mar de Irminger, Crista médio-atlântico). O valor mínimo continua a ser 0 m, enquanto que, o valor máximo aumenta para 4714 m estando no mesmo local (SE da área de estudo) que o valor máximo da batimetria atual (5202 m), já o valor médio devido ao aumento de zonas mais profundas aumentou para 1836 m.

A última reconstituição paleobatimétrica, resultante do modelo IDW3.2 (Fig. 4.16 - D), é a reconstituição que representa melhor a área de estudo pois adicionou-se a totalidade da paleobatimetria das geomorfologias rochosas. Ao adicionar esta paleobatimetria, para além da interpolação definir bem as províncias correspondentes à paleobatimetria adicionada (montes submarinos e cristas oceânicas), definiu ainda melhor as outras províncias mais profundas (Bacia da Islândia, Mar de Irminger, falha transformante Charlie Gibbs). Esta reconstituição apresenta como valor mínimo a cota de 0 m, como profundidade máxima os 4719 m que correspondem também ao local da profundidade máxima da batimetria atual e, ainda, como valor médio 1850 m.

Após a avaliação gráfica das reconstituições paleobatimétricas obtidas pelo método de interpolação IDW é também necessário realizar uma validação cruzada. Os gráficos e os parâmetros resultantes desta validação estão apresentados na figura 4.17 e tabela 4.7, respetivamente.

Através dos gráficos de erro da figura 4.17 verifica-se que o gráfico de IDW1 e de IDW2 têm os pontos muito dispersos em relação à reta de ajuste. Enquanto que, nos gráficos de IDW3.1 e IDW3.2 os dados estão mais próximos e unidos da reta de ajuste, estando também esta reta mais na horizontal o que faz com que estes modelos sejam mais precisos e de melhor qualidade. Para completar esta verificação através dos parâmetros de validação cruzada da tabela 4.7 verificou-se que à medida que o modelo evolui para o mais complexo (IDW1 até IDW3.2) os valores de EAM e de EQMN tendem para os respetivos valores ideais (ver capítulo 3; Li e Hiep, 2008 e Hu *et al.* 2004). Portanto geoestatisticamente também é o modelo IDW3.2 que melhor representa a reconstituição paleobatimétrica desta área de estudo.

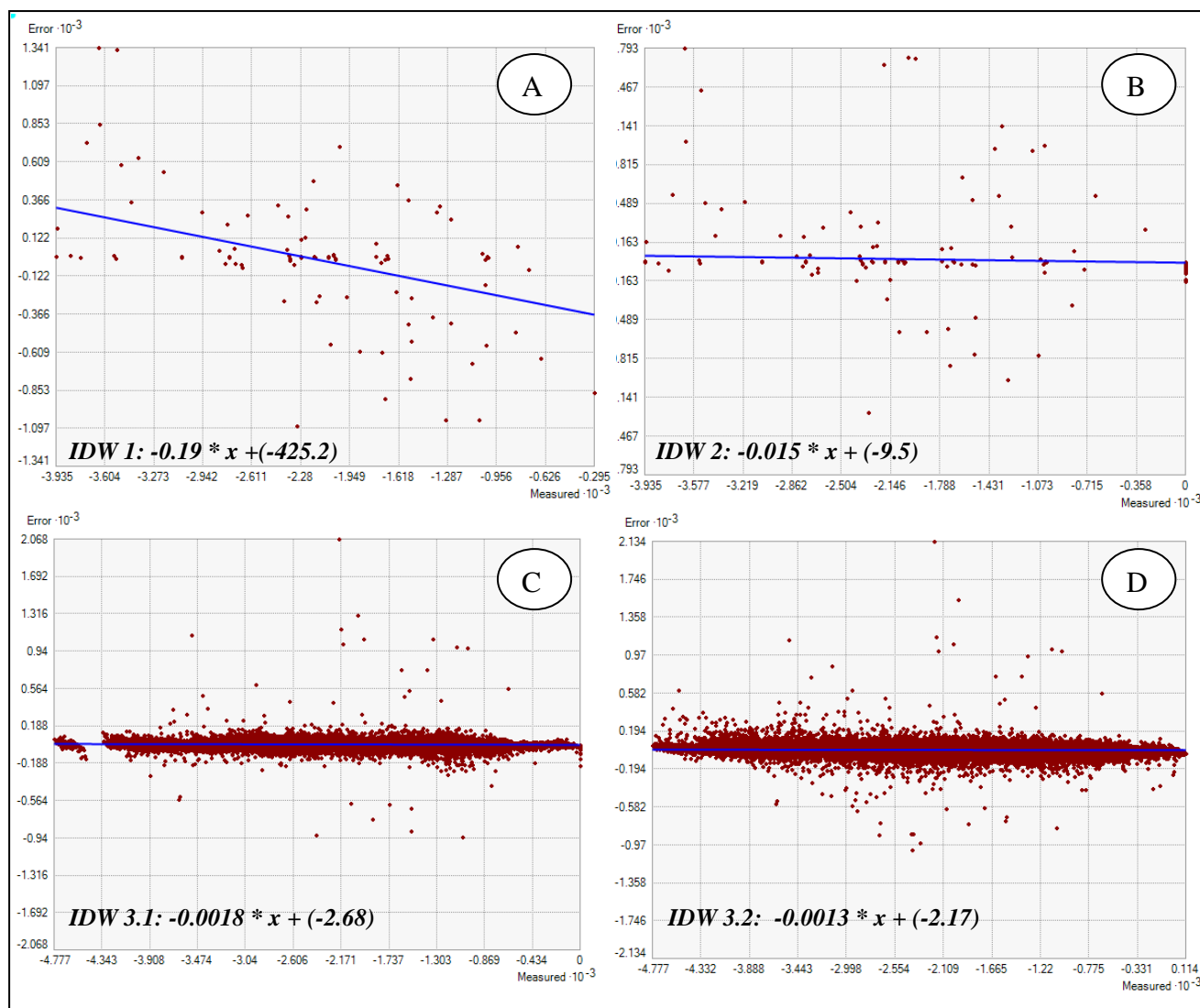


Figura 4.17 – Gráficos de Erro da Validação Cruzada relativos aos quatro modelos . A) IDW 1; B) IDW 2; C) IDW 3.1; D) IDW 3.2. Eixo y: corresponde ao resultado da subtração de valores previstos aos valores medidos de paleobatimetria. Eixo x: Valores medidos de paleobatimetria. A linha azul corresponde à reta de ajuste entre a dispersão de pontos estando a sua equação representada em cada gráfico.

4.2.2.2 - Triangulação de Delaunay

Numa segunda fase realizou-se a Triangulação de Delaunay (**Triangular Irregular Network- TIN**) para as quatro base de dados apresentadas na metodologia (capítulo 3). Neste caso, analisou-se apenas os resultados gráficamente pois tal como na área de estudo do golfo de Cádiz o número de testemunhos sedimentares não é suficiente para aplicar a validação cruzada. Assim os quatro modelos da reconstituição paleobatimétrica resultantes da interpolação TIN estão apresentadas na figura 4.18.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka - TIN

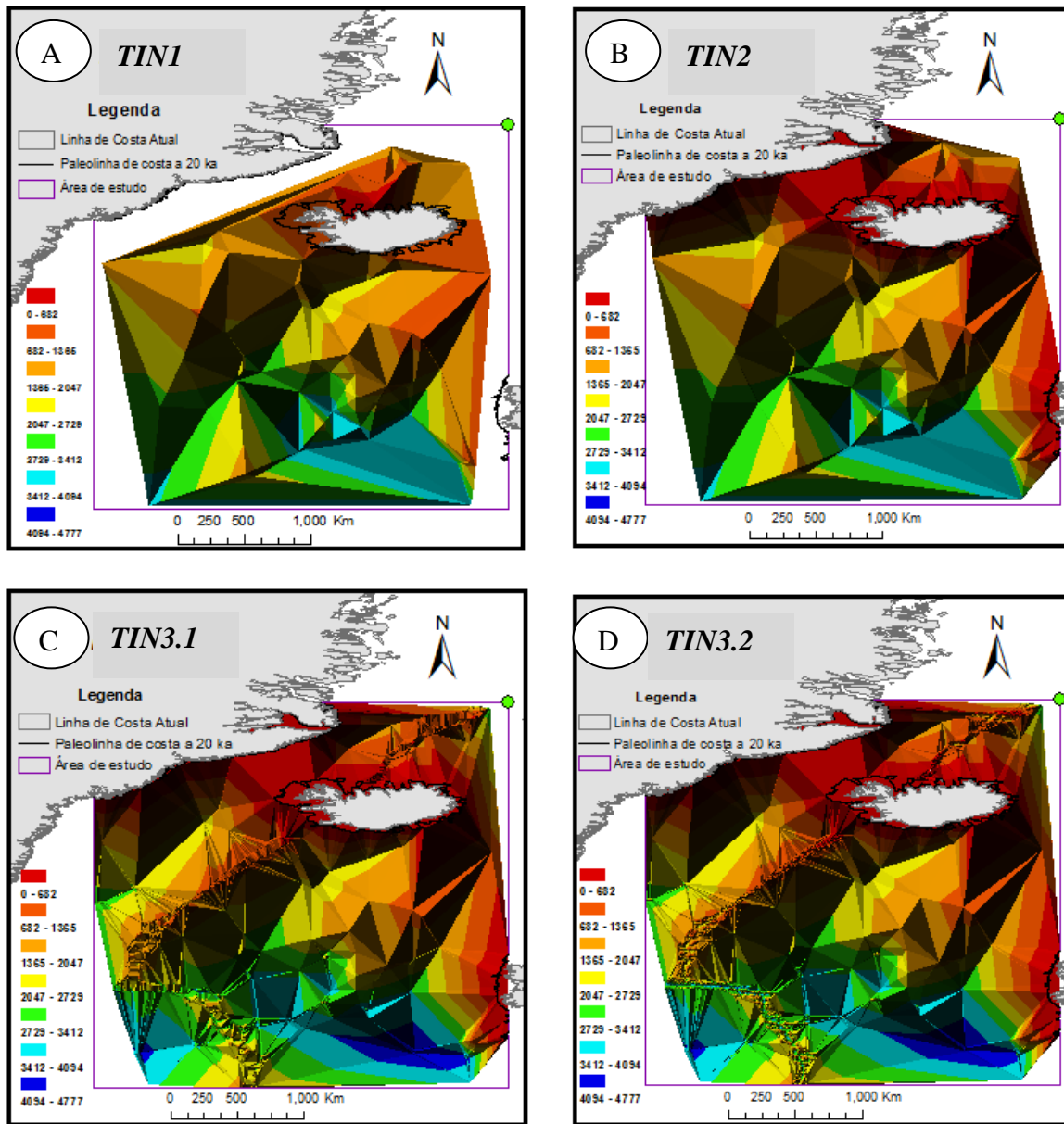


Figura 4.18 – Reconstituições de Paleobatimetria a 20 ka realizadas pelo método de interpolação TIN. A) TIN 1; B) TIN 2; C) TIN 3.1; D) TIN 3.2.

Na reconstituição paleobatimétrica da figura 4.18 - A, resultante do modelo TIN1, como tem um número reduzido de testemunhos sedimentares a interpolação não abrange a área de estudo na totalidade, como por exemplo a zona costeira da Gronelândia. Esta reconstituição também não apresenta nenhuma geomorfologia reconhecível tanto em zonas profundas como ao longo da paleocosta. Deste modo, a paleocosta da Islândia apresenta profundidades entre os 295 e 682 m sendo os 295 m a profundidade mínima desta reconstituição. Como valor máximo apresenta 3935 m e como valor médio 2175 m.

Ao adicionar os pontos cotados de 0 m a interpolação já se prolonga para a costa da Gronelândia mas não para a área de estudo na totalidade (Fig. 4.18 - B). Assim, a reconstituição, TIN2, já apresenta a forma da paleocosta o que contribui para que a profundidade mínima seja 0 m e a profundidade máxima 3935 m. Devido ao facto desta reconstituição se ter prolongado para zonas menos profundas o valor médio (1785 m) diminuiu relativamente ao anterior.

Na reconstituição paleobatimétrica da figura 4.18 - C (modelo TIN3.1), a interpolação já se prolonga para zonas mais profundas devido a se ter adicionado os contornos da paleobatimetria das geomorfologias rochosas (montes submarinos e cristas oceânicas). Com o acréscimo dos contornos destas geomorfologias tornou-se possível identificar algumas províncias geomorfológicas, tais como, a crista médio atlântica, o Mar de Irminger, a falha transformante Charlie Gibbs e a Bacia da Islândia, apesar desta não estar muito bem definida. Esta reconstituição apresenta como valor mínimo de profundidade 0 m, e como valor máximo de profundidade 4777 m, estando este valor no mesmo local do valor máximo de profundidade da batimetria atual (SE da área de estudo). Relativamente ao valor médio como a interpolação se prolongou para zonas mais profundas o valor médio aumentou para 1808 m relativamente à reconstituição anterior.

Por último, o modelo de reconstituição paleobatimétrica TIN3.2 (Fig. 4.18 – D), utilizou a totalidade da paleobatimetria dos contornos das geomorfologias apresentando assim uma reconstituição bastante semelhante à anterior. Como seria de esperar, nesta reconstituição a única alteração em relação à reconstituição anterior é uma melhor definição nas zonas das províncias geomorfológicas. Com esta reconstituição também é possível identificar as províncias geomorfológicas identificadas na reconstituição anterior (crista médio atlântica, falha transformante Charlie Gibbs, Mar de Irminger e Bacia da Islândia, estando esta última mal definida). Comparativamente à reconstituição anterior, os valores mínimos e máximos mantiveram-se iguais, 0 e 4777 m, respetivamente. Já o valor médio aumentou ligeiramente para 1809 m.

4.2.2.3 - Krigagem Ordinária

Realizou-se a Krigagem Ordinária para as quatro base de dados, recorrendo a vários testes para verificar quais os parâmetros que produzem o melhor modelo (Anexo F), sendo os melhores parâmetros apresentados na tabela 4.8.

Tabela 4.8 – Parâmetros utilizados na interpolação de Krigagem Ordinária para as quatro base de dados. Como parâmetros de entrada no semivariograma são: Modelo; Efeito de pepita; Parâmetro; Maior alcance; Distância (h); Intervalos; Patamar; e como Parâmetros de procura de vizinhança são: Mínimo n° de vizinhos; Máximo n° de vizinhos; Tipo de sector. S – Setor de procura; 4SW45 – 4 Setores com 45° de offset.

Modelos	Parâmetros de entrada no semivariograma							Parâmetros de procura de vizinhança			
	N° de pontos (base de dados)	Modelo	Efeito de pepita (m)	Parâmetro	Maior alcance (m)	Distância – h (m)	Intervalos	Patamar (m)	Mínimo n° de vizinhos	Máximo n° de vizinhos	Tipo de sector
KRI1	93	Esférico	0	-	5.6	0.7	12	622885.2	2	5	4S
KRI2	432	Stable	35.6	2	1.7	0.2	12	35589.4	2	5	4SW45
KRI3.1	49063	Circular	769.7	-	0.5	0.06	12	103548.1	8	8	4SW45
KRI3.2	374757	Stable	30.9	2	0.04	0.005	12	30900.2	2	5	4S

Os parâmetros de entrada dos modelos foram escolhidos baseados nos resultados de validação cruzada (tabela 4.9) segundo os critérios apresentados no capítulo 3.

Tal como no IDW e TIN, os parâmetros de entrada do modelo (tabela 4.7), à medida que os estes se tornam mais complexos (KRI1 até KRI3.2) o número de pontos utilizados aumenta (93 até 374757). No modelo KRI1 foi utilizado o modelo Esférico, nos modelos KRI2 e KRI3.2 o modelo *Stable* e no modelo KRI3.1 o Circular. Já nos parâmetros de especificação de vizinhança nos modelos KRI1, KRI2 e KRI3.2 foram utilizados como mínimo e máximo número de vizinhos 2 e 5, respetivamente, enquanto que, no modelo KRI3.1 foram utilizados 8 pontos como mínimo e máximo número de vizinhos. No setor de procura no modelo KRI1 e KRI3.2 foram utilizados 4 setores de procura de vizinhos enquanto que no modelo KRI2 e KRI3.1 foram utilizados 4 setores com 45° de offset.

No anexo F também está presente a comparação com os parâmetros obtidos após a remoção de tendências, descritas da análise de tendências. Assim, verifica-se que obteve-se melhores resultados sem remover as tendências.

Os quatro modelos de reconstituições de paleobatimetrias (2D), resultantes deste tipo de interpolação, estão apresentados na figura 4.19.

