

As correntes marinhas

José Alberto Afonso Alexandre jaaalexandre@gmail.com

1. [Resumo](#)
2. [Introdução](#)
3. [As correntes marinhas](#)
4. [Evolução Histórica do Estudo das Correntes Marinhas](#)
5. [Correntes de Superfície](#)
6. [Correntes Profundas](#)
7. [Circulação Oceânica Geral](#)
8. [A Corrente do Golfo](#)
9. [Conclusão](#)
10. [Referências bibliográficas](#)

Resumo

O presente trabalho tem como objectivo o estudo simplificado das correntes marinhas. Neste sentido, estudar-se-ão, não só as causas que estão na sua origem, mas também as suas consequências, quer ao nível do clima, mas também, o seu papel na navegação marítima, favorecendo ou desfavorecendo as rotas dos navios, e ainda o seu importante papel na localização das zonas piscatórias, renovando as águas e alimentando-as.

Fazendo-se ainda uma breve alusão à circulação geral dos oceanos e à Corrente do Golfo. Esta corrente, além de nos afectar directamente, é a mais bem conhecida de todas, pois é dotada de grande velocidade, tem um fluxo mais ou menos constante e permanente, e graças à sua influência, os contrastes climáticos são nítidos entre as regiões por onde passa e aquelas que estão fora do seu domínio.

I - INTRODUÇÃO

A imensa quantidade de água que cobre a superfície da Terra constitui a característica mais impressionante e mais evidente do nosso planeta quando visto do espaço. Por isso mesmo é muitas vezes chamado de «o Planeta da água». O vapor e as partículas atmosféricas, embora formando nuvens bem visíveis, não representam senão uma ínfima fracção do seu volume total.

A maior parte da água faz parte dos oceanos, distribuindo-se a pequena percentagem restante pelos lagos, rios e calotes glaciares, assim como pelos poros e anfractuosidades das rochas.

A interacção entre a água, a atmosfera e a superfície da Terra, dá origem às nuvens, à neve, à chuva, às correntes, à evaporação e à infiltração.

A água constituinte dos oceanos não é estática, ou seja, existem movimentos de massas de água mais ou menos intensos, como são o caso das vagas, marés e correntes marinhas. As vagas e as marés são apenas movimentos oscilatórios, que em nada interferem na distribuição das temperaturas e da salinidade. Pelo contrário, as correntes marinhas propriamente ditas formam uma verdadeira circulação, que modifica o estado físico e químico da massa oceânica e cuja influência até se faz sentir de forma marcada no clima dos continentes.

Nas águas profundas, os movimentos são muito lentos tendendo a uniformizar as condições térmicas e de salinidade. A circulação nas camadas mais superficiais, muito mais rápida e com contrastes mais acentuados, merece particularmente a nossa atenção.

Um dos primeiros exploradores da América do Norte, Ponce de Leão, tendo ancorado nas costas da Flórida, viu uma das suas caravelas quebrar a amarra e partir ao sabor da corrente, depois descrita como a corrente do Golfo. Não são raras as velocidades de 1 m/seg., na corrente da Flórida observam-se 2 e até 2,5 m/seg, velocidades comparáveis às de um grande rio no período de cheia. Geralmente as maiores velocidades observam-se na proximidade das costas, nomeadamente nos canais, diminuindo no alto mar. O mesmo se pode dizer em profundidade, pois a velocidade diminui muito rapidamente, quase se pode dizer em progressão geométrica, à medida que nos afastamos da superfície; abaixo de 100 metros raramente é apreciável, e é apenas pelas diferenças de temperatura e de salinidade que seguimos as correntes abaixo de 200 metros.

II - AS CORRENTES MARINHAS

Ao contrário das vagas e marés cujos efeitos muitas vezes espectaculares não fazem senão transporte de águas a pequenas distâncias, os oceanos são o centro de movimentos permanentes podendo arrastar as partículas líquidas muito longe do seu local de origem: são as *correntes marinhas* (Fig. 1). Com velocidades fracas (não ultrapassam geralmente os 2 nós) a sua influência é considerável tanto para a navegação como para a economia geral dos mares e para o clima. O seu estudo não se pode separar dos outros numerosos domínios da oceanografia e está mesmo ligada à das correntes atmosféricas. Os problemas postos receberam soluções por vezes diversas ou controversas.

Distinguem-se em geral as correntes propriamente ditas, caracterizando-se unicamente pelas suas velocidades superiores a meio nó, a salinidade, a cor, a temperatura, a sua regularidade, etc., e as derivas de velocidades inferiores, muitas vezes irregulares e mal localizadas. Bem entendido que as correntes de maré ajuntam os seus efeitos, mas são intensas sobretudo na proximidade das costas e por outro lado o seu carácter alternativo torna o seu efeito nulo numa observação de longa duração.

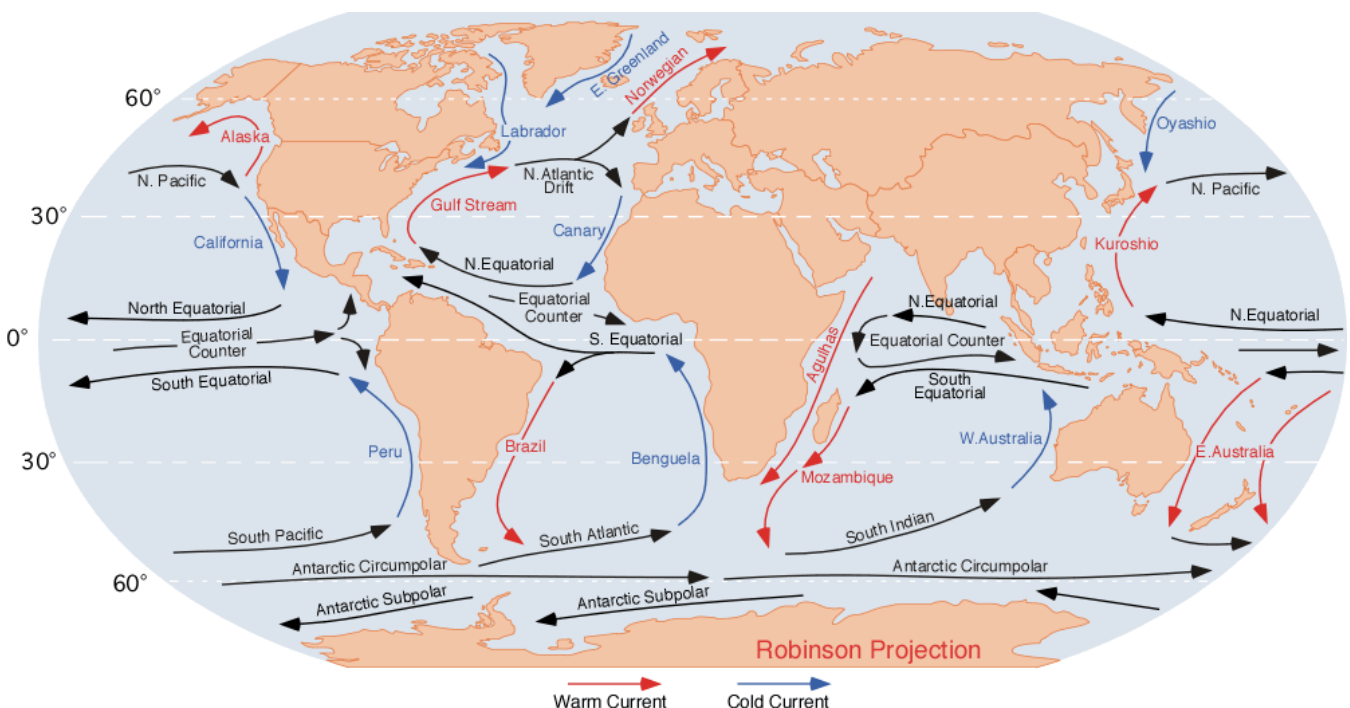


Fig. N.º 1 - As Correntes Marinhas (<http://blue.utb.edu/paullgj/geog3333/lectures/oceancurrents-1.gif>).

As correntes marinhas designam-se sempre pela direcção segundo a qual se dirigem, estando assim em oposição directa com o método de denominação dos ventos. Um vento Oeste, leva o ar do oeste para o leste, contudo, uma corrente Oeste leva a água do leste para o oeste. Mas também, há que ter em conta que a velocidade e a direcção de todas as correntes são muito inconstantes, quase num grau igual ao da velocidade e direcção do vento. Inclusive as correntes mais pronunciadas e mais constantes, como a corrente do Golfo e a corrente das Agulhas, podem sofrer, local e regionalmente grandes, variações. Abandonemos desde já a ideia de que as correntes marinhas são fenómenos bem definidos, à maneira dos rios terrestres.

II.1- Evolução Histórica do Estudo das Correntes Marinhas

Os marinheiros e navegadores desde há muito que conheciam o efeito das correntes marinhas nas rotas dos navios, caracterizando-as como «grandes rios dentro dos oceanos», houve contudo, alguns investigadores que se interessaram pelo assunto, estudando-o por conta própria, tal foi o caso de B. Franklin, ao qual se deve a primeira carta da corrente do Golfo (Fig. 2). M. Maury, foi um dos primeiros investigadores a preocupar-se com o estudo dessas correntes de uma forma mais aprofundada, pelo que em 1832, começou a reunir e a classificar uma série de informações. No entanto, estes estudos não passavam de descrições com pouco valor científico.

