Tema 5

Corrientes de Inercia y Geostróficas

5.1 Introducción

En el tema anterior se han desarrollado las diferentes fuerzas que constituyen la ecuación de conservación del momento y que, en definitiva, son responsables del movimiento del fluido. Clásicamente, se acostumbra a clasificar las fuerzas en diferentes grupos: (a) externas, que provienen del exterior del fluido; (b) internas, que actúan en el interior del fluido y (c) pseudofuerza, que se deben a que la Tierra gira y es, por la tanto, un sistema de referencia no inercial. Pese a la sencillez de esta clasificación, no siempre es tan claro a qué grupo pertenece cada fuerza. Así, mientras el término de Coriolis es trivialmente una pseudofuerza; y el arrastre del viento es una fuerza externa, la situación no es tan evidente con respecto a los gradientes horizontales de presión, ya que estos pueden deberse tanto a la inclinación de la superficie del mar, como a diferencias de densidad entre puntos relativamente próximos. Es, precisamente, a estos gradientes de presión que dedicaremos la mayor parte del presente tema. Antes de ello, trataremos de analizar otros casos aún más sencillos. En general, la filosofía del presente tema, así como del siguiente, es simplificar la ecuación de conservación del momento, quedándonos únicamente con algunos de los términos, a fin de poder conseguir soluciones explícitas que determinen el movimiento del fluido. Estas condiciones simplificadas pueden ser suficientes para determinar soluciones que representen de forma bastante precisa el movimiento del fluido, pero siempre ha de tenerse en cuenta cuales han sido las asunciones iniciales a fin de emplear las soluciones dentro de su rango de validez. Puede encontrarse información complementaria con respecto a los casos analizados tanto en este tema como en el siguiente en diferentes libros tales como (Pedlosky, 1987; Pond & Pickard, 1989; Open University, 2002; Stewart, 2008)

5.2 Equilibrio hidrostático

Éste es, sin ninguna duda, el caso más simple que puede tratarse en dinámica de fluidos. Si se considera la ecuación 4.23 del tema anterior asumiendo que el fluido está en reposo y va a permanecer así, entonces

$$u = v = w = 0$$

$$\frac{\mathrm{D}\mathbf{v}}{\mathrm{Dt}} = 0$$

Puede observarse que en la ecuación 4.23 se anulan directamente casi todos los términos, ya que la mayor parte de ellos dependen de las diferentes componentes de la velocidad, por lo que para las componentes horizontales se obtiene

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{x}} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{y}} = 0$$

Esto significa que no hay ningún tipo de fuerza en la dirección horizontal. Visto de otra forma, también puede decirse que las isobaras (superficies de igual presión) son horizontales.

De forma similar, en la dirección vertical se obtiene

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{z}} = -\mathrm{g}$$

que puede reescribirse como

$$dp = -\mathrm{g}\rho\mathrm{dz}$$

Esta ecuación proporciona el cambio de presión de una capa delgada de espesor dz a partir de la densidad que tiene el agua de esa capa. En el caso hipotético en que toda la columna de agua tuviese la misma densidad se obtiene

$$p = -\mathrm{g}\rho\mathrm{z}$$

Debe tenerse en cuenta que la coordenada z se acostumbra a medir desde la superficie, por lo que el valor de la presión será positivo y aumentará a medida que aumenta la aumenta la distancia desde la superficie. En general, la densidad no es constante por lo que la presión se debe calcular como el sumatorio de capas tan finas como se pueda o, en el límite, como la integral extendida a toda la columna de agua

$$p = \int_0^{-h} -\mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} \tag{5.1}$$

Realmente, lo que estamos diciendo es que la presión a un acierta profundidad z es el peso de toda la columna de agua que tiene por encima. Pueden verse diferentes situaciones en la Figura 5.1

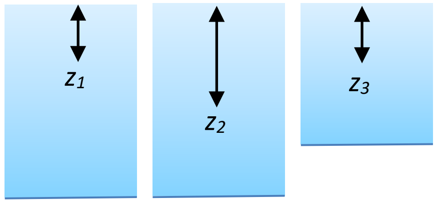

Figura 5.1. Esquema de diferentes situaciones hidrostáticas.