Reconstituições paleobatimétricas a 20 ka

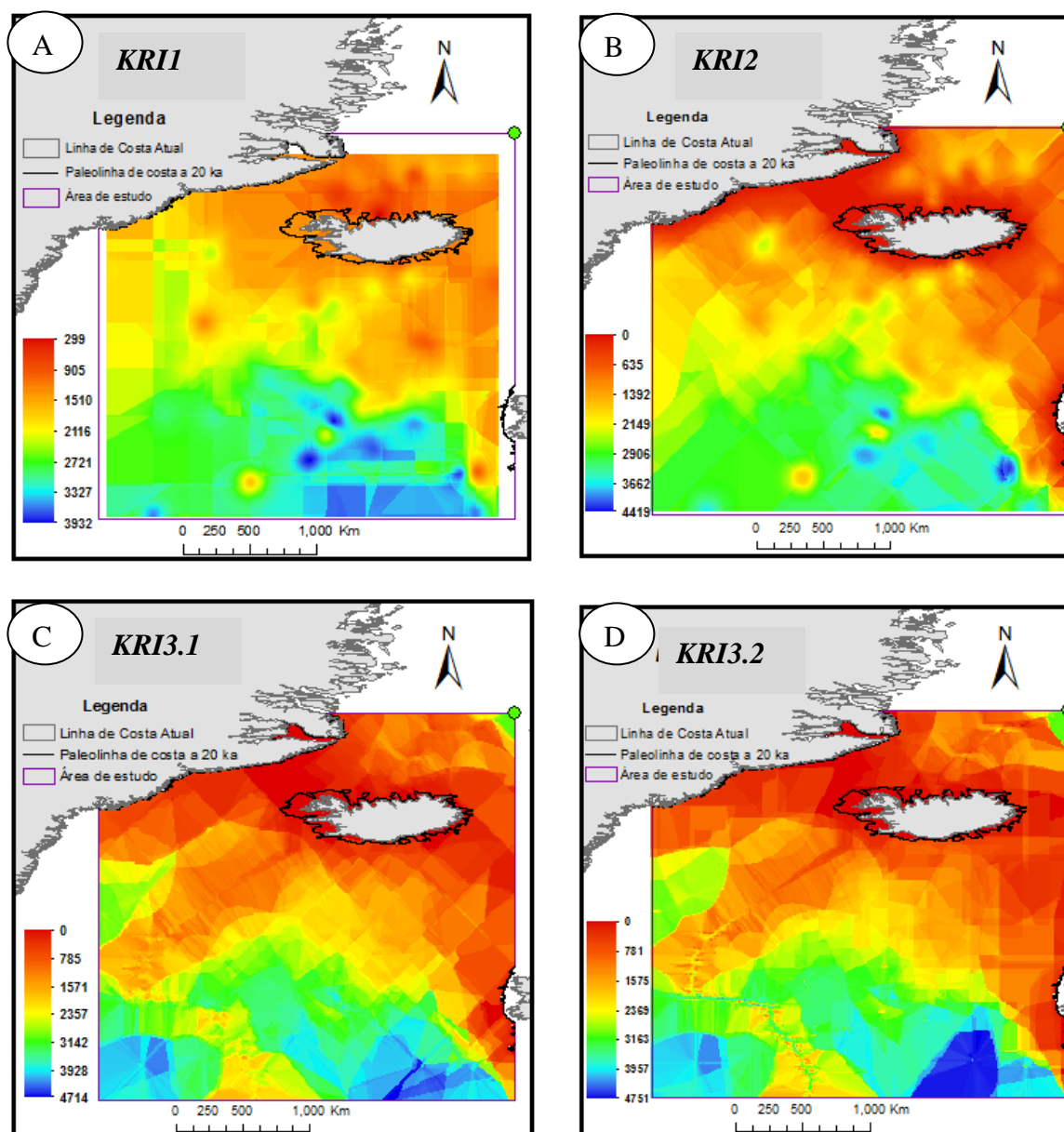


Figura 4.19– Reconstituições de Paleobatimétricas a 20 ka realizadas pelo método de interpolação Krigagem Ordinária. A) KRI 1; Tamanho de célula: 10.30 m; B) KRI 2; Tamanho de célula: 9.70 m; C) KRI 3.1; Tamanho de célula: 9.61; D) KRI 3.2; Tamanho de célula: 9.61 m;

No modelo de reconstituição paleobatimétrica KRI 1 (Fig. 4.19 – A) verifica-se que a interpolação não adquiriu a forma da paleocosta pois este modelo não apresenta pontos cotados a 0 m na paleocosta. Deste modo, o valor mínimo é encontrado na zona da paleocosta com o valor de 299 m, podendo este valor variar entre os 299 e 1500 m. O valor máximo desta paleobatimétrica corresponde ao valor de 3932 m e o valor médio é de 2148 m. É

importante notar que através desta interpolação não se consegue identificar nenhuma província geomorfológica.

Ao adicionar os pontos cotados de 0 m à paleocosta, a reconstituição (KRI 2, Fig. 4.19 - B) já adquire a forma da paleocosta o que faz com que o valor mínimo seja de 0 m. Relativamente às zonas mais profundas, esta interpolação não tem informação suficiente para se conseguir identificar as províncias geomorfológicas presentes nessas zonas. Assim, o facto de se ter adicionado a paleocosta fez com que o valor médio baixa-se para 1784 m, comparativamente à reconstituição anterior. Já o valor máximo desta reconstituição corresponde aos 4420 m.

No modelo de reconstituição KRI 3.1 (Fig. 4.19 – C), como foi adicionado os contornos das geomorfologias rochosas (cristas oceânicas e montes submarinos) estas formas já são visíveis, apesar de não estarem muito bem definidas, tal como é o caso, da crista médio atlântico, da falha transformante Charlie Gibbs, da Bacia da Islândia e do Mar de Irminger. Deste modo, o valor mínimo continua a ser 0 m na paleocosta enquanto que, o valor máximo aumentou para 4751 m, estando este valor próximo do valor máximo da batimetria atual que é de 5202 m. O valor máximo da paleobatimetria está no mesmo local do que o valor máximo de batimetria atual (SE da área de estudo). O valor médio, é de 1833 m o que está próximo do valor médio da batimetria atual (1308 m).

A última reconstituição, modelo KRI 3.2 (Fig. 4.19 - D), como se acrescentou a totalidade da paleobatimetria das geomorfologias rochosas, já apresenta as províncias com melhor definição (a crista médio atlântico, a falha transformante Charlie Gibbs, a Bacia da Islândia e o Mar de Irminger). Assim, nesta reconstituição o valor mínimo continua a ser 0 m na paleo-costa, o valor máximo corresponde ao valor de 4714 m e também continua a estar no mesmo local que o valor máximo de batimetria atual e, por fim, o valor médio é de 1858 m estando também próximo do valor médio da batimetria atual (1308 m). Deste modo o modelo KRI3.2 apresenta a paleobatimetria que representa melhor a área de estudo.

Tal como nas anteriores interpolações, e para avaliar geoestatisticamente estes modelos realizou-se a validação cruzada em que os gráficos e os parâmetros resultantes desta análise estão apresentados na figura 4.20 e tabela 4.9 respetivamente.

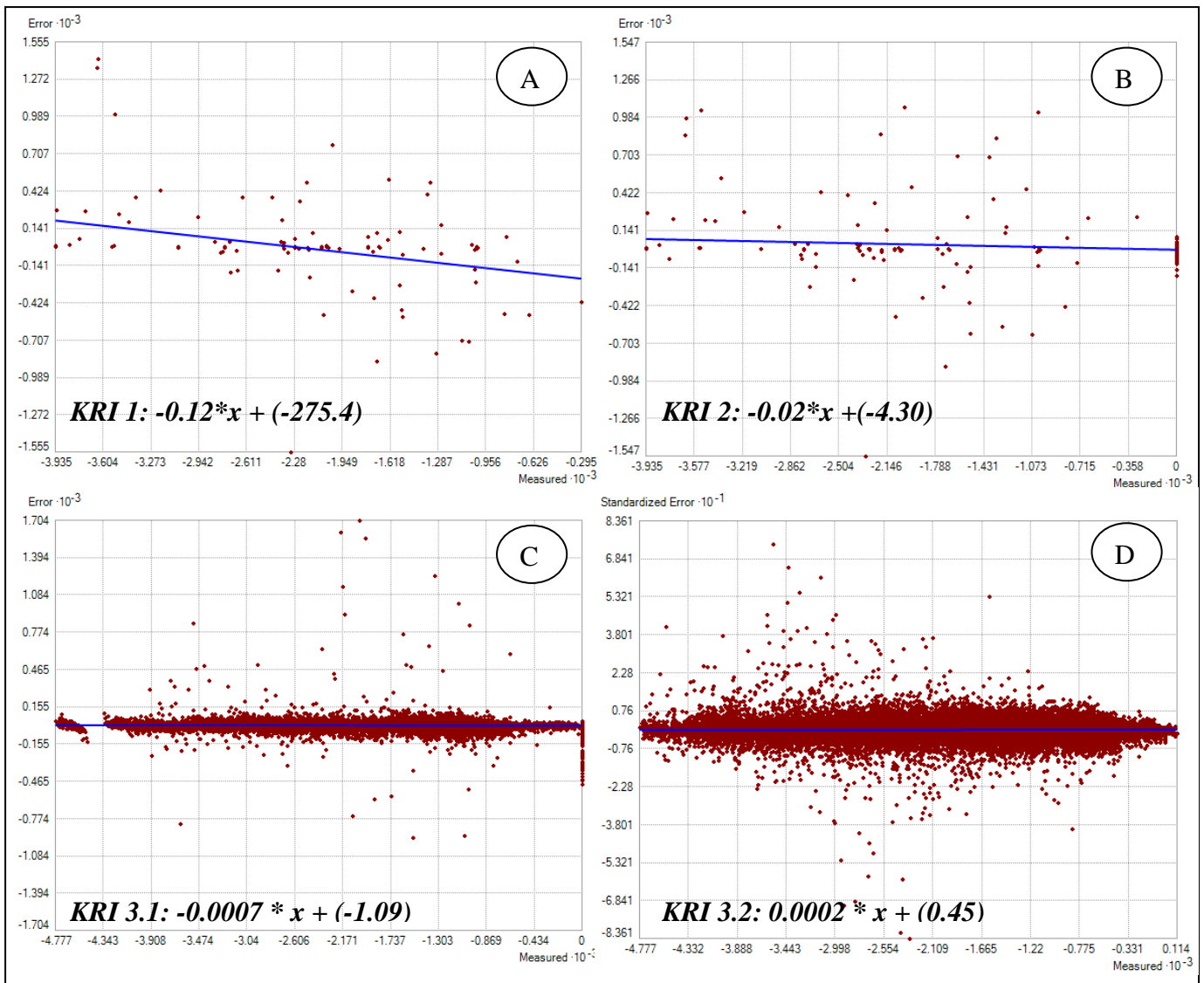


Figura 4.20 – Gráfico de erro da validação cruzada. Esta análise foi realizada para os quatro KRIs. A) KRI 1; B) KRI 2; C) KRI 3.1; D) KRI 3.2; Eixo y: corresponde ao resultado da subtração de valores previstos aos valores medidos de paleobatimetria. Eixo x: Valores medidos de paleobatimetria. A linha azul corresponde à reta de ajuste entre a dispersão de pontos estando a sua equação representada em cada gráfico.

Através dos gráficos da figura 4.20, verifica-se que o modelo KRI1 e o modelo KRI2 apresentam pontos muito dispersos relativamente às suas retas de ajuste. A reta de ajuste de KRI1 está inclinada mas em KRI2 já está na horizontal. Contudo nos modelos KRI3.1 e KRI3.2 como há mais pontos, estes estão mais unidos e mais próximos da reta de ajuste do modelo. Para completar esta verificação geoestatística verifica-se que à medida que o modelo fica mais complexo (KRI1 até KRI3.2) o Erro Quadrático Médio Normalizado tende a ficar mais pequeno (0.18 m até 0.01 m) e o Erro Absoluto Médio tende a ficar mais próximo de 0 (0.8 m até 0.002 m) o que faz com que a reconstituição paleobatimétrica resultante do modelo KRI3.2 apresente o melhor modelo pois apresenta os valores de EQM e EAM mais próximos dos valores referência (tabela 4.9; Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004). Assim, o modelo de

reconstituição paleobatimétrica obtido pelo KRI 3.2 é o que melhor representa melhor a área de estudo.

Tabela 4.9 – Resultados da validação cruzada para os quatro modelos. Os parâmetros resultantes da Validação Cruzada são o Erro Médio, Erro Médio Absoluto, o Erro Quadrático Médio e o Erro Quadrático Médio Normalizado.

Modelo	Nº de pontos	Interpolação	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
KRI1	93	Krigagem Ordinária	-0.8	0.8	379	0.18
KRI2	432	Krigagem Ordinária	13.5	13.5	175.9	0.10
KRI3.1	49063	Krigagem Ordinária	-0.06	0.06	29.4	0.02
KRI3.2	374757	Krigagem Ordinária	-0.002	0.002	16.1	0.01

4.2.3 Comparação e avaliação de incertezas dos métodos de interpolação utilizados

Tal como no Golfo de Cádiz, na área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia também se procedeu à comparação dos vários métodos de interpolação para escolher qual o método que melhor representa esta área de estudo. Foram utilizados os mesmos critérios adotados para o estudo da área do golfo de Cádiz: Avaliação dos erros EM, EAM, EQM, EQMN e avaliação gráfica das diferentes reconstituições paleobatimétricas.

4.2.3.1 – Comparação dos erros estatísticos da validação cruzada

Na tabela 4.10 está apresentada a comparação entre os erros estatísticos dos vários métodos de interpolação aplicados aos vários modelos. Tal como no Golfo de Cádiz, esta comparação apenas é realizada entre o IDW e a Krigagem Ordinária, pois não há número suficiente de pontos para realizar a validação cruzada à TIN.

Tabela 4.10 – Comparação da validação cruzada para os três métodos de interpolação (IDW, e Krigagem Ordinária) nos oito modelos. Os erros estatísticos são o Erro Médio, o Erro Absoluto Médio, o Erro Quadrático Médio e o Erro Quadrático Médio Normalizado. A vermelho estão os melhores resultados de EAM e de EQMN.

Métodos de interpolação	Modelo	Número de pontos	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
IDW	IDW1	93	-23	23	430	0.197
	IDW2	432	21.5	21.5	257	0.152
	IDW3.1	49063	0.7	0.7	34	0.019
	IDW3.2	374757	0.28	0.28	20.7	0.011
Krigagem Ordinária	KRI1	93	-0.8	0.8	379	0.176
	KRI2	432	13.5	13.5	175.9	0.099
	KRI3.1	49063	-0.06	0.06	29.4	0.016
	KRI3.2	374757	-0.002	0.002	16.1	0.009

Através da análise dos erros estatísticos presentes na tabela 4.10 verifica-se que:

- Nas duas interpolações, à medida que os modelos ficam mais complexos (IDW1 até IDW3.2 e KRI1 até KRI3.2) os valores de EAM tendem para valores próximos de 0, que é o seu valor ideal e, os valores do EQMN tendem para valores menores (ver capítulo 3). Assim, verifica-se que através dos modelos 3.2 (IDW3.2 e KRI3.2) obtém-se as reconstituições paleobatimétricas mais precisas.

- Relativamente aos métodos de interpolação, o EAM do KRI3.2 (0.002 m) está mais próximo de 0 comparativamente ao EAM do IDW3.2 (0.28 m) e, o EQMN do KRI3.2 (0.009 m) também apresenta um valor mais baixo em relação ao valor de EQMN do IDW3.2 (0.011 m). Deste modo, o modelo de reconstituição paleobatimétrica KRI3.2, é a reconstituição que representa melhor a área de estudo.

4.2.3.2 – Avaliação gráfica

Tal como na reconstituição paleobatimétrica da área de estudo do golfo de Cádiz, nesta reconstituição os modelos 1 (IDW1, TIN1, KRI1) e 2 (IDW2, TIN2, KRI2) também não apresentaram nenhuma forma geomorfológica para além da paleocosta dos modelos IDW2, TIN2 e KRI2. Nos modelos 3.1 (IDW3.1, TIN3.1, KRI3.1) já se começou identificar algumas províncias geomorfológicas como por exemplo, a crista de *Reikjanes*, a Falha transformante *Charlie Gibbs*, a Bacia da Islândia e o Mar de *Irminger*. Contudo, é nos modelos 3.2

(IDW3.2, TIN3.2 e KRI3.2) que estas províncias geomorfológicas adquirem uma melhor resolução, principalmente e como seria expectável, esta melhor resolução é obtida nas províncias rochosas (cristas oceânicas e montes submarinos) em que se acrescentou a sua paleobatimetria ao modelo. Deste modo, tal como na análise de validação cruzada o modelo que gerou a melhor reconstituição a nível gráfico foi o modelo KRI3.2, pois este modelo apresenta as suas províncias geomorfológicas melhor definidas comparativamente às reconstituições resultantes dos outros dois métodos de interpolação. Em comparação com reconstituições paleobatimétricas de outros autores, os melhores resultados foram através dos seguintes métodos: TIN (Mann *et al.*, 1999; Levrington *et al.*, 2000, 2002b; Teller e Levrington, 2004), IDW (Sousa *et al.*, 2012) e Krigagem (Negri, 2009, Brogiolo *et al.*, 2012).

Através da reconstituição paleobatimétrica obtida apenas se consegue identificar as várias províncias geomorfológicas na sua generalidade e ter uma noção de como a batimetria evoluiu desde os 20 ka até ao presente. Pois, há pouca informação para descrever pormenorizadamente as várias províncias geomorfológicas, com excepção das províncias rochosas, províncias em que se considerou a sua batimetria invariante neste período de estudo e tendo-se acrescentado a sua paleobatimetria ao modelo. Para melhorar esta reconstituição ter-se-á que adicionar mais testemunhos sedimentares, como por exemplo, poderá se encontrar mais testemunhos noutras bases de dados às quais não se teve acesso.

4.2.4 Considerações sobre geologia marinha

Após a caracterização geoestatística escolheu-se o modelo da reconstituição paleobatimétrica KRI 3.2 como o modelo que melhor representa a área de estudo. De seguida, será realizada a sua avaliação a nível das características de geologia marinha, nomeadamente, a geomorfologia, a sedimentação e a influência da hidrologia na sedimentação.