Foi W. Ekman em 1905, o primeiro a edificar uma teoria das correntes de deriva tendo em conta a rotação da Terra e uma «viscosidade turbulenta» vertical. Em 1936, C. G. Rossby introduziu um coeficiente de turbulência lateral, depois foram feitos progressos com os trabalhos de H. V. Sverdrup (1947) e R. O. Reid (1948) sobre a corrente equatorial do oceano Pacífico, que mostram que o vento é o principal motor das correntes marinhas. Por outro lado, M. Stommel, num estudo do modelo de oceano fechado rectangular, mostrou que a intensificação oeste das correntes é derivada à variação da aceleração de Coriolis com a latitude.



Fig. N.º 2 - A Primeira Carta da Corrente do Golfo, traçada por B. Franklin
(http://oceanexplorer.noaa.gov/library/readings/hires/gulf_stream_map.jpg).

Em 1950, W. H. Munk e K. Hidaka apresentaram uma teoria de conjunto, permitindo representar o aspecto geral da circulação dum oceano fechado comparável ao oceano Pacífico. Munk empregou coordenadas rectangulares e apresentou uma equação dando a função da corrente do transporte de massa, supondo-a constante; o gradiente seguinte, a latitude da constituinte vertical, a velocidade angular da rotação terrestre e o coeficiente lateral de turbulência. Hidaka operou com coordenadas esféricas, admitindo um coeficiente inversamente proporcional ao cosseno da latitude, obteve de seguida a função da corrente com a ajuda de um desenvolvimento em série e dum método de multiplicadores com cálculos muito extensos.

II.2- Correntes de Superfície

As verdadeiras correntes não ocupam mais que uma pequena porção dos oceanos, sendo a maioria unicamente a origem de derivas mais ou menos imprecisas, por outro lado, a direcção, a velocidade e os limites de correntes estão longe de apresentar uma determinação absoluta, as variações, por vezes sazonais são bastante imprevisíveis e de causas mal conhecidas.

II.2.1- Métodos de Observação e Determinação das Correntes

Existem vários processos para determinar a presença ou não de correntes, e se os resultados forem positivos, estes processos permitem determinar não só a sua direcção e sentido mas também a velocidade do movimento da massa de água, os quais se passam a discriminar.

II.2.1.1- Procedimentos Simples de Determinação

Perto das costas a determinação das correntes pode fazer-se pela observação de flutuadores donde se marca a posição em relação à costa, podem ser prendidos a uma linha ligada a um barco ancorado, permitindo assim uma medida bastante precisa da velocidade. Ao largo, o procedimento mais simples consiste em comparar a rota seguida por um navio tal como resulta do ponto feito todos os dias com a rota estimada conforme a velocidade e o rumo. Verifica-se sempre um desvio, devido à corrente, de que se pode calcular a direcção e medir aproximadamente a velocidade. Na navegação a partir dum ponto A bem determinado (Fig. 3), o ponto realmente atingido B (obtido por observação astronómica), e o ponto estimado B' deduzido do cabo e da marcha do navio. O vector B'B representa a deslocação devida à corrente durante o intervalo de tempo considerado. A dificuldade reside na determinação correcta de B' tornada mais precisa com os instrumentos tais como o compasso giroscópico que possuem os navios modernos.

Um outro procedimento muito antigo consiste na observação dos pontos atingidos pelos objectos flutuantes abandonados em certos lugares dos oceanos. A operação é evidentemente morosa, necessita o emprego de um grande número de flutuadores e os resultados são falseados pela acção do vento. Este procedimento foi empregue sistematicamente pelo príncipe do Mónaco (1885-1890).

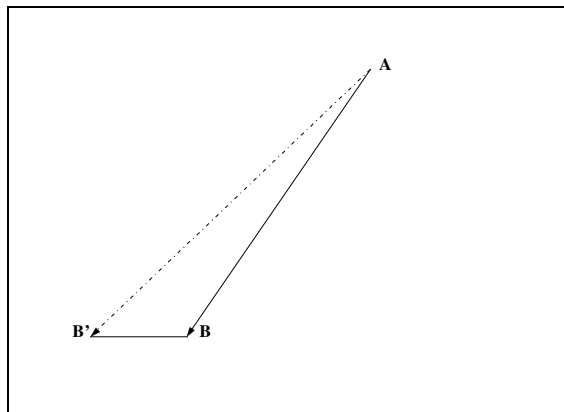


Fig. Nº 3 - Desvio esquemático da rota dum navio devido à intervenção duma corrente marinha.

Os flutuadores são os dispositivos mais simples e práticos de medir as correntes marinhas. Normalmente utilizam-se dois tipos de flutuadores; amarrados aos navios ou deixados à deriva. Quanto aos primeiros consistem num pedaço de madeira com a forma de um sector circular, lastrado com chumbo ao longo da margem curva e preso ao navio por uma linha, por forma a que flutue verticalmente na água e se desloque na corrente afastando-se do navio, estando este imobilizado. Tomando nota da linha que se deixou correr ao fim de um certo tempo, calcula-se facilmente a velocidade da corrente.

Quanto aos flutuadores deixados à deriva, tem que se saber de antemão o local e a data da largada e o local e a data da chegada para se poder determinar o percurso, ou seja, a direcção da corrente e a sua velocidade com base na relação do trajecto com o tempo necessário para fazer esse percurso, mas não nos devemos esquecer que estes resultados não são totalmente fiáveis e objectivos, pois diversas causas exteriores às próprias correntes podem influenciar esses resultados, tais como o vento, a saída da zona de correntes para outra zona onde haja ausência delas. Estes flutuadores são constituídos, normalmente, por garrafas contendo uma nota escrita em várias línguas com indicação do local e da data da largada. O achado de um único documento pouco significa, mas se ao longo de alguns anos se recolherem centenas destes documentos e se se estudarem, oferecem um meio útil para a determinação das correntes marinhas, e especialmente quando num espaço limitado do oceano se deixam ao mesmo tempo grandes quantidades destas garrafas em diferentes estações do ano. Ensaios sistemáticos deste género fizeram-se perto dos Açores, no golfo da Biscaia e no mar do Norte.

Nesta mesma ordem de ideias, a observação de restos de naufrágios, sabendo o seu local de origem, também nos pode dar resultados interessantes. Alguns casos ficaram célebres, como o do *Jeannette* (naufrágio dum navio americano) cuja deriva trouxe as primeiras luzes sobre as correntes do Oceano Glacial Ártico. Assinalemos igualmente a célebre deriva do *Farm* aprisionado pelos gelos (1893), e a proeza dos exploradores russos construindo um observatório sobre um *iceberg* à deriva (1937-1938).

II.2.1.2- *Mensuradores de Correntes*

Aqueles procedimentos não permitem mais do que determinações aproximadas das correntes superficiais. Têm-se procurado construir aparelhos que permitam uma medida da direcção e velocidade da corrente a uma certa profundidade. O aparelho de *Ekman*, o correntómetro, possui um leme que lhe permite orientar-se seguindo a direcção da corrente; no interior encontra-se uma agulha magnética de direcção fixa, uma hélice posta em movimento pela corrente e munida de um conta-rotações. O envio de um precursor desbloqueia esta hélice e permite ao mesmo tempo a queda de uma bola no centro da agulha magnética. Esta bola segue uma goteira ao longo da agulha e vai alojar-se numa das trinta e seis casas dispostas sobre o contorno da caixa que contém a agulha. Um segundo precursor permite bloquear de novo a hélice. Logo que o aparelho é elevado, o exame do compartimento alcançado pela bola dá-nos a direcção da corrente com 10º de aproximação, e o número de voltas dadas pela hélice dá-nos a sua velocidade.

O aparelho de *Idrac* (construído em 1928) contém igualmente um leme, uma agulha magnética e uma hélice, mas a direcção é registada duma maneira continua pela fotografia sobre um filme desenrolando-se um movimento uniforme da imagem duma fonte luminosa através de uma placa circular contida na agulha magnética e portanto duas circunferências e uma espiral transparente (Fig. 4). A cada momento o valor CA/CB dá a direcção da agulha magnética em relação ao aparelho, o filme obtém dois lugares das imagens A e B e uma curva sinuosa local da imagem de C. O registo da velocidade é obtido pela inflamação de uma lâmpada produzindo uma marca no filme ao fim de um certo número de voltas da hélice. São contudo aparelhos complicados e delicados. Mas um aparelho mais robusto foi proposto por Makaroff, medindo a velocidade da corrente pelo choque dum martelo sobre uma placa metálica ao fim de um certo número de voltas da hélice., o som podia ser ouvido a 500 metros de profundidade.

Contudo as dificuldades surgidas pela necessidade de subtrair a agulha magnética a todas as causas perturbadoras, o grande inconveniente de todos estes aparelhos é de exigir uma fixação do instrumento, quer dizer do navio, ora a largada de uma âncora em grandes profundidades apresenta grandes dificuldades técnicas (tem-se todavia chegado a fazer em locais com 5000 metros de profundidade), além disso, o navio oscila sempre em volta do seu ponto de amarração. Propuseram-se várias soluções para este problema (medida da corrente estando o navio a navegar à mesma velocidade em várias direcções, medida simultânea da corrente à profundidade encontrada e a uma grande profundidade onde se pode considerar como bastante fraca, etc.). De qualquer maneira não se pode esperar uma grande precisão.

