

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



**Evolução do contraste térmico terra-oceano em condições de mudança
climática**

Rita Vera Coimbra Cunha

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Meteorologia e Oceanografia

Dissertação orientada por:
Doutor João Paulo Martins
Professora Doutora Célia Gouveia

Resumo

A representação de processos acoplados oceano-atmosfera e a caracterização da sua evolução em contexto de mudança climática constituem um dos grandes desafios da modelação do clima a nível regional. Neste trabalho pretende-se estudar a evolução dos sistemas de *upwelling* e avaliar o contraste térmico terra-oceano no sistema costeiro da Península Ibérica (PI) e Noroeste de África (44° N a 29° N e 20° W a 5° W) nos últimos 24 anos (1992-2015), usando dados de deteção remota obtidos a partir de satélites geostacionários distribuídos pela *Satellite Application Facility on Climate Monitoring* - CM-SAF (para a temperatura de superfície continental) e PODAAC (para a temperatura de superfície do oceano). Adicionalmente, pretende-se avaliar este contraste a partir de reanálises (globais e regionais). Para isso serão analisados dados de satélite, dados de reanálises da ERA5 e da UERRA. Dados de estações meteorológicas convencionais compilados pela E-OBS foram também utilizados de modo a fazer ponte com índices climáticos mais comuns.

Devido ao forte ciclo diurno sobre a terra, utilizou-se apenas temperaturas máximas diárias de cada produto (entre as 12 UTC e as 15 UTC), realizando o cálculo da média sazonal para os meses correspondentes ao verão boreal (julho, agosto e setembro). Este procedimento não pode ser aplicado à UERRA, visto que apenas dispõe de dados a cada 6 h, pelo que nesse caso se utilizou a informação das 12 UTC como aproximação da temperatura máxima. Para além disso, procedeu-se a uma análise regional, sendo dividida em 3 regiões entre o Norte e Sul da PI e Noroeste de África. Estimou-se o Índice de *Upwelling* (*UI*) procedendo à análise da variabilidade dos extremos da temperatura da superfície do mar (SST) entre a zona costeira e o oceano aberto e o Índice de Contraste Térmico (*TCI*) avaliando o contraste entre a superfície continental e o mar. Utilizou-se o teste de *Mann-Kendall* para avaliar estatisticamente a existência de tendências.

Os resultados evidenciam um aumento de temperatura da superfície continental na ordem de 0.38 K/década no Norte da PI, uma vez que nas restantes regiões aqui estudadas não se obtiveram resultados com significância estatística. Os resultados obtidos a partir dos dados de satélite apresentam uma diminuição de intensidade do afloramento costeiro em todas as regiões da Península Ibérica e um aumento do mesmo no Noroeste de África. Os dados de satélite permitem ainda concluir que não existe aumento de *TCI* na Península Ibérica, mas parece existir um aumento (embora estatisticamente não significativo) no Noroeste africano. As reanálises apontam para tendências mais significativas; em particular a ERA5 aponta para um aumento de *TCI* em todas as regiões e a UERRA para uma diminuição na PI, sendo que o Norte de África não apresenta tendências significativas.

Palavras-Chave:

Contraste térmico; Afloramento costeiro; Península Ibérica

Abstract

The representation of ocean-atmosphere coupled processes and the characterization of their evolution in the context of climate change constitute one of the biggest challenges of climate modeling at the regional level. This work intends to study the evolution of *upwelling* systems and evaluate the thermal contrast between land and ocean in the coastal system of Iberian Peninsula (IP) and Northwest of Africa (44° N a 29° N e 20° W a 5° W) in the last 24 years (1992-2015), using remote sensing data obtained from geostationary satellites distributed by *Satellite Application Facility on Climate Monitoring* - CM-SAF (for land surface temperature) and by PODAAC (for ocean surface temperature). In addition, this thermal contrast is evaluated using both global (ERA5) and regional (UERRA) reanalysis. Data from conventional meteorological stations compiled in the E-OBS dataset were also analysed to bridge the gap to more conventional climate indices.

Due to the strong diurnal cycle over land, only the maximum daily temperatures of each product (between 12 UTC and 15 UTC) were used, calculating the seasonal means for summer months (July, August and September). This procedure cannot be applied to UERRA, because only has data every 6 h, so in this case the 12 UTC time slot was used to approximate the maximum temperature. Furthermore, a regional analysis was made and divided into 3 regions between North and South of IP and Northwest of Africa. The *Upwelling Index (UI)* was estimated by analysing the variability of sea surface temperature (SST) extremes between the coastal zone and the open sea and the Thermal Contrast Index (*TCI*) assessing the contrast between land and ocean. The *Man-Kendall test* was used to statistically assess the existence of trends.

The results of this analysis indicate an increase in the continental surface temperature of about 0.38 K/decade in the North of IP, while in the other regions studied here no statistical significance was found. Satellite data show a decrease in coastal upwelling intensity in all regions of the IP and an increase in Northwest of Africa. Satellite also show that there was no increase in *TCI* over the IP and suggest a slight increase (although statistically non-significant) in Northwest of Africa. Reanalysis data point out to trends that are more significant; particularly ERA5 shows an increase in *TCI* over all analysed regions, while UERRA shows a decrease over IP and no statistically significant signal over Northwest Africa.

Keywords:

Thermal Contrast; Coastal *Upwelling*; Iberian Peninsula

Índice

RESUMO	II
ABSTRACT	III
ÍNDICE DE FIGURAS	V
LISTA DE TABELAS	VII
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	VIII
1 INTRODUÇÃO	1
2 DADOS	7
2.1. LAND SURFACE TEMPERATURE (LST)	7
2.2. SEA SURFACE TEMPERATURE (SST)	8
2.3. REANÁLISES CLIMÁTICAS	9
2.3.1. ERA5	10
2.3.2. UERRA	11
2.4. DADOS E-OBS	12
3 METODOLOGIA	14
3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS	14
3.2. ESCOLHA DAS VARIÁVEIS EM ESTUDO	15
3.3. DEFINIÇÃO DOS ÍNDICES	16
3.4. ANÁLISE REGIONAL	16
3.5. ANÁLISE ESTATÍSTICA	17
3.6. COMPARAÇÕES COM BASE DE DADOS DE REFERÊNCIA	18
4 RESULTADOS	20
4.1. SATÉLITE VS ERA5	20
4.1.1. Médias Sazonais	20
4.1.2. Análise das tendências das medianas anuais e respetiva significância estatística	21
4.1.3. Análises das séries temporais	23
I. Norte da Península Ibérica	23
II. Sul da Península Ibérica	24
III. Noroeste de África	25
4.1.4. Comparação das tendências dos índices em estudo	26
4.2. SATÉLITE VS UERRA	28
4.2.1. Médias Sazonais	28
4.2.2. Análise das tendências das medianas anuais e respetiva significância estatística	30
4.2.3. Análises das séries temporais e comparação das tendências dos índices em estudo	31
I. Norte da Península Ibérica	31
II. Sul da Península Ibérica	32
III. Noroeste de África	33
5 DISCUSSÃO	34
5.1. MÉDIAS SAZONAIS	34
5.2. ANÁLISE DAS TENDÊNCIAS DAS MEDIANAS ANUAIS E RESPETIVA SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA	35
5.3. COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS DE CADA VARIÁVEL EM ESTUDO ENTRE O SATÉLITE, ERA5 E UERRA	37
5.4. COMPARAÇÃO DA VARIÁVEL LST_{INLAND} COM MEDIÇÕES <i>IN SITU</i> DA TEMPERATURA DO AR (E-OBS)	39
6 CONCLUSÃO	41
7 REFERÊNCIAS	43
8 ANEXOS	51

Índice de Figuras

FIGURA 1 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA BRISA MARINHA (A) E DA BRISA TERRESTRE (B). FONTE: AHRENS, 2013.	3
FIGURA 2 - ALTERAÇÕES FÍSICAS (ABIÓTICAS) MAIS RELEVANTES, ASSOCIADAS À ALTERAÇÃO CLIMÁTICA. FONTE: HARLEY ET AL., 2006.	4
FIGURA 3 - MUDANÇAS PREVISTAS NOS SISTEMAS DE UPWELLING DA FRONTEIRA ORIENTAL, CONSIDERANDO O HEMISFÉRIO NORTE. (A) PRESENTE: PRESSÃO ENTRE OS SISTEMAS DE ALTAS-PRESSÕES NO OCEANO E BAIXAS-PRESSÕES SOBRE A SUPERFÍCIE TERRESTRE IMPULSIONAM VENTOS FAVORÁVEIS (SETAS CINZENTAS) AO UPWELLING (SETAS AZUIS). (B) FUTURO: MIGRAÇÃO EM DIREÇÃO AOS POLOS DOS SISTEMAS DE ALTA PRESSÃO SUBTROPICAIS, LEVANDO À INTENSIFICAÇÃO (ENFRAQUECIMENTO) DOS VENTOS. FONTE: GARCÍA-REYES ET AL., 2015.	5
FIGURA 4 - ESQUEMA RESUMO DA METODOLOGIA UTILIZADA NO PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS.	14
FIGURA 5 - MÉDIA DA TEMPERATURA MÁXIMA DA SUPERFÍCIE, ENTRE 1992 E 2015, BEM COMO A REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE EM ESTUDO. OS PONTOS DE GRELHA REPRESENTADOS A VERMELHO (2) E A AMARELO (5) DIZEM RESPEITO AOS VALORES CONSIDERADOS PARA A SST COASTAL E SST OCEANIC, RESPECTIVAMENTE; OS PONTOS DA GRELHA APRESENTADOS A PRETO (2) REPRESENTAM A LST INLAND UTILIZADOS NESTA ANÁLISE, PARA TODAS AS LATITUDES. O MESMO FOI APLICADO PARA TODAS AS LATITUDES TENDO EM CONTA A LOCALIZAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	16
FIGURA 6 - REPRESENTAÇÃO REGIONAL DA TEMPERATURA MÁXIMA DA SUPERFÍCIE, ENTRE 1992 E 2015 PARA 3 SUB-REGIÕES DA ÁREA EM ESTUDO: (A) NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA, (B) SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA E (C) NOROESTE DE ÁFRICA. OS PONTOS DE GRELHA REPRESENTADOS A VERMELHO (2) E A AMARELO (5) CORRESPONDEM AOS PIXEIS CONSIDERADOS PARA A SST _{COASTAL} E SST _{OCEANIC} , RESPECTIVAMENTE; OS PONTOS DA GRELHA APRESENTADOS A PRETO (2) REPRESENTAM A LST _{INLAND} UTILIZADOS NESTA ANÁLISE, PARA TODAS AS LATITUDES. O MESMO FOI APLICADO PARA TODAS AS LATITUDES TENDO EM CONTA A LOCALIZAÇÃO DA LINHA DE COSTA.	17
FIGURA 7 - TAL COMO NA FIGURA 4, MAS RELATIVAMENTE AOS DADOS ERA5 (CIMA) E UERRA (BAIXO).	19
FIGURA 8 - PADRÕES ESPACIAIS DA MÉDIA SAZONAL DO VERÃO BOREAL (JAS) DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE (EM K) NO INTERVALO ENTRE 1992 E 2015 (INCLUSIVE) PARA: (A) CONJUNTO DE DADOS DE SATÉLITE ($T_{MÉDIA}[SATÉLITE]$); (B) REANÁLISE ERA5 ($T_{MÉDIA}[ERA5]$); (C) DIFERENÇA ENTRE A $T_{MÉDIA}[ERA5]$ E A $T_{MÉDIA}[SATÉLITE]$	21
FIGURA 9 - PADRÃO ESPACIAL DA TENDÊNCIA DE TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE PARA O CONJUNTO DE DADOS DE SATÉLITE, CONSIDERANDO OS MESES DE VERÃO (JAS) ENTRE 1992-2015. A BRANCO ESTÃO REPRESENTADOS OS VALORES NÃO SIGNIFICATIVOS.	22
FIGURA 10 - TAL COMO NA FIGURA 9, MAS PARA O CONJUNTO DE DADOS ERA5.	23
FIGURA 11 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DO ÍNDICE CONTRASTE TÉRMICO (TCI) PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA) E ERA5 (AZUL E CIAN) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5 (AZUL E CIAN) NO PERÍODO 1979-2018.	24
FIGURA 12 - TAL COMO NA FIGURA 11, MAS PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.	25
FIGURA 13 - TAL COMO NA FIGURA 11, MAS PARA A REGIÃO NOROESTE DE ÁFRICA.	26
FIGURA 14 - TAL COMO NA FIGURA 8, MAS PARA (A) REANÁLISE REGIONAL UERRA ($T_{MÉDIA}[UERRA]$); (B) DIFERENÇA ENTRE A $T_{MÉDIA}[UERRA]$ E A $T_{MÉDIA}[SATÉLITE]$	29
FIGURA 15 - TAL COMO NA FIGURA 7, MAS CONSIDERANDO A DIFERENÇA ENTRE A $T_{MÉDIA}[ERA5]$ E A $T_{MÉDIA}[UERRA]$	30
FIGURA 16 - TAL COMO NA FIGURA 9, MAS PARA O CONJUNTO DE DADOS UERRA.	31
FIGURA 17 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS ANUAIS DE VERÃO E RETAS DE TENDÊNCIA DA VARIÁVEL LST _{INLAND} PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: ERA5 (AZUL E CIAN), UERRA (AZUL TURQUESA) E E-OBS (VERDE E VERDE CLARO) NO PERÍODO 1979-2015.	40
FIGURA SUPLEMENTAR 1 - PADRÃO ESPACIAL DA TENDÊNCIA DE TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE PARA O CONJUNTO DE DADOS OBSERVACIONAIS E-OBS, CONSIDERANDO OS MESES DE VERÃO (JAS) ENTRE 1979-2015. A BRANCO ESTÃO REPRESENTADOS OS VALORES NÃO SIGNIFICATIVOS.	51

FIGURA SUPLEMENTAR 2 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 1, MAS PARA O CONJUNTO DE DADOS DA REANÁLISE UERRA, CONSIDERANDO O PERÍODO DE 1979 A 2018.....	52
FIGURA SUPLEMENTAR 3 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DO ÍNDICE CONTRASTE TÉRMICO (TCI) PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA), ERA5 (AZUL E CIAN) E UERRA (AZUL TURQUESA) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5 E UERRA NO PERÍODO 1979-2018.....	53
FIGURA SUPLEMENTAR 4 – TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 3 PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	54
FIGURA SUPLEMENTAR 5 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 3 PARA A REGIÃO DO NOROESTE DE ÁFRICA.....	55
FIGURA SUPLEMENTAR 6 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DA VARIÁVEL LST_{INLAND} PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA), ERA5 (AZUL E CIAN) E UERRA (AZUL TURQUESA) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5, UERRA E E-OBS (VERDE E VERDE CLARO) NO PERÍODO 1979-2015.....	56
FIGURA SUPLEMENTAR 7 – TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 6 PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	57
FIGURA SUPLEMENTAR 8 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 6 PARA A REGIÃO DO NOROESTE DE ÁFRICA.....	58
FIGURA SUPLEMENTAR 9 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DA VARIÁVEL $SST_{COASTAL}$ PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA), ERA5 (AZUL E CIAN) E UERRA (AZUL TURQUESA) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5 E UERRA NO PERÍODO 1979-2015.....	59
FIGURA SUPLEMENTAR 10 – TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 9 PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	60
FIGURA SUPLEMENTAR 11 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 9 PARA A REGIÃO DO NOROESTE DE ÁFRICA.....	61
FIGURA SUPLEMENTAR 12 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DA VARIÁVEL $SST_{OCEANICL}$ PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA), ERA5 (AZUL E CIAN) E UERRA (AZUL TURQUESA) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5 E UERRA NO PERÍODO 1979-2015.....	62
FIGURA SUPLEMENTAR 13 – TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 12 PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	63
FIGURA SUPLEMENTAR 14 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 12 PARA A REGIÃO DO NOROESTE DEÁFRICA.....	64
FIGURA SUPLEMENTAR 15 - SÉRIES TEMPORAIS DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO (JAS) E RETAS DE TENDÊNCIA DO ÍNDICE DE UPWELLING (UI) PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DADOS DE: (A) SATÉLITE (MAGENTA E ROSA), ERA5 (AZUL E CIAN) E UERRA (AZUL TURQUESA) NO PERÍODO 1992-2015 (B) ERA5 E UERRA NO PERÍODO 1979-2015.....	65
FIGURA SUPLEMENTAR 16 – TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 15 PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	66
FIGURA SUPLEMENTAR 17 - TAL COMO NA FIGURA SUPLEMENTAR 15 PARA A REGIÃO DO NOROESTE DE ÁFRICA.....	67

Lista de Tabelas

TABELA 1: TENDÊNCIAS E SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA ($P_{\text{VALUE}} < 0.1$) DAS MEDIANAS DOS MESES DE VERÃO DAS VARIÁVEIS E ÍNDICES CALCULADO A PARTIR DAS SÉRIES DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE PARA OS DADOS DE SATÉLITE E ERA5, PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA. AS TENDÊNCIAS SIGNIFICATIVAS ESTÃO SOMBREADAS A VERDE.	27
TABELA 2: TAL COMO NA TABELA 1, MAS PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	27
TABELA 3: TAL COMO NA TABELA 1, MAS PARA A REGIÃO NOROESTE DE ÁFRICA.....	28
TABELA 4: TAL COMO A TABELA 1 MAS CONSIDERANDO OS DADOS DE SATÉLITE E UERRA, PARA A REGIÃO NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA.	32
TABELA 5: TAL COMO NA TABELA 1, MAS PARA A REGIÃO SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA.....	33
TABELA 6: TAL COMO NA TABELA 1, MAS PARA A REGIÃO NOROESTE DE ÁFRICA.....	34
TABELA SUPLEMENTAR 1: CORRELAÇÃO ENTRE O SATÉLITE E A REANÁLISE REGIONAL UERRA, QUANDO CONSIDERADAS TODAS AS VARIÁVEIS E ÍNDICES EM ESTUDO, DURANTE 1992-2015. COR VERDE ESCURO – CORRELAÇÃO MUITO FORTE; COR VERDE CLARO – CORRELAÇÃO FORTE; COR AMARELA – CORRELAÇÃO MODERADA; COR VERMELHA – CORRELAÇÃO FRACA	68
TABELA SUPLEMENTAR 2: TAL COMO NA TABELA SUPLEMENTAR 1 CONSIDERANDO OS RESULTADOS OBTIDOS ENTRE OS DADOS DAS REANÁLISES UERRA E ERA5, CONSIDERANDO O PERÍODO 1979-2018.	68
TABELA SUPLEMENTAR 3: TAL COMO NA TABELA SUPLEMENTAR 1 ENTRE OS DADOS DE SATÉLITE E OS DADOS ERA5.	69

Lista de Abreviaturas, Siglas e Símbolos

4D-Var	<i>Four-dimensional variational assimilation</i>
ALADIN	<i>Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International</i>
AMRS-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer- Earth Observing System Sensor</i>
AOGCM	<i>Atmosphere Ocean General Circulation Models</i>
AR4	<i>Fourth Assessment Report</i>
ATBD	<i>Algorithm Theoretical Basis Document</i>
ATSR	<i>Along Track Scanning Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High-Resolution Radiometer</i>
C3S	<i>Copernicus Climate Change Service</i>
CANARI	<i>Code for the Analysis Necessary for ARPEGE for its Rejects and its Initialization</i>
CbPM	<i>Carbon-based Production Model</i>
CDR	<i>Climate Date Records</i>
CLLJ	<i>Coastal Low-Level Jet</i>
CMC	<i>Canadian Meteorological Centre</i>
CM-SAF	<i>Satellite Application Facility on Climate Monitoring</i>
ECA&D	<i>European Climate Assessment & Dataset</i>
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
E-OBS	<i>European gridded data set</i>
ERA-5	<i>ECMWF Reanalysis 5th Generation</i>
ERS-1/ERS-2	<i>European Remote Sensing Satellite-1/ -2</i>
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
GHRSSST	<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>
GPS	<i>GHRSSST Data Processing Specification version 2</i>
HARMONIE	<i>HIRLAM ALADIN Regional/Mesoscale Operational NWP In Europe</i>
HIRLAM	<i>High Resolution Limited Area Model</i>
HTESSEL	<i>revised surface Hydrology – Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land</i>
ICOADS	<i>International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
IFS	<i>Integrated Forecast System</i>
IFS/ARPEGE	<i>Integrated Forecast System/Action de Recherche Petite Enshelle Grande Echelle</i>

ISCCP	<i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
JAS	Julho, Agosto e Setembro
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute
LANDSAT	<i>Land-Use Satellite</i>
LSA-SAF	<i>Land Surface Analysis Satellite Applications Facility</i>
LST	<i>Land Surface Temperature</i>
LST _{land}	temperatura da terra
MESCAN-SURFEX	<i>surface externalisée</i>
METOP-A	<i>Meteorological Operational Satellite – A</i>
MFG	<i>Meteosat First Generation</i>
MK	<i>Mann-Kendall test</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectrometer</i>
MSG	<i>Meteosat Second Generation</i>
MVIRI	<i>Meteosat Visible and InfraRed Imager</i>
NETCDF 4	<i>Network Common Data Format v4</i>
NOA	<i>National Oceanic & Atmospheric Administration</i>
PCC	Coefficiente de correlação de Pearson <i>two-tailed</i>
PI	Península Ibérica
SAF	<i>Satellite Application Facilities</i>
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager</i>
SMW	<i>Statistical Mono-Window</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
SST _{coastal}	temperatura do mar perto da costa
SST _{oceanic}	temperatura do mar ao largo
TCI	Índice de Contraste Térmico
TESSEL	<i>Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land</i>
T _{média}	Temperatura média
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
T _{skin}	<i>Skin Temperature</i>
UERRA	<i>Uncertainties of Ensembles in Regional Reanalyses</i>
UERRA-MO	<i>Uncertainties of Ensembles in Regional Reanalyses-Met Office</i>

<i>UI</i>	<i>Índice de Upwelling</i>
<i>UW</i>	<i>University of Wisconsin</i>
<i>VGPM</i>	<i>Vertically Generalized Production Model</i>

1 Introdução

O impacto das alterações climáticas nos sistemas costeiros tem sido alvo de diversos estudos (Holling *et al.*, 1998; Harley *et al.*, 2006; Hopkins *et al.*, 2012; Wong *et al.*, 2014), havendo um razoável consenso científico de que os ecossistemas marinhos costeiros, juntamente com os bens e serviços que eles fornecem, se encontram ameaçados em face das mudanças previstas (Ove Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018). Os sistemas costeiros estão sujeitos a um amplo conjunto de fatores relacionados com atividade humana ou com mecanismos forçadores antropogénicos, que interagem com forçadores climáticos, com impactos na mudança climática (Wong *et al.*, 2014).

Os sistemas costeiros são o resultado da interação entre os sistemas Humano e Natural que constituem um sistema sócio ecológico acoplado (Holling *et al.*, 1998; Hopkins *et al.*, 2012). Os sistemas naturais são compostos por elementos costeiros diferentes e por ecossistemas que incluem costas rochosas, praias, barreiras e dunas de areia, estuários e lagoas, fozes de rios, pântanos e recifes de corais (Wong *et al.*, 2014). Estes elementos ajudam a definir as fronteiras marítimas e terrestres da costa. Apesar de permitirem uma ampla variedade de serviços reguladores, de abastecimento, de apoio e culturais (Reid *et al.*, 2005), são fortemente influenciados pelas atividades do Homem e consequentemente vulneráveis aos impactos das alterações climáticas.

Em 2018, o relatório especial do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (Ove Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018) relatava que a nível global, as temperaturas aumentaram 0.87°C ($\pm 0.10^{\circ}\text{C}$) acima dos valores pré-industriais na década 2006–2015, em resultado do aumento das concentrações dos gases de efeito de estufa.

A Península Ibérica é considerada um “hotspot” na bacia do Mediterrâneo quando se considera o risco associado aos impactos das alterações climáticas, de acordo com o mesmo relatório (Ove Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018). A nível global existem algumas regiões com características climáticas semelhantes, localizadas nos flancos orientais dos principais centros anticiclónicos semipermanentes, nomeadamente nas zonas costeiras da Califórnia, do Chile, da Namíbia, de Marrocos e da Austrália (Sydeman *et al.*, 2014). Estas regiões caracterizam-se pela presença de uma corrente oceânica na direção do Equador, superficial e fria; e um forte aquecimento diurno sobre o continente no verão. Nestas condições, gera-se afloramento costeiro (*upwelling*), jatos costeiros e nuvens baixas e/ou nevoeiros (e.g., Martins *et al.*, 2016; Rijo *et al.*, 2018).

Os sistemas de *upwelling* costeiro orientais são regiões marinhas biologicamente produtivas, cobrindo menos de 1% da área total do oceano e que fornecem até 20% da captura mundial de peixes (García-Reyes *et al.*, 2015). O *upwelling* é um fenómeno oceanográfico que envolve movimentos ascendentes persistentes do oceano, substituindo a água à superfície (que por sua vez flui para o largo, por divergência), sendo que este fenómeno impulsiona diversos estudos regionais e globais (Bakun *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2015; Kämpf and Chapman, 2016; Walter *et al.*, 2017). Diferentes tipos de *upwelling* podem ocorrer, dependendo da natureza da divergência (Santos *et al.*, 2011). Por sua vez, o *upwelling* costeiro é causado principalmente pela combinação de 3 fatores: (1) ocorrência de um anticiclone subtropical semi-permanente, (2) a presença de um limite costeiro e (3) o efeito de Coriolis. Os ventos de superfície ao longo das fronteiras orientais dos oceanos transportam ar frio e seco de latitudes mais elevadas para os subtropicais, dirigindo as correntes oceânicas costeiras na direção do Equador (e.g., Wallace and Hobbs, 2006). Estes ventos, em conjunto com o efeito de Coriolis, causam a advecção de águas superficiais para o largo (mecanismo denominado transporte de Ekman), e por sua vez, são substituídas por águas mais profundas, frias e ricas em nutrientes, com altas concentrações de CO_2 , baixo pH e baixas concentrações de oxigénio vindas de águas profundas para a zona fótica costeira (Hull *et*

al., 1997; Lund-Hansen and Vang, 2003; García-Reyes *et al.*, 2015). O *upwelling* ocorre numa variedade de escalas temporais e espaciais, abrangendo desde extensas áreas (aproximadamente 5000 km) de afloramento persistente ao longo da costa Chilena (Peterson *et al.*, 1988) até a fenómenos de *upwelling* mais episódicos de pequena escala (aproximadamente 50 km) ao longo da costa norte da Península Ibérica.

No presente, não é ainda possível determinar se o fenómeno do *upwelling* é direta ou indiretamente afetado pelo aumento da temperatura média global da superfície (IPCC, 2014). A avaliação da variabilidade do *upwelling* pode ser muito dependente da duração da série temporal, da área selecionada e da estação do ano que se está a analisar (Varela *et al.*, 2015). Bakun (1990) verificou uma tendência de intensificação do afloramento costeiro, com contrastes significativos de temperatura entre a terra e o oceano. Pardo *et al.* (2011) observaram um enfraquecimento geral da intensidade de *upwelling* ao longo das regiões Ibéria/Canárias (26° - 43°N) e NW Africano (10° - 24°N) de 1970 a 2009, contrariando a conclusão retirada por Bakun (1990). No entanto, e com o objetivo de verificar a existência ou não de uma intensificação do *upwelling* a nível mundial, tendo como período de base os anos desde 1982 a 2010, Varela *et al.* (2015) concluíram que na região da Ibéria/Canárias e no Noroeste africano não houve intensificação, mas sim um ligeiro enfraquecimento. A costa oeste da Península Ibérica é a região mais a norte do sistema de *upwelling* da Canárias, uma das 4 maiores regiões de *upwelling* do mundo (Santos *et al.*, 2011). De acordo com o estudo realizado por Santos *et al.* (2005), o regime de *upwelling* é mais intenso no verão na costa ocidental ibérica e na costa noroeste africana. O sistema é caracterizado por alta variabilidade decadal e intra-decadal, tendo apresentado um período superior a 10 anos (1982-1991/93) com um índice de *upwelling* mais fraco, seguindo-se por um período de 8-9 anos (1992/93-2001) de *upwelling* mais forte. A análise realizada por esses autores, identificou ainda diferenças no comportamento do *upwelling* entre a costa Africana e a costa Ibérica, no que concerne aos períodos de mais atividade. A variabilidade sazonal do *upwelling* costeiro na região da Península Ibérica e no Nordeste africano está associada à migração meridional da faixa dos ventos Alíseos, afetando a região mais a norte no verão, deslocando-se mais em direção ao Sul no inverno (Santos *et al.*, 2005). Os autores concluíram que o *upwelling* na costa ibérica ocorre principalmente na estação do verão, enquanto que no Noroeste da costa africana o *upwelling* é persistente ao longo do ano e atinge a intensidade máxima durante o outono e a primavera.

Muitas das consequências das alterações climáticas globais para os ecossistemas marinhos e os ecossistemas terrestres na proximidade destes estão dependentes da intensidade do *upwelling* (Bakun, 1990). O contraste térmico está associado à maior absorção de radiação solar pelo oceano para que a sua variação de temperatura seja semelhante à de uma superfície continental, associado ao calor específico da água ser muito mais elevado do que a terra, como também ao facto de na camada superficial do oceano existirem processos de mistura turbulenta que redistribuem a energia numa camada com profundidades que podem variar até centenas de metros (Wallace and Hobbs, 2006). Sobre terra, a energia é apenas transmitida por condução, numa camada relativamente fina que pode ir até poucos centímetros de profundidade. Desta forma, a temperatura do oceano varia mais lentamente que a da superfície continental. O contraste térmico entre a superfície continental e o oceano desempenha ainda um papel fundamental na variabilidade climática das regiões costeiras, o que reforça a necessidade de estudos que permitam compreender os efeitos da mudança climática nestas áreas.

As taxas de aquecimento desiguais do continente e do oceano originam circulações térmicas de mesoescala, sendo a *brisa marinha* (Figura 1), um exemplo desse tipo de circulações (Ahrens, 2013). No esquema da Figura 1 encontram-se representadas as linhas isobáricas em altitude, num plano perpendicular à costa, bem como a direção do escoamento observado. Durante o dia (Figura 1a) a superfície terrestre aquece mais rapidamente que o mar e o ar torna-se menos denso e a pressão mais

baixa do que sobre o mar. Consequentemente, o ar quente sobre terra ascende, sendo substituído pelo ar frio e húmido que se forma sobre o oceano. Em altitude, o ar desloca-se no sentido do mar (onde, por sua vez, a pressão é mais baixa). Sobre o mar, a circulação é fechada pela subsidência do ar mais quente e seco proveniente da superfície continental. À noite, a superfície terrestre arrefece mais rapidamente que o oceano, fazendo com que a temperatura do oceano seja superior à da terra, originando a circulação inversa à que ocorre durante o dia. Assim, à superfície, o ar desloca-se no sentido da terra para o mar, originando a circulação denominado por *brisa terrestre* (Figura 1b). Nesta situação, o gradiente de pressão à superfície é geralmente menor, traduzindo-se em ventos mais fracos, pois o contraste térmico é muito mais fraco durante a noite (Ahrens, 2013).

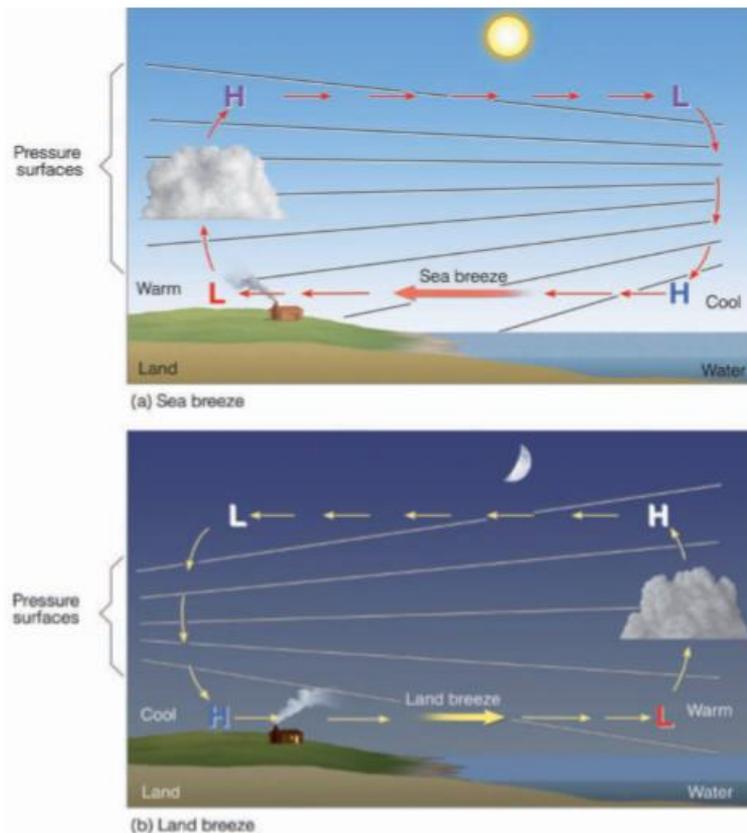


Figura 1 - Representação esquemática da brisa marinha (a) e da brisa terrestre (b). Fonte: Ahrens, 2013.

Em projeções de clima futuro, assumindo que as tendências de aquecimento serão mais intensas sobre o interior dos continentes do que sobre os oceanos (Bakun, 1990), o gradiente de pressão atmosférica e, portanto, o campo do vento, ao longo da costa dos continentes serão mais intensos (Soares *et al.*, 2017). Bakun (1990) verificou que campos de vento mais fortes podem levar a um maior afloramento costeiro nas correntes de fronteira orientais e, consequentemente, a um aumento da disponibilidade de nutrientes nas regiões costeiras do oceano (Figura 2). Dada a elevada importância do afloramento costeiro nos sistemas costeiros marinhos a relação existente entre o clima e o *upwelling* tem sido objeto de estudo nos últimos anos (Harley *et al.*, 2006).