Geomorfologia

Como já referido anteriormente esta região apresenta várias províncias geomorfológicas, tal como a plataforma continental, o talude continental, a vertente continental, montes submarinos, a crista médio atlântica, a falha transformante de Charlie Gibbs e ainda bacias oceânicas (Harris *et al.*, 2014). Num período de 20 ka as variações geomorfológicas não são significativas, apenas existindo em alguns locais variação na sedimentação. Contudo, a plataforma continental é a única província geomorfológica que sofre uma alteração neste período. Esta alteração deve-se à variação eustática do nível do mar, pois há 20 ka o nível do

mar estava 120 m abaixo do nível atual (Horton, 2006; Milne e Mitrovica, 2008) o que contribuiu para que esta província apresentasse há 20 ka uma área de 588 712 km² e agora apresente uma área de 1 029 700 km² (Harris *et al.*, 2014). Assim, a maioria da plataforma (57 %) tem vindo a ser formada desde os últimos 20 ka até ao presente.

Esta alteração da plataforma devido à variação eustática do nível do mar apenas foi mais evidente na Islândia e na costa oeste da Irlanda. Nestas zonas costeiras as diferenças entre a linha de costa atual e a paleocosta a 20 ka estão na ordem dos 70 e 90 km, respetivamente. Enquanto que, na Gronelândia o nível do mar há 20 ka (- 120 m, Horton, 2006; Milne e Mitrovica, 2008) estava praticamente no mesmo local que o nível do mar atual devido às grandes camadas de gelo continental que provocaram uma turbulência na isostasia glacial (Kjeldsen e Funder, 2011). Tal facto fez com que a distância entre a linha de costa atual e a paleocosta há 20 ka apresentasse valores na ordem dos 10-17 km.

Tal como na área de estudo do golfo de Cádiz a reconstituição paleobatimétrica por província geomorfológica (Plataforma, Taude, Vertente e Planície abissal) também apresentou uma resolução inferior à reconstituição paleobatimétrica realizada pelo método de interpolação Krigagem Ordinária resultante do modelo KRI 3.2 (capítulo 4.2.2 – Krigagem Ordinária; Fig. 4.19-D). Por isso, a reconstituição resultante deste método está colocada em anexo (anexo I).

Avaliação sedimentar e a influência da hidrologia na sedimentação

Na avaliação sedimentar desta área de estudo também se realizou as duas metodologias, ou seja, realizou-se a Carta de acumulação sedimentar A (Fig. 4.21 - A) e a Carta de Acumulação sedimentar B (Fig. 4.21 - A). A CDAS – A foi obtida pela interpolação do atributo espessura sedimentar a 20 ka dos testemunhos sedimentares através da Krigagem Ordinária. A escolha do melhor modelo foi através da validação cruzada, pois este modelo apresentou os valores de erro (EM - 0.07;EQMN – 3.1047) mais próximos dos valores referência (Li e Heap, 2008; Hu *et al.*, 2004), estando este no Anexo H. Na CDAS – B obteve-se a acumulação sedimentar a partir da reconstituição paleobatimétrica aos 20 ka, aplicando a seguinte equação: ((Paleobatimetria a 20 ka + 120 m) – Batimetria atual), em que a paleobatimetria a 20 ka corresponde ao melhor modelo obtido anteriormente, KRI 3.2 (Fig. 4.19 - D).

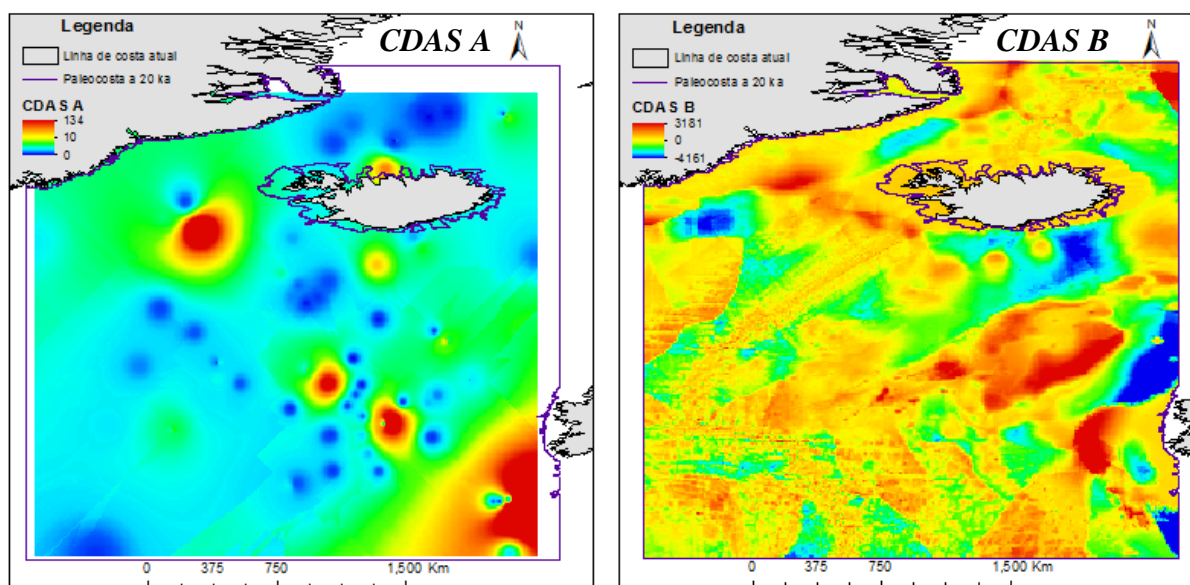


Figura 4.21 – A) Carta de acumulação sedimentar A realizada pela interpolação do atributo de espessura sedimentar a 20 ka dos testemunhos sedimentares; B) Carta de acumulação sedimentar B onde se aplicou a seguinte equação às layers: $((\text{Paleobatimetria a 20 ka} + 120) - \text{Batimetria atual})$.

Através da figura 4.21 – A verifica-se que a Carta de Acumulação Sedimentar A, apresenta na maioria da sua área, em zonas mais profundas, uma espessura sedimentar entre 1 e 5 m. Como nesta área de estudo, nos locais próximos de zonas costeiras não existem muitos testemunhos sedimentares, isto é, os testemunhos estão na maioria em zonas mais profundas e como a sedimentação é mínima nessas zonas, logo a maioria da sedimentação é pelágica (Galopim de Carvalho, 2003; Dias, 2004).

Na costa da Gronelândia verifica-se que a espessura sedimentar está na ordem dos 6 – 10 m. Esta espessura pode ocorrer devido às escorrências através dos fiords *Kangerdlugssauq* e o *Sermilik* existentes nesses locais e de outras escorrências costeiras (Inall *et al.*, 2014, Hagen e Hald, 2002).

A costa sul, oeste e norte da Islândia são dos locais onde a espessura sedimentar (3 – 12 m) é mais importante. Esta espessura pode ser devido à sedimentação proveniente de escorrências costeiras, dos materiais expelidos pelos vulcões e/ou do transporte de partículas pelos rios que são alimentados em grande parte por glaciares (Malmberg, 2004).

A costa oeste da Irlanda é o local onde existe maior espessura sedimentar (134 m). Esta espessura deve-se principalmente à influência de alguns testemunhos sedimentares, principalmente pelo testemunho denominado por 80-548A. Para além deste máximo de espessura sedimentar atingido nesta localização, verifica-se também mais três locais com

valores elevados de espessura sedimentar, 20 – 70 m. Estes três locais são influenciados principalmente por três testemunhos sedimentares (94-610C, 48-406, 49-408; Baldauf *et al.*, 1987; Heinze *et al.*, 2003; Lazarus *et al.*, 1995). Para o testemunho sedimentar 49-408, alguns perfis sísmicos de reflexão mostram que uma parte da origem destes sedimentos é oriunda de correntes turbidíticas, eventualmente formadas a norte da Islândia (Luyendyk *et al.*, 2007; Lazarus *et al.*, 1995). Nos outros dois testemunhos (94-610C e 48-406) para além das correntes turbidíticas, existe também sedimentação biogénica e no testemunho 94-640C há partículas vulcânicas (Ruddiman *et al.*, 1983; Baldauf *et al.*, 1987; Heinze *et al.*, 2003).

A Carta de Acumulação Sedimentar B (Fig. 4.20 - B) não representa bem a acumulação sedimentar nesta área de estudo. Este facto acontece porque a reconstituição paleobatimétrica resultante do modelo KRI 3.2 (Fig. 4.19 - D) tem pouca informação a nível de amostras comparada com a alta resolução da batimetria atual. Quando os valores são positivos a paleobatimetria é superior à batimetria, e quando são negativos verifica-se o contrário.

A Carta de Acumulação Sedimentar A, apesar de precisar de mais testemunhos para ficar com uma melhor resolução e poder-se retirar mais conclusões a nível de geologia marinha, permite à mesma analisar de melhor forma a acumulação sedimentar do que a CDAS-B.

Após a avaliação sedimentar procedeu-se a uma nova reconstituição paleobatimétrica através de outro método. Este método consiste em aplicar a seguinte equação:

$$(Batimetria Atual - 120 m) + CDAS A \quad (8)$$

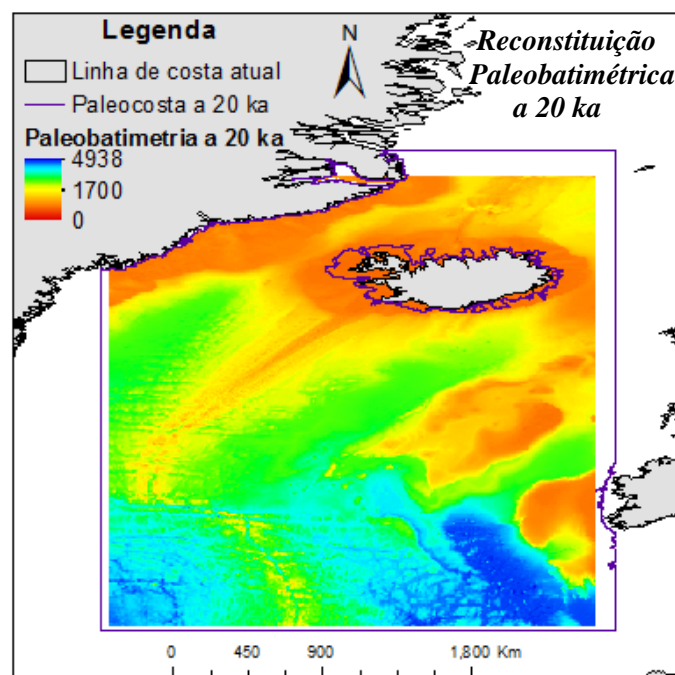


Figura 4.22 – Reconstituição paleobatimétrica a 20 ka realizada pela aplicação da seguinte equação: $((Batimetria - 120) + CDAS A)$

A reconstituição paleobatimétrica a 20 ka, presente na figura 4.22, apresenta melhor resolução do que a reconstituição realizada pelo método de interpolação KRI 3.2 (Fig. 4.19 - D). O valor máximo de paleobatimetria atingido nesta reconstituição (4938 m) é superior ao da reconstituição da figura 4.19 -D (4714 m) e da batimetria atual (5202 m), sendo que estes valores máximos estão no mesmo local da área de estudo (SE da área de estudo). O valor mínimo continua a ser os 0 m na paleocosta enquanto que, o valor médio é de 2084 m que é superior ao da reconstituição resultante do modelo KRI 3.2 (1308 m).

Esta reconstituição também apresenta uma melhor definição em termos de províncias geomorfológicas, pois, para além das províncias que se conseguiram identificar na reconstituição resultante do modelo KRI 3.2 (Mar de Irminger, Bacia da Islândia, Crista médio atlântica e falha de Charlie Gibbs) na figura 4.19 -D, nesta reconstituição já se consegue identificar o Estreito da Dinamarca.

Assim, a nível de avaliação de incertezas entre estes dois tipos de reconstituições (Fig. 4.19 -D e Fig. 4.22, a reconstituição resultante do modelo KRI 3.2 apresenta uma diferença na ordem dos 1000/2000 m de profundidade comparativamente a uma reconstituição perfeita enquanto que, a reconstituição realizada pela equação apresenta somente uma diferença na ordem dos 100-200 m de profundidade que correspondem à falta de informação de espessura

sedimentar a 20 ka. Desta forma, a reconstituição paleobatimétrica que representa melhor esta área de estudo é a reconstituição da figura 4.22.

4.3 Utilização de ferramentas de SIG

Após a realização deste trabalho de tese verificou-se que as ferramentas de SIG são fundamentais na obtenção dos mapas de reconstituição paleobatimétrica, nas suas avaliações geoestatísticas e considerações de características de geologia marinha. A análise global da metodologia, permitiu verificar que esta foi efetuada maioritariamente com recurso a SIG, salientando-se os seguintes processos:

- Visualização e produção de mapas com alteração de escalas e legendas;
- Análises geoestatísticas: Interpolação de dados (Métodos de interpolação determinísticos e geoestatísticos) e sua validação cruzada;
- Operações entre várias camadas/*layers*;
- Cálculo de áreas;
- Operações entre atributos;
- Construção de ferramenta para extrair a batimetria atual das geomorfologias rochosas;

CAPÍTULO 5

Conclusão e desenvolvimentos futuros

A obtenção de reconstituições paleobatimétricas podem constituir uma mais valia para os modelos de circulação oceânica, permitindo um maior controlo nos processos físicos e, conseqüentemente, a obtenção de resultados mais precisos. Para além desta aplicação, as reconstituições para o período pretendido, também são úteis para considerações sobre características de geologia marinha, nomeadamente, sobre geomorfologia, sedimentação e influência da hidrologia na sedimentação.

Nesta tese, foram testadas e comparadas várias metodologias, implementadas em ambiente SIG, para a reconstituição de paleobatimetrias para o Último Máximo Glacial em duas áreas de estudo do Oceano Atlântico Norte. Estas duas áreas de estudo são, a área do golfo de Cádiz com os seguintes limites geográficos: Lat: 26°N a 39°N; Long: 16°O a 5°O; e a área do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia, área em torno da Islândia, com os limites geográficos: Lat: 46°N a 72°N; Long: 38°O a 10°O. A reconstituição paleobatimétrica para estas duas áreas foram realizadas utilizando métodos de interpolação determinísticos (Inverso da distância quadrada – IDW; Triangulation Irregular Network - TIN) e geoestatísticos (Krigagem Ordinária). Estas interpolações foram realizadas sobre os dados da Paleobatimetria a 20 ka, atributo este, obtido através de vários testemunhos sedimentares marinhos (77 testemunhos na área do golfo de Cádiz e 93 testemunhos na área em torno da Islândia) que foram adquiridos em duas bases de dados principais (Caley *et al.*, 2014 e pangaea.de). No entanto, como as duas áreas apresentavam poucos testemunhos sedimentares, criaram-se quatro base de dados de modo a melhorar as reconstituições. Estas quatro bases de dados são: BD 1: que apenas inclui os testemunhos sedimentares; BD 2: que inclui igualmente pontos cotados a 0 m à paleocosta; BD 3.1: que ainda inclui os contornos das geomorfologias rochosas (montes submarinos e/ou cristas oceânicas), pois considerou-se que nestas geomorfologias rochosas a batimetria era invariante no período estudado; e BD 3.2: que corresponde à BD 3.1 à qual se acrescentou a batimetria total das geomorfologias. Para escolher o método e modelo que geraram a melhor reconstituição paleobatimétrica utilizaram-se as estatísticas de validação cruzada através dos erros estatísticos, nomeadamente, o Erro Médio, o Erro Médio Absoluto, o Erro Quadrático Médio e o Erro Quadrático Médio Normalizado.

Desta forma, para a área do golfo de Cádiz é o modelo KRI 3.2 que melhor representa a reconstituição paleobatimétrica, tanto a nível da avaliação gráfica como da validação cruzada. Esta reconstituição apresentou um EAM na ordem dos 0.29 m e um EQMN de 0.015 m. Na área em torno da Islândia o modelo KRI 3.2 também representa a melhor

reconstituição, tanto na avaliação gráfica como em termos de validação cruzada (EAM = 0.002 m; EQMN = 0.009 m).

Após a escolha da reconstituição mais representativa de cada área de estudo, analisaram-se ambas as áreas relativamente às considerações sobre características de geologia marinha, nomeadamente, geomorfologia, sedimentação, influência da hidrologia na sedimentação. Em ambas as áreas, para o período de estudo, a variação geomorfológica não é significativa, contudo a única província que sofre alteração nos últimos 20 ka é a plataforma continental devido à variação eustática do nível do mar na ordem dos 120 m. Esta variação do nível do mar na área de estudo do golfo de Cádiz faz com que no UMG a área da plataforma continental desta área de estudo apresentasse apenas 29% da área total da plataforma atual. Na área em torno da Islândia no UMG a plataforma já apresenta 43 % da área da plataforma atual, contudo nesta área de estudo apenas na Islândia e na costa oeste da Irlanda são notáveis estas variações, pois a linha de costa atual está a uma distância na ordem dos 70 – 90 km da paleocosta a 20 ka. Na costa este da Gronelândia esta diferença não foi tão pronunciada, pois a linha de costa atual está a uma distância na ordem dos 10 – 17 km da paleocosta a 20 ka.

A avaliação de acumulação sedimentar em ambas as áreas foi realizada através da obtenção de dois tipos de Cartas de Acumulação Sedimentar. A primeira Carta de Acumulação Sedimentar (A) foi obtida pela interpolação do atributo “espessura sedimentar a 20 ka”, enquanto que, a Carta de Acumulação Sedimentar (B), foi obtida por uma equação que soma à *layer* da “Paleobatimetria”, 120 m e depois subtrai a esta *layer*, a “batimetria atual”. Nas duas áreas a carta que apresentou sempre melhores resultados foi a CDAS-A, pois a CDAS-B apresenta uma resolução inferior devido à *layer* de paleobatimetria ter menos resolução, ou seja, não está tão bem definida como a *layer* da batimetria atual. Este fator condiciona os valores da CDAS-B nas duas áreas, apresentando valores com uma variação entre -2000/3000 m até 3000/4000 m.