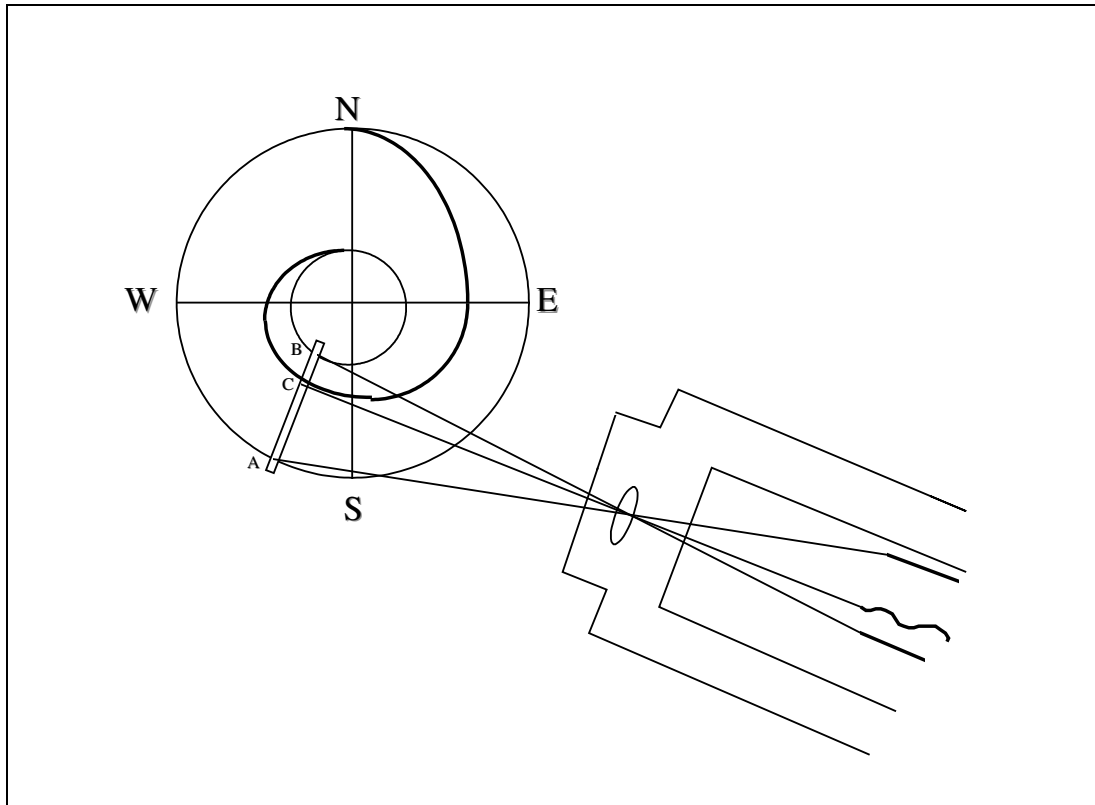


Fig. N.º 4 - Representação do aparelho de *Idrac* (segundo Rouch).

II.2.1.3- Determinação das Correntes por Métodos Indirectos

Os procedimentos anteriores são bastante imprecisos à medida que a profundidade aumenta. Não se pode ter uma ideia da circulação marinha profunda sem interpretar os resultados das medidas de temperatura, salinidade, etc. ; há contudo uma certa arbitrariedade e incerteza, o que explica certas opiniões contraditórias. O exame de perfis oceanográficos sobre os quais se traçam isotérmicas e isoalinas (linhas que unem pontos de igual salinidade), e das suas modificações (diurnas, sazonais, de longa duração), o traçado de diagramas temperatura-salinidade, igualmente a análise das quantidades de oxigénio dissolvido, do PH, de outros sais dissolvidos, permitindo seguir o movimento das águas de origens diferentes. Tem-se tendência a admitir actualmente o *princípio da imiscibilidade* das águas, em que grandes quantidades de águas com características diferentes têm tendência a guardar a sua individualidade (segundo Sandström). O oceanógrafo Wüst pôs em evidência camadas características de origens diferentes, permitindo construir um quadro de conjunto da provável circulação marinha profunda. Bjerknes procurou precisar algumas noções precedentes, apresentando um verdadeiro método matemático de medida das correntes devidas às diferenças de densidade.

II.2.2- Causas das Correntes Marinhas

A massa oceânica é constantemente deslocada e misturada por movimentos mais ou menos rápidos, provocados pela interferência de dois mecanismos fundamentais: os ventos e as diferenças de densidade, cuja origem se encontra na superfície de contacto entre a atmosfera e o mar.

Os especialistas estão longe de um acordo sobre a importância relativa de cada uma dessas causas. Evidentemente, os antigos autores deixaram-nos opiniões bastante fantasistas. Muitos, mesmo ainda actualmente, atribuem uma influência preponderante ao movimento de rotação da Terra. É um erro grave, a força centrífuga complementar que representa a sua acção, sendo nula para um corpo em repouso, não podendo produzir uma deslocação, mas antes, tem um papel importante na perturbação do movimento devido a outras causas. O vento foi durante muito tempo considerado como a única causa (correntes de impulsão); sem negar a sua influência, acrescenta-se também a importância das diferenças de densidade (correntes de descarga). Enfim, há a considerar todas as numerosas influências perturbadoras, pois estão todas relacionadas umas com as outras.

II.2.2.1- Correntes de Impulsão sob a Influência de Agentes Externos

Os ventos regulam as correntes, tanto em direcção como em velocidade, não tendo em conta as diferentes correntes de ar locais e de contínua variação, mas sim os grandes sistemas de circulação

atmosférica. Os ventos que têm maior influência, são os das zonas temperadas (lat. entre 30 e 60^º) que sopram de oeste para leste e os alísios que, nas zonas equatoriais, têm uma importante componente de leste para oeste. Estes ventos combinados com a existência de barreiras continentais, vão dar origem, nas zonas subtropicais, a largas correntes marinhas que circulam no sentido retrógrado no hemisfério norte e no sentido directo no hemisfério sul.

Assim os ventos regulares tendem a arrastar na sua direcção as águas superficiais, produzindo assim uma impulsão contínua e geradora duma corrente permanente. O comportamento do vento pode explicar-se por duas causas principais: a pressão atmosférica e a rotação da Terra. A pressão atmosférica está intimamente relacionada com a temperatura, o efeito calorífico do sol na zona equatorial obriga o ar a expandir-se, por isso sobre cada unidade de superfície nesta zona da Terra, há menos ar do que nas zonas para o norte e para o sul, formando-se deste modo aí uma zona de baixa pressão. Inversamente, nos pólos, onde o efeito de aquecimento do sol é menor, o ar não se expande tanto, e forma-se aí uma zona de alta pressão.

Como o ar sopra de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão, poderia pensar-se que os principais ventos à superfície da Terra soprariam em linha recta dos pólos para o equador. Há, porém, dois factores que complicam a questão. O primeiro, é que, os ventos polares tendem a dividir-se em torvelinhos logo no início da sua viagem. Os centros destes formam bolsas de baixa pressão atmosférica, e a presença de muitos torvelinhos em duas zonas, uma em cada pólo, produz o efeito de abaixamento de pressão nessas latitudes, semelhante ao que se encontra na zona equatorial. Daí resulta que o ar entre as zonas equatorial e polares, em cada hemisfério, está a relativamente alta pressão, e por isso tende a soprar, ou para fora em direcção da faixa de torvelinhos do seu próprio hemisfério, ou para dentro, em direcção do equador.

Contudo, há ainda um segundo factor perturbador a considerar, o movimento de rotação da Terra, deflecte os ventos de maneira a que soprem ao longo duma linha orientada para, sudoeste e nordeste no hemisfério norte, e para sueste e noroeste no hemisfério sul. Assim estas direcções donde sopram os ventos predominantes, explicam em grande medida o comportamento das correntes marinhas mais importantes, e especialmente, os grandes remoinhos que se encontram nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Numerosas fórmulas empíricas foram propostas para calcular a velocidade da corrente produzida pelo vento, mas variam bastante segundo os lugares de observação, a viscosidade da água (dependente da temperatura) tendo uma certa influência.

Por outro lado, essas fórmulas não resolveram os problemas das correntes em profundidade. Uma primeira teoria de Zöppritz deu resultados pouco satisfatórios, pois não tinha em conta a força centrífuga complementar que tem por projecção horizontal (para um corpo provido de uma velocidade horizontal) uma força perpendicular a esta velocidade, dirigida para a direita no hemisfério norte, mesmo fraca, tem tendência a encurvar uma trajectória rectilínea.

Ekman criou uma teoria tendo em conta as considerações precedentes e também a viscosidade. Resulta que num oceano de grande profundidade o vento dá origem a uma corrente superficial, cuja direcção faz um ângulo de 45^º (para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul) em relação à do vento. Este desvio, independentemente da latitude, aumenta nas camadas profundas (que a viscosidade arrasta a seguir o movimento das camadas superiores com uma velocidade mais fraca). À medida que o movimento se propaga em profundidade, a sua velocidade diminui e o desvio aumenta, de tal maneira que a deslocação média da massa transportada faz, nas bacias profundas, um ângulo de 90^º com a direcção do vento. A espessura afectada é maior perto do equador do que nas altitudes altas, mas, mesmo com vento forte e constante, não ultrapassa algumas centenas de metros.

A uma certa profundidade, designada profundidade limite da corrente, o desvio é de 180^º em relação à corrente superficial, a velocidade não ultrapassa os 4% das da superfície, atingindo no máximo 500 m para as velocidades usualmente observadas. O desvio inicial diminui com a profundidade do oceano logo que esta seja inferior à profundidade limite. A não homogeneidade da água (diferenças de densidade) arrasta também uma diminuição desta profundidade. As correntes de impulsão não passam assim de fenómenos relativamente superficiais.