Si comparamos el primero y el segundo recuadro, el punto z_2 está más profundo que el punto z_1, por lo que la presión en ese punto será mayor. Por otro lado, los puntos z_1 y z_3 están a la misma profundidad, así que la presión será exactamente la misma, sin importar la distancia al fondo.

Por otro lado, asumiendo una densidad constante para toda la columna de agua (ρ = 1025 kg m^{-3}) y considerando una profundidad de 10 m, la presión sería

$$p = -g\rho z = -9.8 \times 1025 \times (-10) = 100450 \text{ Pa} \simeq 1 \text{ atmósfera}$$

Es decir, la presión ejercida por los primeros 10 metros de la columna de agua equivale a la de toda la atmósfera.

5.3 Corrientes de inercia

El caso de las corrientes de inercia es el siguiente en orden de complejidad. Asumamos una situación en la cual el agua del océano se ha puesto en movimiento debido a una fuerza externa de tal forma que, tras alcanzar un estado estacionario, esa fuerza ha cesado. Esta asunción no es un caso totalmente idealizado, podemos suponer un caso en el que el viento ha soplado de forma constante durante un cierto tiempo, tras el cual se ha llegado a un estado de calma atmosférica. Así, el agua ha alcanzado una cierta velocidad que no perderá inmediatamente, especialmente si se considera que los términos de fricción son lo suficientemente pequeños. Matemáticamente, se asume una situación en la cual los gradientes horizontales de presión son nulos

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} = 0$$

por lo cual no generan ninguna fuerza, así como que la velocidad vertical es nula. Se tendrá así una situación en la cual la velocidad inicial (aquella generada por una fuerza externa que ya ha cesado) variará debido al único término que queda (el de Coriolis)

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} &= 2\Omega v \sin\theta \\ \frac{Dv}{Dt} &= -2\Omega u \sin\theta \end{aligned} \qquad (5.2)$$

Lo que supone un sistema de dos ecuaciones diferenciales lineales acopladas, las cuales tienen solución explícita de la forma

$$\begin{aligned} u &= V \sin(f\, t) \\ v &= V \cos(f\, t) \end{aligned} \qquad (5.3a)$$

$$\begin{aligned} x &= x_0 - \frac{V}{f}\cos(f\, t) \\ y &= y_0 + \frac{V}{f}\sin(f\, t) \end{aligned} \qquad (5.3b)$$

donde V es el módulo de la velocidad y f la frecuencia de Coriolis definida en el tema anterior (ecuación 4.25). Esta corriente, que describe un camino circular, se denomina corriente de inercia. Debe tenerse en cuenta que las ecuaciones 5.3b se obtuvieron por

integración de las ecuaciones 5.3a, donde se asumió que en $t_0=t(0)$ la posición de la masa de agua era x_0, y_0.
Para la resolución de las ecuaciones 5.2 se ha asumido que el desplazamiento en latitud es pequeño, de tal forma que la frecuencia de Coriolis puede considerarse constante. También puede observarse que el módulo de la velocidad

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} = \sqrt{u_0^2 + v_0^2}$$

no varía en el tiempo, ya que no se han considerado términos de fricción, lo que varía es la dirección de esa velocidad debido al efecto de la fuerza de Coriolis. Por otro lado, el radio de giro depende tanto del módulo de la velocidad inicial como de la frecuencia de Coriolis.
El periodo de revolución de una corriente de inercia es el tiempo que necesita una parcela de fluido para realizar un giro completo Trivialmente, puede obtenerse a partir de las ecuaciones de movimiento como

$$T = \frac{2\pi}{f} \tag{5.4}$$

En el caso límite del ecuador donde el tiempo que se tarda en dar una revolución completa es infinito. Se recomienda al lector realizar el ejercicio 2 para calcular cual es el periodo de revolución a diferentes latitudes. Obviamente, por la simetría del problema, el periodo de revolución es el mismo a la misma latitud ya sea del hemisferio norte como del sur. Solo el sentido de giro es diferente en cada caso.