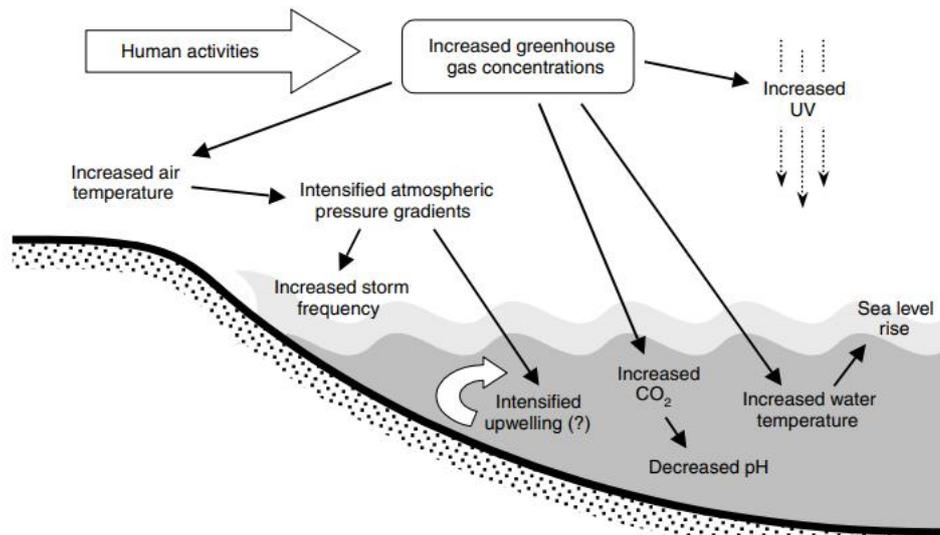


Figura 2 - Alterações físicas (abióticas) mais relevantes, associadas à alteração climática. Fonte: Harley *et al.*, 2006.

Os jatos costeiros de níveis baixos (CLLJ - *Coastal Low Level Jets*) são outro tipo de circulação de mesoescala, e desempenham um papel importante no clima costeiro, tendo impactos significativos no clima regional. Estes jatos estão relacionados com os gradientes da temperatura entre a terra e o oceano e com a presença de um anticiclone subtropical, originando fortes ventos paralelos à costa (Rijo *et al.*, 2014, 2018; Cardoso *et al.*, 2016; Semedo *et al.*, 2016). Cardoso *et al.* (2016), analisaram o impacto das mudanças climáticas no CLLJ utilizando simulações de clima regional, e verificaram que no caso do CLLJ Ibérico, este traduz-se num fortalecimento do gradiente de pressão na costa oeste e norte. Assim, é esperado um aumento relativo de cerca de 10-14 % na frequência de ocorrência deste jato em condições de mudança climática. Este tipo de alteração é relevante por exemplo para a produção de energia eólica, visto que muita da captação é efetuada por aerogeradores instalados em regiões costeiras, tirando partido destas circulações (Nunalee and Basu, 2014).

De acordo com Wong *et al.* (2014), tendências positivas da temperatura da superfície do mar (SST) perto da costa são verificadas na maior parte das regiões costeiras a nível global, sendo a taxa de aumento nestas zonas, em média, mais elevada do que nas regiões do oceano ao largo. Consequentemente, em face das previsões de aumento de temperatura, as tendências positivas de SST perto da costa devem persistir.

Análises mais abrangentes com Modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (AOGCM, *Atmosphere Ocean General Circulation Models*) demonstram que o mecanismo de Bakun (1990) não considera a posição relativa entre os sistemas de alta pressão subtropicais (sobre o oceano) e a dos sistemas de baixa pressão térmica continentais. Estudos recentes apontam para que esse fator seja determinante na localização dos ventos favoráveis ao afloramento (Schroeder *et al.*, 2013; García-Reyes *et al.*, 2014; Sydeman *et al.*, 2014; Rykaczewski *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2015)

García-Reyes *et al.* (2015) sugerem que as tendências de vento seguem a expansão e deslocamento em direção aos pólos dos sistemas subtropicais de altas pressões observados em diversas simulações de clima futuro (Figura 3, Lu *et al.*, 2007; Seager *et al.*, 2010) sendo também influenciadas pela intensificação desses sistemas no Hemisfério Norte (Li *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2015).

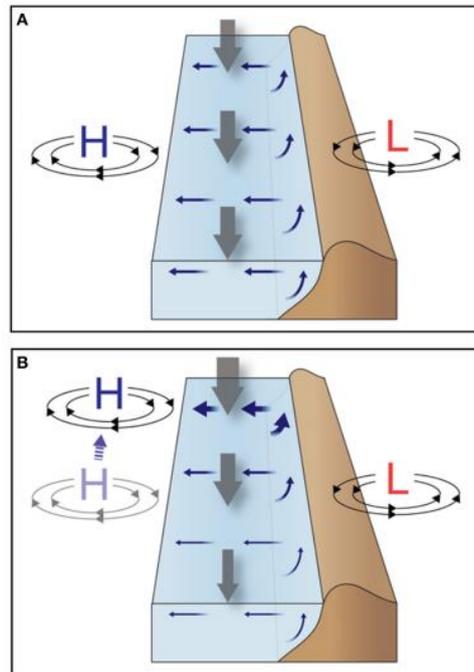


Figura 3 - Mudanças previstas nos Sistemas de Upwelling da Fronteira Oriental, considerando o Hemisfério Norte. (A) Presente: Pressão entre os sistemas de altas-pressões no oceano e baixas-pressões sobre a superfície terrestre impulsionam ventos favoráveis (setas cinzas) ao upwelling (setas azuis). (B) Futuro: Migração em direção aos polos dos sistemas de alta pressão subtropicais, levando à intensificação (enfraquecimento) dos ventos. Fonte: García-Reyes et al., 2015.

Adicionalmente Cardoso *et al.* (2019) realizaram um estudo quantificando as alterações da temperatura mínima e máxima sobre Portugal para o final do século XXI utilizando dois cenários (RCP4.5 e RCP8.5) baseando-se em simulações EURO-CORDEX (Giorgi *et al.*, 2009). Estes autores obtiveram resultados que apoiam o aumento da temperatura máxima diária de cerca de 4.5°C em algumas regiões do interior do continente e entre 3-4°C nas regiões próximas à costa. Para além disso, verificaram que todos os modelos projetam um aumento de temperatura em todas as estações, i.e., um aumento da temperatura máxima de cerca de 8°C durante o verão e outono em algumas regiões do interior continental e um aumento de aproximadamente 2-4°C durante o inverno e primavera.

Nos últimos anos, a disponibilidade de séries longas de dados de satélite tem vindo a potenciar a sua utilização para estudos climáticos, já que permite a caracterização a baixo custo de vastas regiões, nomeadamente aquelas onde a disponibilidade de dados meteorológicos e oceanográficos tradicionais é escassa (Pellikka and Rees, 2010). A deteção remota permite a recolha de informação de um objeto sem ter contacto físico com esse objeto. Este termo é utilizado num sentido mais restrito, na qual a observação é feita acima do objeto, obtida através de um sensor transportado numa plataforma aérea ou espacial, e a informação é transportada pela radiação eletromagnética, i.e., luz visível, radiação infravermelha ou ultravioleta, ou onda de rádio. Essa radiação pode ocorrer naturalmente, considerando uma deteção remota passiva, ou pode ser transmitido através do sensor para o objeto em investigação, considerando, neste caso, uma deteção remota ativa. Embora os instrumentos de deteção remota tenham sido colocados pela primeira vez na órbita da Terra na década de 1960, a era da deteção remota por satélite começou efetivamente em 1972 com o lançamento do satélite LANDSAT 1 (Pellikka and Rees, 2010).

A importância da monitorização do clima a partir de satélites foi reconhecida no ano 2000 pelos Estados Membros da Agência Europeia de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT - *European Organisation for*

the Exploitation of Meteorological Satellites). A EUMETSAT estabeleceu dentro da sua rede de *Satellite Application Facilities* (SAFs) um centro dedicado ao Monitoramento do Clima, a *EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring* (CM SAF, Schulz *et al.*, 2009) que tem desenvolvido, arquivado e distribuído um conjunto alargado de, *Climate Data Records* (CDR's) derivados através de satélites meteorológicos operacionais.

A obtenção de dados a partir de observações de satélite da temperatura de superfície, depende frequentemente de medições de radiância na janela do infravermelho térmico (IV), uma banda espectral que contém o pico de radiação emitida pela superfície terrestre e apresenta atenuação atmosférica relativamente fraca sob condições de céu-limpo (Li *et al.*, 2013). Atualmente existe um grande número de sensores infravermelhos nos satélites geostacionários e de órbita polar que fornecem dados da temperatura de superfície com diferentes resoluções espaciais e temporais. No entanto, ao serem utilizadas observações IV as estimativas da temperatura de superfície estão limitadas a condições de céu-limpo. Este tipo de conjunto de dados, pode resultar em análises enviesadas para condições de céu-limpo e, conseqüentemente, poderão não ser representativas de todas as condições meteorológicas (Ermida *et al.*, 2019). Assim, quando se utiliza este tipo de dados, em particular quando se cruzam dados de satélite com dados de modelos ou reanálises, deve-se garantir que se utilizam apenas amostras correspondentes a condições de céu limpo, para que a comparação seja justa. Bulgin *et al.* (2018) mostrou que mesmo em dados de satélite de temperatura de superfície, a contaminação de nuvens é uma das suas principais fontes de incerteza. Isto porque se um pixel for incorretamente classificado como céu limpo, na verdade o que está a ser medido é a temperatura do topo da nuvem, que é na grande maioria das vezes mais frio do que a superfície subjacente.

No entanto, a deteção remota tem proporcionado melhorias na representação dos processos acoplados oceano-atmosfera (Grassl, 2000; Laloyaux *et al.*, 2016, 2018; Zuidema *et al.*, 2016; Gaertner *et al.*, 2018). A caracterização da sua evolução em contexto de mudança climática constituem um dos grandes desafios da modelação do clima a nível regional (e.g., Sydeman *et al.*, 2014). No entanto, de acordo com Wong *et al.* (2014), e apesar da inclusão de dados de deteção remota para monitorizar o presente, as previsões futuras das mudanças nos sistemas costeiros permanecem difíceis, uma vez que a projeção dos impactos futuros neste tipo de sistemas é frequentemente dificultada pela falta de dados com resolução espacial e temporal adequada.

Este trabalho tem como objetivo estudar a evolução do sistema de *upwelling* costeiro da Península Ibérica e Noroeste de África nos últimos 24 anos (1992-2015), bem como do contraste térmico entre a terra e o oceano costeiro, que constitui o principal motor das circulações atmosféricas de mesoescala nessas regiões. A análise inclui a evolução tanto da temperatura da superfície terrestre (LST) perto da costa como da temperatura da superfície do mar (SST) perto da costa e ao largo. A avaliação é feita, usando primariamente dados de deteção remota obtidos com satélite geostacionários distribuídos pela CM-SAF (para a temperatura de superfície da terra) e PODAAC (para a temperatura de superfície do oceano). Adicionalmente, pretende-se avaliar a representação destes contrastes com duas reanálises ERA5 (global) e UERRA (regional).

2 Dados

Neste trabalho serão utilizados dois conjuntos de dados de satélite: a LST e a SST. Com o objetivo de complementar a análise também são incluídos dados de temperatura de pele (*Skin Temperature*) estimados pelas reanálises global e regional (ERA5 e UERRA, respetivamente). Para além disso, foram ainda usados dados de temperatura do ar a 2 m de altitude, medidos por estações meteorológicas convencionais, disponibilizados no conjunto de dados E-OBS. Estes conjuntos de dados são descritos neste capítulo.

2.1. Land Surface Temperature (LST)

A *Land Surface Analysis Satellite Applications Facility* (LSA SAF, Trigo *et al.*, 2011) e a *Satellite Application Facility on Climate Monitoring* (CM SAF, Schulz *et al.*, 2009) desenvolveram, em parceria, um Registo de Dados Climáticos (CDR – *Climate Data Record*) da LST derivado a partir de radiâncias medidas pelo *Meteosat Visible and InfraRed Imager* (MVIRI) a bordo das plataformas *Meteosat First Generation* (MFG) e pelo *Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager* (SEVIRI) a bordo dos satélites *Meteosat Second Generation* (MSG) (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015).

Este produto é disponibilizado no portal *web* da CM-SAF e os dados estão disponíveis para o período compreendido entre Janeiro de 1991 a Dezembro de 2015, incluindo inputs dos satélites MFG 4 ao 7 e MSG 1 ao 3. Os dados LST referentes MFG 1 a 3 não foram processados devido a dificuldades na calibração do sensor térmico (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015). O produto apresenta uma resolução temporal de 1h e uma resolução espacial de 0.05°; estas especificações foram escolhidas de modo a que fosse possível conciliar as resoluções espaciais e temporais permitidas pelo MVIRI e pelo SEVIRI. Este conjunto de dados fornece estimativas precisas do ciclo diurno da LST, que possui uma grande variabilidade no tempo e no espaço. O CDR aqui utilizado complementa os CDR existentes baseados em satélites de órbita polar (e.g. o International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP, Rossow and Schiffer, 1999) que apesar de permitirem uma amostragem espacial maior, não permitem uma discretização tão pormenorizada do ciclo diurno. As características multi-decais dos dados utilizados torna-os adequados para análises climáticas.

A CM-SAF disponibiliza dois tipos de dados de LST, produzidos com algoritmos de *retrieval* diferentes: a LST Estatística (LTS) e a LST Física (LTP), ambos obtidos a partir de radiâncias do canal do infravermelho do Meteosat de 11 μm . Uma vez que o instrumento a bordo dos MFG 2-7 está equipado com um único canal térmico, são utilizados algoritmos de mono-canal aquando a determinação da LST, garantindo desta forma a consistência entre os satélites Meteosat. Os dados da LTS são caracterizados pela consistência com os dados operacionais da LST fornecida pela LSA SAF, enquanto que os dados da LTP garantem a maior precisão possível através do uso implícito de um modelo de transferência radiativa para efetuar a correção atmosférica (Hocking *et al.*, 2015). Os exercícios de validação mostram uma performance semelhante para ambos os produtos (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015). No entanto, neste trabalho será utilizado o produto LTS.

O algoritmo mono-canal (*Statistical Mono-Window* - SMW), que está na base da estimativa da LST Estatística (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015; Bento, 2018) utiliza a temperatura de brilho do topo da atmosfera, T_{ToA} , no canal centrado em 11 μm e a emissividade espectral para a banda correspondente, ϵ_{SFC} :

$$LST = A \frac{T_{TOA}}{\varepsilon_{SFC}} + B \frac{1}{\varepsilon_{SFC}} + C \quad (1)$$

onde os coeficientes A, B e C foram calibrados para diferentes classes de ângulo zenital do satélite e água precipitável, corrigindo os efeitos da atenuação atmosférica (principalmente devido à absorção pelo vapor de água). Neste caso, a estimativa de LST depende do conhecimento prévio da emissividade da superfície, obtida a partir da base de dados da Universidade de Wisconsin (UW) desenvolvida por Seemann *et al.* (2008), bem como do valor da água precipitável, obtido através da reanálise ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). As emissividades da UW são construídas através do produto de emissividade da superfície estimado a partir do *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (MODIS). As emissividades MODIS em falta são substituídas por valores de emissividade dos dois meses anteriores ou com a média da emissividade anual de 2003. A UW utiliza apenas médias mensais da emissividade durante o período de 2003 a 2008, sendo que a LST compreende um período de tempo de 1991 a 2015 (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015). Assim, os valores de emissividade neste produto de LST, não têm em conta a variabilidade inter-anual da vegetação, nem têm em conta possíveis tendências decadais, o que se pode traduzir em estimativas de LST menos realistas

As comparações com as medições da LST *in situ* revelam que o produto LST da CM SAF apresenta um viés de 0.6 K e um desvio médio quadrático de 1.9 K, exceto para atmosferas muito húmidas (água precipitável > 45 mm) (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015).

O produto cumpre a precisão-alvo de 2.5 K e uma exatidão alvo de 1.5 K, quando comparado com as 50 000 medições da LST *in situ* da LSA SAF, para uma gama alargada de condições atmosféricas. A exatidão e a precisão estão ao alcance ou muito próximos dos principais requisitos da CM SAF para todas as condições atmosféricas (exceto para locais onde a atmosfera é muito húmida) nas quatro estações de medição de LST mantidas pela LSA SAF, que se encontram em locais com climas diversificados (desérticas, mediterrâneas e tropicais). Preenche o requisito de estabilidade temporal de 0.8 K quando comparado com a *skin temperature* do ECMWF e com a LST do MODIS. Ao comparar com a *skin temperature* da ERA-Interim, uma tendência decadal do viés de até 0.4 K foi observada; ao comparar com o MODIS foi observada uma tendência decadal até 0.8 K, valores que foram obtidos em caixas 1°x1° de latitude e longitude (Duguay-Tetzlaff *et al.*, 2015).

Os dados da LST da CM SAF são fornecidos como arquivos NETCDF-4 (Network Common Data Format v4) - estes dados serão utilizados neste trabalho para realizar a análise do contraste térmico, descritos no capítulo seguinte.

2.2. Sea Surface Temperature (SST)

Uma das mais importantes variáveis nos modelos oceânicos é a temperatura da superfície do mar (SST), necessária para restringir adequadamente a circulação oceânica superior e a estrutura térmica (Harley *et al.*, 2006; Jeffery *et al.*, 2011). As principais aplicações de produtos de SST apresentam requisitos bastante estritos (e.g. exatidão melhor que 0.4 K; (Jeffery *et al.*, 2011) para além de que existe a necessidade de serem disponibilizados em tempo quase real e disporem de alta resolução espacial (< 10 Km) e temporal (6-12 horas). Os produtos de SST do *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST; Jeffery *et al.*, 2011; Dash *et al.*, 2012; Martin *et al.*, 2012) foram projetados para cumprirem com esses requisitos. O GHRSSST fornece dados de satélite da SST utilizando faixas latitudinais (Nível 2 – L2P), dados em grelha (Nível 3 – L3) e produtos em grelha sem lacunas (Nível 4 – L4). Os dados L2P são ideais para sistemas de assimilação de dados. A combinação de múltiplos ficheiros L2P, reprojatados numa grelha regular, constituem os dados L3. Os produtos em grelha de

Nível 4 (L4) são ideais para estudos de diagnóstico de modelos, bem como para a especificação de condições fronteira e iniciais de modelos, sendo este o nível utilizado neste trabalho.

O produto de L4 da SST foi obtido utilizando o portal da PODAAC (<https://podaac.jpl.nasa.gov/>), e baseia-se na análise da SST produzida operacionalmente de forma diária pelo Centro Meteorológico Canadense (CMC). O produto do CMC inclui medições da SST obtidas através de sensores de infravermelho e microondas, para além de dados *in situ* provenientes do *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS; Woodruff *et al.*, 2011).

A distinção entre os produtos L3 e L4 no contexto do GHRSSST prende-se com o facto de se utilizarem técnicas de preenchimento de lacunas, e não pelo facto de serem utilizados dados de múltiplos instrumentos (JV and Team GHRSSST, 2011; Dash *et al.*, 2012). Isto é, se nenhum procedimento de preenchimento de lacunas, e.g. a interpolação ótima – for utilizado, o produto continua a ser um produto Nível 3 (L3). Se o preenchimento de lacunas for utilizado para identificar e corrigir esses erros de observação, o produto corrigido é considerado como um produto de Nível 4.

Este produto L4 é obtido através de uma análise 3D-VAR e disponibilizada com uma frequência diária (embora existam versões com resolução temporal sub diária) e são disponibilizados numa grelha regular com uma resolução espacial de 0.2° (Meissner *et al.*, 2016). O conjunto de dados inclui dados auxiliares para cada ponto da grelha, como a fração de gelo marinho, máscara terra-mar-gelo, entre outros (Jeffery *et al.*, 2011; Dash *et al.*, 2012). As medições obtidas pelos sensores infravermelhos da SST estão disponíveis ao longo da série temporal através das séries de radiómetros ATSR (*Along Track Scanning Radiometer*) a bordo do ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite-1*), ERS-2 (*European Remote Sensing Satellite-2*) e de ENVISAT (*Environmental Satellite*); através AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo da NOAA-16,17,18,19 (*National Oceanic & Atmospheric Administration*) e METOP-A (*Meteorological Operational Satellite – A*). Os dados da SST utilizando o sensor de microondas são obtidos através do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), do AMRS-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer- Earth Observing System Sensor*) e do WindSat a bordo do satélite *Coriolis* (operado pelo Departamento de Defesa dos EUA). As observações *in situ* da SST provêm de boias e de navios e são distribuídas pelo programa ICOADS. Em cada análise, é usada a análise do dia anterior (3D-VAR) como um campo de background para a interpolação estatística utilizada para assimilar as observações do satélite e *in-situ*. Esta base de dados está de acordo com as especificações do formato do GHRSSST Data Processing Specification version 2 (GPS).

Uma vez que, neste trabalho se pretende analisar uma comparação entre LST e a SST, apenas períodos comuns entre as diferentes bases de dados são utilizados, pelo que não se utilizou o ano de 1991 disponível no produto da LST, ficando a análise deste trabalho restrita ao intervalo de 1992-2015.

2.3. Reanálises Climáticas

Uma reanálise meteorológica é um projeto de análise de dados que fornece uma estimativa da atmosfera e dos componentes climáticos (como o solo, a criosfera e, possivelmente, o oceano) o mais próximo da realidade possível. A metodologia utilizada na produção destas reanálises passa por realizar uma combinação de uma estimativa inicial (normalmente fornecida pela corrida do modelo anterior ao instante da análise) com a assimilação de dados observacionais (históricos) que irão corrigir essa estimativa inicial através da minimização de uma função-custo, formulada de modo a reproduzir as observações o mais próximo da realidade possível (Lahoz *et al.*, 2010; Niermann *et al.*, 2018), e a reconstruir o clima passado. A principal vantagem das reanálises é a capacidade que têm de fornecer um registo multivariado, espacialmente completo e coerente da circulação atmosférica global, sendo muito mais completo do que qualquer outro conjunto de dados observacionais (Niermann *et al.*, 2018). As

reanálises permitem obter um conjunto de dados extenso, com extensões típicas de várias décadas, e podem ser estendidas em tempo real.

Ao contrário das análises meteorológicas arquivadas de sistemas operacionais de previsão, uma reanálise é produzida a partir de uma única versão de um sistema de assimilação de dados (incluindo o modelo de previsão utilizado) e, portanto, não é afetado por mudanças na metodologia (Niermann *et al.*, 2018). No entanto, é importante referir que a homogeneidade temporal das reanálises é afetada pela quantidade de dados observacionais disponíveis para assimilação. A assimilação de dados de satélite aumentou consideravelmente a fiabilidade dos campos da reanálise, devido ao enorme aumento de cobertura espacial e temporal proporcionado pelas suas observações, pelo que o período desde 1979 até ao presente (a “era dos satélites”) tem sido utilizado em diversos estudos envolvendo reanálises

Consequentemente, existem limitações. Normalmente, é desafiante para um sistema de reanálises reconstruir corretamente variáveis que são muito heterogêneas no espaço e no tempo, como, por exemplo, a precipitação (Bosilovich *et al.*, 2008), em contraste com outras variáveis, como a temperatura do ar à superfície, são normalmente menos variáveis no espaço e no tempo e por isso mais fáceis de reconstruir. As heterogeneidades da superfície (e.g., orografia ou cobertura do solo complexas) constituem fontes de incerteza importantes (Niermann, *et al.*, 2018).

Para além dos dados de satélite, foram utilizados modelos de reanálise para contextualizar os resultados obtidos, nomeadamente as reanálises ERA5 e UERRA.

2.3.1. ERA5

A ERA5 é a quinta geração da reanálise do clima global produzida pelo ECMWF, fornecendo dados horários sobre diversos parâmetros atmosféricos, da superfície terrestre e do estado do mar juntamente com as estimativas da incerteza. Os dados da ERA5 estão disponíveis no portal Climate Data Store do programa Copernicus (C3S, 2017) em grelhas regulares de latitude e longitude com uma resolução de 30 km e em 137, níveis de modelo.

A ERA5 compreende dados desde 1950 até ao presente, sendo que esta reanálise aumentará a série temporal com atualizações mensais. Neste trabalho, foram utilizados dados da *skin temperature* (T_{skin}) e dados da cobertura total de nuvens.

Na produção da análise são consideradas observações obtidas numa janela de 12 horas, no entanto a ERA5 fornece estimativas para cada hora do dia, globalmente. Isto é possível graças ao método de assimilação 4D-Var (Assimilação Variacional a 4 Dimensões), que tem em consideração o momento exato das observações bem como a evolução do modelo numa janela de assimilação (C3S, 2017). A assimilação 4D-Var minimiza uma função de custo, que mede a distância entre a trajetória do modelo e a informação disponível (*background*, observações), sobre um intervalo ou uma janela de tempo. Uma característica fundamental de 4D-Var é a influência da dependência do fluxo nas observações, resultando na implementação de um modelo de previsão para restringir a análise (Thépaut *et al.*, 1996).

Além disso, a ERA5 utiliza o modelo de superfície TESSEL (*Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land*) (Viterbo and Beljaars, 1995; Dutra *et al.*, 2010; Rosnay *et al.*, 2014) para descrever a evolução do solo, vegetação e neve sobre os continentes em diversas resoluções espaciais. O modelo corrigido HTESSEL (*Land Surface Hydrology*; Van den Hurk *et al.*, 2000; Balsamo *et al.*, 2009, 2011) foi introduzido no modelo operacional do ECMWF em 2007, abordando deficiências conhecidas no esquema, mais especificamente o viés negativo no escoamento superficial e a utilização de uma textura do solo globalmente uniforme (Balsamo *et al.*, 2009).

A interface entre a camada de superfície e a atmosfera (menos que 1 mm de espessura) é onde se processam as trocas de energia, água e momento entre as duas componentes do sistema climático. A T_{skin} é definida como a temperatura dessa camada e é definida assumindo equilíbrio térmico. No HTESSEL, a superfície é dividida em parcelas correspondentes a diferentes categorias de cobertura do solo, sendo o balanço energético da superfície resolvido de forma independente para cada fração, permitindo estimar a respetiva T_{skin} . Em cada fração, a camada superficial representa a soma das contribuições de uma camada da vegetação, do solo nu, ou o da camada de neve.

Por sua vez, a equação do balanço energético da superfície pode ser escrita como (White, 2003):

$$(1 - \alpha)R_S + \epsilon(R_T - \sigma T_{skin}^4) + H + LE = \Lambda_{sk}(T_{skin} - T_g) \quad (2)$$

Onde R_S e R_T são os fluxos radiativos descendentes à superfície (de ondas curtas e longas, respetivamente); α é o albedo da superfície, ϵ é a emissividade de banda larga, $\sigma = 5.7 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann, H e LE são os fluxos de calor sensível e latente; o lado direito da equação representa o fluxo de calor para o solo, proporcional à diferença entre T_{skin} e a temperatura da camada de solo subjacente (neve ou gelo), com a temperatura T_g , cuja constante de proporcionalidade é a condutividade, Λ_{sk} . Para se proceder ao cálculo da T_{skin} , a equação do balanço energético da superfície (eq. 2) é linearizada para cada fração, sendo que o valor de T_{skin} para cada ponto de grelha é obtido por média pesada dos valores de cada fração.

2.3.2. UERRA

A UERRA (*Uncertainties of Ensembles in Regional Reanalyses*), inclui duas reanálises de *ensemble* de 20 membros englobando todo o domínio europeu (Borsche *et al.*, 2015; Jerney *et al.*, 2017). A primeira reanálise é produzida pela Universidade de Bonn em colaboração com a Deutscher Wetterdienst (UERRAUB) cobrindo um intervalo temporal de 2006-2010. A segunda é produzida pelo UK Met Office (UERRA-MO) considerando um intervalo temporal maior de 1979-2016. Dada a maior extensão temporal, neste trabalho utilizou-se a reanálise da UERRA-MO. A dispersão destes *ensembles* pretende obter uma métrica útil de incerteza das reanálises, sendo este o foco do projeto UERRA. De notar que a reanálise UERRA-MO apresenta uma tendência crescente da média do *ensemble* quando se considera os meses de verão, apresentando valores de temperatura diária a 2 m mais elevados (Jerney *et al.*, 2017).

O domínio da reanálise é a Europa, tendo sido utilizadas observações sobre esse domínio para a assimilação nos modelos (regionais). As condições fronteira (i.e., o conjunto de variáveis de prognóstico nos limites do domínio) provêm de reanálises globais (e.g., a reanálise ERA-Interim do ECMWF, Dee *et al.*, 2011). A principal vantagem nas reanálises regionais é a maior discretização horizontal e vertical das grelhas numéricas, e conseqüentemente, o passo de tempo também tem de ser muito menor do que nas reanálises globais, fornecendo campos de reanálise mais detalhados (Niermann *et al.*, 2018).

Neste modelo UERRA, foi feita uma reanálise regional com o auxílio do sistema HARMONIE (*HIRLAM ALADIN (Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International) Regional/Mesoscale Operational NWP In Europe*; ALADIN International Team, 1997; Taillefer, 2002).

O sistema consiste em duas partes: por uma versão do modelo tridimensional designado UERRA-HARMONIE, com resolução de 11 km, e pela análise de superfície bidimensional MESCOAN-SURFEX (*surface externalisée*; Jerney *et al.*, 2017), com resolução de 5.5 km. O sistema de assimilação de dados UERRA-HARMONIE é implementado e otimizado para a região da Europa com áreas marítimas adjacentes. Este sistema é executado para o período de 1950-atualidade.

As observações da superfície são assimiladas utilizando o Método de Interpolação Ótima (Ridal *et al.*, 2014), com o auxílio do CANARI (*Code for the Analysis Necessary for ARPEGE for its Rejects and its Initialization*) e do SURFEX.

Todos os parâmetros são calculados para *grid* com uma resolução horizontal de 11 km, tendo em conta que as variáveis necessárias para realizar este estudo, são:

- *Skin Temperature* (temperatura da “pele” da superfície) em Kelvin, esta consiste na temperatura limite nas células da grelha entre a superfície do solo e do mar e a atmosfera imediatamente acima;
- *Land sea mask* (máscara entre terra e mar), com valores entre zero (mar) e um (terra) constantes ao longo do tempo. Esta variável será indispensável para este estudo, uma vez que se está a analisar o contraste térmico entre a terra e o mar;
- *Total cloud cover* (cobertura total de nuvens), que corresponde à percentagem (%) de cada célula da grelha cujo céu está coberto por nuvens. São consideradas nuvens a qualquer altura acima da superfície.

De acordo com Niermann *et al.*, 2018 que sintetiza os procedimentos adotados na produção desta reanálise, as estimativas fornecidas são notavelmente fiáveis. A variabilidade observada nas reanálises também é comparável à dos conjuntos de dados observacionais. Em muitos casos, as reanálises regionais não só conseguem uma melhor resolução do que as reanálises globais (e.g., ERA-Interim ou a ERA-5), como também se assemelham melhor às observações. Para além disso, os autores também verificaram que nos dados da temperatura do ar, a qualidade da reanálise é elevada e comparável ao conjunto de dados observacionais E-OBS (ver secção 2.4). No entanto, esta reanálise apresenta alguns problemas na representação de temperaturas extremas (Niermann *et al.*, 2018).

2.4. Dados E-OBS

Neste trabalho, utiliza-se principalmente a temperatura de pele da superfície para o cálculo dos diferentes índices em estudo (secção 3.3). No entanto, a utilização da temperatura do ar a 2 m é muito mais comum para estudos de variabilidade climática (Hansen and Lebedeff, 1987; Klein Tank *et al.*, 2002; Morrill *et al.*, 2005; Lee *et al.*, 2019). De modo a estabelecer uma ponte com esses índices, utilizou-se um conjunto de dados de temperatura a 2 m para efetuar uma comparação com as tendências decadais das temperaturas observadas por satélite e das reanálises. Para esse efeito, escolheu-se a base de dados E-OBS (*European gridded data set*, Haylock *et al.*, 2008), que é constituída por um conjunto de dados diários baseados em medições recolhidas em estações meteorológicas convencionais compiladas pela iniciativa ECA&D (*European Climate Assessment & Dataset – Avaliação do Clima Europeu & Conjuntos de dados*) (Klein Tank *et al.*, 2002; Klok and Klein Tank, 2009), interpoladas para uma grelha regular sobre a Europa (cobre uma área compreendida entre 5°N-71.5°N e 25°W-45°E). Este conjunto de dados E-OBS contém dados de temperatura (valores diários dos máximos, mínimos e da média), de precipitação e da pressão média ao nível do mar

São produzidas 100 estimativas diárias de cada campo, juntamente com a média do *ensemble* e o respetivo desvio padrão. A média do *ensemble* fornece o melhor valor possível, e o desvio padrão uma medida de incerteza. (o conjunto de dados E-OBS foi obtidos através do projeto UERRA EU-FP6 UERRA (Borsche *et al.*, 2015) e o Copernicus Climate Change Service, e os dados provenientes do projeto ECA&D (<https://www.ecad.eu>); Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), 2015).

Os dados são fornecidos por muitos Serviços Meteorológicos Nacionais e outros fornecedores na Europa e no Médio Oriente, no entanto, devido a restrições relativas à troca de dados, o número de estações

disponíveis para E-OBS é geralmente menor do que o número total disponível, ou do que o número que é utilizado na maioria dos conjuntos de dados com grelhas nacionais/supranacionais. O E-OBS tem sido utilizado em exercícios de validação de modelos (Hofstra *et al.*, 2009; Brinckmann *et al.*, 2013; Van Der Schrier *et al.*, 2013; Bador *et al.*, 2015), no entanto também é utilizado de forma mais generalizada para a monitorização do clima na Europa, particularmente no que diz respeito à avaliação da magnitude e da frequência dos extremos diários (Kyselý and Plavcová, 2010).