Ao contrário das diferenças de densidade, o vento não actua sobre toda a massa de água, mas somente à superfície. Sempre que as moléculas da superfície são arrastadas, vão arrastar outras, por atrito, mais profundas e que estão em contacto com elas, e assim sucessivamente. O vento tem então uma acção sobre uma certa espessura de água, mas esta espessura não é infinita, porque a velocidade de impulsão diminui muito rapidamente devido ao atrito, normalmente uma corrente superficial com uma velocidade de 1 m/seg. é nula a 600 metros de profundidade.

Em contrapartida, intervém também, a força de Coriolis, que imprime à massa de água um desvio para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul, estando directamente relacionada com o movimento de rotação da Terra.

Por outro lado, o vento, arrastando as partículas de água superficiais, determina um movimento de compensação que vai restabelecer o equilíbrio, a água de substituição pode vir de partes superficiais vizinhas da toalha oceânica, dando assim origem a uma corrente de compensação.

Mas a água de substituição pode ser igualmente fornecida pelas camadas imediatamente inferiores; é o processo de ascensão (upwelling) (Fig. 5).

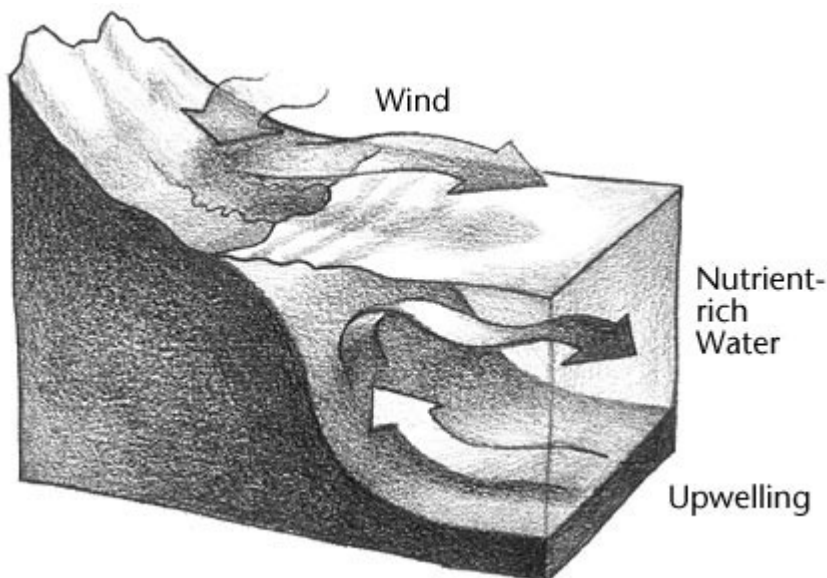


Fig. N.º 5 - O processo de ascensão das águas profundas (upwelling), (<http://www.oceanoasis.org/teachersguide/images/a6-upwelling2.jpg>).

A força de Coriolis, provoca igualmente dois outros fenómenos mais importantes, primeiro, quando o vento sopra sobre o oceano durante muito tempo, imprime às correntes velocidades e direcções que se escalonam segundo uma espiral, chamada espiral de Ekman, cujo resultado é o de arrastar as águas numa direcção perpendicular à do vento. É assim que os alísios do nordeste e os ventos do sector oeste contribuem para acumular a água no Mar de Sargaços. Consoante as variações da força de Coriolis em função da latitude empurram contra as margens ocidentais das bacias oceânicas, os turbilhões tornam-se mais estreitos e mais rápidos. Uma corrente de bordo ocidental, como a do Golfo, é inicialmente uma corrente litoral e estável, mas à medida que se afasta para o largo, o seu percurso torna-se sinuoso.

11.2.2.2- *Correntes de Descarga sob a Influência de Agentes Internos*

Estas correntes podem ser excepcionalmente produzidas por uma verdadeira desniveleção devida ao vento forte de um ciclone, a grandes diferenças de pressão atmosférica entre pontos vizinhos, a grandes descargas de águas fluviais, etc. Mas são essencialmente causadas pelas diferenças de densidade das massas de água, originadas por variações da temperatura ou da salinidade (devidas a diferenças de aquecimento, evaporação, presença de águas com origens diversas, descargas de águas doces, etc.), ou ainda de convergências e divergências entre as correntes superficiais.

Nas regiões equatoriais, a água aquece muito, resultando um efeito duplo: em primeiro lugar, faz com que a água se expanda e, por consequência, se torne menos densa; em segundo lugar, o calor evapora parte dela para a atmosfera, fazendo com que a que não é evaporada se torne mais salina. Pois que, um aumento de salinidade provoca um aumento de densidade, contrastando este aspecto com o anterior, mas o primeiro predomina sobre o segundo e, afinal, a água superficial no equador torna-se cada vez menos densa em virtude do aquecimento solar.

Nos pólos, o ar frio tende constantemente a manter a temperatura da água a um nível baixo, tornando-a mais densa. Ao mesmo tempo, a salinidade vai crescendo com a congelação, pois que, quando a água do mar congela, uma grande proporção dos sais são segregados da solução (efectivamente, o gelo marinho é quase doce), de maneira que a salinidade da água aumenta, e torna-se, por este facto, mais densa.

Assim, à medida que a água equatorial se expande, tende a elevar o nível do mar nessas regiões. Ao mesmo tempo a elevada densidade das águas frias, temperadas e polares, obriga-as a afundarem-se, resultando daqui, que a água superficial, no equador, tende constantemente a fluir para os pólos.

As convergências fazem mergulhar as águas superficiais e contribuem assim para a oxigenação das massas profundas, as divergências permitem, pelo contrário, a subida de águas ricas em matérias minerais (fosfatos e nitratos), que, chegando até à camada superficial penetrada pela luz, alimentam um plâncton abundante. Ao longo dos litorais, consoante a direcção do vento, as águas em movimento acumulam-se na superfície submarina inclinada ou afastam-se dela: em consequência, as águas litorais tendem a mergulhar ou a subir.

A origem principal dos movimentos verticais reside, no entanto, nas diferenças de densidade que o contacto com a atmosfera provoca nas águas superficiais através das variações de salinidade e temperatura. Quando a salinidade aumenta (nos lugares onde a evaporação é superior à alimentação em água doce através das precipitações, dos rios ou da fusão dos gelos), as águas tornam-se mais pesadas e tendem a mergulhar. O Mediterrâneo e o Mar Vermelho são dois exemplos grandiosos deste fenómeno: injectam respectivamente no Atlântico e no Índico massas de água salgada e pesada, que mantêm bastante tempo a sua individualidade antes de se misturarem pouco a pouco com as águas profundas de outras origens. Pelo contrário, os grandes rios e as barreiras de gelo originam películas superficiais de águas leves e pouco salgadas, que se espalham sobre as águas oceânicas mais pesadas.

Mais importante, no entanto, como factor de diferenciação da densidade das águas superficiais é o seu aquecimento ou arrefecimento em contacto com a atmosfera, por afectar zonas inteiras. As águas frias, sendo mais pesadas, tendem a mergulhar para os fundos oceânicos, ao passo que as águas quentes e leves se espalham à superfície numa película delgada. Como consequência, os mares polares apresentam uma circulação vertical activa e as suas águas são poderosamente remexidas e homogeneizadas, ao passo que as extensões marinhas intertropicais são caracterizadas por uma estratificação térmica estável muito acentuada. Uma superfície de descontinuidade nítida, a termoclina, separa uma delgada camada quente (50 m a 200 m de espessura) das águas profundas alimentadas lateralmente a partir das águas frias das latitudes elevadas.

Este facto explica que os mares tropicais sejam semidesertos do ponto de vista biológico: as águas superficiais penetradas pela luz encontram-se empobrecidas em minerais nutritivos pelos animais e plantas pouco abundantes que nelas vivem, sem possibilidade de renovação pelas águas profundas. Apenas escapam a esta pobreza os lugares de divergência superficial entre as correntes, onde a subida de águas profundas (upwelling) renova constantemente a riqueza mineral; aí se encontram alguns dos grandes pesqueiros.

A velocidade dos movimentos que afectam as águas marinhas é muito variável. Certas correntes localizadas e temporárias, como as que as marés originam nos estreitos, chegam a alcançar dezenas de quilómetros por hora, mas as grandes correntes superficiais permanentes são muito mais lentas, atingindo alguns quilómetros por hora no máximo.

11.2.2.3- *Influências Geográficas Terrestres*

A forma das costas tem influência nas correntes locais. Quando uma corrente marinha chega a um canal estreito, estreita o seu corte transversal, ficando logo em equilíbrio com o que perde em largura, e também em profundidade por um aumento considerável de velocidade. De modo que numa determinada unidade de tempo, passa o mesmo volume de água como se fosse em mar livre. Temos como exemplos, a Corrente do Golfo, nos estreitos da Flórida; a Corrente Equatorial Atlântica do Norte, no bordo exterior das Pequenas Antilhas. Um dos fenómenos mais comuns é o aumento de velocidade naquele bordo da corrente, que é comprimida pela terra.

A terra pode produzir também uma divisão da corrente, como o caso da Corrente Equatorial Atlântica do Sul, que na proximidade do cabo de S. Roque, divide-se em dois ramos, dos quais, um se dirige para NW até à região da Corrente do Golfo, e a outra para SW, formando ali a Corrente do Brasil.