Na área do golfo de Cádiz através da CDAS-A verifica-se que apenas junto às zonas costeiras, existe uma espessura sedimentar significativa. Este factor acontece devido há existência de poucos testemunhos em zonas profundas, mas também em zonas profundas a sedimentação apresenta taxas mínimas, pois só há sedimentação pelágica. Identificaram-se várias zonas com valores médios e elevados da espessura sedimentar: a zona noroeste do continente africano junto às Ilhas Canárias (0 – 17 m) que corresponde aos fluxos de detritos provenientes do afloramento costeiro; o Canhão de Agadir para norte que se trade de uma

zona que tem escorrências de detritos pelos canhões e rios existentes nessa zona, sendo que em frente ao canhão de Agadir se verifica uma maior espessura sedimentar (0 – 20 m); na margem ibérica (0 – 10 m) que também corresponde às escorrências por parte dos canhões submarinos e rios; e ainda, no golfo de Cádiz (0 - 16 m) que a sedimentação é fortemente influenciada pela hidrodinâmica de MOW. Na área em torno da Islândia através da CDAS-A, tem-se mais informação em zonas mais profundas pois nessas zonas profundas existem mais testemunhos sedimentares. Desta forma, as zonas mais profundas apresentam espessura sedimentar na ordem de 1 a 5 m devido ao processo de sedimentação pelágica. Na costa da Gronelândia a espessura sedimentar está na ordem dos 6 – 10 m devido às escorrências costeiras e às escorrências por parte dos fiords *Kangerdlugssauq* e o *Sermilik*. Na costa da Islândia a espessura sedimentar está na ordem dos 3 - 12 m devido a escorrências costeiras, materiais expelidos por vulcões e por escorrências de rios que são alimentados por glaciares. O local com mais espessura sedimentar nesta área de estudo está localizado no SE desta, mais propriamente na costa oeste da Irlanda, devido principalmente a um testemunho sedimentar (80-548A).

Após a realização da avaliação sedimentar através das cartas de acumulação sedimentar, procedeu-se a um novo método de realização de reconstituições paleobatimétricas. Este método consistiu em subtrair 120 m à *layer* de batimetria atual e posteriormente subtrair a esta *layer* a *layer* da Carta de Acumulação Sedimentar A. Este método gerou reconstituições paleobatimétricas mais representativas em ambas as áreas de estudo comparativamente ao método através de interpolações. Por exemplo, na área do golfo de Cádiz para além das geomorfologias que já se tinham observado (Planície abissal do Seno e da Ferradura, Bacia de Agadir e Bacia do Tejo) também se identificou o Canhão de Agadir. Enquanto que, na reconstituição em torno da Islândia para além das geomorfologias já identificadas na reconstituição KRI3.2 (Bacia do Mar de Irminger e da Islândia, Crista médio atlântica e falha de Charlie Gibbs) conseguiu-se observar o Estreito da Dinamarca.

De forma, a saber qual o método mais correto de utilizar, realizou-se uma avaliação a nível de diferenças entre estas reconstituições e uma reconstituição perfeita. Assim, a diferença entre uma reconstituição obtida pelos métodos de interpolação apresenta diferenças na ordem dos 1000/2000 metros da reconstituição perfeita enquanto que, a reconstituição obtida pelo novo método apresenta diferenças na ordem dos 100/200 metros devido a esta diferença corresponder à variação da espessura sedimentar.

De forma a melhorar estas reconstituições, num trabalho futuro, terar-se-á que adquirir uma maior quantidade de informação ou esta mais pormenorizada a nível de sedimentação nestas áreas, como por exemplo ter o conhecimento das taxas de sedimentação de todas as províncias geomorfológicas da área em questão. Assim, como se fica a conhecer aproximadamente os valores de todas as províncias e de cada província no geral (como por exemplo criar pontos aleatórios ao longo da província com base em conhecimentos teóricos), gerar uma interpolação à espessura sedimentar a cada geomorfologia já daria resultados mais corretos em vez de gerar a reconstituição paleobatimétrica a cada província e no final agregar-se para gerar a reconstituição final. Utilizando a última metodologia apresentada (da equação), o erro associado a estas reconstituições já deverão ser menores e as reconstituições paleobatimétricas deverão ser mais representativas das suas áreas.

CAPÍTULO 6

Bibliografía

- Abrantes, F. (1992). Paleoproductivity oscillations during the last 130 ka along the Portuguese and NW African margins. In Summerhayes, C.P., Prell, W.L., Emeis, K.C. (Eds.), *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. The Geological Society, London, 499-510 p.
- Abrantes, F. (2000). 200 000 yr diatom records from Atlantic upwelling sites reveal maximum productivity during LGM and a shift in phytoplankton community structure at 185 000 yr. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 7–16. doi:10.1016/S0012-821X(99)00312-X
- Abrantes, F. F. (1991). Variability of Upwelling Off NW Africa During the Latest Quaternary: Diatom Evidence. *Paleoceanography*. doi:10.1029/91PA00049
- Ambar, I., Armi, L., Bower, A., & Ferreira, T. (1999). Some aspects of time variability of the Mediterranean Water off south Portugal. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46, 1109–1136. doi:10.1016/S0967-0637(99)00006-0
- Andrews, J. T., Cooper, T. A., Jennings, A. E., Stein, A. B., & Erlenkeuser, H. (1998). Late quaternary iceberg-rafted detritus events on the Denmark Strait-Southeast Greenland continental slope (~65°N): Related to North Atlantic Heinrich events? *Marine Geology*, 149, 211–228. doi:10.1016/S0025-3227(98)00029-2
- Andrews, J. T., et al., The N and W Iceland Shelf: Insights into last glacial maximum ice extent and deglaciation based on acoustic stratigraphy and basal radiocarbon AMS dates, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 619– 631, 2000.
- Barton, E.D. (1998) Eastern boundary of the North Atlantic - northwest Africa and Iberia. A.R. Robinson and K. Brink eds. In *The Sea*, Volume 11, 633-657.
- Barton, E.D. (2001) Ocean Currents: Atlantic Eastern Boundary - Canary Current/ Portugal Current. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Eds. J. Steele, S. Thorpe and K. Turekian, Vol. 1, pp 380-389. Academic Press, London.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., ... Weatherall, P. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371. doi:10.1080/01490410903297766
- Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, a., Veiga-Pires, C., ... Santana, P. (2008). Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(2), 230–244. doi:10.1016/j.ecss.2007.09.012

- Boski, T., Sousa, C., Loureiro, C., Limpo, S., Albardeiro, L., Camacho, S., Pereira, L., Amaral, A., Nieto, J., Rodriguez, J., Salas, L., Gonzalez-Villa, F., Pérez, J., Simonson, W., Lima, A. (2006) - *SIG Guadiana, "paleovale do Rio Guadiana"*. ISBN: 978-989-95638-1-2. Projecto MEGASIG, Programa INTERREG IIIA
- Brogiolo, P., Angelucci, D. E., & Possenti, E. (2012). Reconstruction of physical palaeolandscapes applying geomorphological analysis and gis techniques. In *Progetti di archeologia* (pp. 27 – 40).
- Burrough, P. A., 1986. *Principles of Geographical Information System for Land Resources Assessment*. Monographs on soil and resources survey, n. 12 (Oxford: Clarendon Press).
- Caley, T., Roche, D. M., Waelbroeck, C., & Michel, E. (2014). Constraining the Last Glacial Maximum climate by data-model (iLOVECLIM) comparison using oxygen stable isotopes. *Climate of the Past Discussions*, 10(1), 105–148. doi:10.5194/cpd-10-105-2014
- CALVERT, A. J., & WHITMARSH, R. B. (1986). The structure of the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of the Geological Society*. doi:10.1144/gsjgs.143.5.0819
- Cela, T. M. (2004). *Estructura y Evolución Tectónica Del Golfo de Cádiz*. Universidad Complutense, Madrid.
- CLIMAP Project Members, 1984. The last interglacial ocean. *Quat. Res.* 21: 123-224
- Davies, T. L., Niel, B. Van, Kidd, R. B., & Weaver, P. P. E. (1997). High-resolution stratigraphy and turbidite processes in the Seine Abyssal Plain, northwest Africa. *Geo-Marine Letters*. doi:10.1007/s003670050020
- Davis B., 1987, Uses and Abuses of Cross-Validation in Geostatistics, 1997, *Mathematical Geology*, vol. 19, n°3, pp. 249-258.
- Davis, J. C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. (J. Wiley & Sons, Eds.) *The Journal of Geology* (Secon Edit., Vol. 2, p. 646). doi:10.1086/628074
- deMenocal, P. B. & Tierney, J. E. (2012) Green Sahara: African Humid Periods Paced by Earth's Orbital Changes. *Nature Education Knowledge* 3(10):12
- Dias, J. A. (2004). *Análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos*.
- Dickson, R. R., & Brown, J. (1994). The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res.*, 99((C6)), 12,312–319,341.

- Eagles, G., Gohl, K., & Larter, R. D. (2004). High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences*, 5(7), n/a–n/a. doi:10.1029/2003GC000657
- Emery, K. O. (1968). Relict Sediments on continental shelves of the world. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 445–464.
- Eynaud, F, de Abreu, L, Voelker, A, Schönfeld, J, Salgueiro, E, Turon, J-L, Penaud, A, Toucanne, S, Naughton, F, Sanchez Goni, MF, Malaize, B. e Cacho, I. (2009). Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 10 (7), Q07U05, doi:10.1029/2009GC002398.
- Farin, Gerald (1997). *Curves and Surfaces for Computer-Aided Geometric Design: A Practical Guide*. San Diego: Academic Press.
- Fúza, A. F. G. (1983). Upwelling patterns off Portugal. In Suess, E., Thiede, J. (Eds). *Coastal upwelling its sediment record*. Plenum Press, New York, 85-98.
- Fúza, A. F. G., Haman, M., Ambar, I., Diaz, Gonzalez, N. e Cabanas, J.M. (1998). Water masses and their circulation off the western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Part I – Oceanographic Research Papers*, 45 (7), 1127-1160.
- Frouin, M., Sebag, D., Durand, A., Laignel, B., Saliege, J.-F., Mahler, B. J., & Fauchard, C. (2007). Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise: The example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sedimentary Geology*, 200(1-2), 15–29. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.02.007
- Funder, S., Hjort, C., Landvik, J. Y., Nam, S. Il, Reeh, N., & Stein, R. (1998). History of a stable ice margin - East Greenland during the middle and upper pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 17, 77–123. doi:10.1016/S0277-3791(97)00082-6
- Galopim de Carvalho, A. M. (2003). *Geologia Sedimentar* (p. 444).
- Gorny, A. J. (1977), *World Data Bank II General User Guide* Rep. PB 271869, 10pp, Central Intelligence Agency, Washington, DC.
- Griffies, S. M., Boning, C., Bryan, F. O., Chassignet, E. P., Gerdes, R., Hasumi, H., ... Webb, D. (2000). Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2(2000), 123–192.
- Griffies, S. M., Harrison, M. J., Pacanowski, R. C., & Rosati, A. (2008). *A Technical Guide to MOM4*.

- Hagen, S., & Hald, M. (2002). Variation in surface and deep water circulation in the Denmark Strait, North Atlantic, during marine isotope stages 3 and 2. *Paleoceanography*, 17(4), 13–16. doi:10.1029/2001PA000632
- Hale, W. e Pflaumann, U. (1999). Sea surface temperature estimations using a modern analog technique with foraminiferal assemblages from western Atlantic Quaternary sediments. In Fischer G. e Wefer G. (Eds), Use of paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 69-90.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., & Voisset, M. (2007). High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology*, 246, 42–59. doi:10.1016/j.margeo.2007.08.002
- Harris, P. T., Macmillan-Lawler, M., Rupp, J., & Baker, E. K. (2014). Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*, 1 – 21. doi:10.1016/j.margeo.2014.01.011
- Hayes, D. E., Zhang, E., & Weissel, R. A. (2009). Modeling Paleobathymetry in the Southern Ocean. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 90(19), 165–166.
- Heezen, B. C., Hollister, C. D., & Ruddiman, W. F. (1966). Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science (New York, N.Y.)*, 152, 502–508. doi:10.1126/science.152.3721.502
- Hernández-Molina, F. J., Stow, D., & Alvarez-Zarikian, C. (2013). IODP Expedition 339 in the Gulf of Cadiz and off West Iberia: decoding the environmental significance of the Mediterranean outflow water and its global influence. *Scientific Drilling*, 16, 1–11. doi:10.5194/sd-16-1-2013
- Holbourn, A., Kuhnt, W. e Soeding, E., (2001) – Atlantic paleobathymetry, paleoproductivity and paleocirculation in the late Albian: the benthic foraminiferal record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170(3-4), 171–196. doi:10.1016/S0031-0182(01)00223-1
- Horton, B. P. (2006). Late Quaternary Relative Sea-level Changes in Late Quaternary Relative Sea-level Changes in Mid-latitudes. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2064–3071.
- Hu, K., Li, B., Lu, Y., Zhang, F., 2004. Comparison of various spatial interpolation methods for non-stationary regional soil mercury content. *Environ. Sci.* 25 (3), 132e137.
- Huhn, O., Roether, W., & Steinfeldt, R. (2008). Age spectra in North Atlantic Deep Water along the South American continental slope, 10°N-30°S, based on tracer observations. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55((10)), 1252–1276. doi:10.1016/j.dsr.2008.05.016
- Inall, M. E., T. Murray, F. R. Cottier, K. Scharrer, T. J. Boyd, K. J. Heywood, and S. L. Bevan (2014), Oceanic heat delivery via Kangerdlugssuaq Fjord to the south-east Greenland ice sheet, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 631–645, doi:10.1002/2013JC009295.

IPCC. (2007). *Climate Change 2007* (pp. 1–74).

Jacobi, R.D. and Hayes, D.E. (1982) Bathymetry, microphysography and reflectivity characteristics of the West African Margin between Sierra Leone and Mauritania. In: *Geology of the Northwest African Continental Margin* (Eds. U.von Rad, K. Hinz, M.Sarnthein and E. Seibold), pp. 182-210, Springer-Verlag, Berlin.

Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., & Lucas, N. (2001). Using ArcGIS Geostatistical Analyst. GIS by ESRI.

Kjeldsen, K. K., & Funder, S. V. (2011). *Isostasy in Greenland - deglaciation of an ice sheet*. Abstract from Arctic Paleoclimate and its Extremes (APEX), The Fifth International Conference and Workshop, Quaternary Glacial and Climate Extremes , Longyearbyen, Norway.

Kravchenko, A.N., Bullock, D.G., 1999. A comparative study of interpolation methods for mapping soil properties. *J. Agronomy* 91, 393–400.

Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., ... Waelbroeck, C. (2005). Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: Multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24, 951–998. doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.014

Kuijpers, A., Lloyd, J.M., Jensen, J.B., Endler, R., Moros, M., Park, L.A., Schulz, B., Jensen, K.G. & Laier, T. (2001): Late Quaternary circulation changes and sedimentation in Disko Bugt and adjacent fjords, central West Greenland.- *Geol. Greenland Surv. Bull.* 189: 41-47.

Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., Abrantes, F. F., & Pflaumann, U. (1997). Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225 kyr: Foraminiferal evidence. *Paleoceanography*, 12, 718–727. doi:10.1029/97PA01748

Leverington, D.W., Mann, J.D., Teller, J.T., 2000. Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 11,000 and 9300 14C yr BP. *Quaternary Research* 54, 174-181.

Leverington, D.W., Teller, J.T., Mann, J.D., 2002b. A GIS method for reconstruction of Late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers and Geosciences*, 28, 631-639

Li, J., & Heap, A. D. (2014). Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences: A review. *Environmental Modelling & Software*, 53, 173–189. doi:10.1016/j.envsoft.2013.12.008

Litvin V.M. 1970. Topography of bottom and bottom sediments of shelf and continental slope at the southeastern coast of Greenland. *Trudy PINRO*, vyp. 27, p.247-259 (in Russian)

- Luis, J. F. (2007) – Mirone: A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33: 31-41, [hfp//w3.ualg.pt/~jluis/MIRONE](http://w3.ualg.pt/~jluis/MIRONE)
- Luyendik, B. P., Cann, J. R., e Sharman, G. S. (2007) – *Init Repts. DSDP*, 49: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Malmberg, S.-A. (2004). *The Iceland Basin - Topography and Oceanographic Features* (pp. 1–47).
- Mann, J.D., Leverington, D.W., Rayburn, J., Teller, J.T., 1999. The volume and paleobathymetry of glacial Lake Agassiz. *Journal of Paleolimnology* 22, 71-80.
- Mcmanus, J. F., Francois, R., Gherardi, J., & Keigwin, L. D. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834–837.
- Milne, G. A., & Mitrovica, J. X. (2008). Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2292–2302. doi:10.1016/j.quascirev.2008.08.018
- Negri, M. Pietro. (2009). An experimental mapping method by means of fossil mollusk faunas : the Holocene Thai paleogulf, 48(1), 41–50.
- Nelson, C. H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., & Barber, J. H. (1999). Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155, 99–129. doi:10.1016/S0025-3227(98)00143-1
- Olea, R.A., 1999. *Geostatistics for Engineers and Earth Scientists*. Kluwer Academic Publishers, London, UK.
- Pallier, D. e Bard, E. (2001). High frequency paleoceanographic changes during the past 140.000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 181 (4), 431-452.
- pangaea.de. (n.d.).
- Peltier, R. W. (1994). Ice Age Paleotopography. *JSTOR 's*, 195–201.
- Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A., Kageyama, M., Marret, F., Turon, J. L., ... Rossignol, L. (2011). Assessment of sea surface temperature changes in the Gulf of Cadiz during the last 30 ka: implications for glacial changes in the regional hydrography. *Biogeosciences*, 8(8), 2295–2316. doi:10.5194/bg-8-2295-2011
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Chapman, M., de Abreu, L., Funnell, B., Huels, M., Kiefer, T., Maslin, M., Schulz, H., Swallow, J., Kreveld, S. v., Vautravers, M., Vogelsang, E. e Weinelt, M. (2003). Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000 Paleooceanography, 18(3), 1085, doi:10.1029/2002PA000774.
- Pickart, R. S., Torres, D. J., Fratantoni, P. S., 2005. The East Greenland Spill Jet. *Journal of Physical Oceanography* 35, 1037–1053.

- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(September), 207–214.
- Rahmstorf, S. (2003). The current climate. *Nature*, 421(February), 2563.
- Ribergaard, M. H. (2004). *On the coupling between hydrography and larval transport in southwest Greenland waters*. University of Copenhagen.
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Bigg, G. R., & Ramirez, J. (2012). Paleoceanography of the Atlantic- Mediterranean Exchange: Overview And First Quantitative Assessment of Climatic Forcing. *American Geophysical Union*, 1–32. doi:10.1029/2011RG000376.1.INTRODUCTION
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Weaver, P. P. E., & Murray, J. W. (2005). Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography*, 20, 1–12. doi:10.1029/2004PA001106
- Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E. (2007) - *Init. Repts. DSDP, 94*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Salgueiro, E., Naughton, F., Voelker, A. H. L., de Abreu, L., Alberto, A., Rossignol, L., ... Abrantes, F. (2014). Past circulation along the western Iberian margin: a time slice vision from the Last Glacial to the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 1–14. doi:10.1016/j.quascirev.2014.09.001
- Sarafanov, A., Sokov, A., & Demidov, A. (2007). Water mass characteristics in the equatorial North Atlantic: A section nominally along 6.5°N, July 2000. *J. Geophys. Res.*, 112, —. doi:10.1029/2007JC004222
- Schönfeld, J., & Zahn, R. (2000). Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 85–111. doi:10.1016/S0031-0182(00)00035-3
- Schulz, H. D., & Zabel, M. (2006). *Marine Geochemistry* (p. 574).
- Silva, A. P. (1988). *Variabilidade espacial de atributos físicos do solo*.
- Silva, A., Amorim, A., 2002. Estimaco da Temperatura Mdia do Ar em Portugal Continental. Utilizao, Comparaco e Avaliaco de alguns Mtodos de Interpolaco em SIG. ESIG, 2002.
- Silva, A.P. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo. Piracicaba.,(1988) - 105p. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de So Paulo.
- Soares, A. (2000). *Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente*. Lisboa: I.S.T Press.

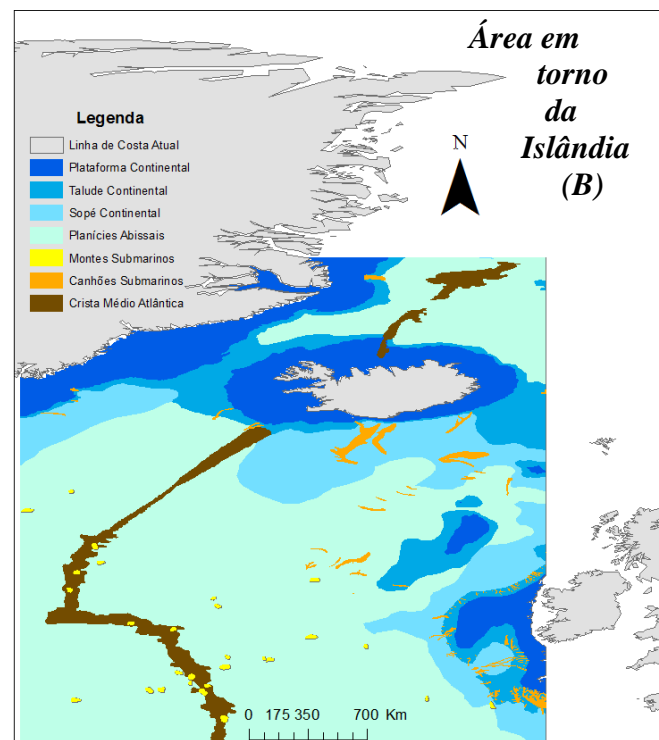
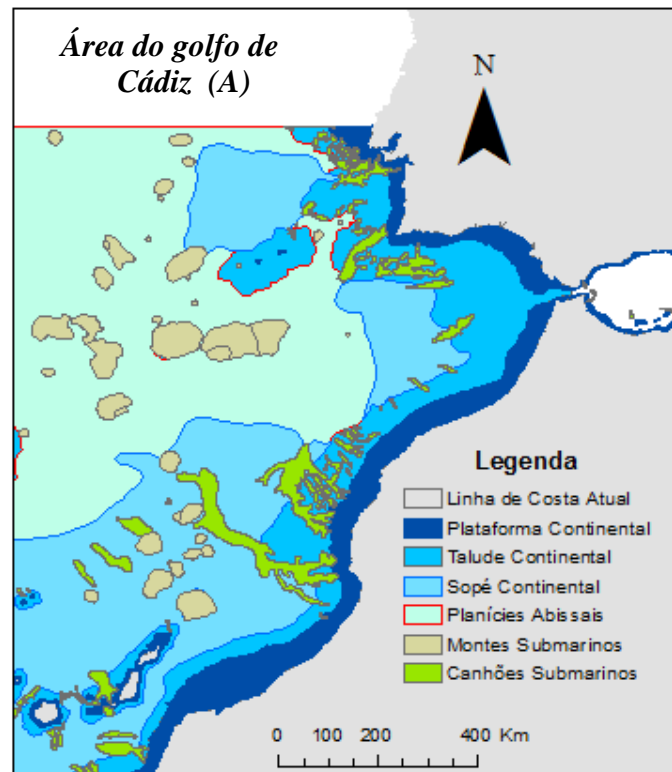
- Soluri, E. A., and V. A. Woodson (1990), World Vector Shoreline, *Int. Hydrograph. Rev.*, LXVII(1), 27–35.
- Sousa, C.; Boski, T.; Gomes, A.; Pereira, L.; Lampreia, J.; Oliveira, S. (2012). - *Pre-Holocene 3D surface modeling: Ria Formosa coastal lagoon reconstruction*. VII Symposium on the Atlantic Iberian Margin Proceedings, Lisbon, 2012
- Stein, R., S.-I. Nam, H. Grobe, and H. Hbberten, Late Quaternary glacial history and shortterm ice-rafted debris fluctuations along the east Greenland continental margin, in *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*, Geol. Soc. Spec. Publ., edited by J. T. Andrews et al., pp. 135 – 151, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo., 1996.
- Steinfeldt, R., Rhein, M., & Walter, M. (2007). NADW transformation at the western boundary between and 66°W/10°N. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54((6)), 835–855. doi:10.1016/j.dsr.2007.03.004
- Straneo, F., Pickart, R. S., & Lavender, K. (2003). Spreading of Labrador sea water: An advective-diffusive study based on Lagrangian data. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50, 701–719. doi:10.1016/S0967-0637(03)00057-8
- Stumpf, R., Frank, M., Schönfeld, J., & Haley, B. a. (2011). Climatically driven changes in sediment supply on the SW Iberian shelf since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(1-2), 80–90. doi:10.1016/j.epsl.2011.10.002
- Sutherland, D. A., & Pickart, R. S. (2008). The East Greenland Coastal Current: Structure, variability, and forcing. *Progress in Oceanography*, 78, 58–77. doi:10.1016/j.pocean.2007.09.006
- Teller, J.T., Leverington, D.W., Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the 18O record of Greenland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116, 729-742.
- Thurman, H.V. e Trujillo, A.P. (1999). *Essentials of oceanography - Sixth edition*. Prentice-Hall, New Jersey, 527 p.
- Tomczak, M., 1998. Spatial interpolation and its uncertainty using automated anisotropic inverse distance weighting (IDW)—crossvalidation/jackknife approach. *J. Geographic Inf. Decis. Anal.* 2, 18–30.
- Vage, K. (2010). *Circulation and convection in the Irminger Sea*. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.
- Vauclin, M.; Vieira, S.R.; Vachaud, G.; Nielsen, D.R. (1983) - The use of cokriging with limited field soil observations. *Soil Science Society of America Journal*, v.47, p.175-184.
- Vieira, S.R.; Nielsen, D.R.; Biggar, J.W. (1981) - Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Science Society of America Journal*, v.45, n.6, p.1040-1048.

- Voelker, a. H. L., de Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H., & Abrantes, F. (2009). Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences*, 10(12), 1–30. doi:10.1029/2009GC002605
- Voelker, A. H. L., Lebreiro, S. M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., & Abrantes, F. (2006). Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 39–55. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.014
- Voltz, M., Webster, R., 1990. A comparison of kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. *J. Soil Sci.* 41, 473e490.
- Weaver, P. P. E., Wynn, R. B., Kenyon, N. H., & Evans, J. (2000). Continental margin sedimentation , with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology*, 47, 239 – 256.
- Webster, R., Oliver, M.A., 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley and Sons, Brisbane, Australia.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J. e Fischer, G. (1999). Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *In Fischer G. e Wefer G. (Eds). Use of paleoceanography: Examples from south Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-68.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1996), A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database, *J. Geophys. Res.*, 101(B4), 8741–8743.
- Wicander, R., & Monroe, J. S. (2013). *Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time*. (C. 2012 Learning, Ed.) (7th ed., p. 448).
- Wynn, R. B. (200AD). *Turbidity current processes and deposits on the northwest african margin*. University of Southampton.
- Wynn, R. B., & Stow, D. A. V. (2002). Recognition and interpretation of deep-water sediment waves: Implications for palaeoceanography, hydrocarbon exploration and flow process interpretation. *Marine Geology*, 192, 1–3. doi:10.1016/S0025-3227(02)00546-7
- Yashayaev, I., VanAken, H. M., Holliday, N. P., & Bersch, M. (2007). Transformation of the Labrador Sea Water in the sub polar North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 34, L22605, doi:10.1029/2007GL031812.

ANEXOS

ANEXO A

Mapa das províncias geomorfológicas da área de estudo do golfo de Cádiz e Mar de Irminger.



ANEXO B

Bases de dados A – Área do golfo de Cádiz

ID	Base de dados	Nome	Referência	Longitude	Latitude	Batimetria Atual	Espessura do sedimento a 20 Ka	Paleotopografia	Paleobatimetria
1	Pangaea	Sale_Briqueterie	Zhang, J; Scott, DB (1996)	-6.8	34.9	500	0.8	500.8	380.8
2	Pangaea	GIK15666-6 (M53_166)	Sarnthein, Michael (1994)	-7.1	35	803	0.5	803.5	683.5
3	Pangaea	MD99-2339	Voelker, AHL et al. (2006)	-7.5	35.9	1177	5.9	1182.9	1062.9
4	Pangaea	GIK15670-5 (M53_170)	Sarnthein, Michael (2003)	-7.6	34.9	1482	0.8	1482.8	1362.8
5	Pangaea	KC82-21	Vergnaud-Grazzini, C; Pierre, C (1991)	-7.7	36.9	586	3.2	589.2	469.2
6	Pangaea	GIK15669-1 (M53_169)	Vogelsang, E et al. (2001)	-7.8	34.9	2022	0.85	2022.85	1902.85
7	Pangaea	GIK15672-2 (M53_172-1)	Sarnthein, Michael (1994)	-8.1	34.9	2460	0.5	2460.5	2340.5
8	Pangaea	GIK11944-2 (M23_099)	Schulz, Hartmut (1995)	-8.1	35.7	1765	0.9	1765.9	1645.9
9	Pangaea	79-547A	Zhang, J; Scott, DB (1996)	-9.3	33.8	3938	109.9	4047.9	3927.9
10	Pangaea	M8_017-1 (M8/17-1) e M8_017-2 (M8017B)	Koopmann, B (1981) e Koopmann, B; Sarnthein, Michael (2002)	-9.4	33.6	3016	1.4	3017.4	2897.4
11	Pangaea	79-544B	Stein, Ruediger (2003)	-9.4	33.8	3581	1	3582	3462
12	Pangaea	SU81-14	Schulz, Hartmut (1995)	-9.5	36.5	2795	1.6	2796.6	2676.6
13	Dados Calley	DC - SU92-28	LSCE unpublished data (DC - SU92-28)	-9.5	37.1	997	2.6	999.6	879.6
14	Pangaea	SO75-26KL	Zahn, R et al. (1997)	-9.5	37.8	1099	2.8	1101.8	981.8
15	Pangaea	GeoB8903-1	Alt-Epping, Ulrich (2009)	-9.5	38.6	88	16.1	104.1	-15.9
16	Dados Calley	DC - SU81-14	LSCE unpublished data (DC - SU81-14)	-9.8	36.8	2795	3.7	2798.7	2678.7
17	Pangaea	GeoB6008-1	McGregor, HV et al. (2007)	-10.1	30.8	355	70.4	425.4	305.4
18	Pangaea	MD01-2444	Voelker, AHL; de Abreu, L (2011)	-10.1	37.6	2656	5	2661	2541
19	Dados Calley	DC - MD90-905	LSCE unpublished data (DC - MD90-905)	-10.2	37.7	2925	3.8	2928.8	2808.8
20	Dados Calley	DC - SU81-18	Shackleton, NJ et al. (2000) e Schulz, Hartmut (2003) e Gherardi et al. 2005 (DC - SU81-18)	-10.2	37.8	3145	5.7	3151.1	3031.1

21	Pangaea	GeoB6011-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-10.3	30.3	983	1.4	984.4	864.4
22	Pangaea	14-135	Koepnick, RB et al. (1985)	-10.4	35.3	4152	0.4	4152.4	4032.4
23	Pangaea	14-135	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-10.4	35.4	4152	0.4	4152.4	4032.4
24	Pangaea	MD03-2698	Lebreiro, SM et al. (2009)	-10.4	38.2	4602	13.2	4615.2	4495.2
25	Pangaea	GeoB6006-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-10.6	30.9	1275	1.6	1276.6	1156.6
26	Pangaea	MD03-2699	Voelker, AHL et al. (2010)	-10.7	39	1865	0.8	1865.8	1745.8
27	Pangaea	GeoB4211-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-10.8	30.2	1775	1.1	1776.1	1656.1
28	Pangaea	GeoB4212-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-10.9	29.6	1258	0.9	1258.9	1138.9
29	Pangaea	GeoB4210-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-11	30.3	1963	1	1964	1844
30	Pangaea	GeoB4213-2	Freudenthal, T et al. (2002) e Kuhlmann, H et al. (2004)	-11.1	29.7	1549	0.6	1549.6	1429.6
31	Pangaea	GeoB4209-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-11.1	30.4	2170	1.6	2171.6	2051.6
32	Pangaea	GeoB4214-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-11.2	29.8	1791	1	1792	1672
33	Pangaea	EhrmannWU_ThiedeJ_1985/1\#57038	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-11.4	36.7	1711	0.1	1711.1	1591.1
34	Pangaea	GIK16006-1	Sarnthein, Michael (1994)	-11.5	29.2	796	1	797	677
35	Pangaea	GeoB4215-2	Sarnthein, Michael (2006)	-11.6	30	2105	0.9	2105.9	1985.9
36	Pangaea	GeoB4205-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-11.6	32.2	3296	0.5	3296.5	3176.5
37	Pangaea	V04-32	Schulz, Hartmut (1995)	-11.6	35	2296	0.2	2296.2	2176.2
38	Pangaea	50-415	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-11.7	31	2794	0.3	2794.3	2674.3
39	Pangaea	GeoB4225-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-11.8	29.3	1339	0.75	1339.75	1219.75
40	Pangaea	GIK15627-3	Sarnthein, Michael (2006)	-12.1	29.2	1024	0.3	1024.3	904.3
41	Pangaea	GeoB4221-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.3	29.8	1826	0.8	1826.8	1706.8
42	Pangaea	GeoB4216-1	Freudenthal, T et al. (2002)	-12.4	30.6	2324	1.2	2325.2	2205.2
43	Pangaea	GeoB4223-1	Freudenthal, T et al. (2002)	-12.5	29	775	2.1	777.1	657.1
44	Pangaea	GeoB4231-1 e GeoB4230-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.6	29.1	1256.5	1.25	1257.75	1137.75
45	Pangaea	D11957P	Lebreiro, SM et al. (1996)	-12.6	39	3585	0.7	3585.7	3465.7
46	Pangaea	MD01-2446	Voelker, AHL et al. (2010)	-12.6	39.1	3570	1.8	3571.8	3451.8
47	Pangaea	GeoB4229-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.7	29.2	1426	1.1	1427.1	1307.1
48	Pangaea	GeoB4218-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.9	30	2723	0.7	2723.7	2603.7