5.4 Corrientes geostróficas

El objetivo final de esta sección es calcular las corrientes geostróficas, las cuales aparecen debido al equilibrio entre los gradientes de presión y los términos de Coriolis. El problema tiene diferentes niveles de complejidad dependiendo de si los gradientes de presión se deben a la inclinación del nivel del mar o a diferencias horizontales de densidad. Seguiremos para el estudio de corrientes geostróficas un esquema similar al utilizado en el libro de la Open University (2002).

5.4.1 Condiciones barotrópicas y baroclínicas

Una situación en la que la superficie del mar está más elevada en un lado que en otro constituye un ejemplo sencillo de como dos puntos situados a la misma profundidad pueden estar sometidos a distinta presión. Sin embargo, existen otras situaciones en las cuales los gradientes resultantes pueden ser mucho mayores. En la presente sección daremos una serie de definiciones que nos permitirán comprender con mayor facilidad como se desarrollan las corrientes geostróficas.
Se llamarán superficies isobáricas (isobaras) a las superficies de igual presión y superficies isopicnas (isopicnas) a las de igual densidad. La Figura 5.2 muestra un ejemplo de situación barotrópica, en la cual las isopicnas y las isobaras son paralelas. Por contraste, la Figura 5.3 muestra una situación baroclínica en la cual las isopicnas y las isobaras ya no son paralelas. Esta situación baroclínica aparece cuando la densidad varía lateralmente, de tal forma que a una misma profundidad, el peso de la columna de

agua es diferente, de tal forma que la presión varía lateralmente dando lugar a gradientes de presión, incluso si no hay diferencia de altura en la superficie del mar.

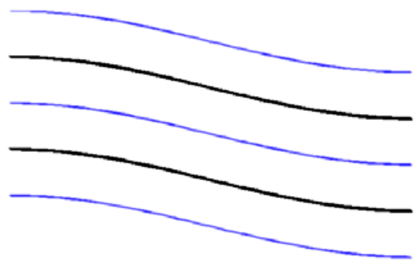

Figura 5.2. Situación barotrópica donde las líneas azules representan las isobaras y las negras las isopicnas. Puede verse como las isobaras y las isopicnas son paralelas entre sí.

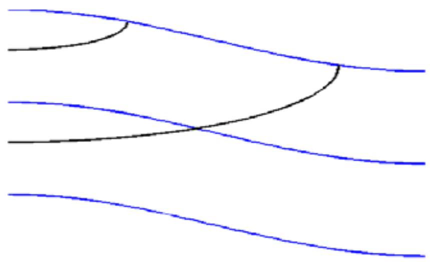

Figura 5.3. Situación baroclínica donde las líneas azules representan las isobaras y las negras las isopicnas.

5.4.2 Inclinación del nivel del mar

Podemos imaginar diferentes situaciones en la cuales aparecen gradientes horizontales de presión. Tal vez, la forma más sencilla sea considerar que una masa de agua se ha apilado en una cierta zona del océano, de tal forma que la altura del nivel del mar es mayor en esa zona que en otras que están relativamente próximas. Para el cálculo de la presión se considerará la situación de equilibrio hidrostático que se describió en la primera sección, de tal forma que si asumiésemos un fondo plano, la presión sobre ese fondo sería mayor en aquellas zonas donde el nivel del mar es más alto. Así, se generaría un gradiente de presión que, de forma intuitiva, haría que el agua tendiese a desplazarse desde la zona de mayor altura (presión) a la zona de menor (altura) presión. Podemos tratar de formalizar lo que sucedería en la situación esquemática que se muestra en la Figura 5.4. Por comodidad matemática, se asumirá que el origen de la coordenada vertical comienza en el fondo y crece hacia arriba. De esta forma, el signo menos que aparecía en la relación entre presión y densidad (ecuación 5.1) desaparece. Si se considera el esquema de la Figura 5.2, se puede calcular trivialmente la diferencia de presión entre los puntos A y B si se asume que la densidad es contante. Así

$$\Delta p = p_B - p_A = g\rho\,(z + \Delta z) - g\rho z = g\rho\,\Delta z$$

Ese incremento de presión puede transformarse en un gradiente si se tiene en cuenta la distancia que separa ambos puntos de medida.