Para este trabalho utiliza-se a versão mais recente, v19.0e, do E-OBS, cuja simbologia “e” indica que apenas está disponível para a média e a dispersão dos *ensembles* (em oposição à versão ‘*standard*’). Para além disso, esta região é representada por uma grelha regular, com uma resolução de 0.1 e de 0.25 para cada um dos parâmetros (temperatura média diária *TG*, temperatura mínima diária *TN*, temperatura máxima diária *TX*, somatório da precipitação diária *RR* e a pressão média do nível do mar diária *PP*). Uma vez que se está a analisar a temperatura máxima, neste trabalho é utilizada apenas um parâmetro deste *ensemble*, a *TX* com uma resolução espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$.

Aquando da produção desta mais recente versão, existiam mais de 3700 estações para a medição da temperatura e mais de 9000 estações para a medição da precipitação, sendo que se verificou um aumento significativo, relativamente a versões anteriores do produto (v18.0e) na densidade de estações mais expressivo ao longo da Europa central e Escandinávia e em menor escala nas regiões Sul e Leste do domínio. Cornes *et al.*, 2018, estudaram a qualidade da interpolação e, ao comparar com a versão do E-OBS anterior, verificaram que a temperatura apresentava um viés negativo significativo na climatologia, com maior expressão nas regiões do Norte de África e do Médio Oriente. Estas regiões têm menor densidade de estações sendo por isso as regiões onde maiores diferenças são verificadas, seja qual for a versão utilizada. Ao longo de regiões montanhosas, em particular os Alpes, também são verificadas algumas diferenças.

Consequentemente, este conjunto de dados contendo apenas dados da temperatura sobre terra, vai ser utilizado nesta análise para se averiguar a tendência da temperatura ao longo de toda a série temporal (1950 a 2015), e posteriormente vai ser comparada com as séries temporais dos dados de satélite e reanálises, para os períodos onde ambas as séries estão disponíveis.

3 Metodologia

3.1. Pré-processamento dos dados

A região em estudo compreende a Península Ibérica e o Noroeste de África (44° N a 29° N e 20° W a 5° W). Os limites, para este estudo, foram considerados de 40 km em terra até 600 km offshore (alto mar).

Com o objetivo de analisar a variação da LST bem como SST, reprojeteram-se previamente todos os dados utilizados para uma grelha regular de 0.2° x 0.2°, utilizando a média dos pixéis que caem em cada ponto da grelha. Neste processo, determinou-se o ponto de grelha a que corresponde a linha de costa, que foi identificado como o primeiro ponto de terra na direção oeste-este, excluindo as ilhas. Os diferentes índices que têm em conta a distância à costa serão definidos tendo em conta esta referência.

Devido ao forte ciclo diurno sobre a terra, optou-se por utilizar apenas as temperaturas máximas diárias de cada produto (entre as 12 UTC e as 15 UTC). Este procedimento não pode ser aplicado à UERRA, visto que apenas dispõe de dados a cada 6 h, pelo que nesse caso se utilizou o *time slot* das 12 UTC como aproximação da temperatura máxima. Depois de reprojeter os dados, calculou-se para cada ponto de grelha o máximo diurno, seguido de uma mediana mensal. Finalmente calculou-se uma média sazonal apenas para os meses correspondentes ao Verão boreal, nomeadamente julho, agosto e setembro (JAS), uma vez que o afloramento costeiro é tendencialmente sazonal. Desta forma, pretende-se isolar o pico da temperatura continental, bem como o pico da ocorrência do afloramento costeiro, embora desprezando a variabilidade intra-sazonal do contraste térmico. Na Figura 4 encontra-se representado um esquema que resume todos os processos acima descritos.

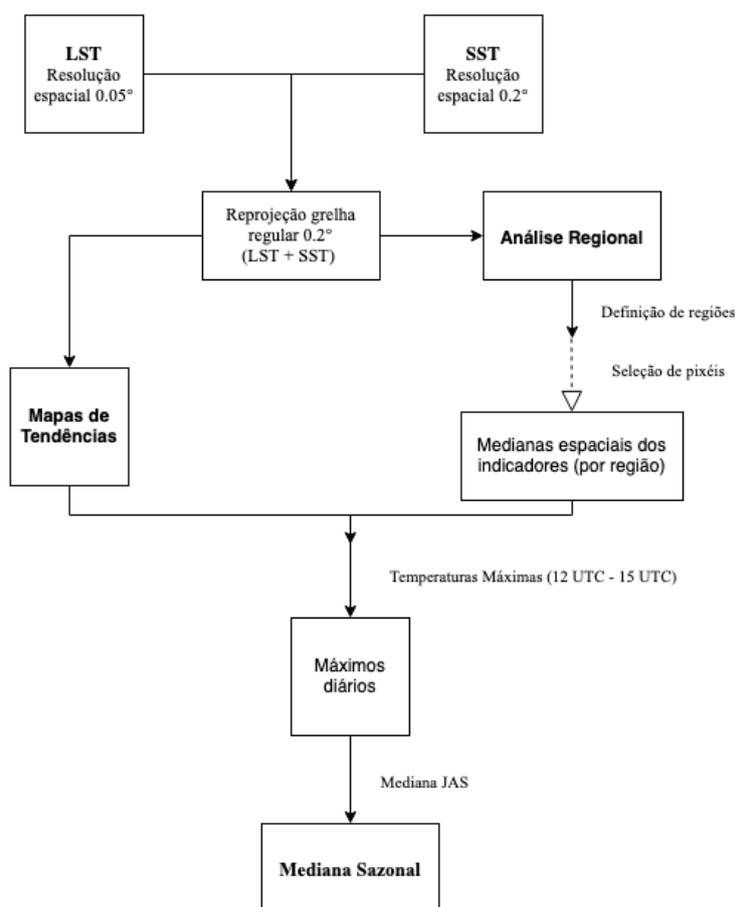


Figura 4 - Esquema resumo da metodologia utilizada no pré-processamento dos dados.

Uma vez que nas regiões em estudo e nos meses que estão a ser analisados, a nebulosidade não é desprezável (o satélite não consegue distinguir com eficácia suficiente a presença de nuvens baixas, apresentando no caso de não deteção de nuvem um valor de temperatura mais fria ou mais quente do que a T_{skin} , como foi referido na Introdução), decidiu-se apenas utilizar os pixéis que apresentavam pelo menos 70% de céu limpo, fazendo, com que os resultados fossem o mínimo possível afetados pela presença de nuvens, não sacrificando a amostragem em demasia. Todos os campos de dados foram filtrados desta forma para que pudessem ser comparáveis entre si.

3.2. Escolha das variáveis em estudo

Neste trabalho optou-se por utilizar a abordagem similar à utilizada em Santos *et al.*, 2005 para caracterizar a variabilidade decadal do sistema de *Upwelling* das Canárias. Deste modo, foram definidos três indicadores, com o objetivo de se conseguir proceder ao cálculo do Índice de *Upwelling* (*UI*) e do Índice de Contraste Térmico (*TCI*):

- temperatura superfície terrestre (LST_{inland}),
- temperatura da superfície do mar perto da costa ($SST_{coastal}$), e
- temperatura da superfície do mar offshore -alto mar- ($SST_{oceanic}$).

Após a seleção das variáveis, foram escolhidos pixéis que representavam cada indicador, com base na distância à costa. Optou-se por estudar os primeiros 40 km da terra (LST_{inland} , excluindo-se os primeiros 10 km costeiros), os primeiros 40 km da SST (2 pontos da grelha) perto da costa ($SST_{coastal}$, excluindo os primeiros 20 km) e 100 km da SST offshore ($SST_{oceanic}$), no caso da última variável para não ser afetada por valores muito próximos da costa considerou-se uma distância de 500 km a 600 km da costa.

Para a LST_{inland} , utilizam-se dados da LST (provenientes da CM-SAF ou dados de reanálises), descritos na secção 2.1. e na secção 2.3. No caso da avaliação do contraste térmico entre a terra e o mar, os valores de temperatura mais próximos da costa não serão representativos para a caracterização dos fenómenos de geração das brisas, visto que o gradiente de pressão à superfície responsável pelas brisas tem como escala da ordem dos 100 km (e.g., (Simpson, 1996; Kottmeier *et al.*, 2000).

A escolha dos pixéis para a $SST_{coastal}$ é um pouco mais complexa, pois como se quer analisar fenómenos de *Upwelling*, é necessário serem escolhidos pixéis pouco distantes da costa, mas também não demasiado perto, para não serem afetados por pixéis/valores de terra e para evitar a região onde os pressupostos do modelo de Ekman deixam de ser válidos (e.g. modelo que pressupõe profundidade infinita; o efeito do atrito do fundo torna-se dominante a baixas profundidades). Por conseguinte, definiram-se os pixéis que correspondessem a distâncias entre 20 e 40 km da costa (2 pontos da grelha).

Finalmente, para a $SST_{oceanic}$, os pixéis utilizados, foram escolhidos de forma semelhante à $SST_{coastal}$. Utilizou-se a mesma abordagem que Santos *et al.*, (2005), e para os pixéis não serem afetados por valores de temperatura muito próximos da região de *Upwelling* considerou-se uma distância de 500 km a 600 km da costa (5 pontos da grelha em estudo).

Na Figura 5 encontra-se representada a média sazonal da LST e SST obtidas por satélite e reprojctadas para uma grelha comum (considerando apenas os meses de verão boreal, JAS) da temperatura máxima entre 1992 e 2015, considerando a região em estudo (desde o Norte da Península Ibérica até ao Noroeste de África). Na zona de *Upwelling* são visíveis temperaturas médias bastante mais baixas que ao largo. A temperatura máxima média no litoral a norte do sistema montanhoso Montejunto-Estrela é mais baixa do que no sul de Portugal e no litoral Marroquino (Martins *et al.*, 2016). Os dados obtidos no Golfo de Cádiz não foram considerados nesta análise pelo facto de o *Upwelling* não ser significativo nessa região.

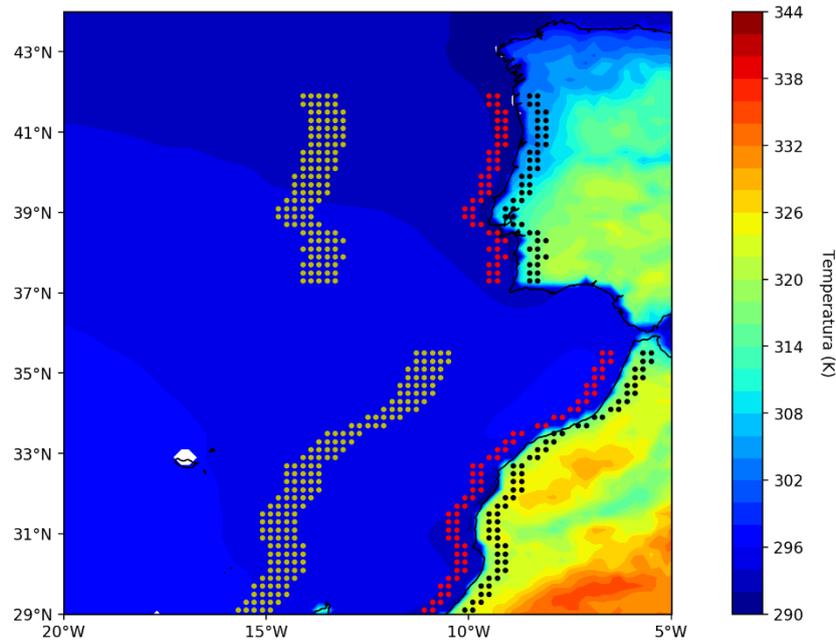


Figura 5 - Média da temperatura máxima da superfície, entre 1992 e 2015, bem como a representação da superfície em estudo. Os pontos de grelha representados a vermelho (2) e a amarelo (5) dizem respeito aos valores considerados para a SST coastal e SST oceanic, respetivamente; os pontos da grelha apresentados a preto (2) representam a LST inland utilizados nesta análise, para todas as latitudes. O mesmo foi aplicado para todas as latitudes tendo em conta a localização da linha de costa.

3.3. Definição dos índices

O Índice de *Upwelling* (*UI*) foi definido como a diferença da SST entre a zona costeira, avaliado nos pixéis cuja distância à costa se situa entre 20 a 40 km e a temperatura em oceano aberto, avaliada nos pixéis cujas distâncias à costa estão compreendidas entre 500 e 600 (Santos *et al.*, 2005):

$$UI = SST_{coastal} - SST_{oceanic} \quad (3)$$

O Índice de Contraste Térmico, dado é estimado neste trabalho pela diferença entre a temperatura da superfície continental (pixéis com distância à costa entre 10 e 40 km) e do mar (região costeira, $SST_{coastal}$):

$$TCI = LST_{land} - SST_{coastal} \quad (4)$$

Na definição de LST_{land} , assume-se que a distância à costa é suficiente para avaliar o contraste térmico gerador do mecanismo de brisa, embora se assuma que uma avaliação mais rigorosa possa ser efetuada no futuro, recorrendo por exemplo a dados de modelos numéricos de mesoescala.

3.4. Análise Regional

Após uma análise exploratória dos dados, verificou-se que poderia ser benéfico separar a análise em três regiões distintas, uma vez que o *Upwelling* apresenta comportamentos regionais distintos (Santos *et al.*, 2005). As regiões escolhidas encontram-se representadas na Figura 6:

- Norte da Península Ibérica, compreendido entre os 44°N e 39°N;

- Sul da Península Ibérica, compreendido entre 39°N e 37°N;
- Nordeste de África, compreendido entre 36°N e 29°N.

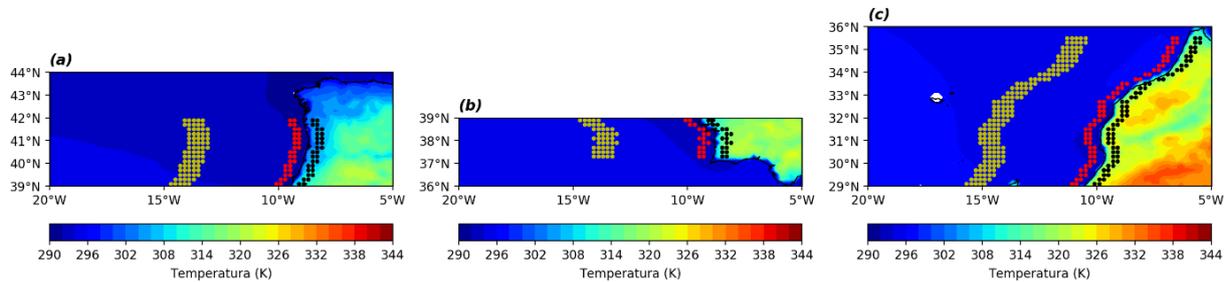


Figura 6 - Representação regional da temperatura máxima da superfície, entre 1992 e 2015 para 3 sub-regiões da área em estudo: (a) Norte da Península Ibérica, (b) Sul da Península Ibérica e (c) Noroeste de África. Os pontos de grelha representados a vermelho (2) e a amarelo (5) correspondem aos pixéis considerados para a $SST_{coastal}$ e $SST_{oceanic}$, respetivamente; os pontos da grelha apresentados a preto (2) representam a LST_{inland} utilizados nesta análise, para todas as latitudes. O mesmo foi aplicado para todas as latitudes tendo em conta a localização da linha de costa.

De notar, que se considerou em todas as regiões um domínio de longitude de 20°W a 5°W. A média das variáveis acima indicadas foi calculada para cada região, para as áreas representadas na Figura 6. Tal como já referido, de modo a filtrar a potencial contaminação de nuvens apenas se consideram imagens com mais de 70% de pixéis com valores válidos nos pixéis envolvidos na estimação dos índices.

Na análise exploratória inicial, verificou-se que a qualidade dos resultados, para além de serem afetados pelas diferentes características das regiões em estudo, melhorava se apenas forem considerados os meses de verão boreal, sendo que o *Upwelling* e a brisa são mais frequentes nessa altura do ano, devido ao elevado contraste térmico, entre a terra e o oceano. Por esta razão, as tendências decadais serão analisadas em séries temporais da média sazonal anual de cada variável.

3.5. Análise Estatística

A elaboração de uma climatologia estatística visa reduzir variações complexas espaço-temporais de variáveis atmosféricas e oceânicas para um pequeno número de quantidades estatísticas, que vão permitir analisar o estado atual e o clima futuro (Bador *et al.*, 2015). Neste subcapítulo será descrita a análise estatística que foi realizada, começando por falar do cálculo de tendências, das significâncias estatísticas dessas tendências e a posterior comparação das diferentes variáveis e índices comparando todos os conjuntos de dados utilizados.

Foram calculadas tendências das medianas anuais sazonais (i.e., apenas considerando os meses de verão JAS – Julho, Agosto e Setembro - de cada ano, dentro do período em estudo) de cada variável e índices referidos, utilizando o *método de Theil-Sen* (Theil, 1950). Este método, consiste numa estatística não paramétrica que, tem como função organizar de forma robusta uma linha de pontos amostrais no plano (utilizando uma regressão linear simples) e escolher a mediana dos desvios de todas as linhas de pares de pontos (Fernandes and Leblanc, 2005). Para além disso, tem a vantagem de ser muito menos sensível à presença de outliers.

De seguida, de modo a caracterizar a significância estatística das tendências calculadas, aplicou-se o *teste não paramétrico de Mann-Kendall* (Mann, 1945; Kendall, 1975; Gilbert, 1988) às medianas anuais sazonais (considerando apenas os meses de verão de cada ano – JAS). O objetivo do *teste de Mann-Kendall* (MK) é avaliar estatisticamente a existência de uma tendência monótona crescente ou decrescente da variável em estudo, ao longo do tempo. No caso de existir uma tendência monótona crescente (decrescente) significa que a variável aumenta (diminui) consistentemente ao longo do tempo,

podendo a tendência não ser linear. Este teste pode ser utilizado numa análise de regressão linear paramétrica, avaliando se a inclinação da linha de regressão linear é diferente de zero. Este teste de estatística é mais robusto do que testes paramétricos, uma vez que não é sensível à presença de *outliers* e não assume qualquer distribuição prévia dos dados (Khorchani *et al.*, 2018).

O teste *MK* segue as seguintes suposições:

- Quando não se verifica nenhuma tendência, as medições (dados ou observações) obtidas ao longo do tempo são independentes e identicamente distribuídas. Esta suposição de independência significa que as observações não estão correlacionadas ao longo do tempo.
- As observações obtidas ao longo do tempo representam condições verdadeiras nos tempos das amostras.
- Os métodos de seleção, manipulação e medição das amostras fornecem observações imparciais e representativas das populações subjacentes ao longo do tempo.

A análise de regressão requer que os resíduos do ajuste da linha de regressão sejam normalmente distribuídos, suposição esta que não é exigida pelo teste *MK*, ou seja, o teste *MK* é um teste não paramétrico (não assume previamente uma distribuição). Hirsch *et al.* (1982) indicam que o teste *MK* é mais aceite como uma análise exploratória e é apropriado para identificar estações onde as mudanças são significativas ou de elevada magnitude. Deste modo, o teste *MK* permite testar a significância das tendências sazonais anuais das variáveis aqui discutidas (LST_{inland} , $SST_{coastal}$ e $SST_{oceanic}$), bem como os índices estudados (*TCI* e *UI*). No entanto, existem algumas dificuldades associadas a este tipo de estudo estatístico, relacionadas com problemas na multiplicidade de testes e na correlação espacial dos dados subjacentes (Wilks, 1995). Neste trabalho optou-se por um nível de significância de 10% ($\alpha = 0.1$). Este teste apresenta algumas limitações:

- O teste *MK* não é adequado a dados com periodicidades (i.e., efeitos sazonais). Para que o teste seja eficaz é recomendado que todos os efeitos periódicos sejam removidos dos dados antes de ser utilizado este teste.
- O teste *MK* tende a conceder resultados mais negativos para conjuntos de dados com séries temporais mais curtas, i.e., quanto maiores forem as séries temporais mais eficaz é a deteção da tendência.

Posteriormente, como os conjuntos de dados utilizados neste trabalho exibem uma variabilidade significativa, bem como valores extremos, procedeu-se a um cálculo adicional da correlação, utilizando o teste de correlação de Pearson, entre a ERA5 e os dados de satélite (para o período comum, 1992-2015). Posteriormente este estudo foi alargado ao conjunto de dados UERRA, sendo este comparado com os dados de satélite, para o período em comum (1992-2015).

Como qualquer outro coeficiente de correlação, este varia entre valores de -1 a 1, em que o valor 0 indica que não há correlação e correlações de -1 ou +1, implica uma relação exatamente linear. O *p-value* indica “grosseiramente” a probabilidade de um sistema não correlacionado produzir conjuntos de dados que têm uma correlação de Pearson, pelo menos tão extrema como a que é calculada por estes conjuntos de dados.

3.6. Comparações com base de dados de referência

A escolha de pontos de grelha das reanálises consideradas para o estudo das variáveis da temperatura e para o cálculo posterior de *UI* e *TCI* foi realizada com os mesmos requisitos descritos anteriormente tendo em contas que a resoluções espacial e temporal das duas reanálises e do satélite são diferentes. Na

Figura 7, encontram-se representados os mapas da temperatura média de 1992-2015, com os pixéis de terra e mar representados.

A partir destes pixéis são calculados os índices tal como foi realizado com os dados de satélite (secção 3.3) considerando as mesmas janelas espaciais. Os pontos de grelha com *total cloud cover* superior a 0.3 foram excluídos da análise (ver, pontos 0 e 2.3.2), em concordância com a metodologia utilizada nos dados de satélite.

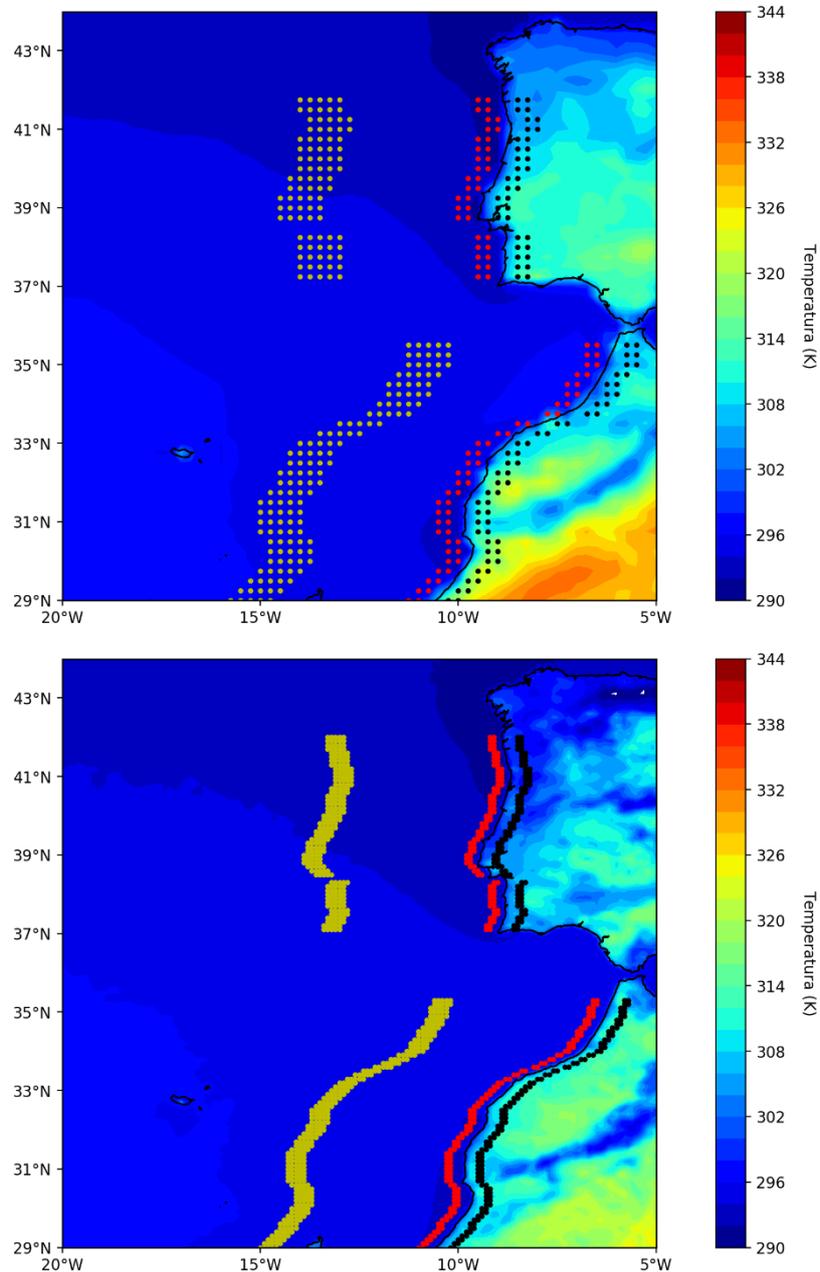


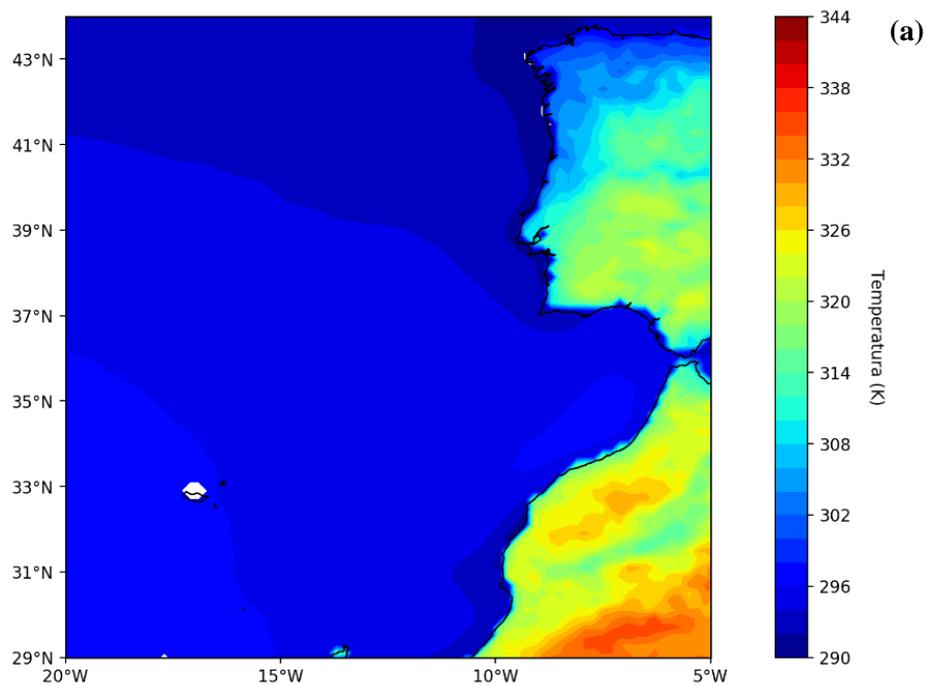
Figura 7 - Tal como na Figura 4, mas relativamente aos dados ERA5 (cima) e UERRA (baixo).

4 Resultados

4.1. Satélite vs ERA5

4.1.1. Médias Sazonais

Observando o padrão espacial da temperatura média estimada por satélite (Figura 8a) para o período completo de 1992 a 2015, observam-se valores de temperatura entre os 300 e 320 K sobre a Península Ibérica, sendo que no Sul da PI verificam-se valores de temperatura mais elevados. No Noroeste Africano observam-se valores muito mais elevados, entre 320 e 335 K. No entanto, pela análise da Figura 8b que representa a média sazonal para todos os dados da reanálise ERA5 (entre 1992-2015) verifica-se que esta apresenta um viés em geral negativo (Figura 8c), relativamente às estimativas de satélite, sendo que sobre a PI encontram-se valores de temperatura de superfície entre 302 e 310 K e sobre o Noroeste africano valores entre 310 e 332 K. As diferenças estão representadas na Figura 8c, onde é possível verificar que a maior parte destas são próximas de zero no Norte da PI, sendo que no Sul, se observam valores entre 0 e -6 K, indicando que os dados ERA5 apresentam valores de temperatura mais baixos que os dados de satélite. No Noroeste de África, o viés é mais pronunciado, apresentando valores entre -6 e -18 K. Este sinal de viés será colocado em contexto, tendo em conta os resultados das secções seguintes.



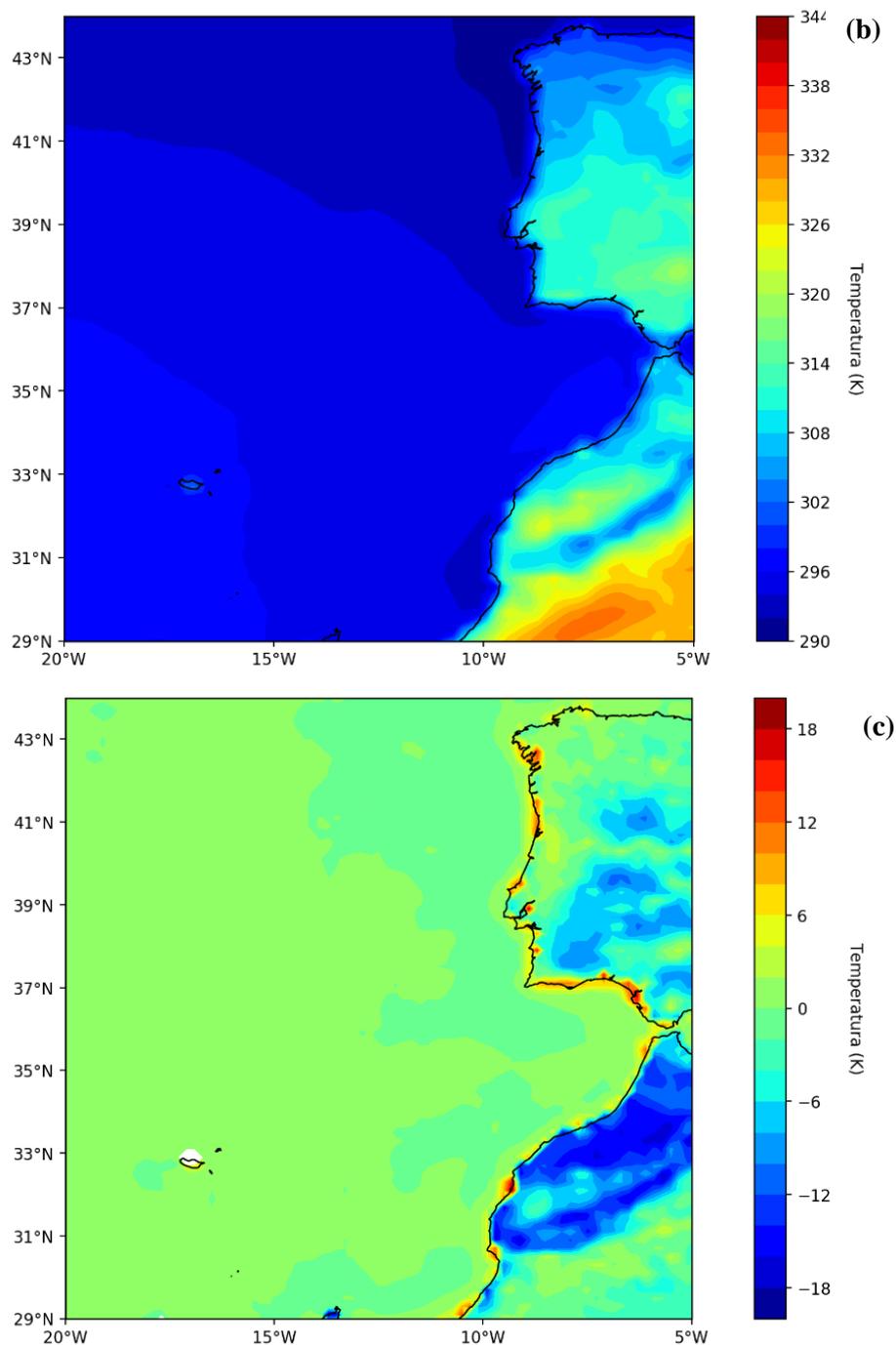


Figura 8 – Padrões espaciais da média sazonal do verão boreal (JAS) da temperatura da superfície (em K) no intervalo entre 1992 e 2015 (inclusive) para: (a) conjunto de dados de Satélite ($T_{média}[\text{Satélite}]$); (b) reanálise ERA5 ($T_{média}[\text{ERA5}]$); (c) diferença entre a $T_{média}[\text{ERA5}]$ e a $T_{média}[\text{Satélite}]$.

4.1.2. Análise das tendências das medianas anuais e respetiva significância estatística

Na Figura 9, são apresentadas as tendências da temperatura de superfície obtida por satélite, calculadas no período 1992-2015 (apenas para meses de verão), sendo os valores não significativos representados a branco. Os padrões observados revelam uma tendência positiva (aquecimento) elevada e significativa em praticamente toda a costa da PI (tanto em terra como no mar), sendo que se verifica uma tendência entre 0.1 a 0.7 K/década na SST no SW da área considerada. Para a região Sul da PI verifica-se no

interior do território continental (uma região que não vai afetar os resultados, uma vez que não é considerada para o cálculo do contraste terra-mar) *hot-spots* de tendência negativa (arrefecimento) significativa. No Noroeste africano, observam-se tendências negativas em praticamente todo o território continental, o que não está de acordo com estudos anteriores (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018).