Por esta influência das formas das costas, as correntes de impulsão devidas ao vento (correntes forçadas), saem fora da esfera das forças que as condicionam em primeiro lugar, para seguirem logo como correntes livres para regiões cujos ventos não apresentam nenhuma relação com a direcção do movimento das águas.

As correntes livres apresentam-se quase sempre como correntes de impulsão e compensação, pois segundo a condição de continuidade, toda e qualquer massa de água, levada de um lugar para outro, deve ser restabelecida de novo, seja por descargas à superfície ou por subidas das profundezas. Todo o movimento de água produz por sua vez outro movimento.

Os grandes movimentos equatoriais da zona tropical, dirigidos para W, podem existir somente se receberem constantemente uma compensação: as correntes das Canárias e de Benguela, são por esta razão movimentos de compensação. Provavelmente também existiriam, se na região não prevaleceriam, os ventos de NE e SE, que lhe comunicam a primeira força impulsiva.

Em pequena escala, tais movimentos de compensação, chamam-se também correntes de reacção. Caracteriza-as uma direcção retrógrada, em relação à corrente principal, e assim podem apresentar-se também, além dos movimentos horizontais, movimentos verticais de reacção.

Suponhamos A (Fig. 6) na direcção de uma corrente principal que passa ao longo duma costa, na reentrância da costa (em B) ocorrerá uma corrente de sentido retrógrado.

A Fig. 7 representa o corte vertical da desembocadura do Congo, por cima corre até ao mar, formando uma delgada camada, a água doce do rio Congo, de cor amarelada, enquanto por baixo, a água esverdeada e pesada do mar é atraída por sucção para a desembocadura pelo movimento de afluência da água fluvial. A água chega assim muito próximo da superfície, de maneira que a hélice de um barco de grande calado revolve a água esverdeada do mar entre as águas argilosas e amareladas do rio.

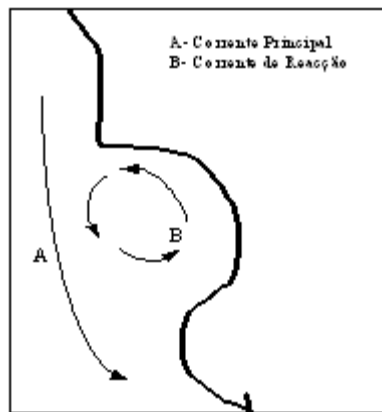


Fig. N.º 6 – Origem das correntes de reacção.

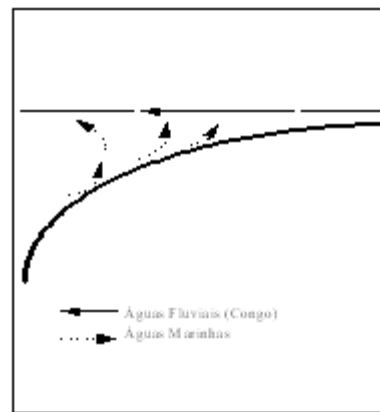


Fig. N.º 7 – Processo de ascensão das águas marinhas, por influência da descarga de águas fluviais.

II.2.3- Considerações Gerais da Circulação Oceânica Superficial

Se olharmos para um mapa de conjunto da distribuição das correntes superficiais (Fig. 1), verificaremos que não existem, como na circulação atmosférica, zonas onde predomine inteiramente uma direcção de movimento. A atmosfera é una, ao passo que o mar está dividido em oceanos. Dois factos devem, em especial, chamar a nossa atenção: 1º, as correntes formam circuitos turbilhonares separados nos diferentes oceanos e nos dois hemisférios; 2º, o movimento realiza-se em sentido inverso de um e do outro lado do equador. Devemos concluir que a circulação é influenciada por: 1º, pela forma das bacias oceânicas; 2º, pela rotação da Terra. Qualquer que seja a origem do movimento superficial das águas, deveremos ter em conta esta dupla conclusão.

Analisando mais pormenorizadamente, verificamos que as correntes que vão de encontro às massas continentais sofrem uma espécie de reflexão e são obrigadas a dividir-se, dependendo a importância relativa dos ramos assim formados do ângulo segundo o qual o obstáculo é abordado.

Quando o espaço é limitado, as águas deslocadas tendem a voltar ao ponto de partida: é uma das causas dos circuitos turbilhonares. Mas o regresso das águas pode fazer-se mais directamente; deparamo-nos na zona equatorial correntes dirigidas em sentido contrário ao do movimento geral e a que podemos chamar correntes de compensação.

Há duas espécies de correntes: correntes forçadas, directamente submetidas ao impulso que as produz e, correntes livres, que são a sua consequência. Estas últimas desenvolvem-se cada vez mais, espalhando-se e acabando os circuitos. É evidente que o desvio devido à rotação da Terra deve exercer-se especialmente nas correntes livres, é uma força independente da direcção do movimento, que actua sobre todas as deslocções produzidas à superfície da Terra, e proporcional à velocidade do movimento e da latitude. A tendência para os circuitos turbilhonares parece mais vincada nas latitudes elevadas.

Quanto aos ventos, há numerosas provas da sua influência na formação das correntes superficiais, em particular o exemplo de certas regiões onde as variações sazonais dos ventos são acompanhadas de

variações análogas das correntes marinhas (Oceano Índico Setentrional). No entanto é nas baixas latitudes onde reinam os ventos regulares que esta influência aparece preponderante. Mas as correntes assim formadas podem prosseguir o seu caminho para fora de regiões dominadas pela acção destes ventos, tomando assim o comportamento de verdadeiras correntes livres cada vez mais desviadas da sua direcção inicial pelo movimento de rotação terrestre.

A presença dos continentes é também um elemento perturbador importante, nalguns casos a presença de obstáculos conduz a acumulações de águas, dando às correntes resultantes características de correntes de descarga. Os movimentos de águas produzidas por estas correntes dão origem às correntes de compensação mais horizontais que verticais (consistindo na subida de águas frias das profundezas); estas correntes verticais ascendentes são particularmente nítidas ao longo das linhas de divergência das correntes superficiais (onde duas correntes tendem a levar as águas em direcções diferentes), ao contrário, as linhas de convergência (encontro de duas correntes), ao longo dos obstáculos, pode-se assistir à descida de águas superficiais para os fundos.

Mas, nas latitudes médias, os fenómenos são mais complexos e, as correntes de densidade têm um papel importante. Numerosas circulações superficiais são assim devidas a causas múltiplas, pode-se concluir em particular que a direcção varie pouco com a profundidade, a variação terá sentido contrário, segundo Ekman, seguindo que a causa é o vento ou a densidade.

Por outro lado, os fenómenos estão ligados, uma corrente (mesmo devida ao vento) contribuindo para a aproximação de águas de natureza diferente criando variações de densidade, em particular a corrente devida à rotação da Terra tende a acumular para a direita (no hemisfério norte, o contrário no hemisfério sul) as águas leves da superfície que transporta, produzindo para a esquerda uma porção de águas pesadas do fundo. Explica-se assim a presença de águas frias à direita de numerosas correntes quentes (nomeadamente na Corrente do Golfo). Segundo Buchanan, as densidades terão mesmo um papel na formação das correntes equatoriais, o calor e o vento produzem uma evaporação intensa, donde um aumento de densidade das águas mais salgadas que tendem a descer e a serem substituídas pelas águas costeiras (mais leves devido à dissolução de águas doces dos rios).

Nas latitudes elevadas, as diferenças de densidade são preponderantes. Petterson atribui à fusão dos gelos polares um papel importante, as suas experiências mostraram que uma corrente de água salgada quente se dirige em direcção à parte inferior dos bancos de gelo, enquanto à superfície uma corrente de água fria leve pouco salgada e em profundidade uma corrente de água fria pesada se dirigem em sentido contrário ao da primeira. Segundo ele as correntes não são puramente locais, tendo uma grande influência na circulação das águas dos oceanos vizinhos. De qualquer forma, assiste-se à sobreposição de camadas de águas de características diferentes, segundo as experiências de Sandström, todo o movimento da camada superficial determina uma inclinação da superfície de separação com transporte por atrito da camada inferior. Podem-se assim produzir verdadeiros circuitos de sentidos de rotação opostos (Fig. 8).