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \frac{\Delta z}{\Delta x}$$

Se puede ver gráficamente en la Figura 5.2 que el cociente entre incrementos espaciales coincide con el ángulo de inclinación de la superficie del océano $\Delta z/\Delta x = \tan \phi$.

Debe tenerse en cuenta que el ángulo que aparece en la figura está muy exagerado, ya que las diferencias en alturas pueden ser de unos pocos metros, mientras que la separación entre puntos es típicamente del orden de decenas de kilómetros. Los valores típicos en zonas donde se obtienen corrientes fuertes son del orden del metro de elevación vertical por cada 100 km de distancia. Teniendo en cuenta la relación entre el ángulo y los incrementos, el gradiente de presión puede expresarse como

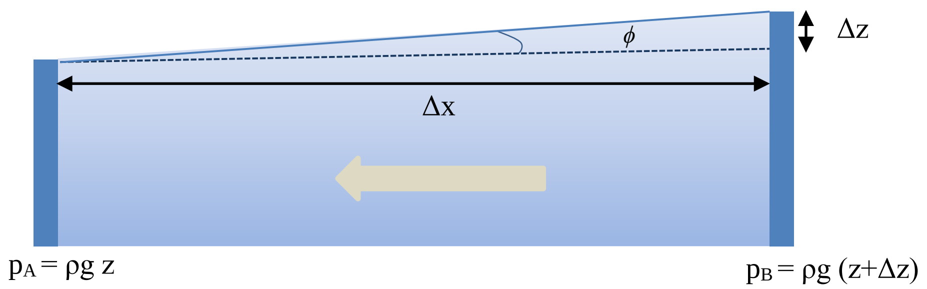

Figura 5.4. Esquema de zona con diferente elevación del nivel del mar. La flecha gris representa la dirección inversa al gradiente de presión en la cual se produce inicialmente el movimiento.

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \ \tan \phi$$

En el límite donde los incrementos son infinitesimales se puede pasar a la forma diferencial de la ecuación anterior la cual, a su vez, puede dividirse por la densidad a fin de obtener la fuerza por unida de masa, tal como aparece en la ecuación de conservación del momento.

$$\frac{1}{\rho}\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}x} = g \ \tan \phi \qquad (5.5)$$

Puede verse que la ecuación 5.5 no depende de la profundidad de los puntos (z) sino de la diferencia de profundidad (Δz), de tal forma que la expresión es exactamente la misma para cualquier valor de z. El gradiente de presión es siempre el mismo y, por lo tanto, el agua se moverá, en principio, de derecha a izquierda con la misma velocidad. Obviamente, en una situación en la cual la altura de A fuese mayor que la de B el movimiento se produciría (inicialmente) de derecha a izquierda.

5.4.3 Ecuaciones de movimiento

Las corrientes geostróficas se producen cuando se compensa el gradiente horizontal de presión con el término de Coriolis, donde el gradiente horizontal de presión que genera inicialmente el movimiento puede deberse tanto a condiciones barotrópicas como baroclínicas. Una vez más, tal como se hizo en secciones anteriores, se han despreciado los efectos de fricción. Se recomienda al lector la lectura de la sección introductoria del tema 10 de Stewart (2008), para analizar la importancia relativa de los diferentes términos en la ecuación de conservación del momento.