49	Pangaea	GeoB4217-5	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.9	30.4	2506	0.6	2506.6	2386.6
50	Pangaea	GeoB5561-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-12.9	32.7	3501	0.4	3501.4	3381.4
51	Pangaea	GeoB4237-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13	28.7	805	1.5	806.5	686.5
52	Pangaea	GeoB4228-3	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13	29.5	1638	1.4	1639.4	1519.4
53	Pangaea	GeoB4236-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.1	28.8	1031	2	1033	913
54	Pangaea	GeoB5560-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.1	32.6	3944	0.4	3944.4	3824.4
55	Pangaea	GeoB4235-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.2	28.9	1247	2.5	1249.5	1129.5
56	Pangaea	GeoB4240-2	Freudenthal, T et al. (2002)	-13.2	28.9	2267.5	1.3	2268.8	2148.8
57	Pangaea	GeoB4233-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.3	29	1302	1.3	1303.3	1183.3
58	Pangaea	GeoB5548-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.5	28	1161	2.7	1163.7	1043.7
59	Pangaea	GeoB5547-3	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.7	27.8	1310	2.6	1312.6	1192.6
60	Pangaea	GeoB5549-3	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.7	28	1453	2.8	1455.8	1335.8
61	Pangaea	GeoB5545-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-13.8	27.5	1431	3.4	1434.4	1314.4
62	Pangaea	GeoB5541-4	Kuhlmann, H et al. (2004)	-14	27.5	1747	3.2	1750.2	1630.2
63	Pangaea	GeoB5550-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-14	28	1739	2.8	1741.8	1621.8
64	Pangaea	GeoB5540-2	Kuhlmann, H et al. (2004)	-14.2	27.5	2037	2.6	2039.6	1919.6
65	Pangaea	GeoB5551-3	Kuhlmann, H et al. (2004)	-14.9	27.9	1885	0.8	1885.8	1765.8
66	Pangaea	GIK12309-2	Vogelsang, Elke; Samthein, Michael (2003) e Vogelsang, E et al. (2001) (2003)	-15.1	26.8	2784.5	1	1392.75	1272.75
67	Pangaea	GeoB5538-1	Kuhlmann, H et al. (2004)	-15.1	27.5	2543	1	2544	2424
68	157953A	157-953C e 157-953A	Schmincke, Hans-Ulrich; Weaver, Philip PE; Shipboard Scientific Party (2005)	-15.1	28.7	3583.4	13.15	3596.55	3476.55
69	Pangaea	47-397	Stein, Ruediger (2003) e Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-15.2	26.8	2900	18.8	2918.8	2798.8
70	157955A	157-955A	Schmincke, Hans-Ulrich; Weaver, Philip PE; Shipboard Scientific Party (2005)	-15.2	27.3	2859.55	18	2877.55	2757.55
71	Pangaea	157-955A	Kuhlmann, H et al. (2004)	-15.4	27.5	2361	1.2	2362.2	2242.2
72	157954A	157-954B	Schmincke, Hans-Ulrich; Weaver, Philip PE; Shipboard Scientific Party (2005)	-15.5	28.4	3491.1	13.55	3504.65	3384.65

Base de dados B – Área de estudo em torno da Islândia

ID	Base de Dados	Nome	Referência	Longitude	Latitude	Batimetria Atual (m)	Espessura do sedimento (m)	Paleotopografia (m)	Paleobatimetria a 20 Ka (m)
1	Dados Calley	851	Cannariato et al. 1997 - 851	-34.3	46.2	3760.0	0.8	3760.8	3640.8
2	Pangaea	MD04-2818	Toucanne, S et al. (2009)	-12.6	46.4	3766.0	3.2	3769.2	3649.2
3	Pangaea	80-548A	Lazarus, DB et al. (1995)	-12.2	48.9	1251.0	199.4	1450.4	1330.4
4	Pangaea	80-548	Lazarus, DB et al. (1995)	-12.2	48.9	1251.0	74.0	1325.0	1205.0
5	Pangaea	CD84_2K (200228)	Vogelsang, E et al. (2004)	-13.4	49.1	3644.7	1.4	3646.1	3526.1
6	Pangaea	80-549A	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-13.1	49.1	2513.0	1.3	2514.3	2394.3
7	Pangaea	80-549_Site	Thomas, DJ et al. (2003)	-13.1	49.1	2514.0	0.1	2514.1	2394.1
8	Pangaea	CH-NKS12	Auffret, GA et al. (2002)	-12.6	49.2	1190.0	1.7	1191.7	1071.7
9	Pangaea	94-609	Bond, GC et al., 1992	-24.2	49.9	3884.0	3.9 ou 1.10?	3887.9	3767.9
10	Pangaea	KN708-1	Pflaumann, U et al., 2003	-23.8	50.0	4053.0	1.0	4054.0	3934.0
11	Pangaea	K708-001	McIntyre, Andrew; Imbrie, John D (2000)	-23.7	50.0	4053.0	1.6	4054.6	3934.6
12	Pangaea	GIK23417-1	Chi, J; Mienert, Jürgen (2003)	-19.4	50.7	3850.0	1.3	3851.3	3731.3
13	Pangaea	BOFS5K (BOFS11882#4)	Vogelsang, E et al. (2001)	-21.9	50.7	3547.0	0.9	3547.9	3427.9
14	Pangaea	GIK23416-4	Jung, Simon J A (2004)	-20.0	51.6	3616.0	2.4	3618.4	3498.4
15	Pangaea	GIK17045-3	Sarnthein, Michael (1997)	-16.7	52.4	3663.0	1.0	3664.0	3544.0
16	Pangaea	GIK17045-2	Vogelsang, E et al. (2001)	-16.7	52.4	3653.0	0.6	3653.6	3533.6
17	Pangaea	BOFS8K (BOFS11886#2)	Pflaumann, U et al., 2003	-22.1	52.5	4045.0	1.0	4046.0	3926.0
18	Pangaea	GIK23418-8	Jung, Simon J A (2004)	-20.3	52.5	2841.0	2.9	2843.9	2723.9
19	Pangaea	BOFS5K (BOFS11882#4)	Vogelsang, E et al. (2001)	-21.9	52.6	3955.0	0.8	3955.8	3835.8
20	Pangaea	V27-116	Ruddiman, William F (1997)	-30.3	52.8	3202.0	0.8	3202.8	3082.8
21	Pangaea	94-611D	Baldauf, JG et al. (1987)	-30.3	52.8	3195.0	10.6	3205.6	3085.6
22	Pangaea	303-U1304	Shimada, C et al. (2008)	-33.5	53.0	3064.0	3.3	3067.3	2947.3

23	Pangaea	GIK23415-9	Weinelt, Mara (2004)	-19.1	53.2	2472.0	1.8	2473.8	2353.8
24	Pangaea	94-610	Baldauf, JG et al. (1987)	-18.9	53.2	2417.0	76.8	2493.8	2373.8
25	Pangaea	94-610D	Clement, BM; Robinson, F (1987)	-18.9	53.2	2445.0	2.7	2447.7	2327.7
26	Pangaea	GIK23414-5 (M23414)	Chi, J; Mienert, Jürgen (2003)	-20.3	53.5	2201.0	1.5	2202.5	2082.5
27	Pangaea	K708-007	Ruddiman, William F (1997)	-24.1	53.9	3502.0	0.7	3502.7	3382.7
28	Pangaea	SU90-38	Bout-Roumazeilles, V et al. (1997)	-21.1	54.1	2900.0	0.9	2900.9	2780.9
29	Pangaea	V23-81	Schulz, Hartmut (2003)	-16.8	54.3	2393.0	2.5	2395.5	2275.5
30	Pangaea	GIK17048-3	Sarnthein, Michael (2004)	-18.2	54.3	1859.0	0.6	1859.6	1739.6
31	Pangaea	GIK17048-4	Sarnthein, Michael (2004)	-18.2	54.3	1848.0	0.9	1848.9	1728.9
32	Pangaea	CH73-139	Curry, WB et al 1988	-16.4	54.6	2209.0	1.8	2210.8	2090.8
33	Dados Calley	CH73 139C	Duplessy et al.. 1986 - CH73 139C	-16.4	54.6	2209.0	2.0	2211.0	2091.0
34	Pangaea	BOFS10K	Manighetti, B et al. (1995)	-20.7	54.7	2761.0	1.3	2762.3	2642.3
35	Pangaea	NEAP-17K	Vogelsang, E et al. (2004)	-28.4	54.7	2880.0	2.6	2882.6	2762.6
36	Pangaea	NEAP-18B	Vogelsang, E et al. (2004)	-28.4	54.7	2879.0	4.1	2883.1	2763.1
37	Pangaea	BOFS11K	Manighetti, B et al. (1995)	-20.3	55.2	2004.0	0.4	2004.4	1884.4
38	Pangaea	48-406	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-22.1	55.3	2907.0	45.6	2952.6	2832.6
39	Pangaea	GIK17049-6	Vogelsang, E et al. (2004)	-26.7	55.3	3331.0	1.4	3332.4	3212.4
40	Pangaea	48-406	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-22.1	55.3	2907.0	2.6	2909.6	2789.6
41	Pangaea	GIK17049-6	Jung, Simon J A (2004)	-27.9	55.5	2795.0	4.1	2799.1	2679.1
42	Pangaea & Calley & ODP	NA87 - 22 & 162981A IR	Jansen, E et al., (2005) & Oppo, DW et al. (2003) & uplessy et al.. 1992; Waelbroeck et al.. 200 - NA87 - 22 & 162981A IR ODP	-14.7	55.5	2174.0	4.2	2178.2	2058.2
43	Pangaea	NA87-22	Sarnthein, Michael; Duplessy, Jean-Claude (2004)	-14.6	55.5	2161.0	3.8	2164.8	2044.8
44	Pangaea	81-552A	Raymo, Maureen E (1997)	-23.2	56.0	2301.0	9.9	2310.9	2190.9

45	Pangaea	48-404	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-23.3	56.1	2306.0	0.3	2306.3	2186.3
46	Pangaea	GIK17051-3	Vogelsang, E et al. (2001)	-32.0	56.2	2295.0	1.9	2296.9	2176.9
47	Pangaea	306-U1314	Grützner, J; Higgins, SM (2010)	-27.9	56.4	2800.0	0.1	2800.1	2680.1
48	Pangaea	NEAP-15K	Vogelsang, E et al. (2004)	-27.8	56.4	2848.0	5.1	2853.1	2733.1
49	Pangaea	81-555	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003)	-20.8	56.6	1659.0	0.3	1659.3	1539.3
50	Pangaea & ODP	162982A	Koepnick, RB et al. (1985) & Channell, JET; Lehman, B (1999) & Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003) & Jansen, E et al., (2005) & 162982A	-15.9	57.5	1139.1	5.4	1144.5	1024.5
51	Dados Calley	CH77 - 03	LSCE unpublished data - CH77 - 03	-29.1	57.9	2271.0	1.4	2272.4	2152.4
52	Pangaea	BOFS17K (BOFS11905#1)	Manighetti, B et al. (1995)	-16.5	58.0	1150.0	0.8	1150.8	1030.8
53	Pangaea	BOFS14K (BOFS11896#1)	Manighetti, B et al. (1995)	-19.4	58.6	1756.0	0.5	1756.5	1636.5
54	Pangaea	SO82_5-2	Vogelsang, E et al. (2001)	-30.9	59.2	1416.0	1.1	1417.1	1297.1
55	Pangaea	BOFS16K (BOFS11902#1)	Vogelsang, E et al. (2001)	-23.2	59.5	2370.0	0.5	2370.5	2250.5
56	Pangaea	NEAP-08K	Vogelsang, E et al. (2004)	-23.9	59.8	2360.0	1.9	2361.9	2241.9
57	Pangaea	NEAP-11B	Mollenhauer, G et al. (2011)	-22.7	59.8	2484.0	0.9	2484.9	2364.9
58	Pangaea & IR ODP	162983A	Channell, JET; Lehman, B (1999) & 162983A	-23.6	60.4	1652.8	1.6	1654.4	1534.4
59	Pangaea	SU90-33	Bout-Roumazeilles, V et al. (1997)	-22.1	60.6	2400.0	1.9	2401.9	2281.9
60	Pangaea	SU90-I08	Schulz, Hartmut (2003)	-22.1	60.6	2395.0	0.6	2395.6	2275.6
61	Pangaea	NEAP-05B	Mollenhauer, G et al. (2011)	-24.5	61.1	1826.0	5.0	1831.0	1711.0
62	Pangaea & IR ODP	162984A	Mollenhauer, G et al. (2011) & Jansen, E et al., (2005) & 162984A	-24.1	61.4	1648.5	3.4	1651.9	1531.9
63	Pangaea	RAPiD-17-5P	Thornalley, DJR et al. (2010)	-19.5	61.5	2303.0	11.9	2314.9	2194.9

		(CD159-17)							
64	Pangaea	GIK16397-2	Vogelsang, E et al. (2003)	-11.2	61.9	1145.0	1.7	1146.7	1026.7
65	Pangaea	RAPiD-15-4P (CD159-15)	Thornalley, DJR et al. (2010)	-17.1	62.3	2133.0	6.4	2139.4	2019.4
66	Pangaea	152-919B	Lacasse, C; van den Bogaard, P (2002)	-37.5	62.7	2086.0	3.2	2089.2	1969.2
67	Pangaea	152-919A	Lacasse, C; van den Bogaard, P (2002)	-37.5	62.7	2088.0	4.1	2092.1	1972.1
68	Pangaea	NEAP-03K	Vogelsang, E et al. (2004)	-24.0	62.8	1510.0	2.3	1512.3	1392.3
69	Pangaea	RAPiD-10-1P (CD159-10)	Thornalley, DJR et al. (2010)	-17.6	63.0	1237.0	2.3	1239.3	1119.3
70	Pangaea	49-408	Lazarus, DB et al. (1995)	-28.9	63.4	1624.0	48.0	1672.0	1552.0
71	Pangaea & Calley	GIK23519-5	Heinze, Christoph; Dittert, Nicolas (2003) & Schulz, Hartmut (2003) & Vogelsang, E et al. (2001) & Millo et al.. 2006 - GIK23519-5	-30.6	63.9	2117.0	2.9	2119.9	1999.9
72	Pangaea	HM107-03	Knudsen, KL; Eiriksson, J (2002)	-19.1	66.5	400.0	14.7	414.7	294.7
73	Pangaea	POS175/2_1171 (GIK1171-1)	Vogelsang, E et al. (2004)	-21.8	67.9	777.0	1.1	778.1	658.1
74	Pangaea	POS175/2_1171 (GIK1171-1)	Vogelsang, E et al. (2001)	-18.6	68.0	935.0	0.3	935.3	815.3
75	Pangaea	POS158/1_0020/2 (453)	Lackschewitz, Klas S (2000)	-18.5	68.0	858.0	2.0	860.0	740.0
76	Pangaea	PS1951-1 (PS17/290)	Vogelsang, E et al. (2001)	-20.8	68.8	1459.0	1.7	1460.7	1340.7
77	Pangaea	POS158/1_0006/1 (423)	Lackschewitz, Klas S (2000)	-16.8	69.2	950.0	0.4	950.4	830.4
78	Pangaea & IR ODP	164907B	Jansen, E et al., (2005) & Lacasse, C; van den Bogaard, P (2002) & 164907B	-12.7	69.2	1803.6	8.2	1811.8	1691.8
79	Pangaea	PS1246-4 (GIK23246-4 PS05/451)	Vogelsang, Elke (2001)	-12.9	69.4	1895.0	0.3	1895.3	1775.3
80	Pangaea	PS1845-3	Lackschewitz, Klas S (2000)	-15.8	69.5	1749.0	0.5	1749.5	1629.5

		(GIK21845-3 PS17/010)							
81	Pangaea	PS1247-1 (GIK23247-1 PS05/452)	Köhler, SEI (1992)	-17.1	69.5	1388.0	0.6	1388.6	1268.6
82	IR ODP	162987A	IR ODP 162987A	-17.9	70.5	1672.4	2.2	1674.6	1554.6

ANEXO C

Script utilizado para calcular os modelos de idade para 20 ka no Matlab™

```
clear
clc

% Leitura de dados Lat Long depth Age model (Ka)
% Leitura dos ficheiros

fname1 = uigetfile({'*.txt;*.dat;*.tab','Data Files (*.txt,*.dat,*.tab)';
'*.*', 'All Files (*.*)'}, 'Ficheiro de dados');

[latitude, longitude, depth, agemodel] = textread(fname1, '%f %f %f
%f', 'headerlines', 1);

plot(longitude, latitude, '.')

LLDA = [latitude, longitude, depth, agemodel]; % Matriz
LLDAn = LLDA(:, 1:4);
LLDAm = LLDAn
[LatUq, iL, iU] = unique(LLDAm(:, 1)); % Escolher os valores que há de
Latitude
[LonUq, iL, iU] = unique(LLDAm(:, 2)); % Escolher os valores que há de
Longitude

idade_int = zeros(numel(LatUq), numel(LonUq)) * NaN; % Os zeros são NAN

diary on
for n=1:numel(LonUq)
for m = 1:numel(LatUq)
ind = find(LLDAm(:, 2) == LonUq(n) & LLDAm(:, 1) == LatUq(m));
% Selecionar em latitudes iguais e longitudes
if (isempty(ind)), continue; end
p = polyfit([0; agemodel(ind)], [0; depth(ind)], 1);
% polyfit entre agemodel e depth
idade_int(m, n) = polyval(p, 20);
% polyval para encontrar qual o valor de depth que corrponde a 20 ka (age
model)
aa = [LatUq(m), LonUq(n), idade_int(m, n)]
end
end
diary off
diary('Localização-do-ficheiro-a-gravar\Nome-do-ficheiro-a-gravar.txt')
```

ANEXO D

Ferramenta criada para extrair os pontos de batimetria atual das geomorfologias rochosas da imagem raster de batimetria atual