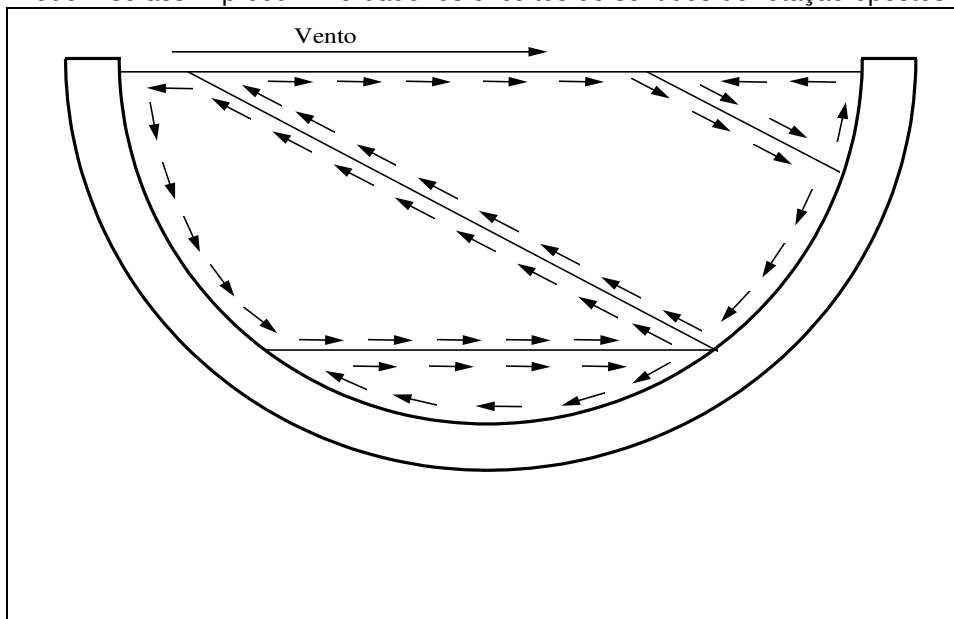


Fig. 8 - Experiências de Sandström (segundo Rouch)

A superfície de separação das duas camadas de água de natureza diferente apresenta por outro lado variações periódicas em altura, da ordem da dezena de metros, postas em evidência por Petterson que lhe deu o nome de marés internas, sendo reveladas pela variação periódica da temperatura e da salinidade a este nível, mas pode-se por em evidência o movimento interno através de um flutuador. Os períodos são variados mas na maioria são meio-diurnos, o que parece revelar a influência das marés.

Há todavia outras causas, em particular meteorológicas estando o fenómeno longe de ser totalmente elucidado. Os limites das grandes massas de águas de características diferentes apresentam igualmente variações sazonais de grande amplitude.

II.2.4- Influência das Correntes Marinhas nos Climas

As trocas constantes de calor e humidade na superfície de contacto entre as águas marinhas e a atmosfera dão origem a desequilíbrios de densidade, provocando assim os movimentos de conjunto do oceano. A repercussão destas trocas nas camadas inferiores da atmosfera diferencia também as massas de ar, cujo comportamento é um dos factores determinantes da variedade climática do Globo. Em relação aos continentes, o oceano fornece parte da humidade e modera a temperatura. Para entender este duplo papel é preciso ter ideia dos mecanismos de troca entre o oceano e a atmosfera, que são bastante complexos e diferentes dos que actuam à superfície dos continentes.

Por um lado, os vários movimentos que agitam as camadas marinhas superiores fazem com que o calor recebido da atmosfera penetre até várias dezenas de metros de profundidade, a despeito da tendência das águas mornas e leves para permanecerem à superfície, tornando assim o aquecimento superficial lento e demorado. Mais lenta ainda é a restituição do calor armazenado e o arrefecimento invernal muito moderado, já que as águas frias mergulham à medida que se formam. Este facto constitui uma diferença marcante em relação aos continentes, onde o aquecimento diurno e o arrefecimento nocturno das rochas não penetra além de escassos centímetros e onde a própria variação anual se atenua e desaparece em poucos metros.

Por outro lado, as trocas de calor são interdependentes das trocas de humidade, que modificam as características da atmosfera, absorvendo ou restituindo grandes quantidades de calor. Se é preciso em média uma caloria para aquecer de 1°C um grama de água, são absorvidas 80 cal pela fusão e 596 cal pela evaporação da mesma quantidade. Quando a temperatura da água do mar é mais elevada que a da atmosfera, a evaporação é forte, uma vez que o ar aquecido na base se torna instável em vários milhares de metros de espessura, havendo renovação constante da camada de ar em contacto com a água, que nunca chega assim à saturação. O arrefecimento mecânico progressivo da massa de ar ascendente dá origem a nuvens de grande desenvolvimento vertical, donde provêm as precipitações.

Pelo contrário, sobre águas frias, a camada atmosférica inferior arrefece e torna-se muito estável, chegando assim facilmente à saturação; formam-se nevoeiros, incapazes de provocar chuva, devido à sua pouca espessura. A temperatura das águas mais quentes é moderada directamente pela forte evaporação e indirectamente pela nebulosidade provocada. A fusão estival dos gelos mantém nos oceanos polares uma temperatura superficial muito baixa e regular. Daí resulta que, de uma maneira geral, a amplitude anual da temperatura das águas marinhas superficiais seja muito fraca, sobretudo entre os trópicos e nas altas latitudes, onde nunca atinge 5°C, ficando em muitos lugares abaixo de 2°C. Mesmo nas latitudes temperadas é raro ultrapassar 10°.

A evaporação é fraca nas latitudes polares porque o ar frio não é capaz de absorver muita humidade; entre os trópicos é sobretudo forte na parte ocidental mais quente dos oceanos e, nas latitudes temperadas, maior no Inverno do que no Verão. Os máximos absolutos são registados nas latitudes médias do hemisfério norte, à superfície das águas quentes da corrente do Golfo e do Kuro-Shivo, sobre as quais, nos meses de Inverno, sopra o ar frio proveniente da América e da Ásia cobertas de neve. Pelo contrário, sobre as águas frescas da parte oriental dos oceanos intertropicais, a evaporação não ultrapassa, em média anual, a das grandes florestas húmidas das regiões equatoriais.

Sendo a evaporação no mar em média muito mais activa do que em terra, os oceanos fornecem aos continentes uma parte da humidade que transmitem à atmosfera. Quase um terço da precipitação nos continentes provém directamente da evaporação marinha. O ciclo fecha-se pela restituição desta água ao mar, através dos rios e dos glaciares.

O efeito das correntes marinhas nos climas é um dado adquirido. O exemplo clássico, sempre citado, é o efeito da Corrente do Golfo, que faz com que as zonas mais setentrionais da Europa ocidental sejam habitadas (a temperatura média do mês de Fevereiro no norte da Noruega é aproximadamente 20° superior à temperatura normal a esta latitude), no entanto, ao contrário, do outro lado do Atlântico, as águas geladas

da corrente do Labrador torna toda a cultura impossível a latitudes que correspondem às da Irlanda e Inglaterra.

Se os ventos têm uma influência determinante em bastantes correntes marinhas, indo influenciar o estado da atmosfera. É indiscutível que, se a circulação marinha tem vindo a mudar, os climas dos continentes também têm sofrido modificações importantes. Esta mudança na circulação marinha é uma das causas que se invocam para explicar as modificações dos climas da Terra ao longo da história geológica.

Esta influência incide tanto ao nível das temperaturas como das precipitações. Quanto ao papel térmico, o mais importante, as correntes exercem uma influência marcante pelos locais onde passam e nas zonas limítrofes. As correntes quentes geram massas de ar quente em toda a sua espessura, pois o aquecimento na base arrasta uma convecção que a agita. É a este fenómeno que se deve a anomalia positiva das fachadas ocidentais dos continentes entre 40 e 60º lat. N. As correntes frias e a ascensão de águas frias exercem o efeito contrário, de tal forma que, a camada fria é pouco espessa, de 200 a 300 metros, o suficiente, contudo, para refrescar singularmente os climas onde se fazem sentir.

Quanto ao efeito nas precipitações, dois fenómenos conexos estão em causa: a evaporação mais ou menos grande e a estabilidade forte ou nula, segundo a temperatura da água. Quando a água é mais quente que o ar ambiente, a evaporação é activa e o vapor de água, por causa da convecção, é difundido em toda a espessura da massa de ar sobrejacente. O aquecimento permite-lhe o acréscimo da capacidade de saturação.

Quando a água é mais fria que o ar ambiente, não há, ou há pouca evaporação e a humidade fica instalada nas baixas camadas onde provoca nevoeiros persistentes mas pouco espessos, de 200 a 300 metros de espessura.

Quando o ar é aquecido pela base, o gradiente aumenta e a sua instabilidade é grande. Quando o ar é arrefecido pela base é o contrário.

Resumidamente, as correntes quentes geram massas de ar quente, húmidas e muito instáveis, ou seja, susceptíveis de originar grandes precipitações. As costas com correntes quentes são sempre bem irrigadas e verdejantes. Estas correntes constituem lugares de ciclogénese, formando a origem das perturbações ciclónicas tropicais e temperadas. Ao contrário, as correntes frias, originam massas de ar frio ou fresco e seco, muito estáveis, ou seja incapazes de gerar precipitação. Os piores desertos do mundo são banhados nas suas costas pelas correntes frias e, mesmo no oceano é raro chover.

Assiste-se de tempos a tempos a flutuações ou modificações na circulação marinha, que se traduzem imediatamente por invasões ou desaparecimento de espécies marinhas, e cuja acção no clima não é menos importante.

Entre as modificações recentes, das quais fomos testemunhas, assinalemos o desenvolvimento anormal ao longo da costa ocidental da América do Sul, durante o Inverno de 1925, de uma corrente quente vinda do norte, corrente que fez desaparecer praticamente a corrente fria dita de Humboldt, que banha estas costas. Durante o mesmo Inverno, constata-se na costa ocidental da África do Sul um fenómeno idêntico: a corrente fria, de Benguela, foi reenviada ao largo, e as águas quentes vindas do golfo da Guiné aqueceram de uma maneira anormal as costas do sudoeste africano.

Estas modificações nas correntes marinhas tornam-se por vezes visíveis nas latitudes médias pelos gelos que transportam. Entre 1892 e 1897, por exemplo, ocorreu uma verdadeira invasão de gelos antárticos, que se encontravam à latitude de Montevidéo.

Da mesma forma, em 1901, assinalou-se no norte da Rússia, uma invasão de gelos polares, que bloquearam durante todo o verão o Mar de Barentz. Ao contrário, em 1922, uma corrente quente excepcional fez reinar temperaturas relativamente altas nas altas latitudes.