Si se considera como punto de partida la ecuación 4.23 del tema anterior y se considera que no existen aceleraciones, entonces $Du/Dt = Dv/Dt = Dw/Dt = 0$, lo que supone asumir que se alcanzará un equilibrio entre los diferentes términos. Por otro lado, también se tendrá en cuenta que la componente vertical de la velocidad es mucho menor que las horizontales $u, v \gg w$. Así, las ecuaciones de conservación del momento (en componentes) tendrán la forma:

$$0 = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{x}} + fv \tag{5.6a}$$

$$0 = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{y}} - fu \tag{5.6b}$$

$$0 = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{z}} - \mathrm{g} \tag{5.6c}$$

donde f es la frecuencia de Coriolis. Este conjunto de ecuaciones, denominadas ecuaciones geostróficas, puede reescribirse de la forma

$$v = \frac{1}{f\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{x}} \tag{5.7a}$$

$$u = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{y}} \tag{5.7b}$$

$$p = p_0 + \int_{-h}^{\xi} \mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} \tag{5.7c}$$

En la última ecuación se ha empleado el concepto de equilibrio hidrostático, donde p_0 es la presión atmosférica a la altura de referencia (z=0) y ξ representa la altura de la superficie del mar. Si se sustituye 5.7c en las ecuaciones 5.7a y 5.7b se obtiene

$$v = \quad \frac{1}{f\rho}\frac{\partial}{\partial \mathrm{x}}\int_{-h}^{0} \mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} + \frac{g}{f}\frac{\partial \xi}{\partial x} \tag{5.8a}$$

$$u = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial}{\partial \mathrm{y}}\int_{-h}^{0} \mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} - \frac{g}{f}\frac{\partial \xi}{\partial y} \tag{5.8b}$$

Matemáticamente, hemos partido la integral entre profundidad –h y ξ en dos integrales, la primera de ellas entre –h y la profundidad de referencia z=0 y la segunda entre z=0 y ξ. Como ξ es típicamente del orden de unos decímetros, las variaciones de densidad se ignoran a esa escala, con lo que ρ puede considerarse constante y la segunda integral puede resolverse de forma trivial. Por comodidad llamaremos a los segundos términos v_s y u_s respectivamente, de tal forma que las ecuaciones anteriores podrán expresarse de la forma

$$u = -\frac{1}{f\rho}\frac{\partial}{\partial \mathrm{y}}\int_{-h}^{0} \mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} - u_s \tag{5.9a}$$

$$v = \frac{1}{f\rho}\frac{\partial}{\partial \mathrm{x}}\int_{-h}^{0} \mathrm{g}\,\rho\,\mathrm{dz} + v_s \qquad (5.9b)$$

Si se asume que el océano es homogéneo y tanto la gravedad como la densidad son constantes, entonces el primer término de las ecuaciones 5.8 desaparecerá, quedando únicamente el segundo término que corresponde a la situación barotrópica que se comentó en la sección anterior. Por el contrario, en un océano estratificado se tendrán dos componentes, la primera debida a la inclinación de la superficie (los términos v_s y u_s) que constituyen la componente barotrópica y la segunda debida a los gradientes de presión generados por diferencias de densidades (componente baroclínica).

Podemos analizar de forma cualitativa los resultados que acabamos de obtener, siguiendo el razonamiento usado en Open University (2002). Imaginemos que se tiene un gradiente de presión únicamente en la dirección *X*, de tal forma que la presión aumente de izquierda a derecha, así, el agua tenderá a moverse en la dirección opuesta a ese gradiente, es decir en dirección X^-. Inmediatamente, el agua se verá afectada por la fuerza de Coriolis, de tal forma que su desplazamiento adquirirá una cierta componente hacia su derecha (en el hemisferio Norte), es decir, aparecerá una cierta componente en la dirección Y^+. A medida que el movimiento avanza, ese término de Coriolis hará que la componente Y^+ sea cada vez más importante, de tal forma que se adquirirá un estado de equilibrio cuando el gradiente de presión y el término de Coriolis actúen en direcciones opuestas, lo cual sucede cuando el desplazamiento se produce en la dirección Y^+. Esto puede verse esquemáticamente en la Figura 5.5.