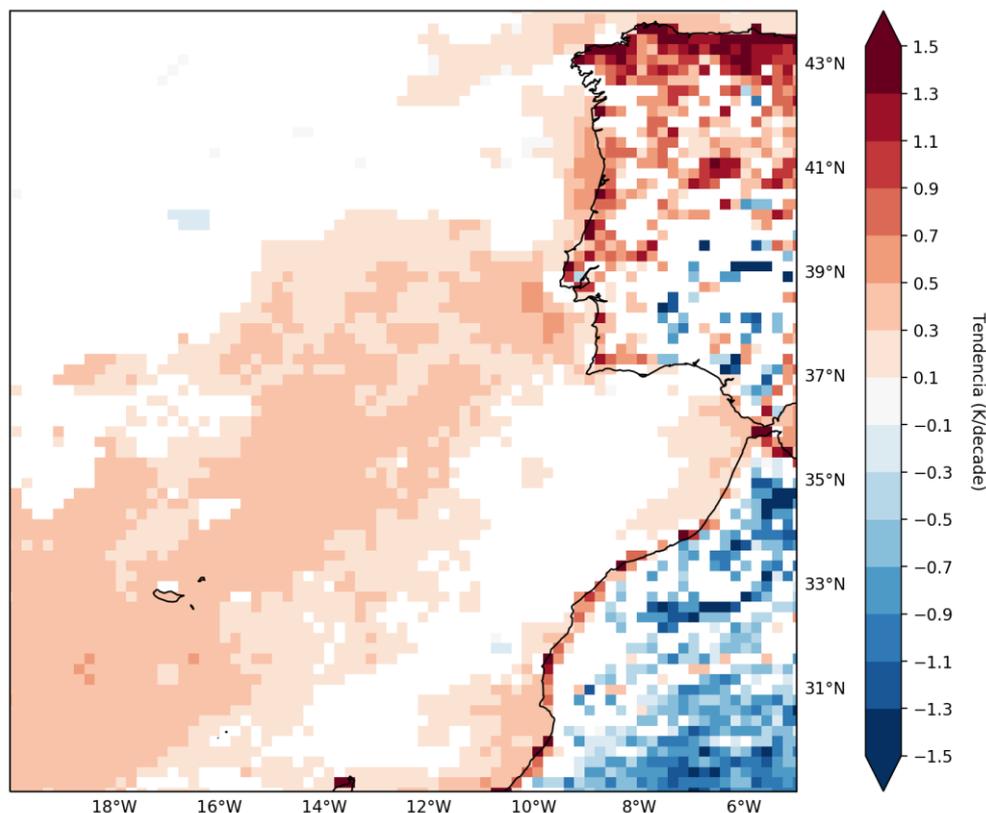


Figura 9 – Padrão espacial da tendência de temperatura de superfície para o conjunto de dados de Satélite, considerando os meses de verão (JAS) entre 1992-2015. A branco estão representados os valores não significativos.

Na Figura 10 estão representados os padrões espaciais das tendências de temperatura de superfície calculadas com os dados ERA5, para o mesmo período. Os resultados mostram tendências diferentes das obtidas com os dados de satélite (Figura 9), relativamente ao território continental das regiões Sul da PI e Noroeste de África, que apresentam tendências positivas (aquecimento) significativas. Sobre o continente, no Sul da PI e em todo o Alentejo, verifica-se uma tendência positiva significativa na ordem de 0.7 a 1.3 K/década, ao contrário do que é observado nos dados de satélite. A temperatura do mar junto à costa quando considerada a totalidade da PI, apresenta uma tendência de aumento significativo da temperatura com valores entre 0.1 a 0.5 K/década, sendo que uma intensificação do afloramento costeiro não é observada. Por outro lado, sobre o continente do Noroeste africano verifica-se uma tendência positiva significativa coincidente com uma tendência negativa significativa da temperatura da superfície do mar junto à costa, nomeadamente perto do Cabo Ghir, o que poderá estar associado a uma intensificação do fenómeno de *upwelling* nessa região (Santos *et al.*, 2005).

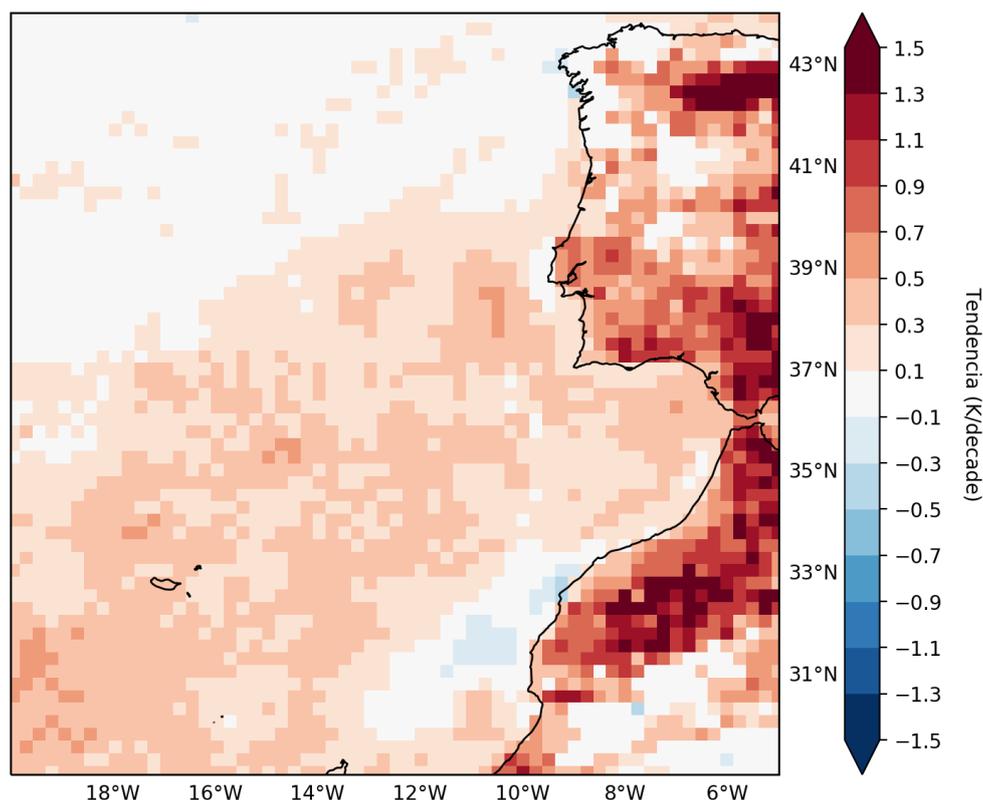


Figura 10 – Tal como na Figura 9, mas para o conjunto de dados ERA5.

4.1.3. Análises das séries temporais

A análise da evolução temporal da temperatura de superfície foi realizada separadamente para 3 regiões (ver secção 3.4) e para 2 períodos de tempo diferentes: a) 1992 a 2015 (período comum aos dados de satélite e ERA5) e b) 1979 a 2018 (período em comum aos dados ERA5 e UERRA).

O comportamento de cada variável e índice em estudo (secções 3.2 e 3.3) foi analisado, calculando a tendência das medianas anuais de verão (JAS), i.e., apenas considerando os meses de verão boreal nos anos em comum para as 3 regiões definidas na secção 3.4. Posteriormente e aproveitando a disponibilidade de uma série temporal mais longa (ERA5), analisou-se em separado o comportamento da tendência para o período disponível 1979-2018.

I. Norte da Península Ibérica

A Figura 11a apresenta as séries temporais das medianas calculadas para os meses de verão e as tendências dessas medianas para o índice do Contraste Térmico, *TCI* (ver eq. (4)) considerando os dois conjuntos de dados abordados nesta secção. Os resultados para o período 1992 e 2015 evidenciam tendências opostas para os dados de satélite (tendência negativa não significativa, de -0.33 K/década) e ERA5 (tendência positiva significativa, de 0.35 K/década), no entanto, verifica-se uma correlação de 0.88. Os resultados obtidos a partir dos dados ERA5 para o período 1979-2018 estão representados na Figura 11b, verificando-se uma tendência de aumento do índice *TCI*, mas não tão acentuado como o verificado no caso dos dados ERA5 para o período curto mais recente (Figura 11a), sobressaindo o aumento observado mais significativo nos últimos anos da série analisada.

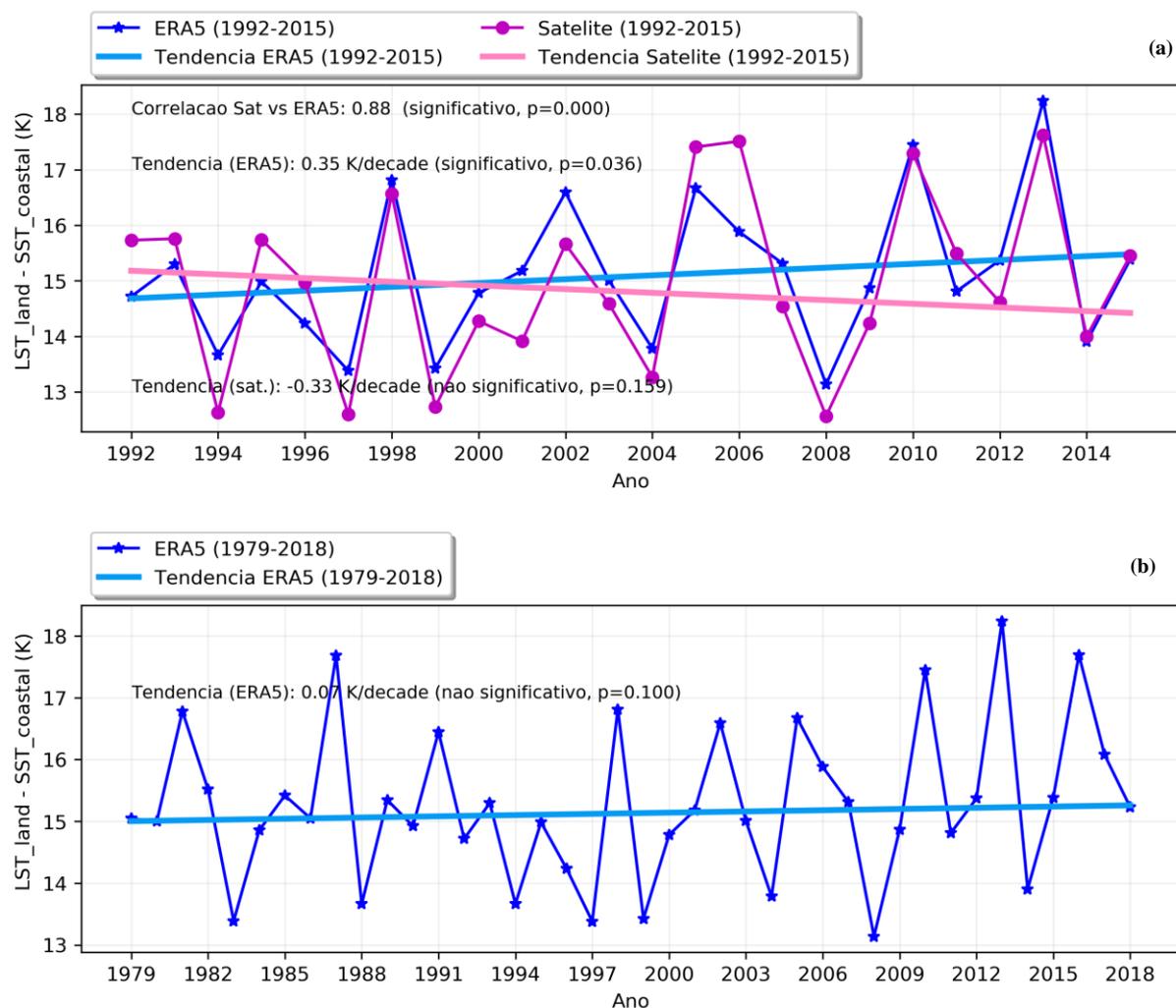


Figura 11 – Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência do índice Contraste Térmico (TCI) para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa) e ERA5 (azul e cian) no período 1992-2015 (b) ERA5 (azul e cian) no período 1979-2018.

II. Sul da Península Ibérica

Na Figura 12a encontram-se representados os resultados relativos à região Sul da PI para o período comum entre o satélite e ERA5, observando um viés entre os resultados da ERA5 e de satélite, de acordo com os resultados obtidos na Figura 8c, i.e., a temperatura de superfície da ERA5 encontra-se mais fria do que a de satélite. Os dados de satélite apresentam uma diminuição do índice *TCI* de -0.14 K/década, enquanto que utilizando os dados ERA5 se observa um aumento do índice *TCI* de 0.69 K/década. No entanto, a correlação entre estas duas bases de dados é 0.61.

Ao observar a Figura 12b, que corresponde ao intervalo de tempo mais extenso da ERA5 (1979-2018), verifica-se um aumento significativo do índice *TCI* de 0.50 K/década, sendo evidente o aumento observado nas últimas duas décadas do período em análise.

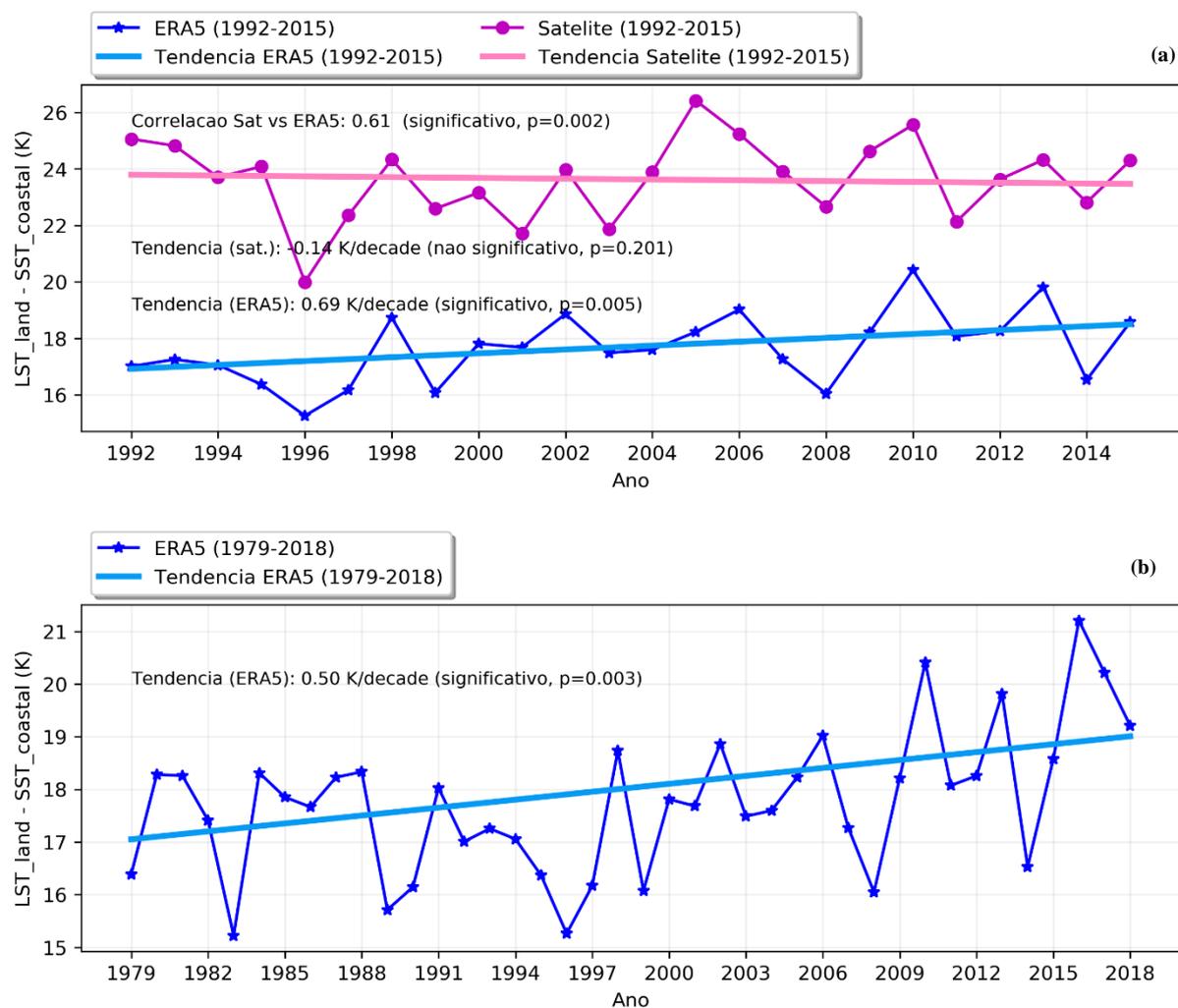


Figura 12 – Tal como na Figura 11, mas para a região Sul da Península Ibérica.

III. Noroeste de África

A Figura 13 apresenta os resultados para a região Noroeste de África, onde são observadas as maiores diferenças de temperatura nestes conjuntos de dados (Figura 8c). Os resultados mostram um viés de *TCI* entre os dois conjuntos de dados de cerca de 12 K. No entanto, a variabilidade das séries temporais da mediana dos meses de verão é semelhante (coeficiente de correlação de 0.52). Na Figura 13b, verifica-se um aumento significativo do índice *TCI* para a ERA5, de cerca de 0.53 K/década, sendo que este aumento, é o mais significativo (com um nível de significância de 0.000) das três regiões em estudo.

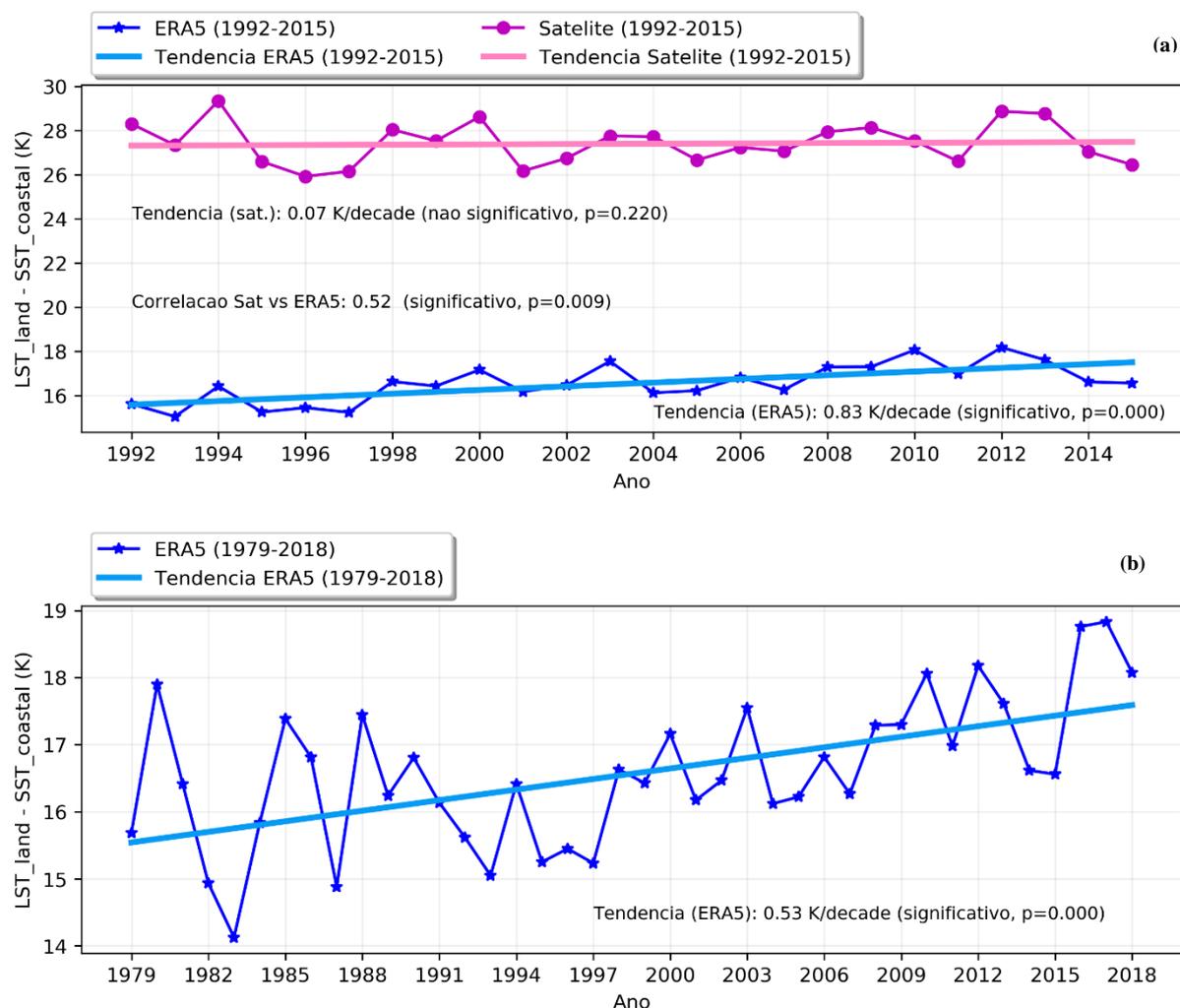


Figura 13 – Tal como na Figura 11, mas para a região Noroeste de África.

4.1.4. Comparação das tendências dos índices em estudo

As tendências determinadas na Figura 11, bem como as do índice de *Upwelling* (UI) dos indicadores LST_{inland} , $SST_{coastal}$ e $SST_{oceanic}$ observados no Norte da PI para os dois períodos considerados (1992-2015 e 1979-2018), encontram-se sistematizados na Tabela 1, assim como os respetivos valores de significância estatística.

As séries temporais obtidas a partir dos dados de satélite apresentam tendências positivas e significativas, nomeadamente na LST_{inland} , na $SST_{oceanic}$ e no índice de *Upwelling* (UI). Note-se que este último, quando apresenta valores positivos, significa que o afloramento costeiro está a diminuir, i.e., que o *upwelling* está a ficar menos intenso (secção 3.3). No caso das tendências obtidas a partir dos dados ERA5 todas as variáveis apresentam tendências positivas significativas em ambos os intervalos de tempo em estudo, com exceção do UI que apresenta um ligeiro aumento não significativo no intervalo de tempo de 1992-2015 e uma diminuição pouco significativa quando considerada toda a sua extensão temporal. No entanto, para o índice TCI calculado para o período longo observa-se um aumento não significativo.

Tabela 1: Tendências e significância estatística ($p_{value} < 0.1$) das medianas dos meses de verão das variáveis e índices calculado a partir das séries de temperatura da superfície para os dados de Satélite e ERA5, para a região Norte da Península Ibérica. As tendências significativas estão sombreadas a verde.

REGIÃO VARIÁVEIS	NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA		
	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>
	Satélite	ERA5 (1992-2015)	ERA5 (1979-2018)
<i>LST_{inland}</i>	0,38 K/dec (significativo, $p = 0,093$)	0,58 K/dec (significativo, $p = 0,012$)	0,42 K/dec (significativo, $p = 0,033$)
<i>SST_{coastal}</i>	0,23 K/dec (não significativo, $p = 0,138$)	0,22 K/dec (significativo, $p = 0,039$)	0,14 K/dec (significativo, $p = 0,022$)
<i>SST_{oceanic}</i>	0,09 K/dec (significativo, $p = 0,096$)	0,13 K/dec (significativo, $p = 0,071$)	0,15 K/dec (significativo, $p = 0,002$)
<i>TCI</i>	- 0,33 K/dec (não significativo, $p = 0,159$)	0,35 K/dec (significativo, $p = 0,036$)	0,07 K/dec (não significativo, $p = 0,100$)
<i>UI</i>	0,21 K/dec (significativo, $p = 0,017$)	0,08 K/dec (não significativo, $p = 0,136$)	-0,02 K/dec (não significativo, $p = 0,119$)

Na Tabela 2, encontram-se representados os resultados relativos à região Sul da PI. As tendências obtidas utilizando dados de satélite (nos índices *LST_{inland}*, *SST_{coastal}*, *UI* e *TCI*) não são significativas, sendo *SST_{oceanic}* a única que apresenta uma tendência positiva significativa. Relativamente aos resultados obtidos a partir dos dados ERA5, verifica-se uma tendência positiva em todas as variáveis em estudo, exceto o índice UI, que não apresenta uma tendência significativa. No caso do período total de dados ERA5 observam-se tendências positivas significativas em todas as variáveis analisadas, excetuando mais uma vez o índice UI que apresenta uma tendência negativa significativa (i.e., observa-se um aumento significativo da intensidade, do afloramento costeiro e contraste térmico na região Sul da PI).

Tabela 2: Tal como na Tabela 1, mas para a região Sul da Península Ibérica.

REGIÃO VARIÁVEIS	SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA		
	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>
	Satélite	ERA5 (1992-2015)	ERA5 (1979-2018)
<i>LST_{inland}</i>	0,04 K/dec (não significativo, $p = 0,118$)	0,81 K/dec (significativo, $p = 0,001$)	0,44 K/dec (significativo, $p = 0,005$)
<i>SST_{coastal}</i>	0,19 K/dec (não significativo, $p = 0,118$)	0,24 K/dec (significativo, $p = 0,056$)	0,12 K/dec (significativo, $p = 0,066$)
<i>SST_{oceanic}</i>	0,24 K/dec (significativo, $p = 0,058$)	0,16 K/dec (significativo, $p = 0,056$)	0,21 K/dec (significativo, $p = 0,003$)
<i>TCI</i>	- 0,14 K/dec (não significativo, $p = 0,201$)	0,69 K/dec (significativo, $p = 0,005$)	0,50 K/dec (significativo, $p = 0,003$)
<i>UI</i>	0,12 K/dec (não significativo, $p = 0,134$)	-0,06 K/dec (não significativo, $p = 0,240$)	-0,11 K/dec (significativo, $p = 0,019$)

Finalmente, os resultados relativos ao Norte de África encontram-se na Tabela 3. Nesta região os valores de tendências das séries das medianas anuais utilizando os dados de satélite são sempre não significativas (Tabela 3) Relativamente aos resultados utilizando os dados da ERA5, considerando o período de tempo mais curto, verificam-se tendências positivas significativas em todas as variáveis, com

exceção da variável $SST_{coastal}$. Os resultados obtidos apontam para um aumento significativo da temperatura terrestre (0.67 K/década) e um consequente aumento significativo do contraste térmico (0.83 K/década). Por sua vez, o índice de *upwelling* também diminui à taxa de cerca de 0.33 K/década (decréscimo significativo), apontando para uma intensificação do afloramento costeiro nesta região.

Tabela 3: Tal como na Tabela 1, mas para a região Noroeste de África.

REGIÃO VARIÁVEIS	NOROESTE DE ÁFRICA		
	<i>Tendências (pvalue)</i>	<i>Tendências (pvalue)</i>	<i>Tendências (pvalue)</i>
	Satélite	ERA5 (1992-2015)	ERA5 (1979-2018)
LST_{inland}	- 0,12 K/dec (não significativo, p = 0,216)	0,67 K/dec (significativo, p = 0,000)	0,40 K/dec (significativo, p = 0,004)
$SST_{coastal}$	0,23 K/dec (não significativo, p = 0,134)	0,01 K/dec (não significativo, p = 0,220)	0,12 K/dec (não significativo, p = 0,112)
$SST_{oceanic}$	0,11 K/dec (não significativo, p = 0,121)	0,32 K/dec (significativo, p = 0,020)	0,27 K/dec (significativo, p = 0,002)
TCI	0,07 K/dec (não significativo, p = 0, 220)	0,83 K/dec (significativo, p = 0,000)	0,53 K/dec (significativo, p = 0,000)
UI	-0,07 K/dec (não significativo, p = 0,196)	-0,33 K/dec (significativo, p = 0,013)	-0,17 K/dec (significativo, p = 0, 001)

4.2. Satélite vs UERRA

4.2.1. Médias Sazonais

Para verificar a robustez dos resultados obtidos, realizou-se uma análise semelhante à secção anterior (4.1.1), utilizando dados da reanálise regional UERRA. Na Figura 14a está representado o padrão espacial da média sazonal de verão da temperatura de superfície da UERRA (condições de céu limpo) para o mesmo período dos dados de Satélite, i.e., de 1992-2015.

Na Figura 14b encontra-se representado o padrão espacial das diferenças da temperatura média da superfície entre os dados UERRA e de Satélite (ver Figura 8a). Os valores da diferença da temperatura da superfície do mar são próximos de zero, ou seja, os valores da SST obtidos pelas duas bases de dados são bastante semelhantes. No entanto, ao analisar os resultados das diferenças da temperatura no território continental, observam-se diferenças entre -6 a -18 K, o que permite concluir que a LST obtida a partir dos dados da reanálise regional UERRA apresenta valores de temperatura mais baixos que a LST obtida a partir dos dados de Satélite. Apesar do viés negativo ser comum aos dados de ambas as reanálises em grande parte do território continental, ele é mais pronunciado na UERRA, em especial na costa oeste Ibérica e na região sul do domínio. Já o forte viés na região do Atlas observado na ERA5 parece parcialmente mitigado na UERRA (ver Figura 8c, Figura 14b e Figura 15).

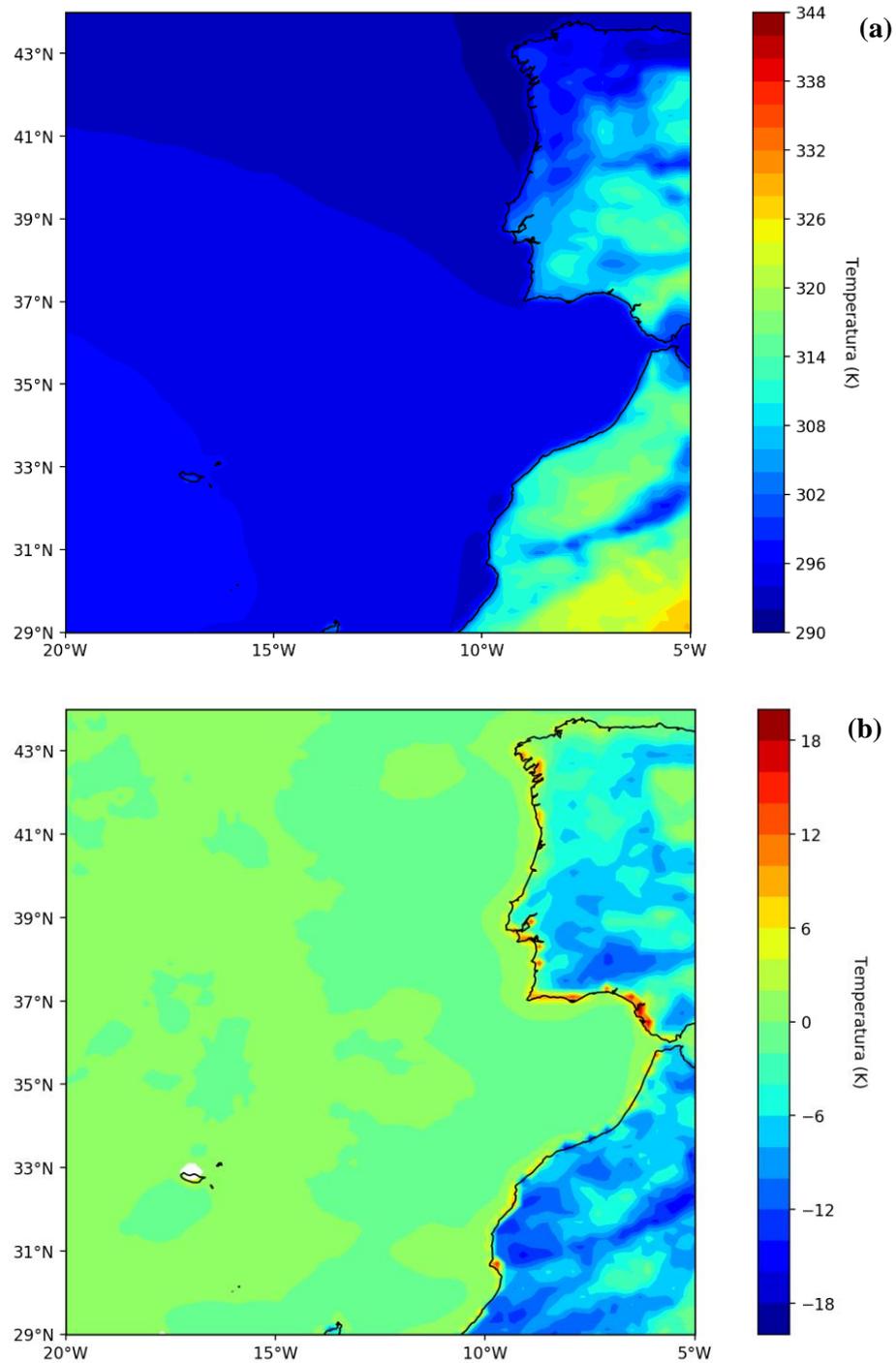


Figura 14 – Tal como na Figura 8, mas para (a) reanálise regional UERRA ($T_{média}[UERRA]$); (b) diferença entre a $T_{média}[UERRA]$ e a $T_{média}[Satélite]$.

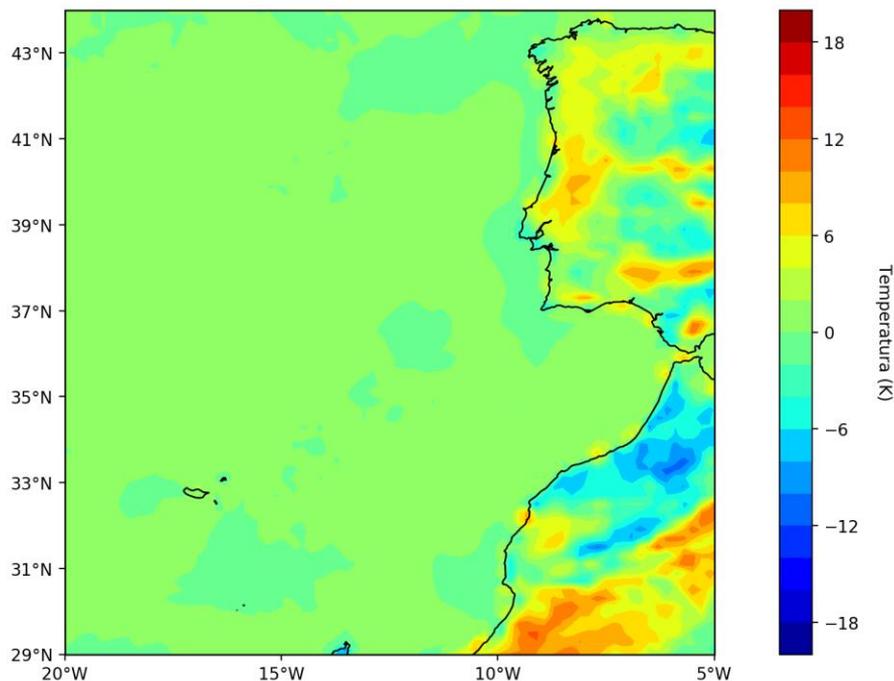


Figura 15 – Tal como na Figura 7, mas considerando a diferença entre a $T_{média}[ERA5]$ e a $T_{média}[UERRA]$.