Script em python

```
# Import arcpy module
import arcpy

# Script arguments
Input_Raster = arcpy.GetParameterAsText(0)

Output_Extent = arcpy.GetParameterAsText(1)

Rectangle = arcpy.GetParameterAsText(2)

NoData_Value = arcpy.GetParameterAsText(3)

Field = arcpy.GetParameterAsText(4)

Clip_Features = arcpy.GetParameterAsText(5)

Save_file_ = arcpy.GetParameterAsText(6)
if Save_file_ == '#' or not Save_file_:
    Save_file_ = "C:\\tесе2\\ih\\sm.shp" # provide a default value if unspecified

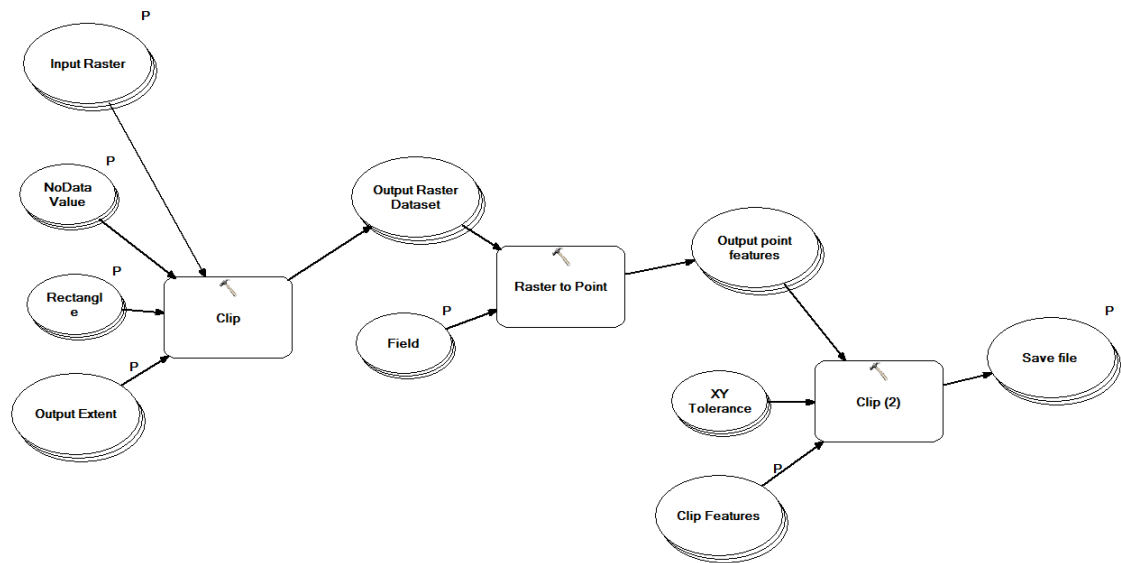
# Local variables:
Output_Raster_Dataset = Output_Extent
Output_point_features = Output_Raster_Dataset
XY_Tolerance = ""

# Process: Clip
arcpy.Clip_management(Input_Raster, Rectangle, Output_Raster_Dataset, Output_Extent,
NoData_Value, "NONE")

# Process: Raster to Point
arcpy.RasterToPoint_conversion(Output_Raster_Dataset, Output_point_features, Field)

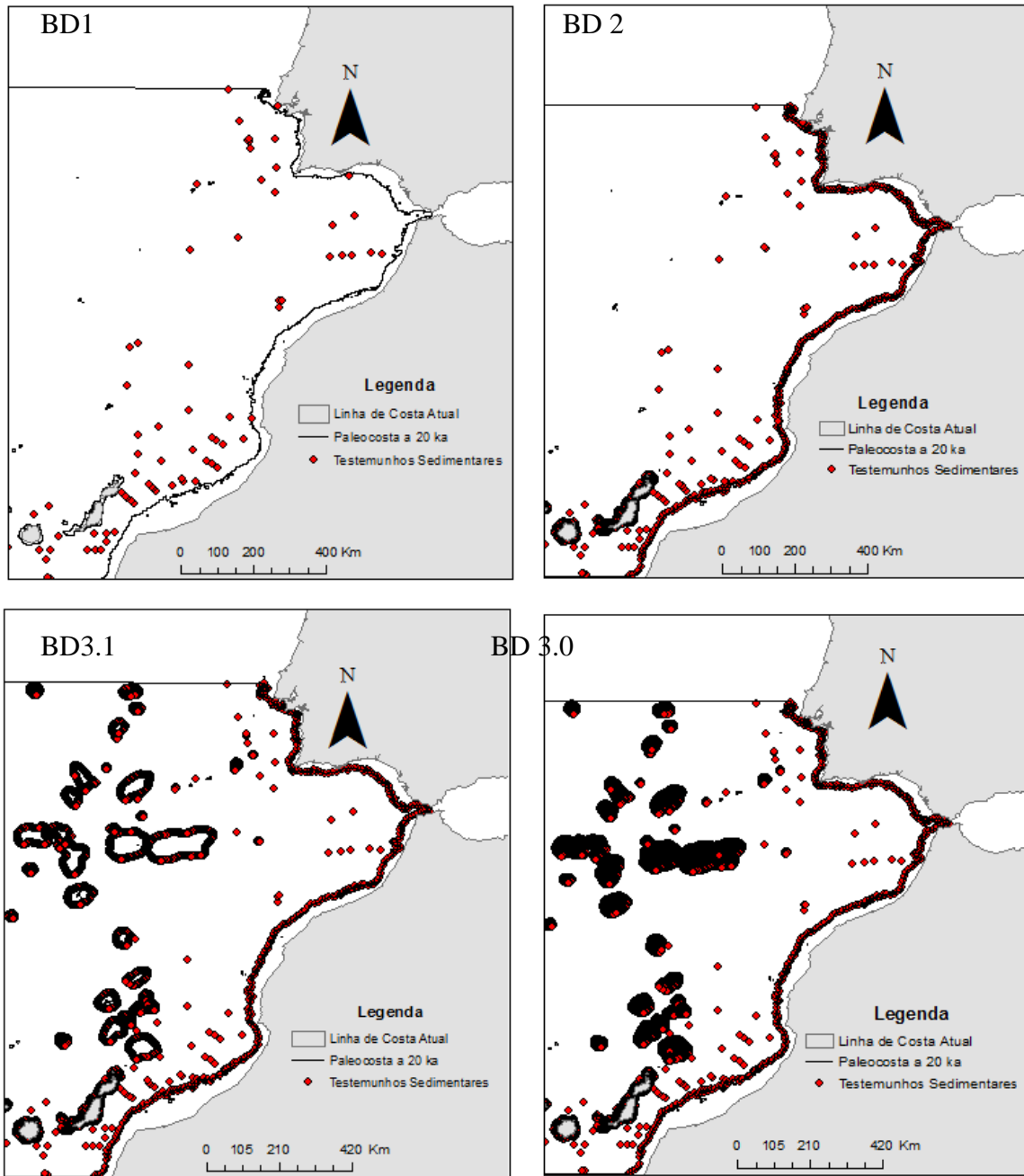
# Process: Clip (2)
arcpy.Clip_analysis(Output_point_features, Clip_Features, Save_file_, XY_Tolerance)
```

Model Builder

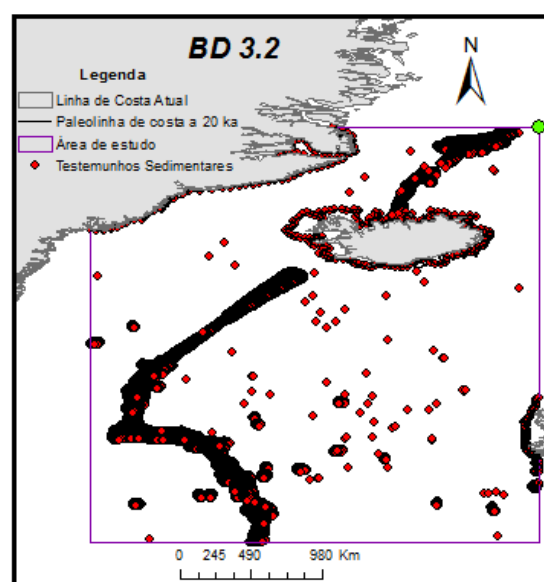
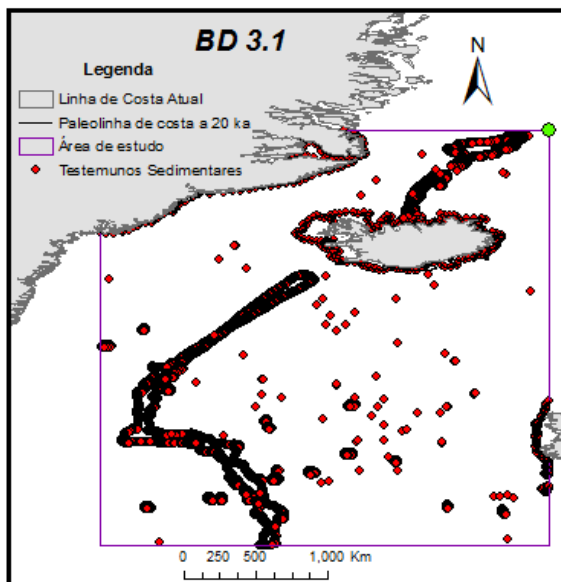
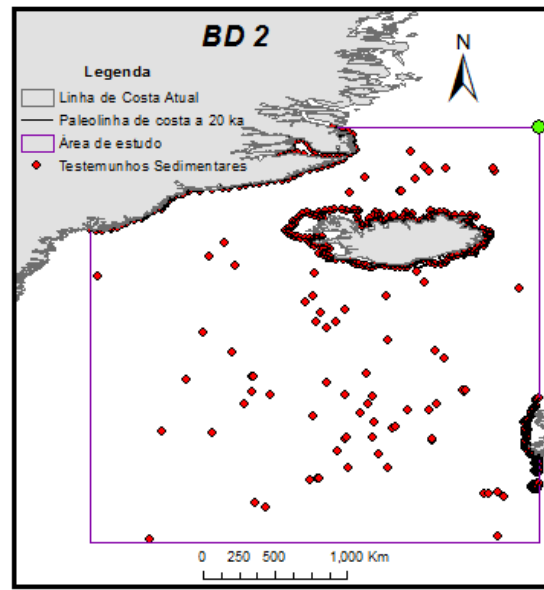
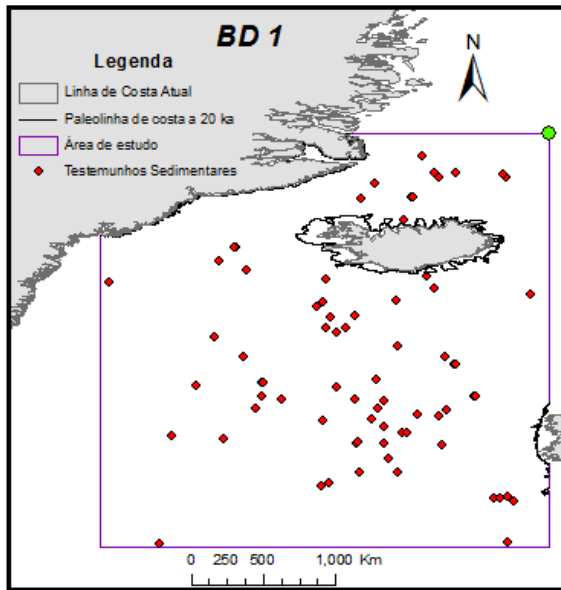


ANEXO E

Base de dados dos testemunhos Sedimentares da área do golfo de Cádiz



Base de dados dos testemunhos Sedimentares da área em torno da Islândia



ANEXO F

Testes geoestatísticos dos vários métodos de interpolação aplicados nas duas áreas de estudo

Área de estudo do golfo de Cádiz

IDW

Tabela F.1 – Testes de IDW para a área de estudo do golfo de Cádiz. A amarelo estão os melhores resultados obtidos.

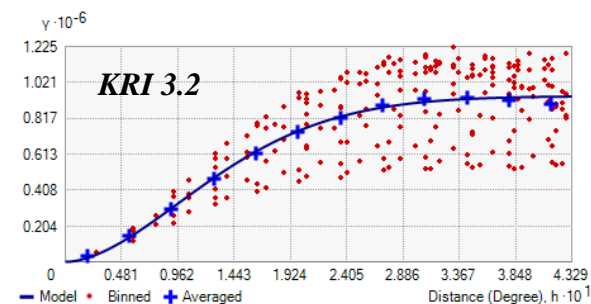
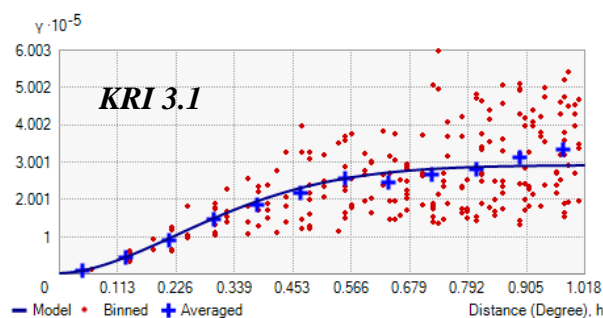
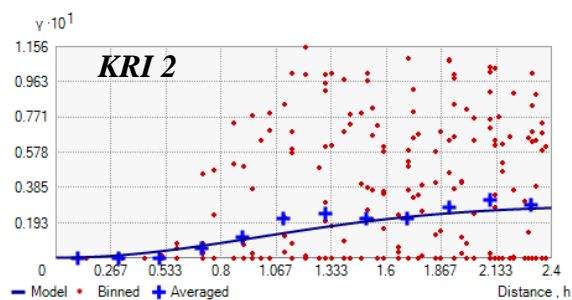
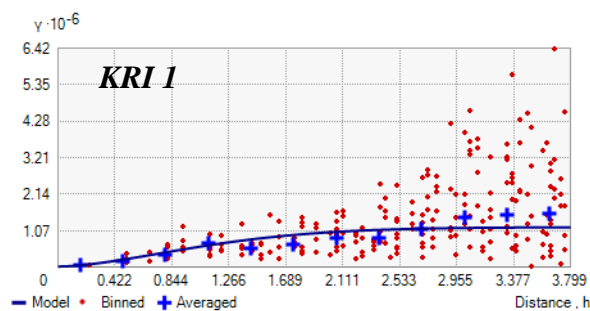
Parâmetros de entrada do modelo								Validação Cruzada			
Modelo	Especificações de vizinhança							Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
	Número de Pontos (Base de dados)	Potência (power) - p	Tipo de Vizinhança	Máximo n° de vizinhos	Mínimo n° de vizinhos	Tipo de setor	Ângulo				
IDW1	72	2	Padrão	8	8	4 Setores	0	-92	92	625.2	0.25
IDW1	72	2	Padrão	5	2	4 Setores	0	-85.1	85.1	636.2	0.25
IDW1	72	2	Padrão	8	8	8 Setores	0	-74.1	74.1	637.9	0.25
IDW1	72	3.7	Padrão	5	2	4 Setores	0	-74.1	74.1	611.2	0.24
IDW1	72	3.7	Padrão	8	8	4 Setores	0	-109.7	109.7	613.7	0.24
IDW1	72	3.7	Padrão	8	8	8 Setores	0	-103.3	103.3	610.1	0.24
IDW2	974	2	Padrão	5	3	4 Setores	0	40.1	40.1	278.4	0.14
IDW2	974	3	Padrão	5	3	4 Setores	0	37.8	37.8	271.8	0.13
IDW2	974	4	Padrão	5	3	4 Setores	0	34.4	34.4	266.8	0.13
IDW2	974	5	Padrão	5	3	4 Setores	0	31.8	31.8	262.7	0.13
IDW2	974	6	Padrão	5	3	4 Setores	0	29.8	29.8	259.3	0.13
IDW2	974	7	Padrão	5	3	4 Setores	0	28.3	28.3	256.7	0.13
IDW3.1	7979	2	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.3	4.3	95.7	0.04
IDW3.1	7979	2	Padrão	8	8	4 Setores	0	4.8	4.8	101.7	0.04
IDW3.1	7979	3	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.4	4.4	92.8	0.04
IDW3.1	7979	4	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.3	4.3	91.2	0.03
IDW3.1	7979	5	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.2	4.2	89.9	0.03
IDW3.1	7979	6	Padrão	5	3	4 Setores	0	4.2	4.2	89	0.03
IDW3.2	67691	2	Padrão	5	3	4 Setores	0	1.5	1.5	51.6	0.02
IDW3.2	67691	3	Padrão	5	3	4 Setores	0	1.3	1.3	47.6	0.02
IDW3.2	67691	4	Padrão	5	3	4 Setores	0	1.2	1.2	44.9	0.02
IDW3.2	67691	5	Padrão	5	3	4 Setores	0	1.1	1.1	43.1	0.02
IDW3.2	67691	6	Padrão	5	3	4 Setores	0	0.9	0.9	42	0.02
IDW3.2	67691	7	Padrão	5	3	4 Setores	0	0.9	0.9	42.4	0.02

Krigagem Ordinária

Tabela F.2 – Testes de Krigagem Ordinária para a área de estudo do golfo de Cádiz. A amarelo estão os melhores resultados obtidos.