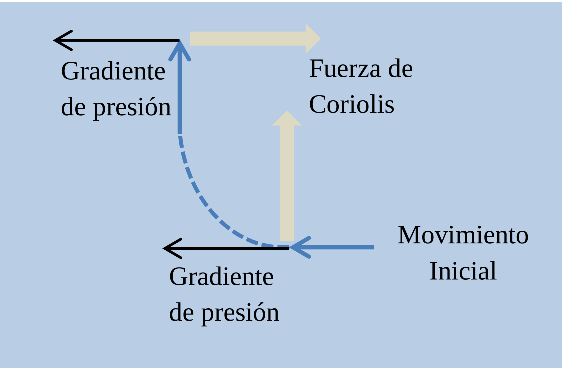

Figura 5.5. Esquema de la evolución del movimiento generado por un gradiente de presión en la dirección X^-. Debido a la fuerza de Coriolis, se adquiere el equilibrio cuando el desplazamiento tiene lugar en la dirección Y^+.

5.4.4 Cálculo práctico de velocidades geostróficas

Según lo que se ha visto en secciones anteriores, hay diferentes formas de estimar la velocidad debida a gradientes horizontales de presión. En situaciones barotrópicas el cálculo es sencillo, ya que *solo* se necesita conocer cuál es la inclinación de la superficie del océano en una cierta dirección para poder calcular el movimiento del agua en la dirección perpendicular a esa superficie, sin más que considerar las ecuaciones 5.5 y 5.7a, a partir de las cuales se obtiene

$$v = \frac{g}{f} \tan \phi \tag{5.10}$$

Hemos asumido que la superficie está inclinada en la dirección X, por lo que el movimiento resultante tendrá lugar en la dirección Y. Ese movimiento sucede para todas las profundidades, ya que la inclinación será siempre la misma, coincidente con la inclinación de la superficie. Hemos puesto solo en itálica ya que las diferencias en altura pueden ser del orden de 1 metro por cada 100 km de distancia, de tal forma que eran difícilmente medibles con precisión antes de la era satelital.

Para situaciones baroclínicas el comportamiento es diferente, ya que la inclinación de las isobaras cambia con la profundidad. Así, a partir de la distribución de densidades se puede determinar cómo es la inclinación de las isobaras a una cierta profundidad. De esta forma, las corrientes obtenidas para una cierta capa no son absolutas, sino relativas al movimiento de las capas inferiores. Para poder dar un valor absoluto se acostumbra a asumir una profundidad lo suficientemente grande para que las isobaras sean horizontales, es decir, donde el gradiente de presión y por lo tanto la velocidad sean nulas. Esto puede verse gráficamente en la Figura 5.6, donde existe una cierta profundidad de referencia z_0 donde las isobaras son horizontales. Una vez más, asumimos la existencia de dos puntos de medida (A y B) separados por una distancia Δx en la dirección perpendicular a la que se producirá la corriente geostrófica. Si queremos calcular la velocidad de corriente a una cierta altura z_1, ahí la isobara ya no será horizontal, sino que formará un ángulo ϕ_1 con la horizontal.

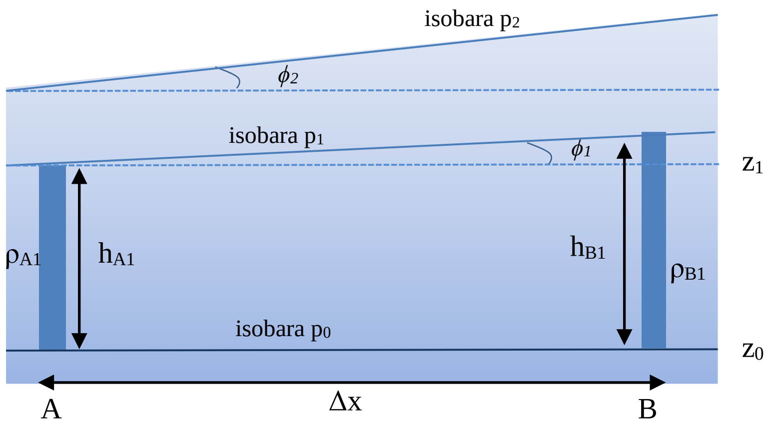

Figura 5.6. Variación de las isobaras con la profundidad. Se considera una profundidad de referencia z_0 para la cual la isobara (p_0) es horizontal. A una cierta altura, la isobara (p_1) ya no es horizontal.