4.2.2. Análise das tendências das medianas anuais e respetiva significância estatística

A mesma análise às tendências das medianas anuais foi efetuada utilizando o *método de Theil-Sen* e o teste de significância de *Mann-Kendall*, ou seja, procedeu-se exatamente como no ponto 4.1.2.

Na Figura 16 pode-se observar, que em toda a costa da PI se verifica uma diminuição significativa da temperatura (entre -0.1 e -1.5 K/década), ou seja, nesta região verifica-se uma intensificação do *Upwelling*. Esta intensificação provoca um aumento da intensidade do jato costeiro (que advectiona ar relativamente frio, de norte), justificando a tendência negativa (arrefecimento) observada na região costeira a oeste da PI. No entanto, um pouco mais a Sul, verifica-se um arrefecimento mais reduzido entre -0.1 e -0.7 K/década. As tendências para a região entre Lisboa e Peniche e a Costa Vicentina não são significativas.

A região do Noroeste africano, no geral, é caracterizada por um aquecimento significativo da superfície continental, variando entre 0.5 a 1.5 K/década. Para além disso, em todo o Golfo de Cádiz verifica-se um aquecimento da $SST_{coastal}$, e perto do Cabo Ghir verifica-se uma diminuição significativa da $SST_{coastal}$, e um consequente aumento do *Upwelling*. Por último, ainda na região do Cabo de Ghir, verifica-se um aquecimento da área continental perto da costa, contrariamente ao observado na PI. As razões para esta diferença poderão estar relacionadas com a geometria/orientação da costa.. Para um período mais extenso (1979-2018), verifica-se uma diminuição significativa da temperatura da terra perto da costa na região noroeste de Marrocos. No entanto, o *upwelling* em todas as regiões em estudo continua a aumentar de intensidade (Figura Suplementar 2).

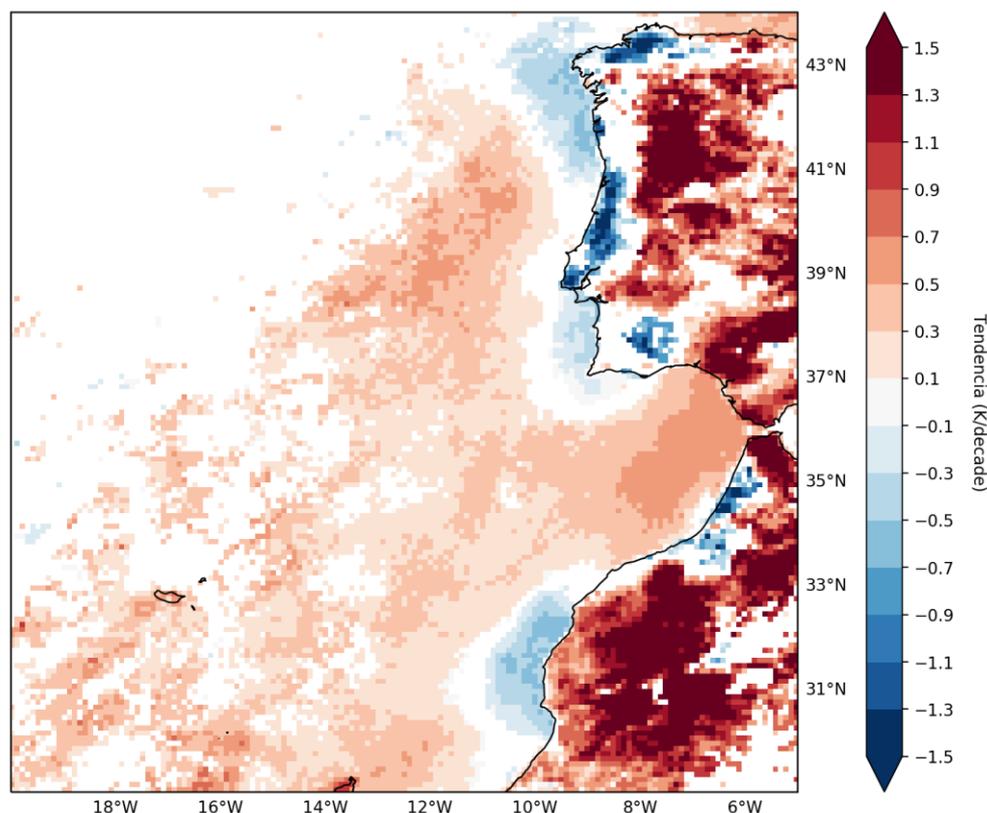


Figura 16 - Tal como na Figura 9, mas para o conjunto de dados UERRA..

4.2.3. Análises das séries temporais e comparação das tendências dos índices em estudo

Na secção 4.1.3 e 4.1.4, comparam-se, as tendências das medianas anuais de todas as variáveis apenas considerando os resultados do Satélite e da ERA5, nesta secção incluíram-se os resultados que se obteve com a UERRA.

I. Norte da Península Ibérica

Na Figura Suplementar 3a (séries temporais das medianas anuais de verão referentes à região Norte da PI), o índice TCI obtido utilizando os dados UERRA apresenta um viés negativo de cerca de 6 K relativamente ao Satélite e cerca de 5 K relativamente à ERA5. Tal como indicado anteriormente, este viés deve-se fundamentalmente à subestimação da temperatura da superfície do território continental por parte da UERRA. A correlação obtida entre os dados UERRA e o satélite para o índice TCI é 0.55 (ver Tabela Suplementar 1). A UERRA apresenta uma tendência de decréscimo do índice TCI no período entre 1992 e 2015, sendo este estatisticamente significativo (Figura Suplementar 3a).

Ao analisar o período mais extenso deste estudo (ver Figura Suplementar 3b) o índice TCI apresenta novamente um viés negativo que atinge entre 7 e 8 K, quando compara com o obtido pelos dados ERA5. A variabilidade de ambas as séries temporais é bastante semelhante (com exceção do início do período analisado) apresentando uma correlação de 0.64 (Tabela Suplementar 2). Para além das séries temporais estarem enviesadas, apresentam um comportamento diferente relativamente à tendência, sendo que os dados referentes à ERA5 apresentam uma tendência positiva e os da UERRA uma tendência negativa estatisticamente significativa.

Na Tabela 4 encontram-se os resultados relativos às tendências e significado estatístico utilizando dados UERRA, considerando a região Norte da PI. Pode verificar-se que o Satélite apresenta tendências

diferentes das apresentadas pela UERRA, quando analisada a região do Norte da PI. Quando considerado o período comum entre o satélite e UERRA, observam-se tendências sem significado estatístico no $SST_{coastal}$, no entanto apresenta uma tendência significativa negativa para a temperatura do território continental (LST_{inland}), sendo que as restantes variáveis são estatisticamente positivas. Analisando o índice UI verifica-se uma tendência negativa (intensificação do afloramento costeiro) e um índice TCI com uma tendência negativa (diminuição do contraste térmico), ambos estatisticamente significativos.

Quando se analisa esta reanálise no período de tempo mais extenso de 1979-2018, continua a verificar-se uma diminuição do TCI e uma tendência de intensificação do UI.

Tabela 4: Tal como a Tabela 1 mas considerando os dados de Satélite e UERRA, para a região Norte da Península Ibérica.

REGIÃO	NORTE DA PENÍNSULA IBÉRICA		
	Tendências (<i>p</i> value)	Tendências (<i>p</i> value)	Tendências (<i>p</i> value)
VARIÁVEIS	Satélite	UERRA (1992-2015)	UERRA (1979-2018)
LST_{inland}	0,38 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,093)	-0,79 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,054)	-0,71 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,001)
$SST_{coastal}$	0,23 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,138)	0,08 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,142)	0,01 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,231)
$SST_{oceanic}$	0,09 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,096)	0,28 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,026)	0,18 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,002)
TCI	- 0,33 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,159)	-0,67 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,096)	-0,35K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,020)
UI	0,21 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,017)	- 0,13 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,097)	-0,21 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,000)

II. Sul da Península Ibérica

Quando se observa os dados obtidos para o Sul da PI (Figura Suplementar 4a), verifica-se um viés ainda mais elevado entre os resultados obtidos a partir dos dados de Satélite e da reanálise UERRA (aproximadamente 10 K) do que o observado anteriormente para o conjunto de dados Satélite vs. ERA5 (que nesta região ronda os 6-7 K). Observando as retas das tendências verifica-se que os dados UERRA são os únicos a apresentarem um decréscimo do índice TCI, com uma correlação com o satélite de 0.37.

Considerando o período mais extenso entre ERA5 e a UERRA (1979-2018) na Figura Suplementar 4b, pode-se observar uma variabilidade, uma vez que entre 1979 a 1995 e 2009 a 2018, a UERRA e a ERA5 apresentam resultados semelhantes, no entanto, quando se analisam os anos de 1995 a 2009 verifica-se um viés de cerca de 8-10 K entre as duas séries temporais.

Na Tabela 5 verifica-se que os resultados utilizando a reanálise UERRA (período em comum com os dados de satélite) apresentam tendências com maior significado estatístico. No entanto, o índice UI e a $SST_{coastal}$ apresentam uma tendência negativa significativa, contrariamente ao verificado utilizando dados de satélite.

Considerando o período 1979-2018, tem-se novamente um aumento de significância estatística, sendo que o índice TCI aparenta ser a única variável com uma tendência sem significância estatística.

Tabela 5: Tal como na Tabela 1, mas para a região Sul da Península Ibérica.

REGIÃO VARIÁVEIS	SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA		
	Tendências (<i>p</i> value)		
	Satélite	UERRA (1992-2015)	UERRA (1979-2018)
<i>LST_{inland}</i>	0,04 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,118)	-0,38 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,150)	-0,61 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,048)
<i>SST_{coastal}</i>	0,19 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,118)	-0,19 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,010)	- 0,21 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,002)
<i>SST_{oceanic}</i>	0,24 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,061)	0,16 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,069)	0,14 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,012)
<i>TCI</i>	- 0,14 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,201)	-0,61 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,151)	-0,29 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,238)
<i>UI</i>	0,12 K/dec (não significativo, <i>p</i> = 0,134)	-0,48 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,003)	-0,33 K/dec (significativo, <i>p</i> = 0,000)

III. Noroeste de África

Por fim, para a região do Noroeste de África, a série temporal no período comum (1992-2015, Figura Suplementar 5a) permite observar o viés existente entre os dados de Satélite e da reanálise UERRA, sendo este semelhante ao analisado anteriormente para o conjunto de dados Satélite vs. ERA5 apesar de apresentar menor valor de correlação (0.30).

Quando se considera o período mais extenso (Figura Suplementar 5b), verifica-se uma variabilidade semelhante entre as duas séries, apresentando uma correlação forte de cerca de 0.68 (Tabela Suplementar 2).

Na Tabela 6, observa-se que os dados UERRA apresentam significância estatística em todas as variáveis e índices em estudo quando considerado o período em comum com o satélite. Ainda, considerando este intervalo de tempo, verifica-se uma tendência negativa do *UI*, correspondendo a uma intensificação do afloramento costeiro e uma tendência positiva do *TCI*, correspondendo a um aumento do contraste térmico costeiro.

Consequentemente, considerando o período mais extenso (1979-2018), verifica-se tendências mais baixas, sendo que continua a verificar-se um elevado Contraste Térmico e uma intensificação do Índice de *Upwelling*, apesar do valor do índice *TCI* não apresentar significado estatístico.

Tabela 6: Tal como na Tabela 1, mas para a região Noroeste de África.

REGIÃO VARIÁVEIS	NOROESTE DE ÁFRICA		
	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>	<i>Tendências (p_{value})</i>
	Satélite	UERRA (1992-2015)	UERRA (1979-2018)
<i>LST_{inland}</i>	- 0,12 K/dec (não significativo, p = 0,216)	0,52 K/dec (significativo, p = 0,022)	0,05 K/dec (não significativo, p = 0,196)
<i>SST_{coastal}</i>	0,23 K/dec (não significativo, p = 0,134)	0,01 K/dec (significativo, p = 0,071)	-0,07 K/dec (significativo, p = 0,010)
<i>SST_{oceanic}</i>	0,11 K/dec (não significativo, p = 0,121)	0,37 K/dec (significativo, p = 0,015)	0,22 K/dec (significativo, p = 0,002)
<i>TCI</i>	0,07 K/dec (não significativo, p = 0,220)	0,61 K/dec (significativo, p = 0,006)	0,12 K/dec (não significativo, p = 0,114)
<i>UI</i>	-0,07 K/dec (não significativo, p = 0,196)	-0,36 K/dec (significativo, p = 0,006)	-0,23 K/dec (significativo, p = 0,000)

5 Discussão

5.1 Médias Sazonais

A comparação das diferenças entre a temperatura média obtida por satélite e das reanálise ERA5 (4.1.1, Figura 8c) e UERRA (4.2.1, Figura 14b), permite observar que em ambos os casos, as reanálises apresentam em geral valores de temperatura de superfície mais frios do que os apresentados pelo Satélite. Já a comparação da temperatura média ERA5 e UERRA (Figura 15) mostra que temperaturas na região oceânica são semelhantes, enquanto que na região continental, a reanálise ERA5 apresenta geralmente valores de temperatura mais quentes do que a UERRA, com exceção na região do Atlas. Este resultado está de acordo com os resultados apresentados no estudo realizado por Johannsen *et al.* (2019), em que se concluiu que a reanálise ERA5 subestimava a temperatura de superfície continental máxima durante o dia. Outros autores já apontavam para conclusões semelhantes envolvendo o modelo do ECMWF (Trigo *et al.*, 2015; Orth *et al.*, 2017). Esses resultados enquadram-se na presente análise, uma vez que apenas são utilizados dados diurnos (foram considerados dados de temperatura máxima diurna, ou seja, da 12 UTC às 15 UTC).

Apesar do viés, os resultados obtidos a partir da reanálise ERA5 apresentam, no geral, uma melhor concordância com os resultados obtidos a partir do satélite, em especial tendo em conta a correlação temporal das séries temporais analisadas. O estudo de Johannsen *et al.* (2019) apresenta como principal motivo para as diferenças encontradas sobre a Península Ibérica uma deficiente representação espacial da cobertura vegetal no HTESSEL, que é o esquema de superfície do modelo do ECMWF (no qual a reanálise ERA5 é baseada). Tendo procedido a ajustes nos parâmetros do modelo relativos à vegetação, tornou-se a sua representação mais próxima da realidade, tendo os autores conseguido simular as temperaturas observadas por satélite com maior fiabilidade. Muito provavelmente o SURFEX (Borsche *et al.*, 2015; Bazile *et al.*, 2017), que é o esquema de superfície usado pelo UERRA-HARMONIE, sofrerá de problemas semelhantes, uma vez que só agora dados de satélite com a necessária qualidade e extensão temporal estão a surgir, permitindo um ajuste mais próximo da realidade das parametrizações

de superfície nesse tipo de modelos (Whelan *et al.*, 2018). Por sua vez, os dados de satélite também contêm incertezas significativas, em particular no que respeita a períodos mais próximos do início da era dos satélites, quando sensores menos sofisticados eram utilizados. Em particular para a LST, onde a correção atmosférica assume um papel essencial, a utilização de algoritmos do tipo *split-windows* permite um melhor *retrieval* da LST pois a correção atmosférica é parcialmente efetuada graças à absorção diferencial do vapor de água em canais espectralmente adjacentes. Ora na base de dados utilizada, devido ao facto de canais com essas características não existirem nos sensores de primeira geração (i.e., os da série MFG), a correção atmosférica é mais grosseira (Bazile *et al.*, 2017). Outro fator importante para a incerteza prende-se com a emissividade da superfície, que representa a fração de radiação que é emitida pela superfície em relação à que um corpo negro à mesma temperatura emitiria. O algoritmo para o cálculo da emissividade nesse base de dados usa uma emissividade variável no espaço e no tempo, mas com valores climatológicos, i.e., ignorando variações decadais, por exemplo as associadas a mudanças de cobertura de solo (Schimanke *et al.*, 2019). Veja-se por exemplo o caso da barragem de Alqueva: a mesma emissividade é utilizada para aquela região antes e depois da presença da barragem, sendo as emissividades associadas à água e vegetação irrigada quando comparadas com as emissividades típicas do montado podem apresentar diferenças significativas. A comparação depende ainda de um procedimento de escolha de pixéis de céu limpo eficiente (e.g., Johannsen *et al.*, 2019). Embora neste trabalho se tenham escolhido apenas situações em que a percentagem de pixéis válidos era elevada (indicativas de céu limpo), o esquema de máscara de nuvens utilizado também depende fortemente do número de canais disponíveis, pelo que é de esperar a atribuição da classificação céu limpo aos pixéis utilizados, não corresponda à realidade.

5.2. Análise das tendências das medianas dos meses de verão e respetiva significância estatística

Ao observar os resultados das tendências obtidas a partir dos dados de satélite verifica-se que a temperatura da superfície do território continental (LST_{inland}) apresenta uma tendência positiva estatisticamente significativa no Norte da PI. Este resultado não está de acordo com o estudo de Luis Alaña (2010), que apontava para a inexistência de tendências significativas no Norte da PI. No entanto, este autor afirmou ainda que nos últimos 100 anos tem sido observados episódios de aumento da temperatura sobre a PI com valores de tendência a variar entre 0.1 a 0.35 K/década. Os resultados do presente trabalho indicam um aumento de temperatura na ordem de 0.38 K/década (ver Tabela 1), sendo que este aumento apenas é observado no Norte da PI, uma vez que nas restantes regiões aqui estudadas não se obtiveram resultados com significância estatística para LST_{inland} (Tabela 2 e Tabela 3). Além disso, na região do Noroeste africano (Figura 9) observam-se tendências negativas. Sendo que este resultado não corresponde a nenhum resultado conhecido na bibliografia consultada, poderá estar relacionado com tendências espúrias no conjunto de dados de satélite (ou nalgum dos seus inputs), por exemplo pelo facto de o algoritmo utilizado para o cálculo da LST para o satélite MFG utilizar um valor de emissividade que não tem em conta as variações decadais de vegetação. No entanto, mais investigação será necessária para apurar as causas reais desta tendência irrealista, estando fora do âmbito deste trabalho. Para além disso, de acordo com o relatório especial do IPCC de 2018 (Ove Hoegh-Guldberg *et al.*, 2018) a nível global, as temperaturas aumentaram 0.87°C ($\pm 0.10^\circ\text{C}$) acima dos valores pré-industriais na década 2006–2015, o que está de acordo com os resultados aqui obtidos, nomeadamente na região Norte da PI (Figura Suplementar 6a).

Bakun (1990) pôs a hipótese de estar a ocorrer uma intensificação do *upwelling* há mais de duas décadas levando ao arrefecimento da EBUE (*Eastern Boundary Upwelling Ecosystem*), questão que se revestiu de crescente interesse, especialmente nos últimos anos, em consequência do aquecimento global e do

desenvolvimento de satélites e modelos mais acessíveis e melhorados. Vários estudos foram realizados (Pardo *et al.*, 2011; García-Reyes *et al.*, 2013; Sydeman *et al.*, 2014; Varela *et al.*, 2015) e os resultados têm sido pouco conclusivos, uma vez que uns apoiavam e outros rejeitavam a teoria proposta por Bakun (1990).

Por outro lado, Gómez-Letona *et al.* (2017), utilizando modelos validados de produção primária, analisou tendências espaço-temporais de variáveis físicas e biológicas na região do Sistema de *Upwelling* da Corrente das Canárias no período de 1998 a 2015 (aproximadamente a área e o intervalo de tempo que foi considerado neste trabalho). Este estudo apontava para um aquecimento geral da SST, sendo estas tendências ligeiramente mais fracas quando comparadas com as observadas em outros estudos (aproximadamente 0.09 K/década). Na Figura 9 (correspondente às tendências da temperatura de superfície obtidas por satélite), verifica-se um aquecimento muito ligeiro (com valores entre 0 e 0,05 K/década) em praticamente toda a área oceânica do domínio analisado, o que está de acordo com os resultados apontados por Gómez-Letona *et al.* (2017). Para além disso, esse estudo mostrava tendências negativas perto da costa, indicando que está a ocorrer uma intensificação do *upwelling*, o que contradiz os resultados no presente estudo, nomeadamente no que concerne aos resultados relativos aos dados de satélite. No entanto, a Figura 10 (tendências da temperatura de superfície na ERA5, 1992-2015), aponta para que, segundo a ERA5, exista um aumento ligeiro da SST em praticamente toda a área costeira. Já os resultados obtidos com a reanálise UERRA aponta para uma tendência negativa em praticamente toda a região costeira considerada (ver Figura 16). Estas diferenças podem estar associadas com o facto de um modelo global não resolver bem os processos físicos associados com o *upwelling* que é um processo predominantemente de mesoescala (Relvas, 2002). No entanto, ambas as reanálises apontam para uma tendência de diminuição da SST perto da costa ($SST_{coastal}$) na região Norte da PI e no Cabo Ghir, em concordância com Gómez-Letona *et al.* (2017). Narayan *et al.* (2010) e Barton *et al.* (2013) ainda sugerem que as evidências da intensificação do *upwelling* não se baseiam no arrefecimento das águas costeiras, mas sim num aquecimento das águas ao largo ($SST_{oceanic}$), algo que se observa em todas as regiões aqui analisadas, tanto nos dados de satélite como nas reanálises (Tabela 1-Tabela 3 e Tabela 4-Tabela 6).

Byrne (2015), realizou um estudo de tendências históricas da temperatura do território continental e do oceano utilizando dados observacionais e modelos (relatos esses que incluíam dados desde o início do século XX). O autor verificou que havia poucos ou nenhuns indícios de um aumento do contraste térmico ou algo que sugerisse que a terra estava a aquecer, questionando a insuficiente cobertura de dados. Deve notar-se que as séries temporais das medianas de verão da LST (Figuras Suplementares 6-8, curvas magenta) ao longo dos anos 80 e 90, são caracterizadas por maior incerteza relacionada com a calibração dos MFG1-3 (Schimanke *et al.*, 2019). Assim, as tendências obtidas com dados de satélite devem ser analisadas com cautela.

Cohen *et al.* (2012) verificou que as tendências positivas globais da temperatura de superfície continental nas regiões extratropicais, embora com uma tendência de arrefecimento no inverno em determinadas regiões do Hemisfério Norte. Esta é uma questão fora do âmbito desta dissertação, mas que constituirá a base para trabalhos futuros. Para além disso, tanto Byrne (2015) como Zhao *et al.* (2016) sugerem ainda a realização de estudos que identifiquem a importância de certas características dos conjuntos de dados, como a dispersão, as mudanças na cobertura e as técnicas de extrapolação, e também utilizar dados observacionais (*in situ*) e reanálises atualizadas e melhoradas para períodos históricos.

Neste trabalho, a comparação de resultados sobre as tendências decadais do índice TCI (Tabela 1-Tabela 3 e Tabela 4-Tabela 6), mostra que as conclusões possíveis dependem fortemente do conjunto de dados utilizado. Os dados de satélite sugerem tendências negativas, embora estatisticamente não significativas,

algo que está de acordo com os resultados de Byrne (2015). Em particular, os resultados com os dados da ERA5 (Tabela 1-Tabela 3) indicam tendências positivas de *TCI* com significado estatístico com o valor registado mais elevado na região Noroeste de África. Finalmente, os resultados obtidos utilizando dados UERRA (Tabela 4-Tabela 6), apresentam alguma heterogeneidade de resultados, uma vez que os valores obtidos para o índice *TCI* no Norte e Sul da PI são negativos, sendo que na segunda região não se observa uma tendência significativa; no Noroeste de África, verifica-se um aumento significativo do *TCI* quando analisado o período mais curto, sendo este o valor obtido mais elevado desta análise.

O aumento de temperatura observado com os dados UERRA no final da década de 80, pode estar relacionado ao reduzido número de observações na reanálise regional UERRA, que reduziu drasticamente entre 1980 a inícios de 1997 (Bazile *et al.*, 2017), o que coloca dúvidas sobre o aumento observado e pode explicar a diferença de comportamento das tendências obtidas pelas duas reanálises (ver Figura Suplementar 3b).

Existem inúmeras dificuldades inerentes às variáveis utilizadas neste estudo, tanto do ponto de vista observacional como do ponto de vista de modelação numérica. É bom lembrar que nas regiões de *upwelling*, a presença de nuvens baixas estratiformes é muito frequente (Martins *et al.*, 2016). Essas nuvens aumentam consideravelmente a incerteza associada a *retrievals* de temperatura de superfície por satélite, em especial dado que em *climate data records* deste género tem de se usar esquemas mais simples para mascarar nuvens para o período completo, de modo a garantir uma maior homogeneidade das séries temporais (Kniffka and Stengel, 2014). Ora esse tipo de nuvens complicam o problema em análise dado que um pixel nublado que não tenha sido corretamente mascarado apresentará uma temperatura inferior à temperatura de “pele” real. Por outro lado, a camada limite oceânica pode estender-se sobre o continente ao longo de dezenas ou até centenas de km para o interior (Martins *et al.*, 2016), o que dadas as características termodinâmicas da mesma, causa uma atenuação do contraste térmico que se pretende analisar (i.e. o gerador do gradiente de pressão que dá origem às brisas / jatos costeiros). Este facto poderá pôr em causa se a extensão espacial utilizada para determinar a variável *LST_{inland}* (da qual o índice *TCI* depende criticamente) foi suficiente para capturar os fenómenos em análise.

5.3. Comparação dos resultados obtidos de cada variável em estudo entre o Satélite, ERA5 e UERRA

Nesta secção discutem-se as restantes variáveis/índices complementando a discussão relativa ao *TCI*. Para simplificar a leitura deste manuscrito, a maior parte dos resultados aqui abordados foram incluídos como material suplementar

Ao observar a variável correspondente à temperatura do território continental (*LST_{inland}*, Tabela 1) para a região Norte da PI, verifica-se que existe uma tendência positiva tanto por parte dos dados de Satélite como da ERA5, no período em comum (1992-2015), com uma correlação de 0.85 (Tabela Suplementar 3). No entanto, a comparação entre o satélite e a UERRA revela um viés bastante elevado (de cerca de 6 K, Figura Suplementar 6), apresentando uma correlação de 0.59 (Tabela Suplementar 1), sendo esta menor do que obtida com a ERA5. Uma das razões que pode justificar este viés existente entre os valores do satélite e da UERRA é a reduzida quantidade de dados observacionais durante 1980-1997 por parte da reanálise regional (Bazile E. *et al.*, 2017). É importante ressaltar que, apesar da diferença apresentada entre a ERA5 e a UERRA, quando considerado o Norte da PI, estas apresentam uma correlação fraca (0.58) (Tabela Suplementar 2). Na região Sul da PI (Tabela 2), o viés entre os resultados obtidos

utilizando dados de ERA5 e satélite é ainda mais elevado, mas ambos os conjuntos de dados apresentam tendências positivas. A variabilidade é razoavelmente semelhante, com uma correlação de 0.65 (Tabela Suplementar 3). Os valores da temperatura obtidos pelos dados UERRA apresentam o maior viés em comparação com os obtidos pelos dados de satélite (Figura Suplementar 7), de cerca de -10 K com uma correlação de 0.35 (Tabela Suplementar 1). A ERA5 e a UERRA, por sua vez, apresentam tendências positivas nesta região, apenas estatisticamente significativas no caso da ERA5. No Noroeste de África, a LST_{inland} tem um comportamento muito semelhante entre a ERA5 e a UERRA, durante os anos 1992 a 2015, apresentando um viés bastante elevado em relação aos valores do satélite de cerca de 12 K. Este resultado levanta dúvidas quanto à robustez das conclusões possíveis, uma vez que os dados de satélite e as reanálises fornecem informações distintas quanto às tendências decadais. Quando se considera um intervalo de tempo mais longo, as tendências dos dados ERA5 e a UERRA aproximam-se e apontam para um aquecimento, mais significativo no caso da ERA5, de 0.40 K/década (ver Figura Suplementar 2 e Figura Suplementar 8).

A $SST_{coastal}$ apresenta uma boa correlação em todas as regiões entre os dados obtidos por Satélite e pela ERA5 (Norte da PI uma correlação de 0.93, no Sul da PI 0.90 e no NW de África 0.73). Os resultados indicam uma tendência de aumento da $SST_{coastal}$ para todas as bases de dados no caso do Norte da PI, mais expressivo no caso da ERA5, período completo, com uma tendência de 0.22 K/década. No Sul da PI e Noroeste de África, apesar dos resultados obtidos por dados de satélite não indicarem tendências com significado estatístico da $SST_{coastal}$, os resultados obtidos utilizando dados da reanálise UERRA apontam uma diminuição da mesma. (Figura Suplementar 9, Figura Suplementar 10 e Figura Suplementar 11). Já os resultados obtidos utilizando dados da reanálise ERA5 apresentam uma tendência significativa de cerca de 0.24 K/década no Sul da PI e não apontam para tendências significativas no caso do Noroeste de África.

Na variável corresponde à temperatura da superfície do mar ao largo ($SST_{oceanic}$), obtiveram-se os resultados mais consistentes entre os conjuntos de dados (Figura Suplementar 12, Figura Suplementar 13 e Figura Suplementar 14), isto é, observa-se um aumento significativo, em todos os conjuntos de dados e em todas as regiões, considerando tanto o intervalo de tempo mais curto (1992-2015) como o mais extenso (1979-2018).

Os resultados obtidos para a $SST_{coastal}$ e para a $SST_{oceanic}$ estão de acordo com os de Varela *et al.* 2018, que verificaram um aquecimento menos intenso perto da costa do que ao largo, quando considerada a região leste do Oceano Atlântico. Para além disso, estudos recentes evidenciaram que o aquecimento geralmente está confinado a regiões perto da zona costeira (Varela *et al.*, 2018). Dentro do Sistema de *Upwelling* das Canárias, Santos *et al.*, (2012), encontraram diferenças de aproximadamente -0.2 a 1 K/década, valores estes que são semelhantes aos obtidos no índice de *upwelling* (*UI*), neste presente estudo, nomeadamente na região Norte da PI (Tabela 1).

Barton *et al.* (2013) ao testar a hipótese da intensificação do sistema de *upwelling* devido ao aumento dos gases de efeito de estufa proposta por Bakun (1990), concluiu que para a região Canárias-Ibéria (região compreendida no presente estudo), a temperatura da superfície do mar está a aumentar perto da costa em todas as latitudes compreendidas nessa região, e não haveria evidências de estar a ocorrer uma intensificação geral do Índice de *Upwelling* (*UI*). Pardo *et al.* (2011) também observaram um enfraquecimento geral da intensidade do *upwelling* ao longo da região da PI (26°N - 43°N) e do Noroeste de África (10°N – 24°N), considerando um intervalo de tempo de 1970 a 2009. Varela *et al.*, (2015) verificou que, fazendo uma análise global à intensificação do *upwelling* durante 1982 a 2010, que não houve nenhuma intensificação do *upwelling* na região da Ibéria nem no Noroeste africano.

No presente estudo, os resultados referentes ao índice *UI* diferem de acordo com o dataset, região e período no qual são estimadas as tendências. No Norte da PI, os dados de satélite apresentam uma tendência positiva (significativa) e os dados ERA5 uma tendência sem significado estatístico (Tabela 1); a UERRA apresenta uma tendência negativa (significativa, Figura Suplementar 15a). No período mais extenso (1979-2018), os resultados da UERRA e da ERA5 apresentam uma intensificação do *UI*, sendo este último (ERA5) um resultado sem significado estatístico. (Figura Suplementar 15b). Já os resultados obtidos pelos dados UERRA, na região Sul da PI, indicam uma intensificação de 0.48 K/década com significado estatístico (Tabela 5 e Figura Suplementar 16a). No período mais extenso (1979-2018), ambas as reanálises apresentam resultados que suportam o aumento de *upwelling*, sendo os dados UERRA o resultado que apresenta o valor mais elevado (Figura Suplementar 16b). Por outro lado, no caso da região do Noroeste de África, as reanálises apontam para uma intensificação significativa do *upwelling* (Figura Suplementar 17a), quando considerado o período de 1992-2015. Para o período mais extenso (1979-2018), ambos os resultados obtidos pelos dados das reanálises apresentam uma intensificação com significado estatístico do *UI*, sendo que os dados UERRA apresenta novamente um valor mais elevado.

5.4. Comparação da variável LST_{inland} com medições *in situ* da temperatura do ar (E-OBS)

Os dados E-OBS (secção 2.4) foram utilizados apenas como referência, já que consistem em valores de temperatura do ar a 2 m que não têm correspondência direta com a temperatura de superfície (oceano e continente). Na Figura Suplementar 1, encontra-se representado o padrão espacial da tendência da temperatura de superfície para o período de 1979-2015, onde se observa um aumento significativo da temperatura em quase toda a superfície continental do domínio em estudo, sendo mais acentuado no Noroeste Africano.

Na Figura 17, está representada a série temporal das medianas anuais de verão incluindo a análise dos dados obtidos pela ERA5, UERRA (*skin temperature*) e E-OBS (temperatura do ar a 2 m) para a região Norte da PI. Os valores das temperaturas do ar são mais baixos quando comparadas com os dados ERA5, cerca de 6 K. Os resultados obtidos pela E-OBS apresentam uma tendência positiva (estatisticamente significativa) de 0.53 K/década comparável ao 0.42 K/década apresentada pelos resultados obtidos pela ERA5 para esta região. No caso dos resultados obtidos pela UERRA apresentam alguma concordância com os dados E-OBS o que por si só levanta algumas dúvidas, visto que é esperada uma diferença sistemática positiva entre a *skin temperature* e a temperatura a 2 m para situações ao meio dia no verão, em que o fluxo de calor sensível à superfície é máximo. Os resultados obtidos utilizando dados da reanálise UERRA apontam ainda para uma diminuição da temperatura ao longo do período 1979-2015, contrariamente aos resultados obtidos utilizando dados E-OBS (e ERA5). É interessante verificar esta discordância, em especial tendo em conta que a E-OBS é assimilada pela UERRA (Cornes *et al.*, 2018), o que faria esperar maior concordância entre os dois conjuntos de dados.