Parâmetros de entrada					Validação cruzada			
Modelos	Nº de pontos (Base de dados)	Mínimo nº de vizinhos	Máximo nº de vizinhos	Tipo de sector	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
KRI1	72	2	5	4 Setores com 45° de offset	-62.8	62.8	474	0.19
KRI1	72	8	8	8 Setores	-66.5	66.5	497.9	0.20
KRI1	72	15	15	4 Setores	-60.3	60.3	494	0.20
KRI2	974	2	5	4 Setores	13.9	13.9	192.9	0.09
KRI2	974	8	8	4 Setores com 45° de offset	15.7	15.7	182.5	0.09
KRI2	974	15	15	4 Setores com 45° de offset	16.6	16.6	183.9	0.09
KRI3.1	7979	2	5	4 Setores	1.5	1.5	75.1	0.03
KRI3.1	7979	8	8	4 Setores	1.6	1.6	75.2	0.03
KRI3.1	7979	15	15	4 Setores	1.9	1.9	76.6	0.03
KRI3.2	67691	2	5	8 Setores	0.12	0.12	35.8	0.01
KRI3.2	67691	8	8	4 Setores	0.2	0.2	36.1	0.01
KRI3.2	67691	15	15	8 Setores	0.29	0.29	38.9	0.01

Semivariogramas dos melhores modelos



Área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia

IDW

Tabela F.3 – Testes de IDW para a área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia da Islândia. A amarelo estão os melhores resultados obtidos.

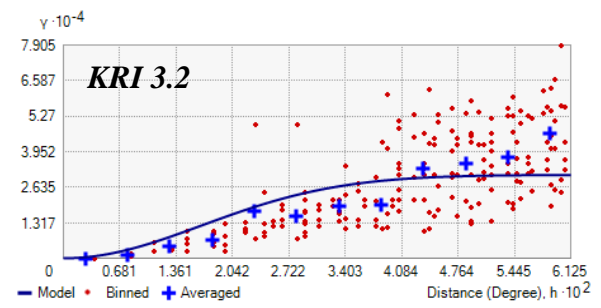
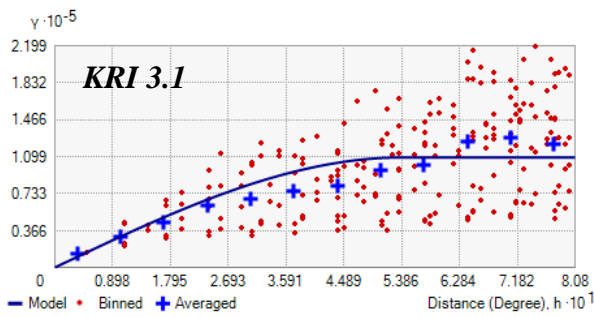
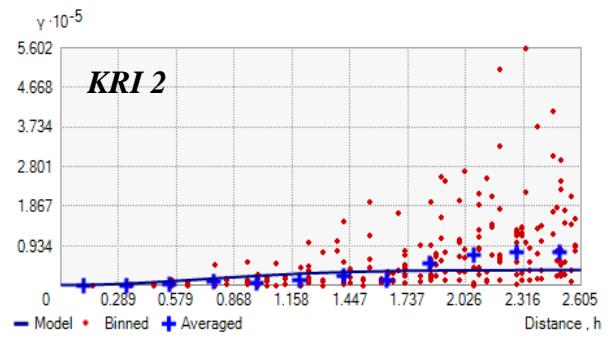
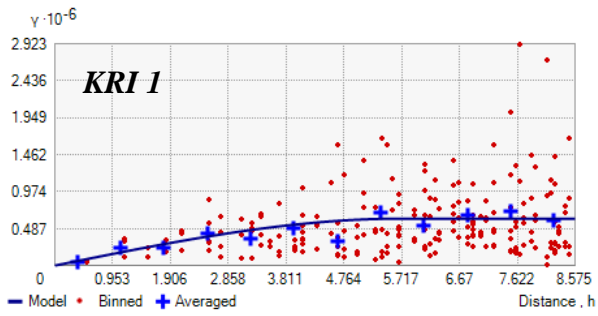
Parâmetros de entrada do modelo								Validação Cruzada			
Especificações de vizinhança											
Modelo	Número de Pontos (Base de dados)	Potência (power) - p	Tipo de Vizinhança	Máximo n° de vizinhos	Mínimo n° de vizinhos	Tipo de setor	Ângulo	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
IDW1	93	2	Padrão	5	2	4 Setores	0	-12.8	12.8	434	0.20
IDW1	93	2	Padrão	8	8	4 Setores	0	-16.7	16.7	435	0.20
IDW1	93	2	Padrão	15	15	4SW45	0	-23	23	430	0.20
IDW1	93	3	Padrão	5	2	4 Setores		-7	7	441	0.20
IDW1	93	3	Padrão	8	8	4SW45	0	-12.6	12.6	437	0.20
IDW1	93	3	Padrão	15	15	4SW45	0	-14	14	439	0.20
IDW2	432	2	Padrão	5	2	4SW45	0	21.5	21.5	257	0.15
IDW2	432	2	Padrão	8	8	4SW45	0	25.2	25.2	264.6	0.16
IDW2	432	2	Padrão	15	15	4SW45	0	34	34	285.1	0.17
IDW2	432	3	Padrão	5	2	4SW45	0	24	24	261.5	0.15
IDW2	432	3	Padrão	8	8	4SW45	0	26.5	26.5	268.5	0.16
IDW2	432	3	Padrão	15	15	4SW45	0	31.2	31.2	280.5	0.17
IDW3.1	49063	2	Padrão	5	2	4SW45	0	0.5	0.5	42	0.02
IDW3.1	49063	2	Padrão	8	8	4 Setores	0	0.7	0.7	45.3	0.02
IDW3.1	49063	2	Padrão	15	15	4 Setores	0	0.8	0.8	51.1	0.03
IDW3.1	49063	3	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.6	0.6	37.8	0.02
IDW3.1	49063	4	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.7	0.7	35.3	0.02
IDW3.1	49063	5	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.7	0.7	34	0.02
IDW3.2	374757	2	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.4	0.4	28.8	0.02
IDW3.2	374757	3	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.4	0.4	25.6	0.01
IDW3.2	374757	4	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.3	0.3	23.4	0.01
IDW3.2	374757	5	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.3	0.3	22	0.01
IDW3.2	374757	6	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.3	0.3	21.2	0.01
IDW3.2	374757	7	Padrão	5	2	4 Setores	0	0.28	0.28	20.7	0.01

Krigagem Ordinária

Tabela F.4 – Testes de Krigagem Ordinária para a área de estudo do Mar de Irminger e da Bacia de Islândia. A amarelo estão os melhores resultados obtidos.

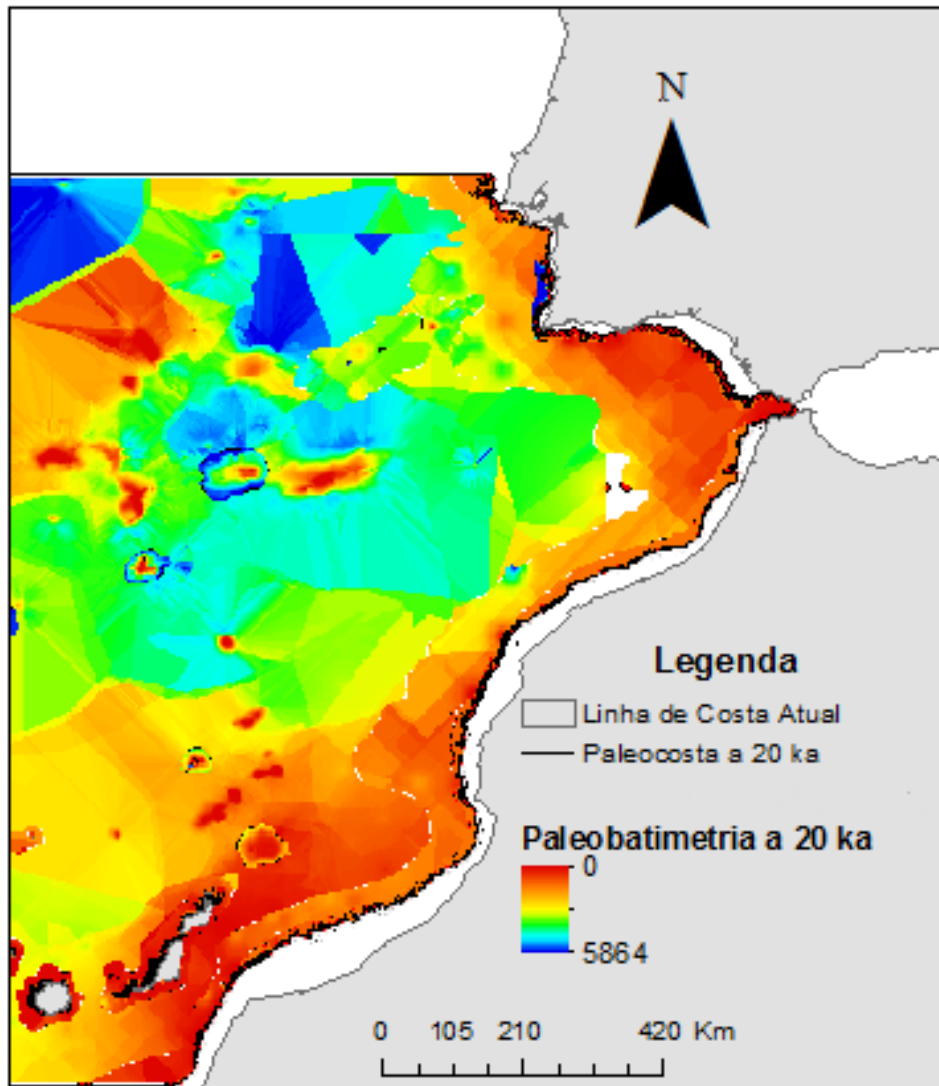
Modelos	Parâmetros de entrada no semivariograma							Parâmetros de procura de vizinhança			Validação cruzada				
	Nº de pontos	Modelo	Efeito de pepita	Parâmetro	Maior alcance	Distância (h)	Intervalos	Patamar	Mínimo nº de vizinhos	Máximo nº de vizinhos	Tipo de sector	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
KRI1	93	Stable	0	1.6	1.9	0.2	12	376769.8	2	5	8S	-8.1	8.1	393.2	0.18
KRI1	93	Stable	0	1.6	1.9	0.2	12	376769.8	8	8	4SW45	-23.2	23.2	399.1	0.19
KRI1	93	Stable	0	1.6	1.9	0.2	12	376769.8	15	15	4S	-23.2	23.2	407.5	0.19
KRI1	93	Stable	0	1.6	1.9	2.6	10	376769.8	2	5	4S	-23.2	23.2	407.5	0.19
KRI1	93	Esférico	0	-	5.6	0.7	12	622885.2	2	5	4S	0.8	0.8	379	0.18
KRI1	93	Circular	12523.5	-	5.3	0.7	12	619795.1	2	5	4SW45	-9	9	375	0.17
KRI2	432	Stable	35.6	2	1.7	0.2	12	35589.4	2	5	4SW45	13.5	13.5	175.9	0.10
KRI2	432	Stable	35.6	2	1.7	0.2	12	35589.4	8	8	4SW45	18.3	18.3	192.9	0.11
KRI2	432	Stable	35.6	2	1.7	0.2	12	35589.4	15	15	4S	21.9	21.9	205.6	0.12
KRI2	432	Esférico	0	-	2.1	0.3	12	571496.9	2	5	4SW45	8.6	8.6	188.1	0.11
KRI2	432	Circular	0	-	3.7	0.5	12	242854.7	2	5	4SW45	10.9	10.9	185.5	0.10
KRI3.1	49063	Stable	13.5	2	0.03	0.004	12	13275.3	2	5	4SW45	-0.5	0.5	33.2	0.02
KRI3.1	49063	Stable	13.5	2	0.03	0.004	12	13275.3	8	8	4S	-0.5	0.5	36.4	0.02
KRI3.1	49063	Stable	13.5	2	0.03	0.004	12	13275.3	15	15	4S	-0.5	0.5	38.2	0.02
KRI3.1	49063	Esférico	97.6	-	0.5	0.07	12	109069.9	2	5	4S	-0.2	0.2	28.6	0.02
KRI3.1	49063	Circular	769.7	-	0.5	0.06	12	103548.1	8	8	4SW45	-0.06	0.06	29.4	0.02
KRI3.2	374757	Stable	30.9	2	0.04	0.005	12	30900.2	2	5	4S	-0.002	0.002	16.1	0.01
KRI3.2	374757	Stable	30.9	2	0.04	0.005	12	30900.2	8	8	4S	-0.08	0.08	18.3	0.01
KRI3.2	374757	Stable	30.9	2	0.04	0.005	12	30900.2	15	15	4S	-0.1	0.1	18.8	0.01
KRI3.2	374757	Esférico	0	-	0.3	0.04	12	211683.4	8	8	4S	-0.02	0.02	17.7	0.01
KRI3.2	374757	Circular	0	-	0.3	0.04	12	217667.3	2	5	4S	-0.02	0.02	17.6	0.01

Semivariogramas dos melhores modelos



ANEXO G

Reconstituição paleobatimétrica da área de estudo do golfo de Cádiz pelo método de interpolação de paleobatimetria por província geomorfológica



Anexo H

Análise de erros estatísticos para a Carta de Acumulação Sedimentar (A) da área do Golfo de Cádiz

Modelo	Efeito de pepita	Parâmetro	Maior alcance	Distância (h)	Intervalos	Patamar	Mínimo nº de vizinhos	Máximo nº de vizinhos	Tipo de sector	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	2	5	4SW45	-0.0006	0.00060	0.62	0.0164
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	2	5	8S	-0.0005	0.00050	0.62	0.0164
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	8	8	4S	-0.0008	0.00080	0.62	0.0164
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	8	8	4SW45	-0.0012	0.00120	0.62	0.0164
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	8	8	8S	-0.001	0.00100	0.61	0.0162
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	15	15	4S	-0.001	0.00100	0.61	0.0162
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	15	15	4SW45	-0.001	0.00100	0.62	0.0164
Stable	0.00008	2	0.39	0.05	12	0.0002	15	15	8S	-0.001	0.00100	0.62	0.0164
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	2	5	4S	-0.0001	0.00010	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	2	5	4SW45	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	2	5	8S	0.000005	0.00001	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	8	8	4S	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	8	8	4SW45	0.000008	0.00001	0.68	0.0180
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	8	8	8S	0.00003	0.00003	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	15	15	4S	0.00005	0.00005	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	15	15	4SW45	-0.0001	0.00010	0.67	0.0178
Circular	0		2.25	0.28	12	0.002	15	15	8S	-0.0003	0.00030	0.68	0.0180
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	2	5	4S	-0.0001	0.00010	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	2	5	4SW45	-0.0004	0.00040	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	2	5	8S	-0.0001	0.00010	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	8	8	4S	-0.0003	0.00030	0.67	0.0178

Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	8	8	4SW45	-0.0001	0.00010	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	8	8	8S	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	15	15	4S	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	15	15	4SW45	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178
Esférico	0		1.27	0.16	12	0.0012	15	15	8S	-0.0002	0.00020	0.67	0.0178

A sombreado está o modelo utilizado pois foi o que apresentou o melhor modelo.

Análise de erros estatísticos para a Carta de Acumulação Sedimentar (B) da área em torno da Islândia

Modelo	Efeito de pepita	Parâmetro	Maior alcance	Distância (h)	Intervalos	Patamar	Mínimo nº de vizinhos	Máximo nº de vizinhos	Tipo de sector	Erro Médio (m)	Erro Absoluto Médio (m)	Erro Quadrático Médio (m)	Erro Quadrático Médio Normalizado (m)
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	2	5	4S	-0.3	0.30	18.81	3.2827
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	2	5	4SW45	-0.5	0.50	18.69	3.2618
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	2	5	8S	-0.5	0.50	18.50	3.2286
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	8	8	4S	0.18	0.18	18.42	3.2147
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	8	8	4SW45	-0.22	0.22	18.21	3.1780
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	8	8	8S	-0.1	0.10	17.96	3.1344
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	15	15	4S	0.13	0.13	18.02	3.1449
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	15	15	4SW45	-0.48	0.48	17.95	3.1326
Stable	256.18	2	7.43	0.93	12	9.4	15	15	8S	-0.29	0.29	17.78	3.1030
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	2	5	4S	-0.3	0.30	18.81	3.2827
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	2	5	4SW45	-0.51	0.51	18.67	3.2583
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	2	5	8S	-0.51	0.51	18.48	3.2251
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	8	8	4S	0.21	0.21	18.40	3.2112
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	8	8	4SW45	-0.22	0.22	18.17	3.1710
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	8	8	8S	-0.1	0.10	17.92	3.1274
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	15	15	4S	0.15	0.15	17.99	3.1396
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	15	15	4SW45	-0.5	0.50	17.90	3.1239
Circular	256.82		7.43	0.93	12	8.11	15	15	8S	-0.31	0.31	17.93	3.1291
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	2	5	4S	-0.23	0.23	18.82	3.2845
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	2	5	4SW45	-0.58	0.58	18.61	3.2478
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	2	5	8S	-0.43	0.43	18.48	3.2251
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	8	8	4S	0.33	0.33	18.36	3.2042
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	8	8	4SW45	-0.22	0.22	18.09	3.1571

Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	8	8	8S	-0.07	0.07	17.79	3.1047
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	15	15	4S	0.2	0.20	18.86	3.2914
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	15	15	4SW45	-0.54	0.54	17.74	3.0960
Esférico	263.58		7.59	0.95	12	0	15	15	8S	-0.35	0.35	17.78	3.1030

A sombreado está o modelo utilizado pois foi o que apresentou o melhor modelo.

ANEXO I

Reconstituição paleobatimétrica da área de estudo em torno da Islândia pelo método de interpolação de paleobatimetria por província geomorfológica.