En la situación que se ha representado en la Figura 5.5 se considera que la densidad es mayor en la columna A que en la B. Al igual que vimos anteriormente el ángulo de la isobara con respecto a la horizontal puede calcularse a partir de la diferencia de alturas y de la distancia entre estaciones.

$$\frac{h_{B_1} - h_{A_1}}{\Delta x} = \tan \phi_1$$

que podemos sustituir en la ecuación 5.9, de tal forma que

$$v_1 = \frac{g}{f} \frac{h_{B_1} - h_{A_1}}{\Delta x} \tag{5.10}$$

Por la propia definición de isobara, la presión hidrostática es la misma en ambos puntos para ambas alturas

$$\rho_{B_1}\, g\, h_{B_1} = \rho_{A_1}\, g\, h_{A_1} \quad \Longrightarrow \quad h_{A_1} = h_{B_1} \frac{\rho_{B_1}}{\rho_{A_1}}$$

que puede sustituirse directamente en la ecuación 5.10

$$v_1 = \frac{g h_{B_1}}{f \Delta x} \left(1 - \frac{\rho_{B_1}}{\rho_{A_1}}\right) \tag{5.11}$$

A modo de ejemplo, la siguiente figura muestra las corrientes geostróficas calculadas a partir de la altura del nivel del agua en la zona del *Great Whirl* en las proximidades de la costa de Somalia.

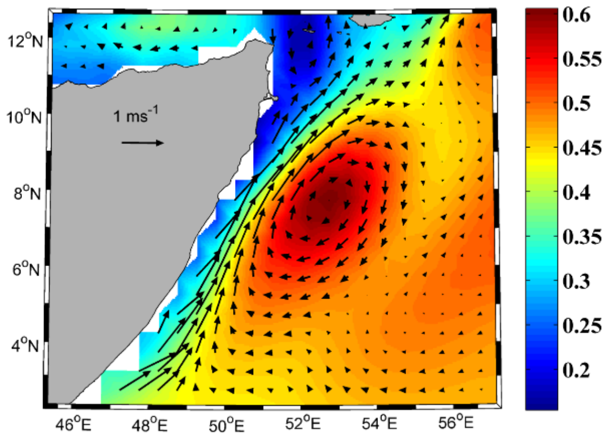

Figura 5.7. Corrientes geostróficas calculadas a partir de la altura del nivel del agua en la zona del *Great Whirl*. Las flechas representan la velocidad de las corrientes y los colores la altura del nivel del mar. Los datos se obtuvieron de Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).

5.4.5 Limitaciones

Deben tenerse en cuenta algunas de las limitaciones de la metodología empleada para el cálculo de corrientes geostróficas:

(a) Las corrientes son relativas, no absolutas, de tal forma que es necesario asumir una profundidad donde no hay movimiento. Así, las corrientes se calcularán con respecto a esa profundidad de referencia que hemos llamado z_0. A efectos prácticos, se consideran valores del orden de los 2000 m.

(b) La asunción de una profundidad de no movimiento puede ser correcta para el océano abierto, pero no así para zonas próximas a la costa.
(c) Las corrientes se calculan en la dirección perpendicular al gradiente de presiones, de tal forma que una mala elección de la orientación de los puntos de control podría hacer que no se obtuviesen valores significativos. Así, podemos imaginar una situación en la cual la línea entre estaciones esté en la dirección perpendicular al gradiente de presiones, de tal forma que no se mediría ningún valor apreciable de corriente. A efectos prácticos, lo mejor es escoger dos secciones perpendiculares entre sí, de tal forma que la velocidad sería la que se obtuviese de calcular la corriente geostrófica en ambas direcciones. En general, se acostumbra a usar una malla de estaciones, de tal forma que se pueden determinar campos de velocidades.
(d) Se ha asumido que el sistema ha alcanzado un estado estacionario, por lo cual no puede analizarse la existencia de aceleraciones. En general, la aproximación es válida para distancias mayores de 50 km y tiempos mayores que unos pocos días. Cuando las escalas temporales y espaciales son menores la aproximación no es válida.
(e) La aproximación no es válida en las proximidades del Ecuador (aproximadamente a unos dos grados) donde el término de Coriolis, el cual depende del seno de la latitud, tiende rápidamente a cero.
(f) Finalmente debe tenerse en cuenta que se ha asumido que no existe fricción, lo cual no siempre es absolutamente cierto.