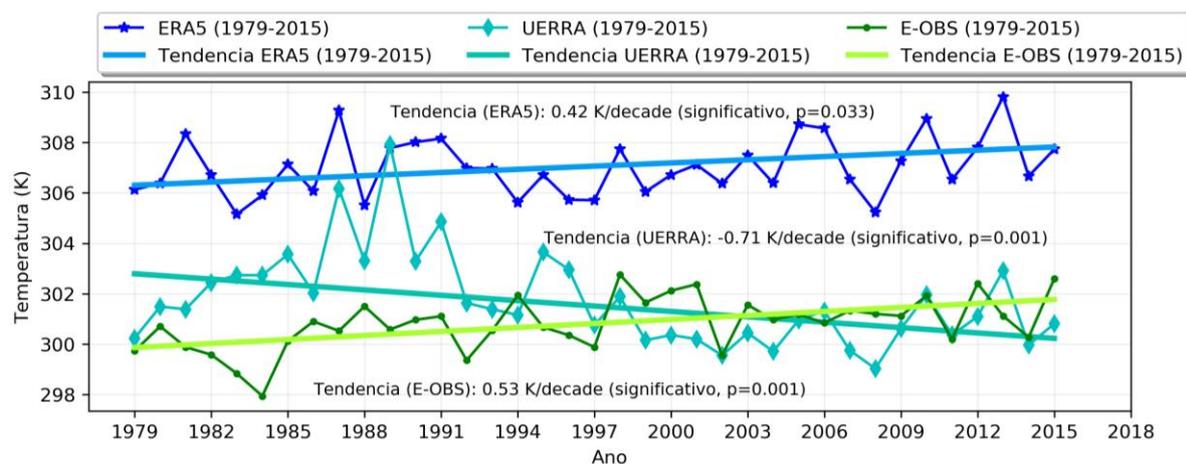


Figura 17 - Séries temporais das medianas anuais de verão e retas de tendência da variável LST_{inland} para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: ERA5 (azul e cian), UERRA (azul turquesa) e E-OBS (verde e verde claro) no período 1979-2015

Os dados E-OBS, sendo uma base de dados que resulta da interpolação de estações pontuais, apresentam comportamentos irrealistas em zonas em que não existe um número elevado de estações como é o caso da região do Noroeste Africano. No estudo realizado à qualidade da interpolação efetuada na produção do conjunto de dados, Cornes *et al.* (2018) verificaram que cerca de 10% das estações tinham grandes falhas de amostragem no período de 1950 a 2016, para as 4 variáveis (temperatura média diária, máxima, mínima e precipitação diária total). Ao comparar com a versão do E-OBS anterior, no caso da temperatura, as maiores diferenças (negativas) na climatologia ocorreram na região Norte de África e no Médio Oriente. Estas regiões têm menor densidade de estações; consequentemente, estas são as regiões onde maiores diferenças serão verificadas, seja qual for a versão utilizada. Por outro lado, Kyselý and Plavcová (2010) verificaram a existência de diferenças muito elevadas entre os dados E-OBS e dados de uma rede de estações de alta densidade. A densidade insuficiente de estações disponíveis na maior parte da Europa e o pouco interesse por parte de algumas instituições participantes para que os serviços meteorológicos operacionais forneçam dados diários de alta qualidade para o conjunto de dados no continente europeu são, atualmente, os principais fatores que limitam a aplicabilidade dos dados de E-OBS. Deve-se ainda ter em conta que estas limitações são mais severas para a precipitação do que para temperatura. Essa análise reforçou ainda a importância das incertezas associadas aos dados que se utilizam, e que naturalmente as conclusões que se retiram não podem ser finitas nem únicas. Esse é um ponto não focado neste trabalho, mas que poderia e deveria ser explorado em trabalho futuro, visto que todos os conjuntos de dados utilizados dispõem de estimativas de incerteza.

6 Conclusão

O principal objetivo deste trabalho foi identificar se a mudança climática está a provocar um aquecimento mais pronunciado das superfícies continentais em relação à do oceano costeiro i.e., se de acordo com as observações e métodos de diagnóstico (como as reanálises) disponíveis se observam alterações no contraste térmico e no sistema de *upwelling*, na região da Península Ibérica e Noroeste de África.

Para tal, foram utilizados conjuntos de dados de satélites provenientes da CM-SAF (para dados da temperatura da superfície da terra) e GHRSSST (para dados da temperatura da superfície do mar) considerando um intervalo de tempo de 24 anos (1992-2015). Foram também utilizados dados da reanálise global ERA5 e da reanálise regional UERRA. A análise foi complementada com dados de temperatura a 2 m compilados no *dataset* E-OBS. Foram escolhidos pixéis representativos da temperatura sobre terra (perto da costa) e do oceano (perto da costa e ao largo), dividindo esta análise em 3 regiões separadas (Norte e Sul da PI e Noroeste de África). Utilizando a mediana espacial dos pixéis representativos dessas áreas, definiram-se 3 variáveis (LST_{inland} , $SST_{coastal}$ e SST_{ocenic}), que por sua vez foram usadas para calcular os dois índices em estudo: o Índice de Contraste Térmico (*TCI*) e o Índice de *Upwelling*.

Neste trabalho, os resultados obtidos utilizando apenas dados de satélite permitem concluir que não foi observado um aumento do *TCI* na Península Ibérica no período em análise. Por outro lado, os resultados obtidos utilizando a reanálise ERA5 indicam um aumento do *TCI* em todas as regiões, sendo que o NW de África é a região com as tendências decadais do valor de *TCI* mais elevadas, seguido pelo Sul da PI e por último pelo Norte da PI. Finalmente, utilizando a reanálise UERRA, observa-se alguma concordância com os resultados obtidos pelo satélite. Isto é, observa-se uma diminuição significativa do *TCI* no Norte da PI, e a inexistência de tendências significativas no Noroeste africano, estando este último de acordo com o que se verifica tanto no modelo da ERA5 como nas análises realizadas por outros autores.

O facto dos resultados obtidos pelos dados de Satélite não corresponderem ao que é observado nas reanálises levanta diversas questões, quanto à maturidade dos produtos de satélite utilizados, nomeadamente quanto à sua homogeneidade temporal. A utilização de dados de satélite pressupõe uma amostragem condicional de todos os conjuntos de dados utilizados para situações de céu limpo, o que pode estar a limitar a generalização das condições retiradas neste estudo. O próprio método de amostragem condicional reveste-se de uma incerteza significativa, tanto no caso da máscara de nuvens dos produtos de satélite (Kniffka and Stengel, 2014), como também no caso da representação das nuvens baixas nos modelos numéricos de previsão do tempo e do clima (Teixeira *et al.*, 2011; Kay *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2016; Rijo *et al.*, 2018; Smalley *et al.*, 2019). Com estes resultados, torna-se evidente a necessidade de recurso às incertezas associadas aos conjuntos de dados utilizados, pois mesmo com uma resolução espacial relativamente boa para estas análises, a incerteza associada condiciona sempre as conclusões obtidas. Infelizmente, o horizonte temporal deste trabalho não permitiu ter em conta essa informação, que poderá ser tida em conta em trabalhos futuros. Além disso, o estudo realizado com os dados de satélite apenas compreende 24 anos de dados, sendo que a regra habitual pressupõe a utilização de, no mínimo, 30 anos de observações. Os resultados obtidos por satélite consideram um intervalo menor ao utilizado pelas reanálises (40 anos), sendo que ao considerar o intervalo mais extenso (1979-2018) os resultados obtidos irão ter um menor grau de incerteza.

No que se refere aos dados referentes à temperatura da superfície do mar, ou seja, no que concerne à evolução da intensidade do *upwelling*, verifica-se uma melhor concordância entre os 3 conjuntos de

dados. Os dados de satélite apresentam uma diminuição de intensidade do afloramento costeiro em todas as regiões da Península Ibérica e um aumento do mesmo no Noroeste de África. Os resultados obtidos pela ERA5 são bastante semelhantes aos obtidos pelo satélite. No entanto, na região Sul da Península Ibérica, quando considerado um intervalo de tempo mais extenso (1979-2018), verifica-se uma intensificação do índice de *upwelling*. Já segundo os dados da UERRA tem-se uma intensificação geral do sistema de *upwelling* em todas as regiões aqui analisadas, com uma maior intensidade no Noroeste da África.

De acordo com estudos realizados ao sistema de *Upwelling* sobre a região em estudo (Pardo *et al.*, 2011; Varela *et al.*, 2015) atualmente não se verifica uma intensificação, mas sim uma diminuição da intensidade no afloramento costeiro destas 3 regiões em estudo, o que leva a concluir que o conjunto de dados de satélite que se está a utilizar está de acordo com o que se tem concluído em estudos recentes. Para além disso, os resultados obtidos utilizando dados ERA5 demonstram concordância com os dados de satélite, o que seria expectável pois estes dados são assimilados pela ERA5.

Existem, no entanto, algumas disparidades entre os resultados obtidos com dados de satélite e os obtidos utilizando reanálises, algo que poderá ser justificado por razões que incluem as diferenças de resolução das reanálises, pela escolha do limiar de fração da cobertura de nuvens aplicado neste estudo ou pelos critérios de escolha de píxeis utilizados na definição dos índices. Neste sentido, é ainda necessário uma análise adicional no sentido de melhorar este tipo de abordagem, nomeadamente no desenvolvimento de uma abordagem mais integrada do sistema costeiro, envolvendo dados de vento. Além disso, seria ainda necessário considerar a definição de *TCI* proposta, nomeadamente quanto à escala espacial que é necessário ter em conta para avaliar corretamente a LST_{inland} , tendo em conta o seu papel gerador de baroclinicidade no sistema costeiro. Seria ainda crucial avaliar se os valores de *TCI* determinados se correlacionam bem com as observações de vento disponíveis (usando estações costeiras, boias e dados de *scatterometer*). Finalmente uma análise detalhada das tendências do vento costeiro seria desejável, nomeadamente a comparação com e as tendências de *TCI* obtidas.

Outro aspeto que importa reforçar é que nenhuma das bases de dados utilizadas pode ser encarada como a “verdade”. Assim, importa reportar às entidades responsáveis pela produção dos dados os problemas encontrados durante a realização deste trabalho, nomeadamente no que toca a diferenças sistemáticas relevantes e tendências espúrias, cujas causas ficaram por determinar. Os *Climate Data Records* são um trabalho em progresso, e correspondem às melhores estimativas disponíveis para estudar a mudança climática já em curso. É por isso muito importante que representem os fenómenos climáticos de interesse com a maior fiabilidade possível, pelo que um esforço conjunto de análise por parte da comunidade científica se torna essencial para a sua melhoria constante.

7 Referências

- Ahrens CD. 2013. *Meteorology Today. Journal of Chemical Information and Modeling*.
- ALADIN. 1997. The ALADIN Project: mesoscale modelling seen as a basic tool for weather forecasting and atmospheric research. *WMO Bulletin*.
- Alaña L. 2010. Climate change in the Iberian Peninsula. Evidence based on fractional integration techniques. *Seguridad y Medio Ambiente*, Nº 117: 19.
- Bador M, Naveau P, Gilleland E, Castellà M, Arivelo T. 2015. Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe. *Weather and Climate Extremes*. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.003>.
- Bakun A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>.
- Bakun A, Black BA, Bograd SJ, García-Reyes M, Miller AJ, Rykaczewski RR, Sydeman WJ. 2015. Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems. *Current Climate Change Reports*.
- Balsamo G, Pappenberger F, Dutra E, Viterbo P, van den Hurk B. 2011. A revised land hydrology in the ECMWF model: A step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.7808>.
- Balsamo G, Viterbo P, Beijaars A, van den Hurk B, Hirschi M, Betts AK, Scipal K. 2009. A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1068.1>.
- Barton ED, Field DB, Royc C. 2013. Canary current upwelling: more or less? *Elsevier*, 116(Progress in Oceanography). <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.007>.
- Bazile E, Rachid A, Antoine V, Patrick LM, Camille S. 2017. *Report for the 55years MESCAN-SURFEX re-analysis*.
- Bento V. 2018. The use of remotely sensed Land Surface Temperature for climate monitoring. Universidade de Lisboa Faculdade de Ciências.
- Borsche M, Kaiser-Weiss AK, Undén P, Kaspar F. 2015. Methodologies to characterize uncertainties in regional reanalyses. *Advances in Science and Research*. <https://doi.org/10.5194/asr-12-207-2015>.
- Bosilovich MG, Chen J, Robertson FR, Adler RF. 2008. Evaluation of global precipitation in reanalyses. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1921.1>.
- Brinckmann S, Trentmann J, Ahrens B. 2013. Homogeneity analysis of the CM SAF surface solar irradiance dataset derived from geostationary satellite observations. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs6010352>.
- Bulgin CE, Merchant CJ, Ghent D, Klüser L, Popp T, Poulsen C, Sogacheva L. 2018. Quantifying uncertainty in satellite-retrieved land surface temperature from cloud detection errors. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs10040616>.
- Byrne MP. 2015. Land-ocean contrasts under climate change. Massachusetts Institute of Technology.
- C3S. 2017. *Copernicus Climate Change Service*.
- Cardoso RM, Soares PMM, Lima DCA, Miranda PMA. 2019. Mean and extreme temperatures in a warming climate: EURO CORDEX and WRF regional climate high-resolution projections for Portugal. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4124-4>.
- Cardoso RM, Soares PMM, Lima DCA, Semedo A. 2016. The impact of climate change on the Iberian low-

- level wind jet: EURO-CORDEX regional climate simulation. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(January). <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.29005>.
- Cohen JL, Furtado JC, Barlow M, Alexeev VA, Cherry JE. 2012. Asymmetric seasonal temperature trends. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2011GL050582>.
- Cornes RC, van der Schrier G, van den Besselaar EJM, Jones PD. 2018. An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Data Sets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(17): 9391–9409. <https://doi.org/10.1029/2017JD028200>.
- Dash P, Ignatov A, Martin M, Donlon C, Brasnett B, Reynolds RW, Banzon V, Beggs H, Cayula JF, Chao Y, Grumbine R, Maturi E, Harris A, Mittaz J, Sapper J, Chin TM, Vazquez-Cuervo J, Armstrong EM, Gentemann C, Cummings J, Piollé JF, Autret E, Roberts-Jones J, Ishizaki S, Høyer JL, Poulter D. 2012. Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSST) analysis fields inter-comparisons-Part 2: Near real time web-based level 4 SST Quality Monitor (L4-SQUAM). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.002>.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm E V., Isaksen L, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Duguay-Tetzlaff A, Bento VA, Göttsche FM, Stöckli R, Martins JPA, Trigo I, Olesen F, Bojanowski JS, da Camara C, Kunz H. 2015. Meteosat land surface temperature climate data record: Achievable accuracy and potential uncertainties. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs71013139>.
- Dutra E, Balsamo G, Viterbo P, Miranda PMA, Beljaars A, Schar C, Elder K. 2010. An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: Description and offline validation. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1>.
- Ermida SL, Trigo IF, DaCamara CC, Jiménez C, Prigent C. 2019. Quantifying the Clear-Sky Bias of Satellite Land Surface Temperature Using Microwave-Based Estimates. *J. Geophys*, 124(2): 844–857. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018JD029354>.
- Fernandes R, Leblanc SG. 2005. Parametric (modified least squares) and non-parametric (Theil-Sen) linear regressions for predicting biophysical parameters in the presence of measurement errors. *Remote Sensing of Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.01.005>.
- Gaertner MÁ, González-Alemán JJ, Romera R, Domínguez M, Gil V, Sánchez E, Gallardo C, Miglietta MM, Walsh KJE, Sein D V., Somot S, Dell’Aquila A, Teichmann C, Ahrens B, Buonomo E, Colette A, Bastin S, van Meijgaard E, Nikulin G. 2018. Simulation of medicanes over the Mediterranean Sea in a regional climate model ensemble: impact of ocean–atmosphere coupling and increased resolution. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3456-1>.
- García-Reyes M, Largier JL, Sydeman WJ. 2014. Synoptic-scale upwelling indices and predictions of phyto- and zooplankton populations. *Progress in Oceanography*, 120: 177–188. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.08.004>.
- García-Reyes M, Sydeman WJ, Black BA, Rykaczewski RR, Schoeman DS, Thompson SA, Bograd SJ. 2013. Relative influence of oceanic and terrestrial pressure systems in driving upwelling-favorable winds. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2013GL057729>.
- García-Reyes M, Sydeman WJ, Schoeman DS, Rykaczewski RR, Black BA, Smit AJ, Bograd SJ. 2015. Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems. *Frontiers in Marine Science*.
- Gilbert RO. 1988. Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring. *Biometrics*.

<https://doi.org/10.2307/2531935>.

- Giorgi F, Jones C, Asrar G. 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*.
- Gómez-Letona M, Ramos AG, Coca J, Arístegui J. 2017. Trends in primary production in the canary current upwelling system-A regional perspective comparing remote sensing models. *Frontiers in Marine Science*. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00370>.
- Grassl H. 2000. Status and improvements of coupled general circulation models. *Science*.
- Hansen J, Lebedeff S. 1987. Global trends of measured surface air temperature. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/jd092id11p13345>.
- Harley CDG, Hughes AR, Hultgren KM, Miner BG, Sorte CJB, Thornber CS, Rodriguez LF, Tomanek L, Williams SL. 2006. The impacts of climate change in coastal marine systems. *Ecology Letters*.
- Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M. 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2008JD010201>.
- Hirsch RM, Slack JR, Smith RA. 1982. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1029/WR018i001p00107>.
- Hocking J, Rayer P, Saunders R, Madricardi M, A. G, Brunel P, Vidot J. 2015. *RTTOV v11 Users Guide*. .
- Hoegh-Guldberg, O., D. Jacob, M. Taylor, M. Bindi, S. Brown, I. Camilloni, A. Diedhiou, R. Djalante, K.L. Ebi FE, J.Guiot, Y. Hijikoka, S. Mehrotra, A. Payne, S.I. Seneviratne, A. Thomas, R. Warren and GZ. 2018. *Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems*. .
- Hofstra N, Haylock M, New M, Jones PD. 2009. Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2009JD011799>.
- Holling CS, Berkes F, Folke C. 1998. Science, sustainability, and resource management. *Linking social and Ecological Systems: Management practices and social mechanism for building resilience*.
- Hopkins TS, Bailly D, Elmgren R, Glegg G, Sandberg A, Støttrup JG. 2012. A systems approach framework for the transition to sustainable development: Potential value based on coastal experiments. *Ecology and Society*. <https://doi.org/10.5751/ES-05266-170339>.
- Hull SL, Mann KH, Lazier JRN. 1997. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological and Physical Interactions in the Oceans. *The Journal of Animal Ecology*. <https://doi.org/10.2307/5929>.
- IPCC. 2014. *Climate Change 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report*.
- Jeffery C, Vasquez J, Team GS. 2011. *GHRSSST User Guide version 9.1*. .
- Jermey P, Bojarova J, Lockhoff M, Renshaw R, Ridal M, Uden P. 2017. *Reanalysis Uncertainty Evaluation*. .
- Johannsen F, Ermida S, Martins J, Trigo IF, Nogueira M. 2019. Cold Bias of ERA5 Summertime Daily Maximum Land Surface Temperature Over Iberian Peninsula. , (September): 1–21. <https://doi.org/10.20944/preprints201909.0268.v1>.
- Kämpf J, Chapman P. 2016. *Upwelling systems of the world: A scientific journey to the most productive marine ecosystems. Upwelling Systems of the World: A Scientific Journey to the Most Productive Marine Ecosystems*.
- Kay JE, Hillman BR, Klein SA, Zhang Y, Medeiros B, Pincus R, Gettelman A, Eaton B, Boyle J, Marchand R, Ackerman TP. 2012. Exposing global cloud biases in the Community Atmosphere Model (CAM) using satellite observations and their corresponding instrument simulators. *Journal of Climate*.

<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00469.1>.

Kendall MG. 1975. *Rank Correlation Methods*. Charles Griffin.

Khorchani M, Vicente-Serrano SM, Azorin-Molina C, Garcia M, Martin-Hernandez N, Peña-Gallardo M, El Kenawy A, Domínguez-Castro F. 2018. Trends in LST over the peninsular Spain as derived from the AVHRR imagery data. *Global and Planetary Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.006>.

Klein Tank AMG, Wijngaard JB, Können GP, Böhm R, Demarée G, Gocheva A, Mileta M, Pashiardis S, Hejkrlik L, Kern-Hansen C, Heino R, Bessemoulin P, Müller-Westermeier G, Tzanakou M, Szalai S, Pálsdóttir T, Fitzgerald D, Rubin S, Capaldo M, Maugeri M, Leitass A, Bukantis A, Aberfeld R, Van Engelen AFV, Forland E, Mietus M, Coelho F, Mares C, Razuvaev V, Nieplova E, Cegnar T, Antonio López J, Dahlström B, Moberg A, Kirchhofer W, Ceylan A, Pachaliuk O, Alexander L V., Petrovic P. 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.773>.

Klok EJ, Klein Tank AMG. 2009. Updated and extended European dataset of daily climate observations. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.1779>.

Kniffka A, Stengel M. 2014. EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring Product User Manual Meteosat Surface Radiation Daylight Edition 1. , 1–21. https://doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/CMA_SEVIRI/V001.

Kottmeier C, Palacio-Sese P, Kalthoff N, Corsmeier U, Fiedler F. 2000. Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *International Journal of Climatology*. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20001130\)20:14<1791::AID-JOC574>3.0.CO;2-I](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1791::AID-JOC574>3.0.CO;2-I).

Kyselý J, Plavcová E. 2010. A critical remark on the applicability of E-OBS European gridded temperature data set for validating control climate simulations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2010JD014123>.

Lahoz W, Khattatov B, Ménard R. 2010. *Data assimilation: Making sense of observations*. *Data Assimilation: Making Sense of Observations*.

Laloyaux P, Balmaseda M, Dee D, Mogensen K, Janssen P. 2016. A coupled data assimilation system for climate reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.2629>.

Laloyaux P, de Boissesson E, Balmaseda M, Bidlot JR, Broennimann S, Buizza R, Dalhgren P, Dee D, Haimberger L, Hersbach H, Kosaka Y, Martin M, Poli P, Rayner N, Rustemeier E, Schepers D. 2018. CERA-20C: A Coupled Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. <https://doi.org/10.1029/2018MS001273>.

Lee J, Waliser D, Lee H, Loikith P, Kunkel KE. 2019. Evaluation of CMIP5 ability to reproduce twentieth century regional trends in surface air temperature and precipitation over CONUS. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04875-1>.

Li W, Li L, Ting M, Liu Y. 2012. Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo1590>.

Li ZL, Tang BH, Wu H, Ren H, Yan G, Wan Z, Trigo IF, Sobrino JA. 2013. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*.

Lu J, Vecchi GA, Reichler T. 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2006GL028443>.

Lund-Hansen LC, Vang T. 2003. Development of a coastal upwelling front driven by advection and topographic effects in the North Sea-Baltic Sea transition. *Oceanologica Acta*, 26(5–6): 577–584. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(03\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00051-3).

Mann HB. 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*. <https://doi.org/10.2307/1907187>.

- Martin M, Dash P, Ignatov A, Banzon V, Beggs H, Brasnett B, Cayula JF, Cummings J, Donlon C, Gentemann C, Grumbine R, Ishizaki S, Maturi E, Reynolds RW, Roberts-Jones J. 2012. Group for High Resolution Sea Surface temperature (GHRSSST) analysis fields inter-comparisons. Part 1: A GHRSSST multi-product ensemble (GMPE). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.013>.
- Martins JPA, Cardoso RM, Soares PMM, Trigo IF, Belo-Pereira M, Moreira N, Tomé R. 2016. The summer diurnal cycle of coastal cloudiness over west Iberia using Meteosat/SEVIRI and a WRF regional climate model simulation. *International Journal of Climatology*, 36(4): 1755–1772. <https://doi.org/10.1002/joc.4457>.
- Meissner T, Wentz FJ, Scott J, Vazquez-Cuervo J. 2016. Sensitivity of Ocean Surface Salinity Measurements From Spaceborne L-Band Radiometers to Ancillary Sea Surface Temperature. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2596100>.
- Morrill JC, Bales RC, Conklin MH. 2005. Estimating stream temperature from air temperature: Implications for future water quality. *Journal of Environmental Engineering*. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372\(2005\)131:1\(139\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(2005)131:1(139)).
- Narayan N, Paul A, Mulitza S, Schulz M. 2010. Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science*. <https://doi.org/10.5194/os-6-815-2010>.
- Niermann D, Borsche M, Weiss K, Lussana C, Tveito OE, Isotta F, Jermey P, Renshawa R, Bajariu R, Ridal M, Besselaar E van den, van der Schrier G. 2018. *Deliverable D3.8: User friendly synthesis report on evaluation and uncertainty of regional reanalyses*. .
- Nunalee CG, Basu S. 2014. Mesoscale modeling of coastal low-level jets: Implications for offshore wind resource estimation. *Wind Energy*. <https://doi.org/10.1002/we.1628>.
- Olauson J. 2018. ERA5: The new champion of wind power modelling? *Renewable Energy*. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2018.03.056>.
- Orth R, Dutra E, Trigo IF, Balsamo G. 2017. Advancing land surface model development with satellite-based Earth observations. *Hydrology and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2483-2017>.
- Ove Hoegh-Guldberg, Jacob D, Taylor M, Bindi M, Brown S, Camilloni I, Diedhiou A, Djalante R, Ebi KL, Engelbrecht F, Guiot J, Hijioka Y, Mehrotra S, Payne A, Seneviratne SI, Thomas A, Warren R, Zhou G. 2018. *Impacts of 1.5°C of Global Warming on Natural and Human Systems. IPCC Special Report Global Warming of 1.5 °C*.
- Pardo PC, Padín XA, Gilcoto M, Farina-Busto L, Pérez FF. 2011. Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperature and Ekman transport. *Climate Research*. <https://doi.org/10.3354/cr00989>.
- Pellikka P, Rees WG. 2010. Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial, and thematic mapping of glaciers. *Journal Of Glaciology*. <https://doi.org/10.3189/002214310794457236>.
- Peterson WT, Arcos DF, McManus GB, Dam H, Bellantoni D, Johnson T, Tiselius P. 1988. The nearshore zone during coastal upwelling: Daily variability and coupling between primary and secondary production off central Chile. *Progress in Oceanography*.
- Reid W V., Mooney HA, Cropper A, Capistrano D, Carpenter, Stephen R. Dasgupta KC, Partha, Dietz T, Duraiappah AK, Hassan R, Kasperson R, Leemans R, May RM, McMichael, Tony (A.J.) Pingali P, Samper C, Scholes R, Watson RT, Zakri AH, Shidong Z, Ash NJ, Bennett E, Kumar P, Lee MJ, Raudsepp-Hearne C, Simons H, Thonell J, Zurek MB. 2005. *Millennium Ecosystem Assessment, 2005. Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. World Health. Library of Congress Cataloging: Washington, DC.
- Relvas P. 2002. Mesoscale patterns in the Cape São Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *Journal*

of Geophysical Research, 107(C10): 1–23. <https://doi.org/10.1029/2000jc000456>.

- Ridal M, Olsson E, Undén P, Zimmermann K, Ohlsson A. 2014. *Deliverable D2.7: HARMONIE reanalysis report of results and dataset*. .
- Rijo N, Lima DC, Semedo A, Miranda PMA, Cardoso R, Soares PM. 2014. *The Iberian Peninsula Low-Level Coastal Jet : Climatology and Case Study Analysis. Proceedings of the 10th Jornadas do Mar*.
- Rijo N, Semedo A, Miranda PMA, Lima D, Cardoso RM, Soares PMM. 2018. Spatial and temporal variability of the Iberian Peninsula coastal low-level jet. *International Journal of Climatology*.
- Rosnay P de, Balsamo G, Albergel C, Muñoz-Sabater J, Isaksen L. 2014. Initialisation of Land Surface Variables for Numerical Weather Prediction. *Surveys in Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9207-x>.
- Rossow WB, Schiffer RA. 1999. Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2).
- Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI). 2015. *European Climate Assessment & Dataset. [Online]*.
- Rykaczewski RR, Dunne JP, Sydeman WJ, García-Reyes M, Black BA, Bograd SJ. 2015. Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2015GL064694>.
- Santos AMP, Kazmin AS, Peliz Á. 2005. Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity. *Journal of Marine Research*, 63(2): 359–379. <https://doi.org/10.1357/0022240053693671>.
- Santos F, DeCastro M, Gómez-Gesteira M, Álvarez I. 2012. Differences in coastal and oceanic SST warming rates along the Canary upwelling ecosystem from 1982 to 2010. *Continental Shelf Research*. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.07.023>.
- Santos F, Gómez-Gesteira M, DeCastro M, Álvarez I. 2011. Upwelling along the western coast of the Iberian Peninsula: Dependence of trends on fitting strategy. *Climate Research*. <https://doi.org/10.3354/cr00972>.
- Schimanke S, Isaksson L, Edvinsson L, Undén P, Ridal M, Moigne PL, Bazile E, Verrelle A, Glinton M. 2019. *UERRA data user guide*. .
- Schroeder ID, Black BA, Sydeman WJ, Bograd SJ, Hazen EL, Santora JA, Wells BK. 2013. The North Pacific High and wintertime pre-conditioning of California current productivity. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/grl.50100>.
- Schulz J, Albert P, Behr HD, Caprion D, Deneke H, Dewitte S, Dürr B, Fuchs P, Gratzki A, Hechler P, Hollmann R, Johnston S, Karlsson KG, Manninen T, Müller R, Reuter M, Riihelä A, Roebeling R, Selbach N, Tetzlaff A, Thomas W, Werscheck M, Wolters E, Zelenka A. 2009. Operational climate monitoring from space: The EUMETSAT satellite application facility on climate monitoring (CM-SAF). *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-9-1687-2009>.
- Seager R, Naik N, Vecchi GA. 2010. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3655.1>.
- Seemann SW, Borbas EE, Knuteson RO, Stephenson GR, Huang HL. 2008. Development of a global infrared land surface emissivity database for application to clear sky sounding retrievals from multispectral satellite radiance measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1590.1>.
- Semedo A, Soares PMM, Lima DCA, Cardoso RM, Bernardino M, Miranda PMA. 2016. The impact of climate change on the global coastal low-level wind jets: EC-EARTH simulations. *Global and Planetary Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.012>.

- Simpson JE. 1996. Diurnal changes in sea-breeze direction. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035<1166:DCISBD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<1166:DCISBD>2.0.CO;2).
- Smalley M, Suselj K, Lebsock M, Teixeira J. 2019. A novel framework for evaluating and improving parameterized subtropical marine boundary layer cloudiness. *Monthly Weather Review*. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-18-0394.1>.
- Soares PMM, Lima DCA, Cardoso RM, Nascimento ML, Semedo A. 2017. Western Iberian offshore wind resources: More or less in a global warming climate? *Applied Energy*. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2017.06.004>.
- Sydeaman WJ, García-Reyes M, Schoeman DS, Rykaczewski RR, Thompson SA, Black BA, Bograd SJ. 2014. Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192): 77–80. <https://doi.org/10.1126/science.1251635>.
- Taillefer F. 2002. CANARI - Technical Documentation - Based on ARPEGE cycle CY25T1 (AL25T1 for ALADIN). , 55.
- Teixeira J, Cardoso S, Bonazzola M, Cole J, Delgenio A, Demott C, Franklin C, Hannay C, Jakob C, Jiao Y, Karlsson J, Kitagawa H, Köhler M, Kuwano-Yoshida A, Ledrian C, Li J, Lock A, Miller MJ, Marquet P, Martins J, Mechoso CR, Meijgaard E V., Meinke I, Miranda PMA, Mironov D, Neggers R, Pan HL, Randall DA, Rasch PJ, Rockel B, Rossow WB, Ritter B, Siebesma AP, Soares PMM, Turk FJ, Vaillancourt PA, Von Engel A, Zhao M. 2011. Tropical and subtropical cloud transitions in weather and climate prediction models: The GCSS/WGNE pacific cross-section intercomparison (GPCI). *Journal of Climate*, 24(20): 5223–5256. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3672.1>.
- Theil H. 1950. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, Part I. *Proceedings of the Royal Netherlands Academy of Sciences*.
- Thépaut JN, Courtier P, Belaud G, Lemaître G. 1996. Dynamical structure functions in a four-dimensional variational assimilation: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1256/smsqj.53011>.
- Trigo IF, Boussetta S, Viterbo P, Balsamo G, Beljaars A, Sandu I. 2015. Comparison of model land skin temperature with remotely sensed estimates and assessment of surface-atmosphere coupling. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1002/2015JD023812>.
- Trigo IF, Dacamara CC, Viterbo P, Roujean JL, Olesen F, Barroso C, Camacho-De-Coca F, Carrer D, Freitas SC, García-Haro J, Geiger B, Gellens-Meulenberghs F, Ghilain N, Meliá J, Pessanha L, Siljamo N, Arboleda A. 2011. The satellite application facility for land surface analysis. *International Journal of Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1080/01431161003743199>.
- Van den Hurk BJM, Viterbo P, Beljaars ACM, Betts AK. 2000. *Offline validation of the ERA40 surface scheme. ECMWF TechMemo*.
- Van Der Schrier G, Van Den Besselaar EJM, Klein Tank AMG, Verver G. 2013. Monitoring European average temperature based on the E-OBS gridded data set. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50444>.
- Varela R, Álvarez I, Santos F, DeCastro M, Gómez-Gesteira M. 2015. Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? *Scientific Reports*. Nature Publishing Group, 5: 1–15. <https://doi.org/10.1038/srep10016>.
- Varela R, Lima FP, Seabra R, Meneghesso C, Gómez-Gesteira M. 2018. Coastal warming and wind-driven upwelling: A global analysis. *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.273>.
- Viterbo P, Beljaars ACM. 1995. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2716:AILSPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2716:AILSPS>2.0.CO;2).