É difícil dar uma explicação indiscutível destas flutuações da circulação oceânica, dependendo, sem dúvida, de flutuações paralelas na circulação atmosférica ou da variação da radiação solar.

II.3- Correntes Profundas

Os movimentos da massa profunda dos oceanos, apesar da sua lentidão, são também correntes, pois arrastam a água numa direcção definida.

Este movimento deve-se a diferenças de densidade, a qual depende, por seu turno, da temperatura e da salinidade.

Um centro de alta densidade forma-se no Atlântico Norte ao largo da Terra Nova, onde as águas salinas da Corrente do Golfo arrefecem e descem para profundidades de 4000 a 5000 metros. Outro centro de alta densidade surge no Atlântico Sul junto à Antártida. Aqui a formação de gelo não salgado aumenta a salinidade da água residual, já fria, por isso mais pesada, que desce para as zonas abissais.

A descida de águas mais densas é reconhecida pelo teor de oxigénio das águas profundas; um teor relativamente alto indica uma descida recente de água superficial. A partir destes centros, a água fria e salina desloca-se em profundidade ao longo da margem ocidental do Atlântico até à latitude de cerca de 40° S, aqui a deslocação passa a fazer-se para leste, entrando uma corrente no Índico e outra no Pacífico.

Quanto à sua velocidade é naturalmente difícil de conhecer e as estimativas variam muito. Algumas centenas de metros por hora parecem um máximo, o que significa que a renovação das águas profundas das grandes bacias oceânicas leva anos, senão dezenas de anos, nos lugares onde a circulação é mais fácil, e muito mais nas bacias fechadas entre as dorsais submarinas contínuas e nas estreitas e profundas fossas abissais.

A idade média das águas profundas, entre 700 e 2000 m, foi avaliada em 500 a 800 anos no Atlântico e em 1000 a 2000 no Pacífico. Pensa-se, no entanto, que nas margens abruptas de certos relevos submarinos devem produzir-se de vez em quando deslizamentos brutais de águas e sedimentos misturados, que renovam as águas e explicam a presença de oxigénio e sedimentos relativamente grosseiros até às maiores profundidades.

II.4- Circulação Oceânica Geral

No Oceano Atlântico Norte, os ramos oeste e norte da circulação subtropical formam a Corrente do Golfo, que leva as águas quentes do Golfo do México até às costas da Europa. Estas águas entram depois na circulação subpolar e vão banhar as costas das Ilhas Britânicas, a Noruega e a Islândia. O ramo oriental do vórtice subtropical forma a Corrente das Canárias. No Atlântico Sul, a circulação subtropical forma a oeste a Corrente do Brasil e a este a Corrente de Benguela. No Atlântico há ainda a assinalar a Corrente do Labrador, ramo da circulação subpolar, que passa junto à Terra Nova, e a Corrente das Caraíbas, que é um ramo da Corrente Equatorial do Sul, penetrando entre as Antilhas e juntando-se, de seguida, à Corrente do Golfo.

No Pacífico Norte, a crista das Ilhas Havaianas divide a circulação subtropical em dois vórtices distintos. A corrente da Califórnia faz parte do vórtice oriental e a Corrente do Japão (ou Kuroshio) do ocidental. No sul, a circulação é regular junto à América do Sul (Corrente do Peru), mas está um tanto distorcida do lado da Austrália, em virtude da existência de numerosas ilhas. Na circulação subpolar do norte, as Aleutas provocam também a divisão em dois vórtices, um ramo do vórtice ocidental, chamado Oyashio, prolonga-se pelas Curilhas, até se unir ao Kuroshio.

No Índico, a existência de continentes a norte do equador não permite o desenvolvimento típico da correspondente circulação subtropical. Um ramo da Corrente Equatorial do Norte inflecte para o Canal de Moçambique e vai juntar-se à Corrente das Agulhas, que é um ramo da circulação subtropical do sul.

II.5- A Corrente do Golfo

É a mais célebre e a conhecida à mais tempo de todas as correntes marinhas, a sua primeira carta foi desenhada por Franklin. A sua origem não se encontra realmente no Golfo do México, mas é resultante da fusão da Corrente das Antilhas, naturalmente desviada para a direita quando encontra o continente americano, com a água do Mar das Antilhas, que se escoam pelo canal da Flórida (estreito situado entre a Flórida e Cuba), com uma velocidade que o estreitamento deste canal faz passar de 2 nós para 3,5 nós, e às vezes até 5 nós no centro do canal (Fig. 9). As suas águas são nitidamente mais quentes e salgadas que as que se encontram ao largo, com uma cor azul escura, temperaturas de 27 a 28°C à superfície, arrastando consigo cachos de algas, com marulho e remoinhos por vezes visíveis. Em profundidade, o movimento é sensível até quase 800 metros, mas, sob a influência da rotação terrestre, as águas quentes concentram-se à direita, onde a 300 metros ainda apresentam 17°C. Diminuindo em seguida constantemente de velocidade e de temperatura, alargando-se e flectindo em direcção a Este.

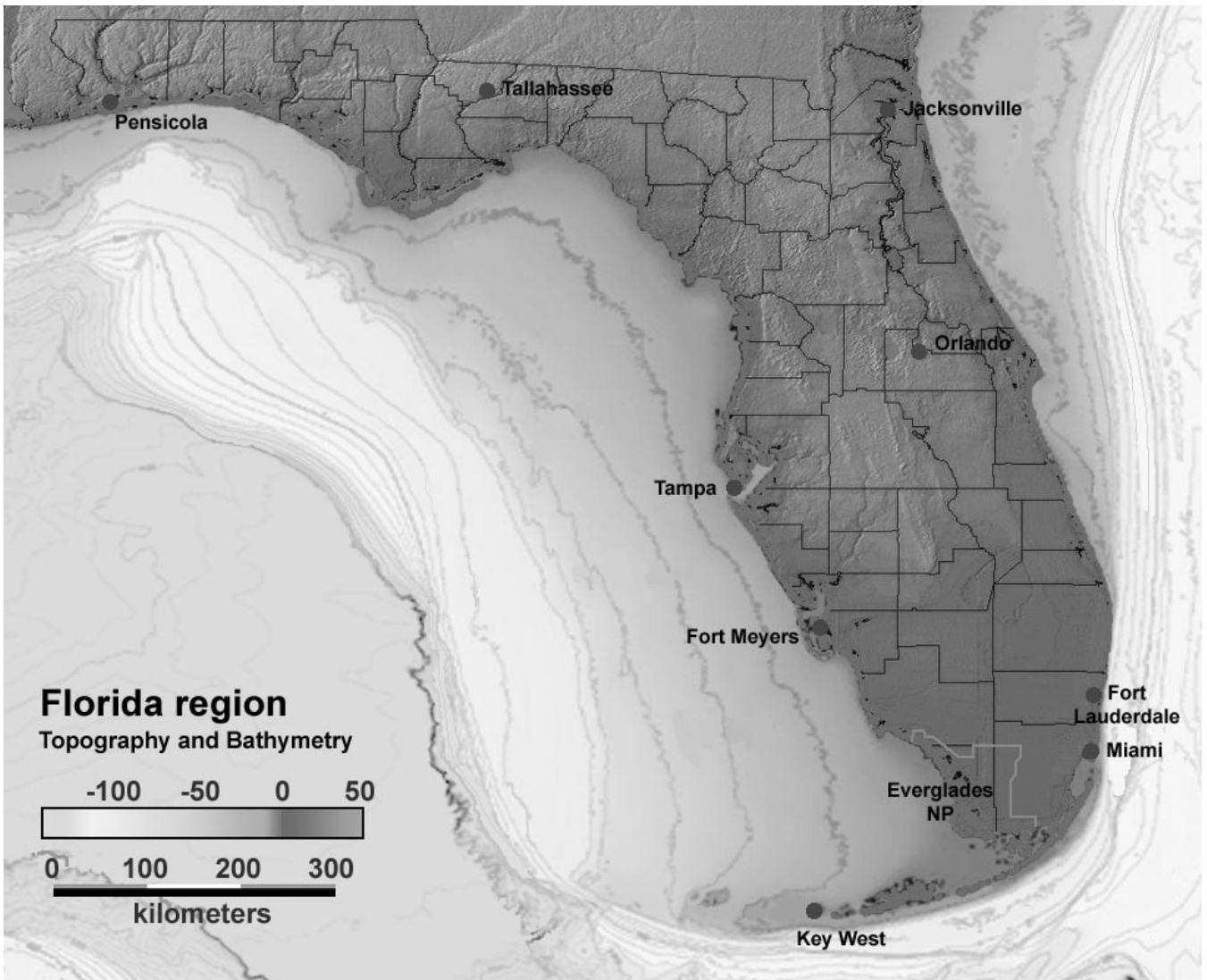


Fig. N.º 9 - Batimetria do Canal da Flórida
(http://www.teachingboxes.org/seaLevel/lessons/lesson4_reefs/florida_gray.jpg)

À esquerda brevemente se passa a uma zona costeira fria, a Parede Fria ou Cold-Wall devido à subida das águas frias e também à chegada de águas doces frias dos rios e, ainda a junção das correntes do Labrador e da Gronelândia. Estas águas podem-se misturar com as águas quentes da Corrente do Golfo, podendo-se constatar diferenças de temperatura na ordem dos 10°C entre pontos vizinhos.