Si se tienen en cuenta estas limitaciones y se aplican las ecuaciones geostróficas dentro de su rango de validez, puede obtenerse una valiosa información sobre los patrones de corrientes sin más que medir los campos de presión, salinidad y temperatura en una malla de puntos, lo cual puede hacerse de forma rutinaria y con un alto nivel de precisión.

CUESTIONES

1. Asumiendo la hipótesis hidrostática. ¿La presión sobre una parcela de fluido se debe al peso de la columna de agua sobre esa parcela o bajo esa parcela?
2. ¿De qué orden son los efectos de los cambios de densidad sobre la presión ejercida sobre una parcela de agua? ¿Son cuantitativamente pequeños o grandes? Pista, véase el resultado del problema 1.
3. ¿Qué fuerzas dan lugar a las corrientes de inercia?
4. En una corriente de inercia, dada la velocidad inicial del fluido ¿cómo varía en módulo y dirección a lo largo del tiempo?
5. Asumiendo una velocidad inicial V_0 del fluido en una corriente inercial, ¿cómo varía el radio de giro a distintas distancias desde el ecuador?
6. En una corriente de inercial, ¿el periodo depende de la velocidad del fluido en el instante inicial? ¿Depende de la distancia al ecuador?

7. Describe brevemente la diferencia entre una situación barotrópica y una baroclínica.
8. Describe brevemente la influencia de la componente barotrópica y de la baroclínica sobre una corriente geostrófica.
9. Las corriente geostróficas se generan, entre otras causas, cuando una parcela de agua está elevada con respecto a parcelas en sus alrededores. Estima un valor típico de $\Delta z/\Delta x$.
10. Dada una zona del mar con altura mayor que sus alrededores. ¿Qué tipo de corriente genera?

a) ¿Una corriente en la dirección del gradiente de altura y en sentido de la zona más alta a la más baja?
b) ¿Una corriente en la dirección del gradiente de altura y en sentido de la zona más baja a la más alta?
c) ¿Una corriente perpendicular a la dirección del gradiente de altura?

Justificar la respuesta.

11. Si todo el resto de condiciones son exactamente iguales, ¿cómo influye la distancia al ecuador en una corriente geostrófica?

PROBLEMAS

1. Asumiendo una zona del océano de profundidad aproximada de 2000 metros. Calcular cual sería la presión a ese profundidad si la densidad fuese constante (ρ= 1024 kg m^{-3}). Realizar el mismo cálculo asumiendo que la densidad varía de forma parabólica con la profundidad, tomando la forma $\rho = 1024 + a z^2$, siendo $a=10^{-6}$. Comparar ambos cálculos.
2. Comparar el periodo de revolución de una corriente de inercia cerca del Ecuador, a latitudes intermedias (45º) y cerca del polo.
3. ¿Cuál es la diferencia entre una corriente de inercia a 45º y a -45º?
4. Asumiendo dos puntos de medida (A y B) situados a latitud 45º N y separados por una distancia de 100 km a una. Se considera que tienen densidades promedio ρ_A=1026.5 kg m^{-3} y ρ_B=1026.1 kg m^{-3} entre las isobaras p_0 situada a la profundidad de referencia y la isobara p_1 situada aproximadamente a z_1=800 m. ¿Cuál es la velocidad geostrófica a la profundidad z_1? Debe asumirse que h_B es aproximadamente igual al incremento de profundidad z_0- z_1.

REFERENCIAS

Pedlosky, J. (1987). Geophysical Fluid Dynamics. Springer.
Open University (2002) Ocean Circulation. 2nd edition. Pergamon Press.
Pond, S. & Pickard, G.L. (1983). Introductory Dynamical Oceanography. 2nd edition. Butterworth Heinemann
Stewart, R.H. (2008) Introduction to Physical Oceanography.