- Wallace JM, Hobbs P V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey: Second Edition. Atmospheric Science: An Introductory Survey: Second Edition.*
- Walter RK, Reid EC, Davis KA, Armenta KJ, Merhoff K, Nidzieko NJ. 2017. Local diurnal wind-driven variability and upwelling in a small coastal embayment. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* <https://doi.org/10.1002/2016JC012466>.
- Wang D, Gouhier TC, Menge BA, Ganguly AR. 2015. Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature.* <https://doi.org/10.1038/nature14235>.
- Whelan E, Gleeson E, Hanley J. 2018. An evaluation of MéRA, a high-resolution mesoscale regional reanalysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology.* <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0354.1>.
- White PW. 2003. Part IV: Physical Processes. *IFS Documentation CY23R4.*
- Wilks DS. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction.* Department of soil, crop and atmospheric sciences Cornell University Ithaca, New York Academic.
- Wong P., Losada IJ, J.-P. G, Hinkel J, A. K, K.L. M, Y. S, A. S. 2014. Coastal Systems and Low-Lying Areas. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*
- Woodruff SD, Worley SJ, Lubker SJ, Ji Z, Eric Freeman J, Berry DI, Brohan P, Kent EC, Reynolds RW, Smith SR, Wilkinson C. 2011. ICOADS Release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *International Journal of Climatology.* <https://doi.org/10.1002/joc.2103>.
- Zhao L, Xu J, Powell A, Guo D, Shi C, Shao M, Wang D. 2016. Investigation on the Tendencies of the Land-Ocean Warming Contrast in the Recent Decades. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.* <https://doi.org/10.1109/LGRS.2016.2594954>.
- Zuidema P, Chang P, Medeiros B, Kirtman BP, Mechoso R, Schneider EK, Toniazzo T, Richter I, Small RJ, Bellomo K, Brandt P, De Szoeko S, Farrar JT, Jung E, Kato S, Li M, Patricola C, Wang Z, Wood R, Xu Z. 2016. Challenges and prospects for reducing coupled climate model sst biases in the eastern tropical atlantic and pacific oceans: The U.S. Clivar eastern tropical oceans synthesis working group. *Bulletin of the American Meteorological Society.* <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00274.1>.

8 ANEXOS

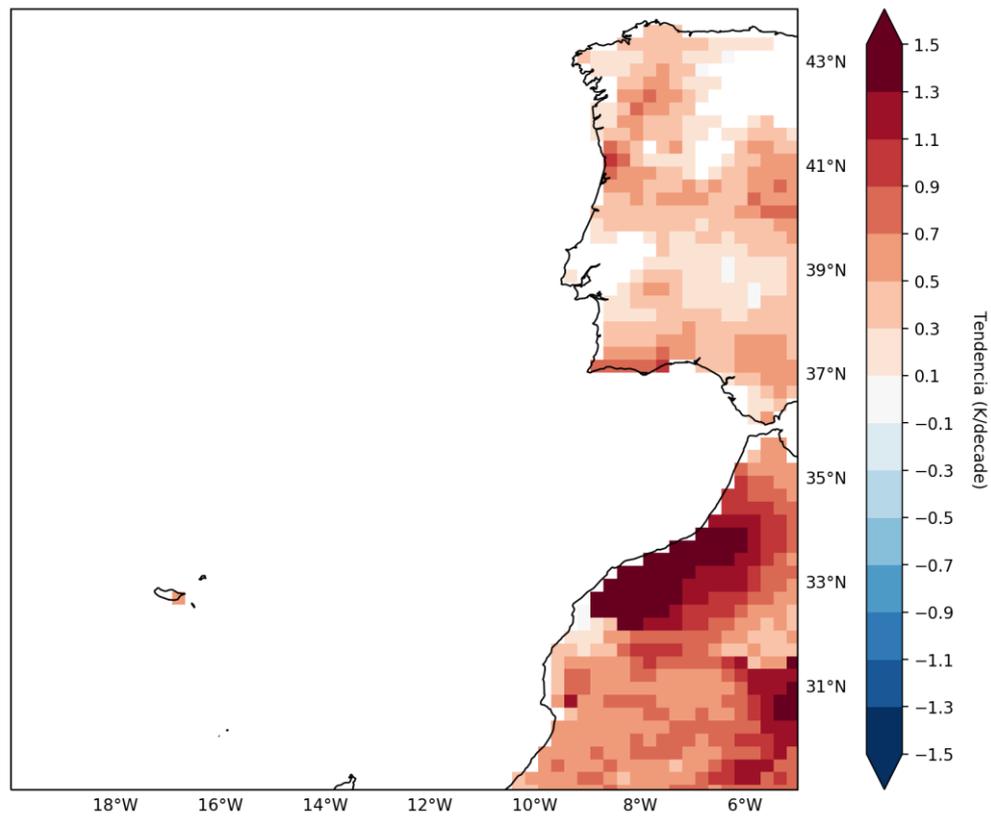


Figura Suplementar 1 - Padrão espacial da tendência de temperatura de superfície para o conjunto de dados observacionais E-OBS, considerando os meses de verão (JAS) entre 1979-2015. A branco estão representados os valores não significativos.

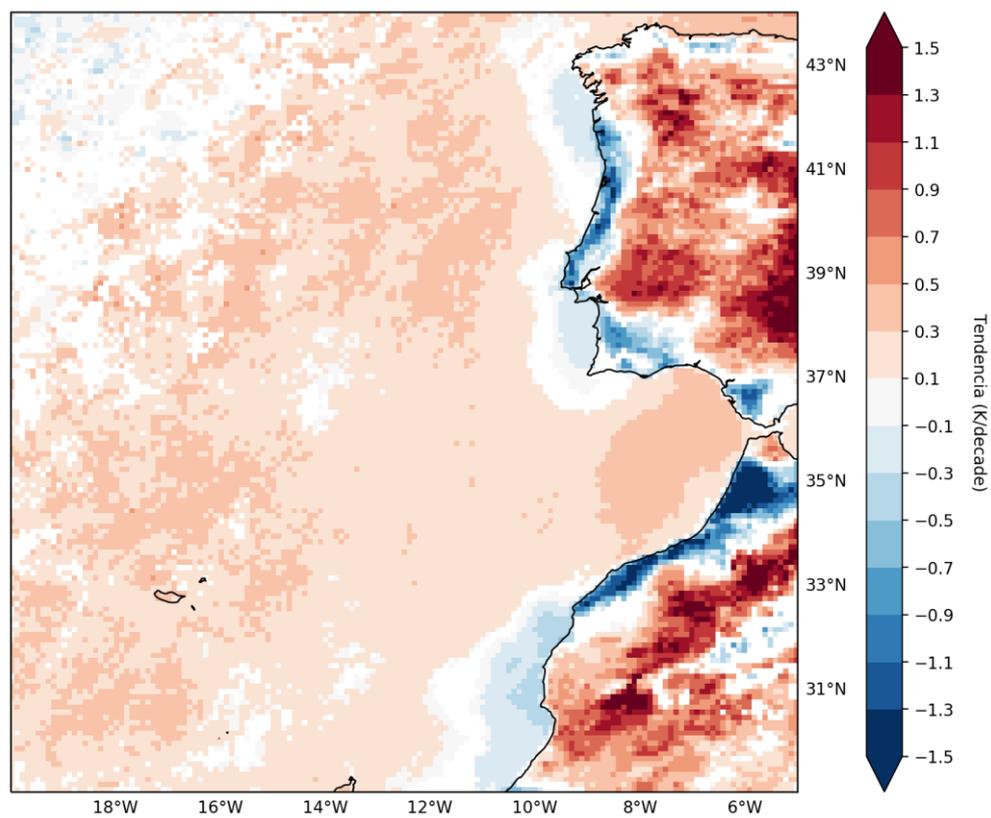


Figura Suplementar 2 - Tal como na Figura Suplementar 1, mas para o conjunto de dados da reanálise UERRA, considerando o período de 1979 a 2018.

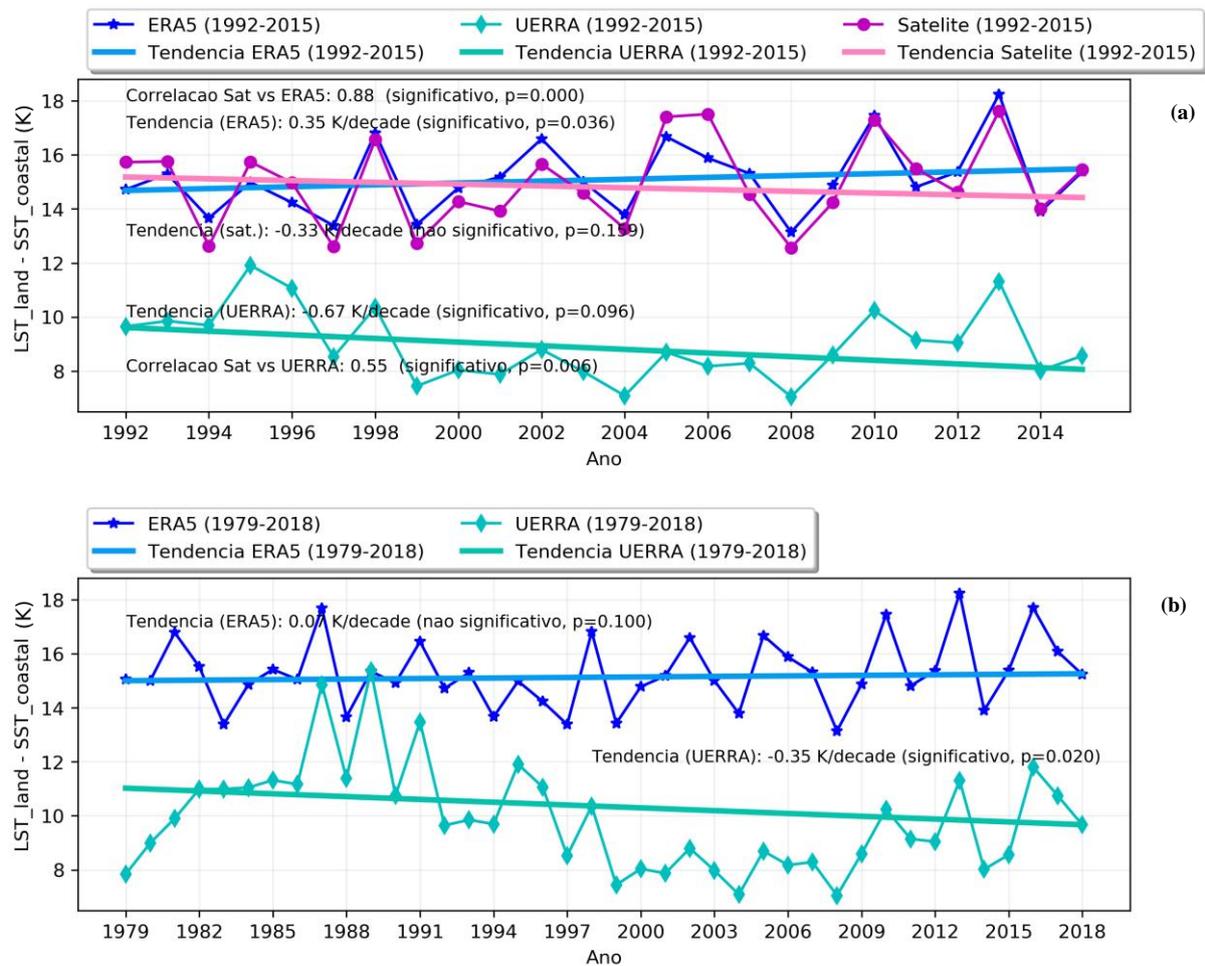


Figura Suplementar 3 - Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência do índice Contraste Térmico (TCI) para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa), ERA5 (azul e cian) e UERRA (azul turquesa) no período 1992-2015 (b) ERA5 e UERRA no período 1979-2018

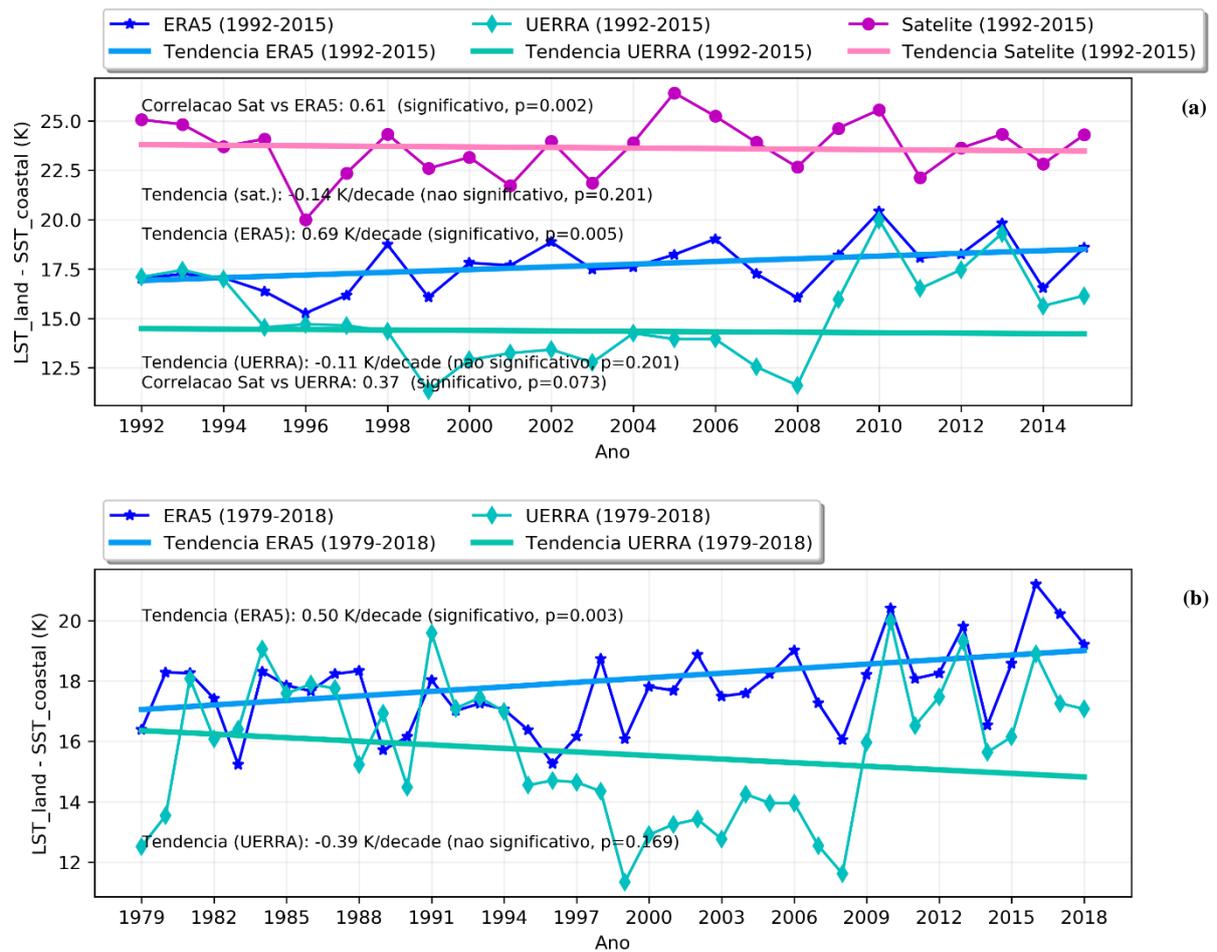


Figura Suplementar 4 – Tal como na Figura Suplementar 3 para a região Sul da Península Ibérica.

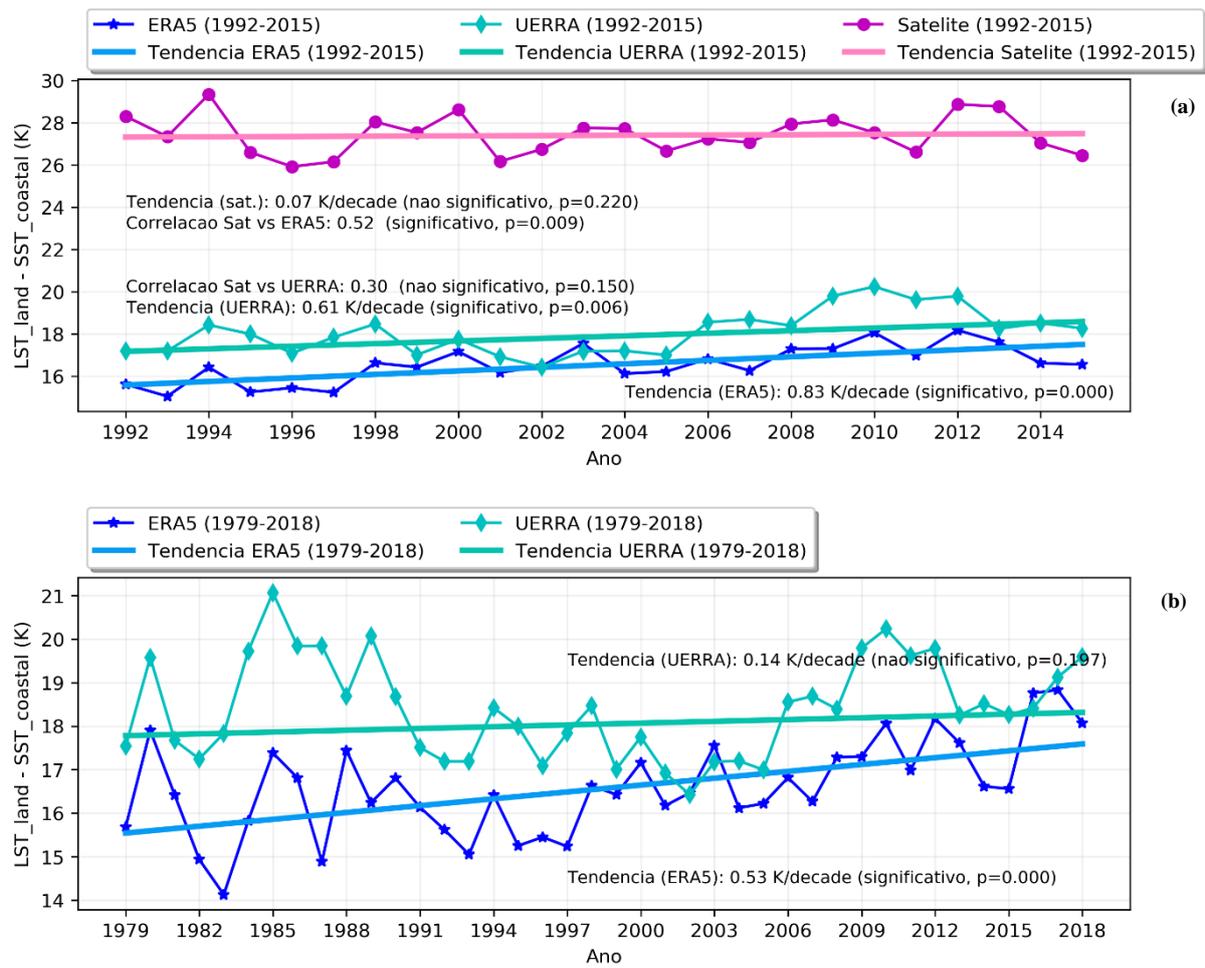


Figura Suplementar 5 - Tal como na Figura Suplementar 3 para a região do Noroeste de África.

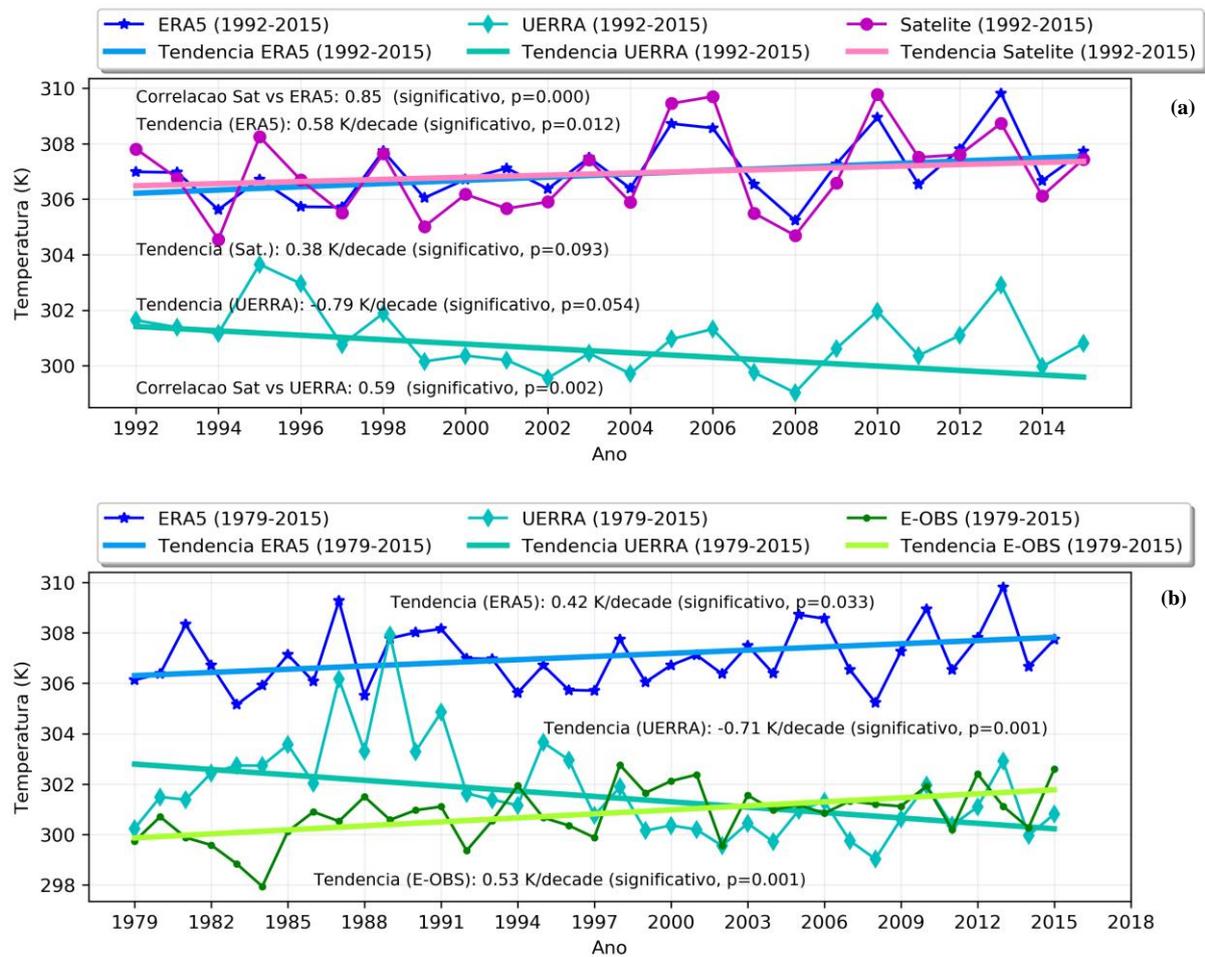


Figura Suplementar 6 - Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência da variável LST_{inland} para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa), ERA5 (azul e cian) e UERRA (azul turquesa) no período 1992-2015 (b) ERA5, UERRA e E-OBS (verde e verde claro) no período 1979-2015.

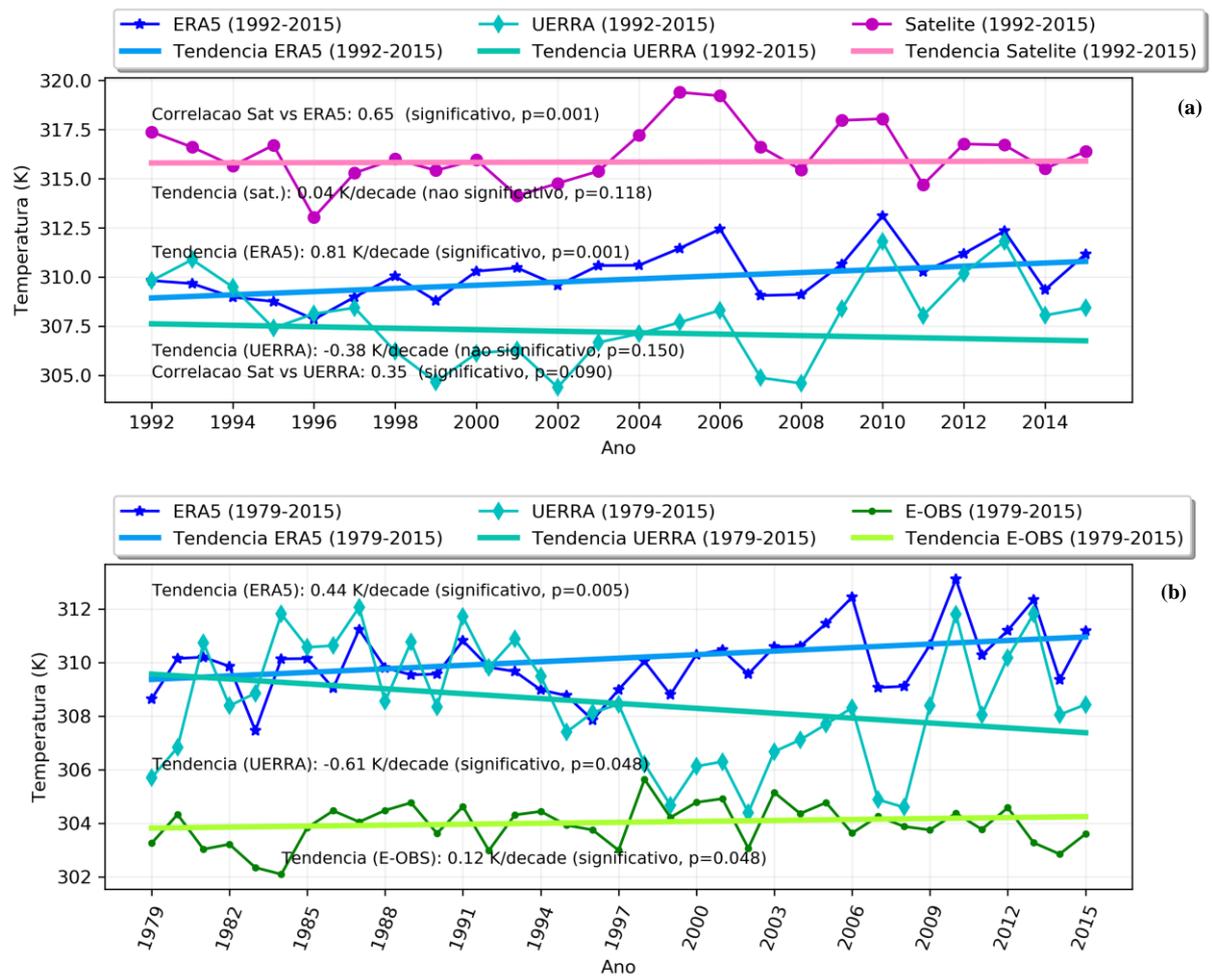


Figura Suplementar 7 – Tal como na Figura Suplementar 6 para a região Sul da Península Ibérica.

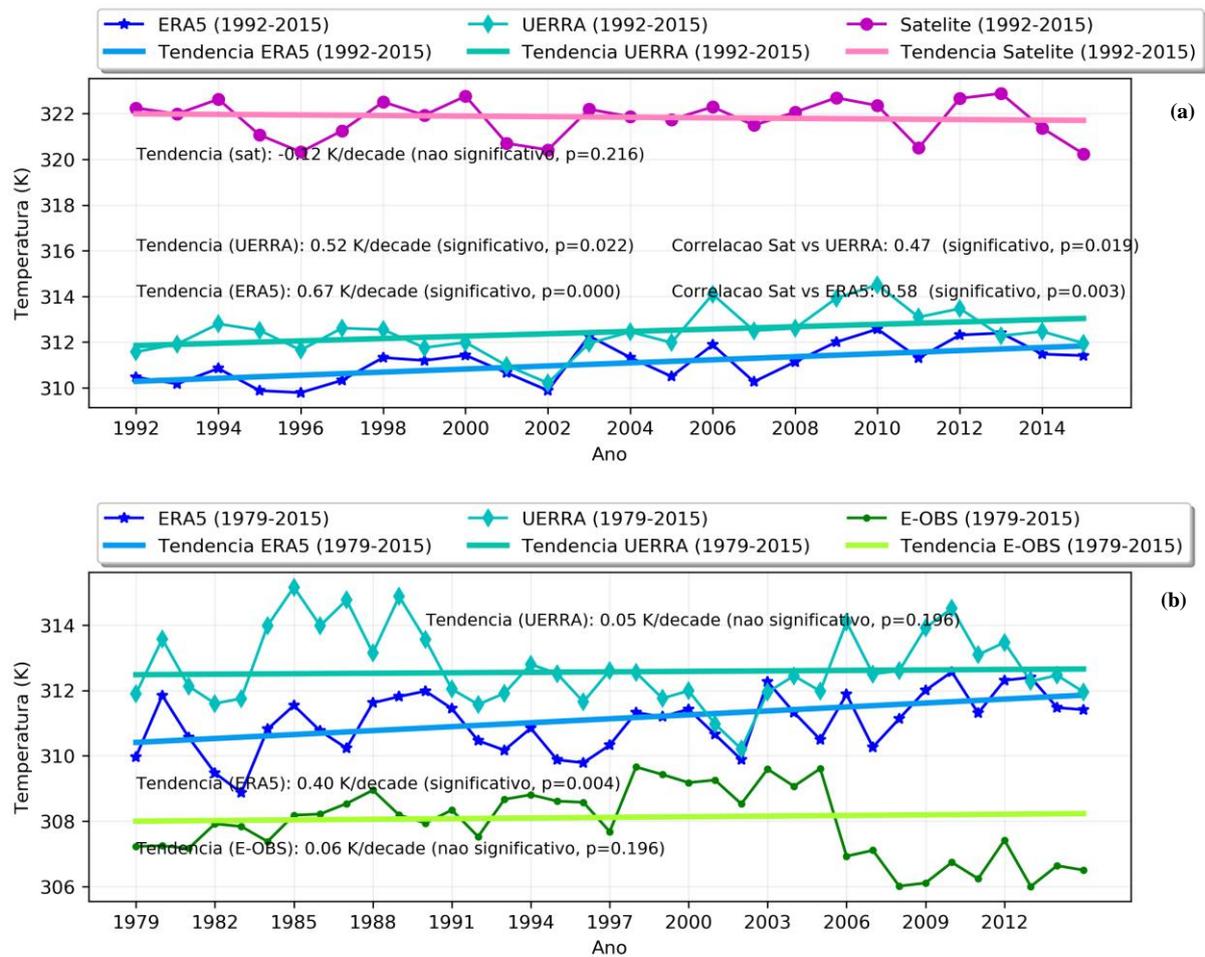


Figura Suplementar 8 - Tal como na Figura Suplementar 6 para a região do Noroeste de África.

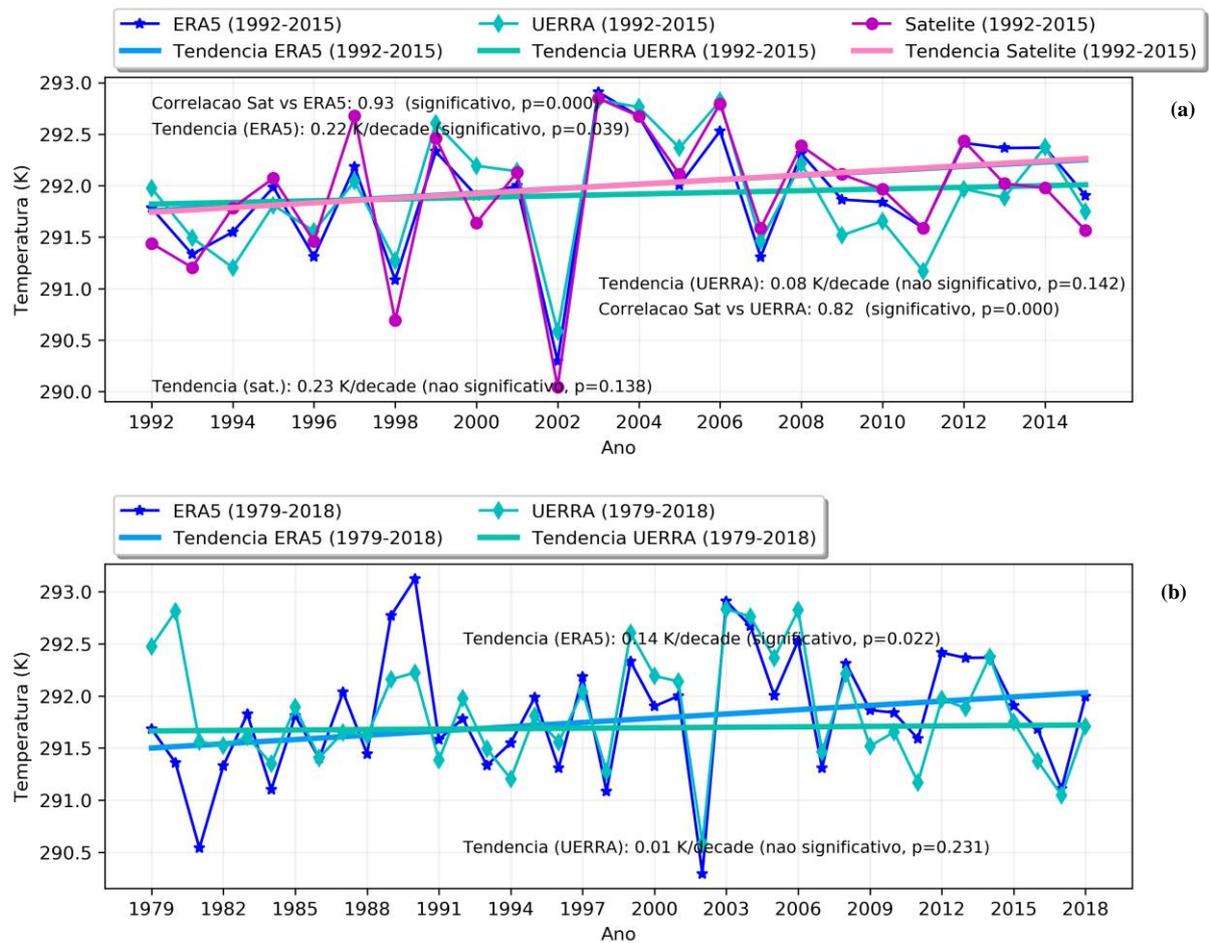


Figura Suplementar 9 - Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência da variável $SST_{coastal}$ para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa), ERA5 (azul e cian) e UERRA (azul turquesa) no período 1992-2015 (b) ERA5 e UERRA no período 1979-2015.