Na realidade, a Corrente do Golfo e o Cold-Wall, não estão rigorosamente separados, o seu encontro produz turbilhões, resultando daí, ao sul do Banco da Terra Nova, uma mistura de águas, que originam, à superfície, uma série de bandas alternadas de águas quentes, salgadas e azuis, e de águas relativamente doces, mais opacas e que muitas vezes transportam gelos. Tal fenómeno levou a falar-se de um delta da Corrente do Golfo, como se da corrente se desprendessem múltiplas ramificações nas águas frias.

O eixo geral do movimento, cada vez mais desviado para a direita, afasta-se do bordo do continente americano. A toalha quente perde pouco a pouco as características de uma corrente de origem equatorial, os fios de água que se afastam da direcção geral, contribuem para formar a massa quase estagnante e altamente salina, que é o Mar de Sargaços, por causa da enorme quantidade de algas, que jamais poderão sair do centro do circuito para onde foram conduzidas.

Ao largo da Terra Nova, a Corrente do Golfo entra em conflito com a corrente do Labrador transportando águas frias vindas do mar de Baffin, e deixa de existir como verdadeira corrente. Não se pode mais falar de uma deriva transportando águas quentes até às costas da Noruega. É aqui segundo a teoria clássica que admite um verdadeiro desprendimento destas águas, encobertas superficialmente pelas correntes variáveis originadas pelos ventos, mas perceptível em profundidade (200 m).

Le Danois levantou-se contra esta concepção, baseando-se no facto de que é impossível de assinalar ao sul um limite preciso desta deriva, o único limite discutível é a norte, que Le Danois considera simplesmente como a fronteira entre as águas frias de origem polar e as águas quentes de origem tropical. As primeiras têm tendência a acumular-se no limite ocidental da bacia (costa da Gronelândia), as segundas afluem no limite oriental.

O limite destas duas zonas será animado de variações periódicas sazonais, as transgressões, amenizando assim no verão um avanço das águas quentes ao longo das costas da Europa ocidental. Estas transgressões apresentarão amplitudes variáveis consoante os anos, pondo em evidência a influência de períodos astronómicos.

A importância da anomalia térmica positiva continua a ser o principal índice de um afluxo certo de águas estranhas, que persiste até ao norte da Noruega, onde os fiordes escapam à congelação. Por mais fraca que seja a velocidade do movimento, este é sensível à rotação da Terra, que o desvia para a direita, de encontro às costas da Europa.

III - CONCLUSÃO

As correntes marinhas não têm um significado tão preponderante como muitas vezes lhe atribuem. Sob o aspecto morfológico, foram muitos os que se deixaram levar por ideias fantasiadas no que se refere ao efeito mecânico da água corrente dos oceanos, acreditando que estas águas poderiam criar estreitos marítimos completos, como os de Gibraltar, Mancha ou das Antilhas. Isto é falso, embora não se possa negar o efeito modelador e erosivo das águas correntes, pois ao longo dos séculos e com a ajuda das vagas e torrentes fluviais, efectuaram uma imensa actividade modificadora do litoral.

As correntes marinhas exercem a sua actividade no sentido de transportar os materiais mais ou menos finos que as vagas arrancaram, repartem esse material por outros lugares, depositando-o depois de certo tempo, segundo o tamanho das partículas. Trata-se geralmente de pequenas regiões, mas às vezes são vastas as regiões abarcadas. A região pouco profunda que se estende em frente à costa da Guiana, supõe-se devida em grande parte aos sedimentos do Amazonas, cujas águas são levadas para NW pela rápida corrente equatorial do Sul. Os materiais de aluvião que o Amazonas transporta numa hora, estimam-se em 80 milhões de Kg.

Incomparavelmente mais importante é a influência das correntes marinhas no clima. Parece tão natural que uma corrente, quente ou fria, exerça uma influência correspondente no clima da terra firme por ela banhada, e particularmente na zona costeira, que poucas vezes se obtém uma resposta exacta à pergunta de como se exerce esta influência.

As correntes têm uma importância climatológica somente quando o ar frio ou quente, suspenso na corrente, é levado para o interior dos continentes.

A Corrente do Golfo, de inestimáveis efeitos para a Europa, de nada nos serviria se os ventos SW e W, que predominam nestas latitudes, não levassem o ar quente da dita corrente para o interior da Europa Ocidental. A melhor prova desta afirmação está na costa oriental dos EUA no inverno; a Corrente do Golfo, que, todavia, passa muito perto da costa, é incapaz de amenizar o frígido inverno, pois a direcção predominante dos ventos é o NW.

A costa da Noruega teria o clima frigidíssimo que reina na Suécia e na Rússia, se em lugar dos ventos W, predominassem os de E. Provavelmente a Corrente do Golfo afastar-se-ia ligeiramente da costa se predominassem estes ventos, tal como acontece na costa oriental da América do Norte.

Oslo tem, geralmente, um inverno rigoroso, com neves e gelos, porque está mais no interior da península da Escandinávia. Ao contrário, Bergen, apesar de se situar mais a norte, tem no inverno um tempo geralmente chuvoso, com ventos temperados e nuvens abundantes, porque os ventos de oeste levam o ar tépido da corrente do Golfo.

No entanto, pode passar uma corrente fria junto de uma costa sem exercer influência no clima, desde que soprem ventos terrestres que impeçam o acesso do ar frio marítimo aos continentes. Na realidade, o vento continental trás como consequência fazer subir até à superfície do mar a água fria do fundo, a qual, apesar de tudo, faz diminuir consideravelmente a temperatura do ar nas costas dos continentes.

De qualquer forma, devem-se estudar os casos particulares com maior detenção, quando se trata da influência climatológica, das correntes marinhas, porque estas não podem exercer em quaisquer circunstâncias um efeito na região costeira correspondente ao seu próprio carácter térmico.

Note-se, todavia, que os efeitos das correntes marinhas são mais notórios e marcantes ao nível do clima das regiões costeiras, na navegação e na localização das zonas de pesca.

A maioria das correntes é lenta e não se desloca mais de algumas milhas por dia, existindo, contudo, excepções, que são os casos da Corrente do Golfo e do Kuroshio cujas velocidades são comparadas às de um rio regularmente rápido.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNAUD, Claude (1965) - *A Oceanografia*, Enciclopédia Diagramas, Editorial Estudos Cor.
- BOUVELOUP, Jaques (1950) - *Vagues, Marées, Courants Marins*, Presses Universitaires de France, Paris.
- CARRINGTON, Richard (1960) - *Biografia do Mar*, Coleção Vida e Cultura, Livros do Brasil, Lisboa.
- CORREIA, A. A. Mendes (1953) - *A Geografia do Mar*, Sociedade de Geografia de Lisboa, Lisboa.
- DAVEAU, Suzane (1976) - *O Ambiente Geográfico Natural*, INCM, Lisboa.
- GUILCHER, A. (1957) - *Océanographie - Hydrologie des Océans et des Mers*, Centre de Documentation Universitaire, Paris.
- LOURENÇO, Luciano (1988) - *Caderno de Trabalhos Práticos de Geografia Física (1ª Parte)*, Gabinete de Publicações, Faculdade de Letras, Coimbra.
- MACHADO, Frederico (1979) - *Introdução à Oceanografia*, Instituto Universitário dos Açores, Ponta Delgada.
- MARTONNE, E. de (1953) - "Tratado de Geografia Física", in *Panorama da Geografia*, Vol. I, Cosmos, Lisboa.
- O Grande Livro dos Oceanos (1972) - *Seleções do Reader's Digest*, Lisboa.
- PINTO, F. Barbosa e PINTO, R. Barbosa (1980) - *O Livro Azul - Uma Exploração no Maravilhoso Reino dos Oceanos*, Publiclub, Lisboa.
- ROUCH, J. (1939) - *La Mer*, Flammarion Editeurs, Paris.
- ROUCH, J. (1959) - *Les Découvertes Océanographiques Modernes*, Payot, Paris.
- SAINT-GUILY, Bernard (1956) - *Théorie des Courants Marins Induits par le Vent*, Masson & C.ie, Editeurs, Paris.
- SCHOTT, Gerhard (1930) - *Oceanografia Física*, Colección Labor, Editorial Labor SA, Barcelona.
- VALLAUX, Camille (1933) - *Géographie Générale des Mers*, Librairie Félix Alcan, Paris.
- VIERS, G. (1968) - *Elements de Climatologie*, F. Nathan, Paris.

Dados do Autor:

Nome: José Alberto Afonso Alexandre

E-mail: jaaalexandre@gmail.com ou jaaalexandre@hotmail.com

Mestre em Inovação e Políticas de Desenvolvimento (Universidade de Aveiro)

Licenciado em Geografia (Universidade de Coimbra)

Publicação em «monografias.com» de:

«O planeamento estratégico como instrumento de desenvolvimento de cidades de média dimensão», (<http://br.monografias.com/trabalhos/planeamento-cidades/planeamento-cidades.shtml>);

«Rumo à sustentabilidade: o planeamento urbano participativo», (<http://br.monografias.com/trabalhos2/sustentabilidade-urbana/sustentabilidade-urbana.shtml>);

O turismo em Portugal: evolução e distribuição, (<http://br.monografias.com/trabalhos2/turismo-portugal/turismo-portugal.shtml>).

Por:

José Alberto Afonso Alexandre

jaaalexandre@hotmail.com

jaaalexandre@gmail.com

Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra

1996

2008 (para as figuras)