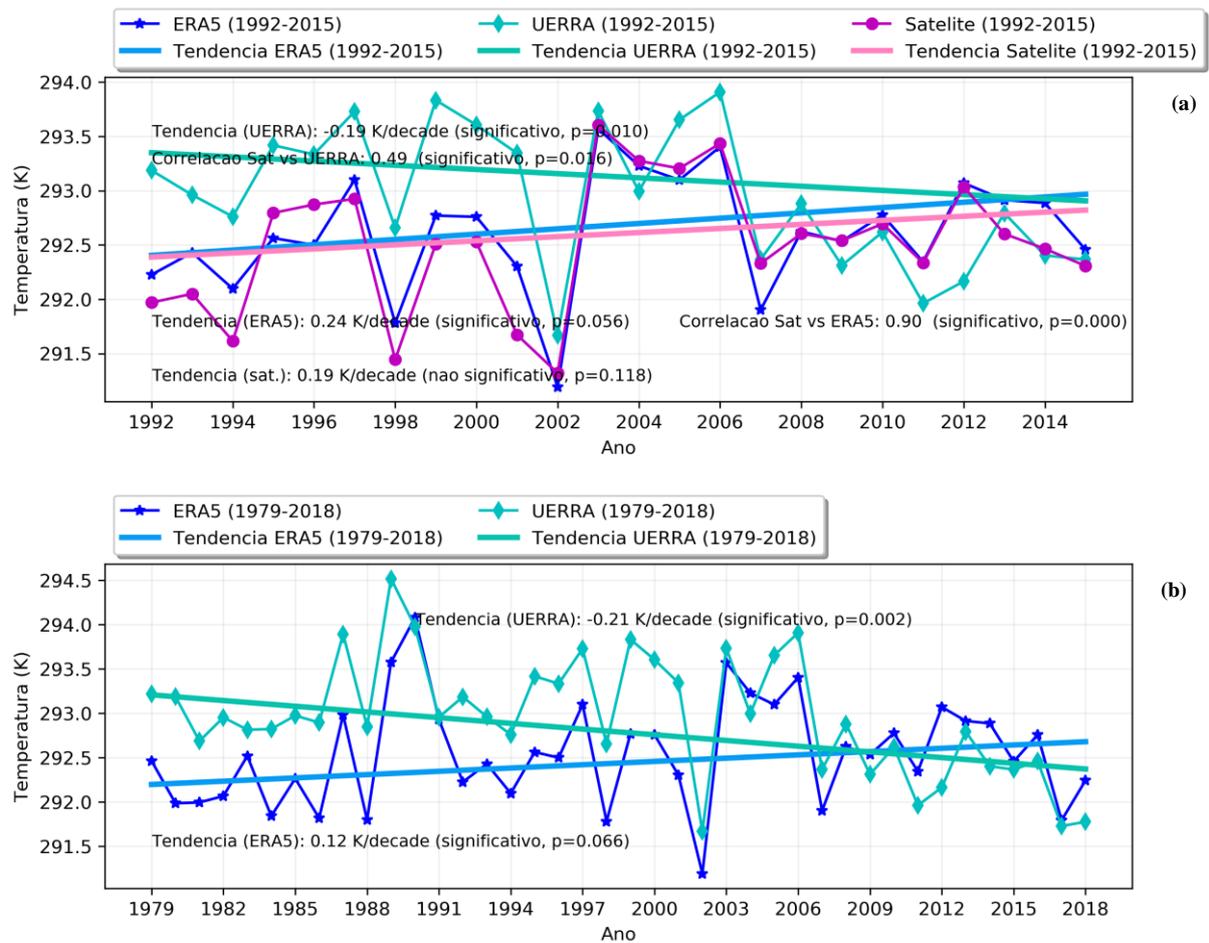


Figura Suplementar 10 – Tal como na Figura Suplementar 9 para a região Sul da Península Ibérica.

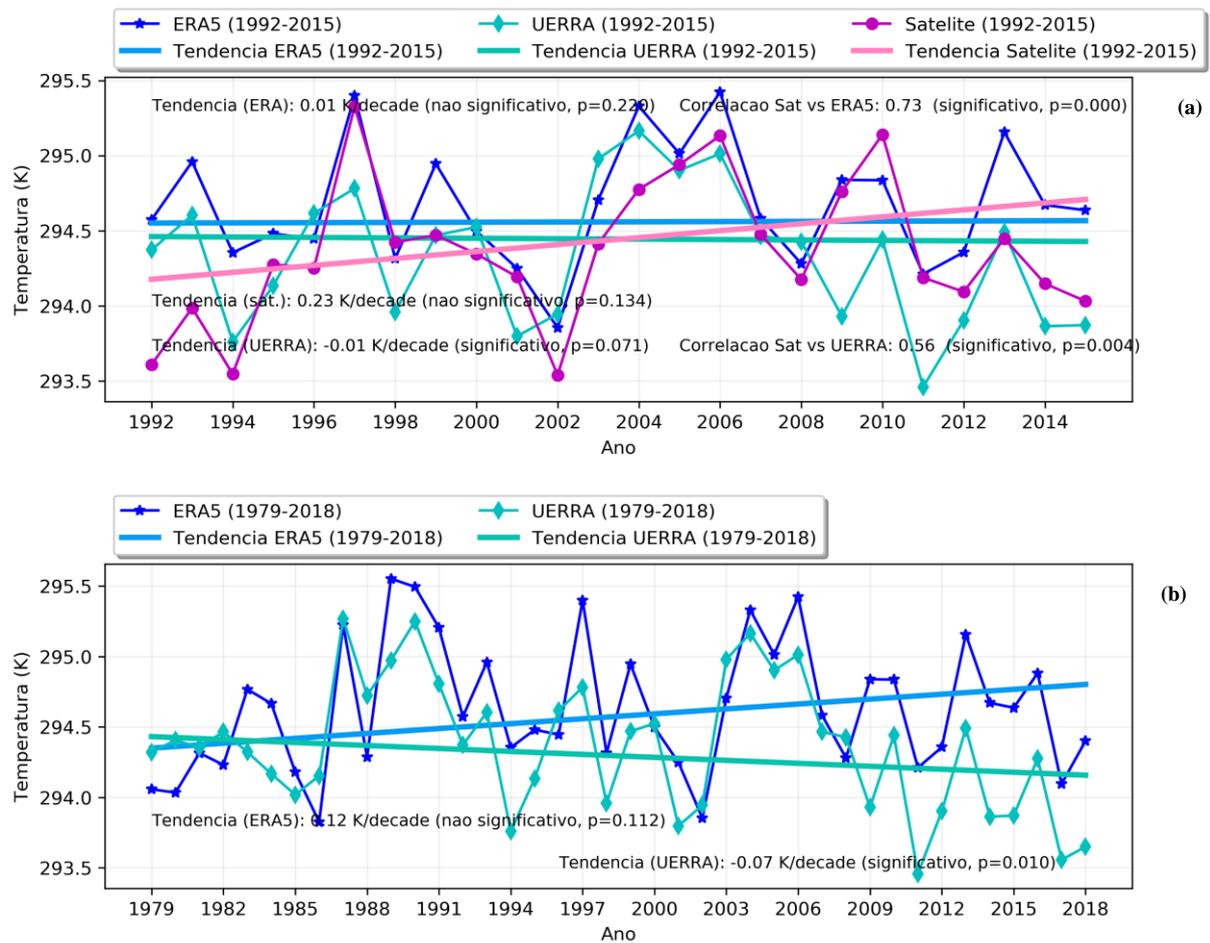


Figura Suplementar 11 - Tal como na Figura Suplementar 9 para a região do Noroeste de África.

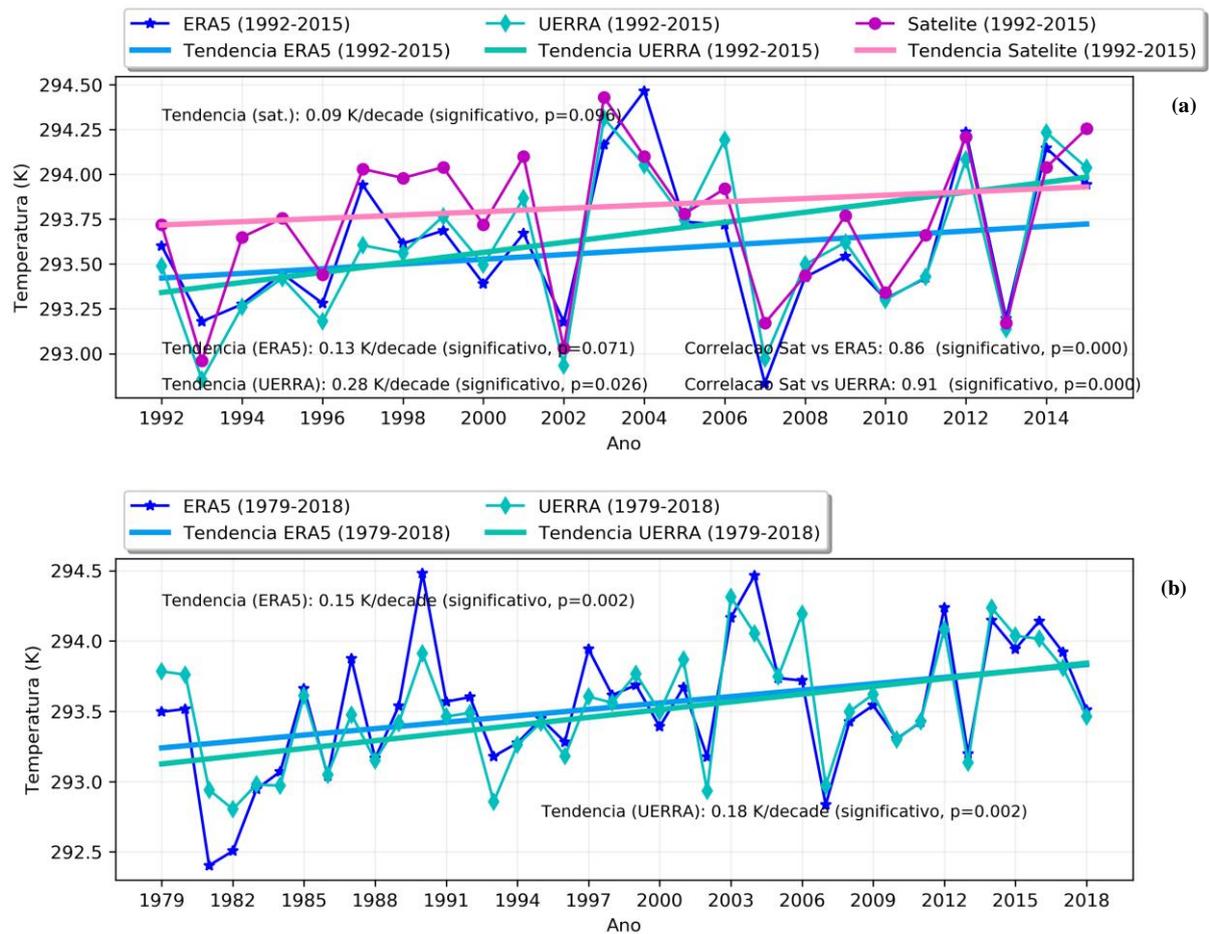


Figura Suplementar 12 - Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência da variável $SST_{oceanica}$ para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa), ERA5 (azul e cian) e UERRA (azul turquesa) no período 1992-2015 (b) ERA5 e UERRA no período 1979-2015.

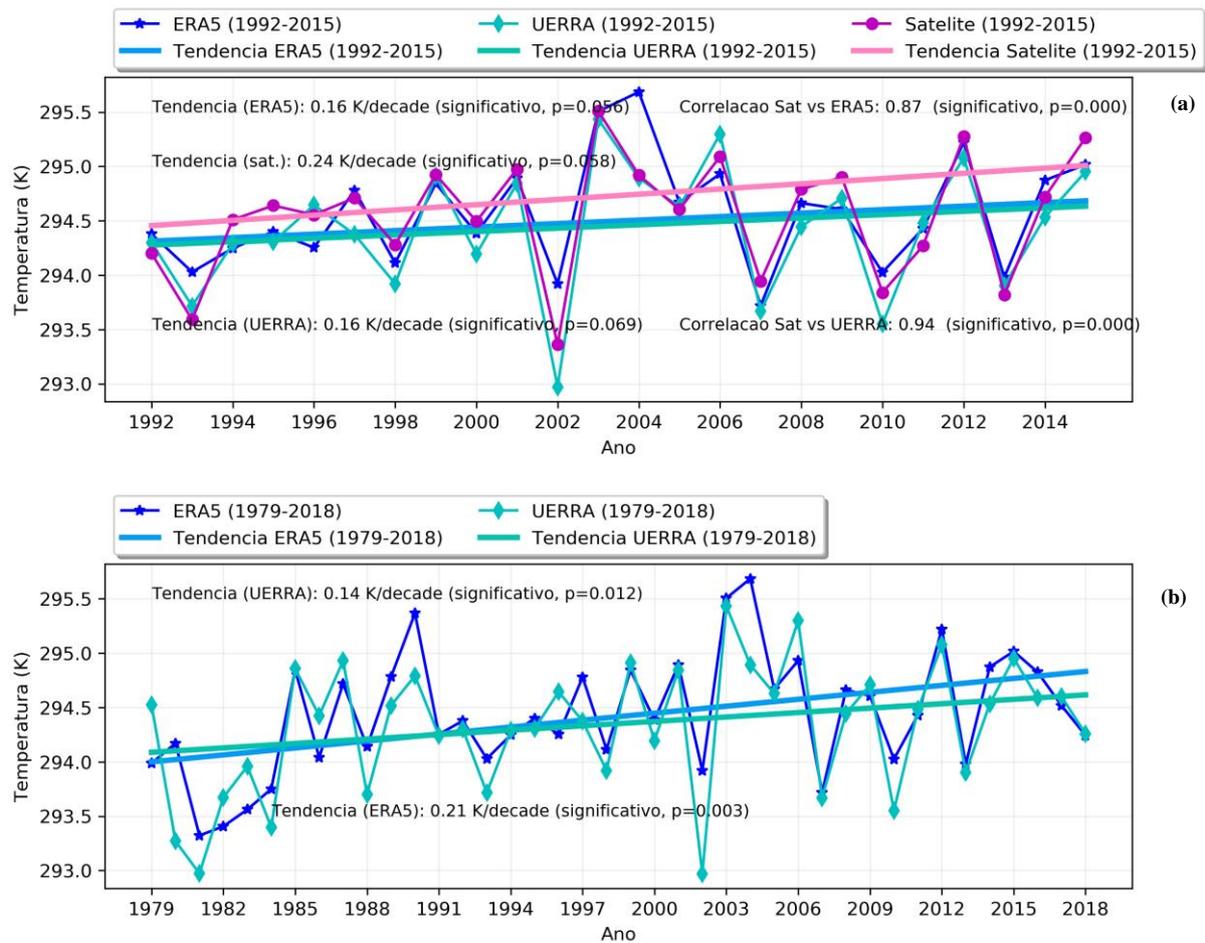


Figura Suplementar 13 – Tal como na Figura Suplementar 12 para a região Sul da Península Ibérica.

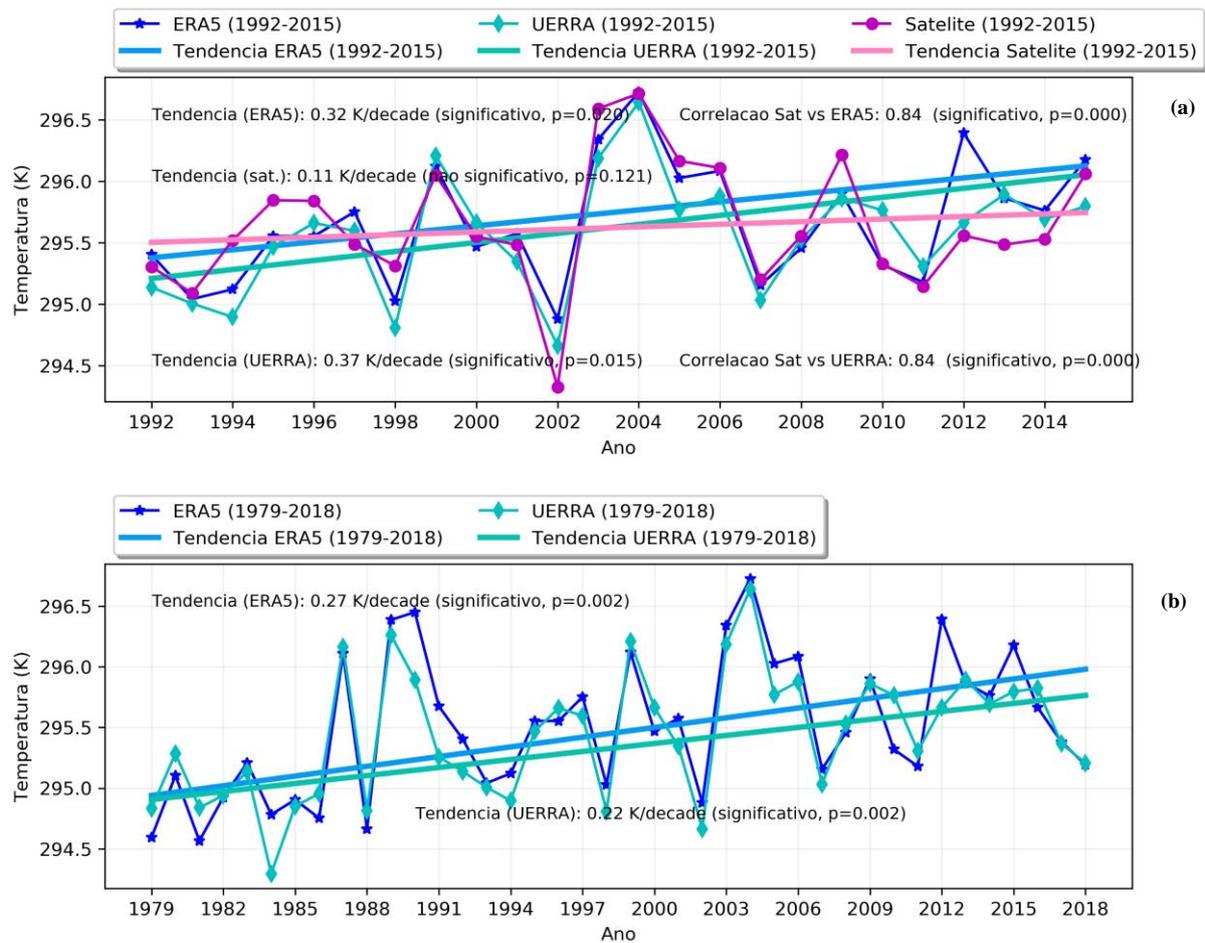


Figura Suplementar 14 - Tal como na Figura Suplementar 12 para a região do Noroeste de África.

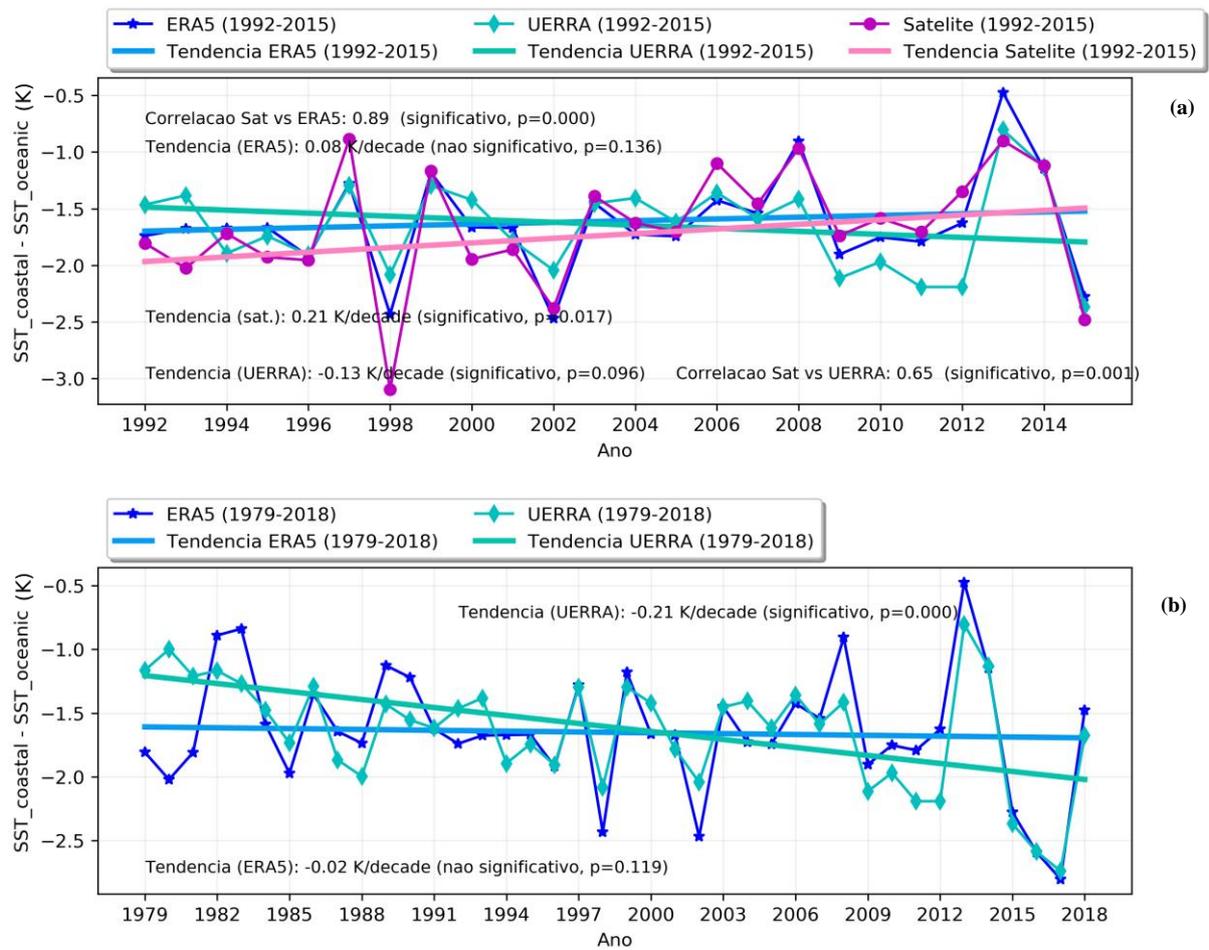


Figura Suplementar 15 - Séries temporais das medianas dos meses de verão (JAS) e retas de tendência do Índice de Upwelling (UI) para a região Norte da Península Ibérica considerando dados de: (a) Satélite (magenta e rosa), ERA5 (azul e cian) e UERRA (azul turquesa) no período 1992-2015 (b) ERA5 e UERRA no período 1979-2015.

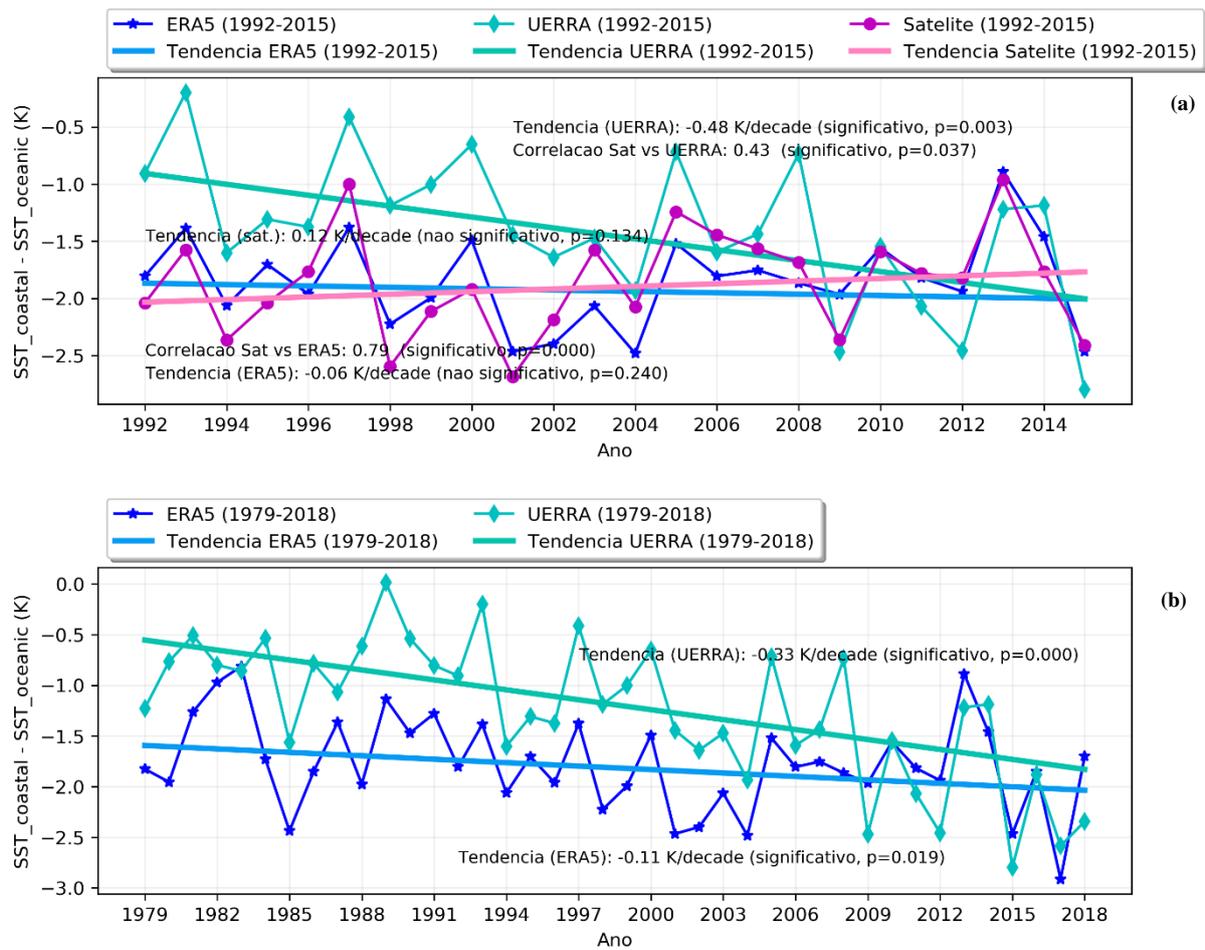


Figura Suplementar 16 – Tal como na Figura Suplementar 15 para a região Sul da Península Ibérica.

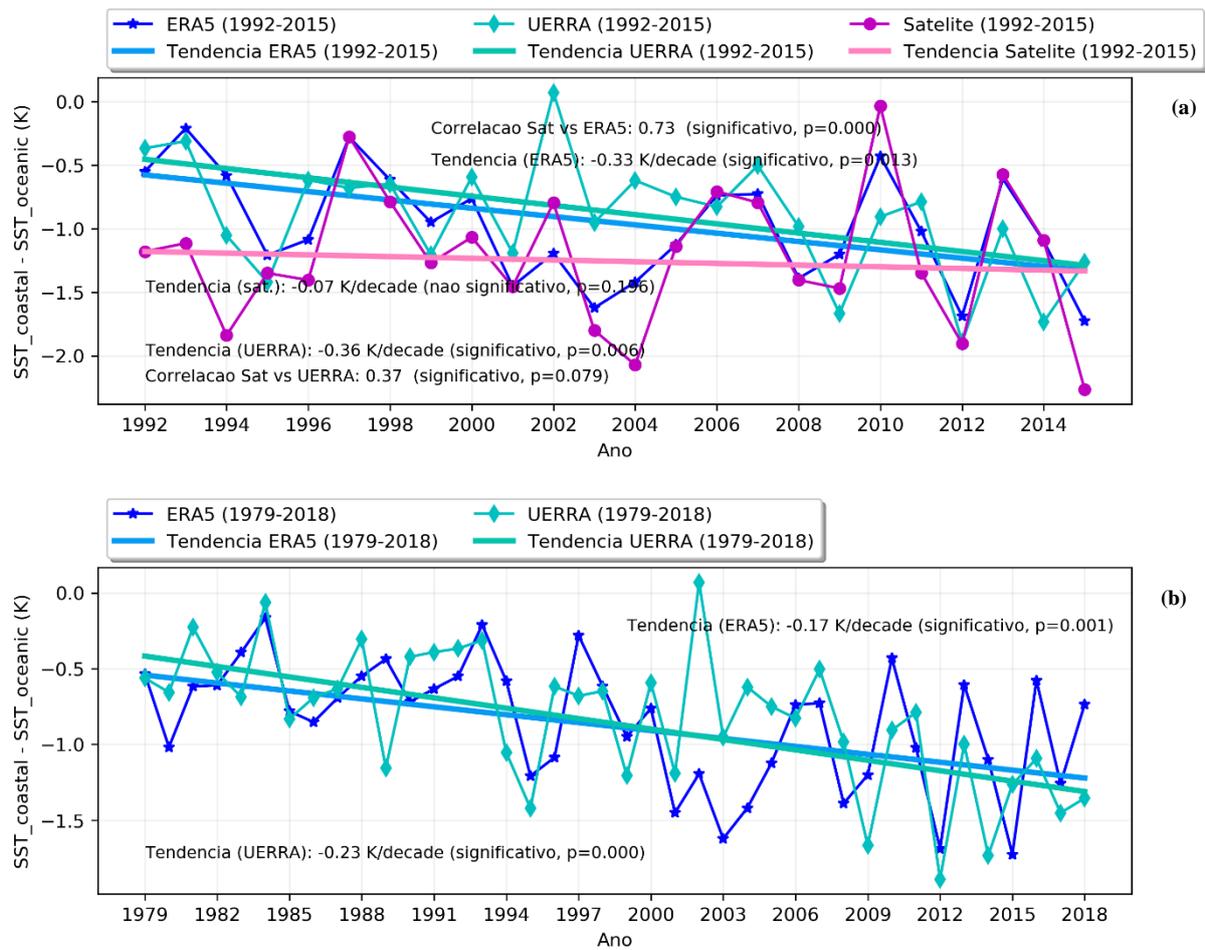


Figura Suplementar 17 - Tal como na Figura Suplementar 15 para a região do Noroeste de África.

Tabela Suplementar 1: Correlação entre o Satélite e a reanálise regional UERRA, quando consideradas todas as variáveis e índices em estudo, durante 1992-2015. *Cor verde escuro – correlação muito forte; cor verde claro – correlação forte; cor amarela – correlação moderada; cor vermelha – correlação fraca*

Satélite vs UERRA (1992-2015)										
	<i>LST_{inland}</i>		<i>SST_{coastal}</i>		<i>SST_{oceanic}</i>		<i>TCI</i>		<i>UI</i>	
REGIÃO	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>
<i>Norte da Península Ibérica</i>	0,590	0,002	0,820	$8,912 \times 10^{-7}$	0,910	$5,833 \times 10^{-10}$	0,550	0,086	0,650	0,001
<i>Sul da Península Ibérica</i>	0,350	0,090	0,490	0,016	0,940	$3,014 \times 10^{-10}$	0,370	0,073	0,430	0,037
<i>Noroeste de África</i>	0,470	0,019	0,560	0,004	0,840	$1,079 \times 10^{-8}$	0,300	0,150	0,370	0,079

Tabela Suplementar 2: Tal como na Tabela Suplementar 1 considerando os resultados obtidos entre os dados das reanálises UERRA e ERA5, considerando o período 1979-2018.

UERRA vs ERA5 (1979-2018)										
	<i>LST_{inland}</i>		<i>SST_{coastal}</i>		<i>SST_{oceanic}</i>		<i>TCI</i>		<i>UI</i>	
REGIÃO	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>
<i>Norte da Península Ibérica</i>	0,582	0,004	0,849	$1,541 \times 10^{-7}$	0,910	$6,948 \times 10^{-14}$	0,643	0,008	0,862	$4,072 \times 10^{-8}$
<i>Sul da Península Ibérica</i>	0,683	0,001	0,780	$3,10 \times 10^{-5}$	0,946	$7,648 \times 10^{-15}$	0,710	0,001	0,789	$1,799 \times 10^{-5}$
<i>Noroeste de África</i>	0,666	0,006	0,814	$3,096 \times 10^{-6}$	0,974	$1,885 \times 10^{-20}$	0,683	0,002	0,900	$1,340 \times 10^{-6}$

Tabela Suplementar 3: Tal como na Tabela Suplementar 1 entre os dados de Satélite e os dados ERA5.

Satélite vs ERA5 (1992-2015)										
	<i>LST_{inland}</i>		<i>SST_{coastal}</i>		<i>SST_{oceanic}</i>		<i>TCI</i>		<i>UI</i>	
REGIÃO	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>	<i>R</i>	<i>pvalue</i>
<i>Norte da Península Ibérica</i>	0,850	$1,952 \times 10^{-7}$	0,930	$5,671 \times 10^{-11}$	0,860	$7,632 \times 10^{-8}$	0,880	$1,176 \times 10^{-8}$	0,890	$7,684 \times 10^{-9}$
<i>Sul da Península Ibérica</i>	0,650	0,0006	0,900	$1,677 \times 10^{-9}$	0,870	$4,227 \times 10^{-8}$	0,610	0,002	0,790	$5,08 \times 10^{-6}$
<i>Noroeste de África</i>	0,580	0,003	0,730	$4,760 \times 10^{-5}$	0,840	$3,128 \times 10^{-7}$	0,520	0,00891	0,730	$4,712 \times 10^{-5}$