

Fluidos Geofísicos-Océano

D.A. Castro Cortés, L.F. Horta Camacho

Departamento de Física, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

06 de febrero de 2020

1 Introducción

La dinámica de fluidos geofísicos comprende un grupo de principios que gobiernan la variabilidad temporal y espacial del océano y la atmósfera, cuyo objetivo es el estudio de los flujos naturales a gran escala en la Tierra y su aplicación se enfoca en los movimientos observados en varios sistemas que están bajo distintos disfraces pero son gobernados por dinámicas similares, como los vórtices generados por la Corriente del golfo que están relacionados con la dinámica de la Gran Mancha Roja de Júpiter.

Los problemas que abarca la dinámica de fluidos encierran la rotación del planeta y diferencias de densidades (aguas dulces y salinas), por lo que ésta comprende la dinámica de fluidos estratificada por rotación, y específicamente en el estudio del océano, se refieren a la variabilidad de éste en cuanto al estudio de olas, vórtices y corrientes.

En general, los movimientos del aire en nuestra atmósfera y del agua de mar en los océanos que se encuentran dentro del alcance de la dinámica de los fluidos geofísicos ocurren en escalas de varios kilómetros hasta el tamaño de la tierra. Los fenómenos oceánicos de interés incluyen el flujo del estuario, el afloramiento costero y otros procesos asociados con la presencia de una costa, grandes remolinos y frentes, las principales corrientes oceánicas como la Corriente del Golfo y la circulación a gran escala.

Los patrones de flujo en la atmósfera y los océanos son generados por mecanismos muy diferentes. Además de las fuerzas gravitatorias periódicas de la luna y el sol que generan las mareas, la superficie del océano está sometida a una tensión del viento que impulsa la mayoría de las corrientes oceánicas. Finalmente, las diferencias locales entre las temperaturas del aire y del mar generan flujos de calor, evaporación y precipitación, que a su vez actúan como forzamientos termodinámicos capaces de modificar las corrientes impulsadas por el viento o de producir corrientes adicionales.

La dinámica de fluidos ha contribuido en gran medida a prevenir catástrofes producidas por los fenómenos oceánicos y salvar numerosas vidas en el mar y en zonas costeras

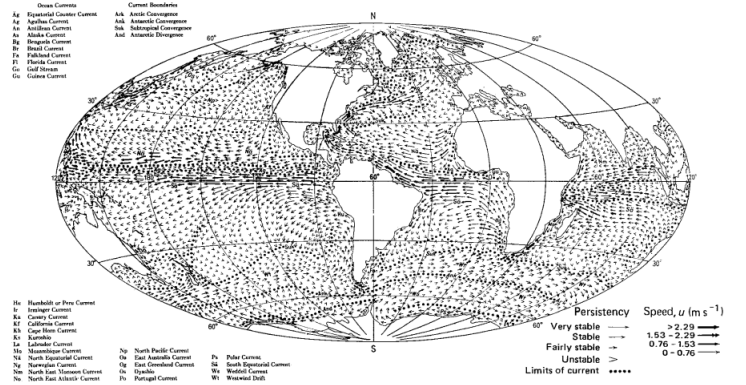


Figura 1: Corrientes de superficie en los océanos del mundo durante el invierno del Hemisferio Norte. Las flechas indican la dirección de las corrientes, mientras que sus longitudes indican persistencia. [4]

gracias a la aplicación que ésta ha tenido en modelos predictivos y preventivos, como el paso de huracanes, formación de tsunamis o fenómenos climáticos como El Niño.

Para realizar estos cálculos predictivos se ha tenido en cuenta el ambiente rotacional que tiene la Tierra debido al giro sobre su eje que introduce en las ecuaciones de movimiento dos términos de aceleración que son interpretados como fuerzas en el marco giratorio: La fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga, donde la primera juega un factor crucial en los movimientos de fluidos geofísicos mientras que la segunda, aunque es mas palpable, no juega un papel considerable a gran escala.

En el presente trabajo enfatizaremos en las ecuaciones que rigen y describen el la creación, el movimiento y la evolución de las olas en la superficie oceánica, las corrientes oceánicas que se producen en todo el globo terráqueo, y fenómenos como los vórtices, las aguas muertas y las aguas poco profundas, así como eventos de impacto ambiental como tsunamis y fenómenos climáticos que han sido objeto de estudio y modelación, todos estos bajo la explicación de la dinámica de fluidos.

2 Marco conceptual

La dinámica de fluidos geofísicos introduce las llamadas escalas de movimiento, las cuales distinguen la importancia dinámica de un proceso físico en una situación en particular. Estas cantidades expresan la magnitud general de las variables a considerar, las cuales son definidas con precisión y se interpretan como órdenes de magnitud en las variables físicas consideradas. En la mayoría de situaciones las escalas clave son el tiempo, la longitud y la velocidad, aunque para otros problemas como el fenómeno de aguas muertas se consideran la densidad promedio, el rango de variación de la densidad y la altura en la cual se produce la variación de densidad.

Teniendo en cuenta el primer supuesto bajo el cual se aplica la dinámica de fluidos geofísicos, se procederá a ampliar los conceptos de rotación y estratificación.

2.1 Rotación

Para considerar importante el efecto de la rotación terrestre en el problema es posible considerar la cantidad adimensional

$$\begin{aligned}\omega &= \frac{\text{Tiempo de una revolución}}{\text{Escala de tiempo de movimiento}} \\ &= \frac{2\pi}{\frac{\Omega}{T}} \\ &= \frac{2\pi}{\Omega T}\end{aligned}\quad (1)$$

Donde T es usado para denotar la escala temporal en el flujo. Si $\omega \leq 1$ se tiene en cuenta el efecto de la rotación. En la Tierra ocurre cuando T excede 24 horas.

También se tiene un criterio que se vale de las escalas de velocidad U y longitud L .

$$\begin{aligned}\epsilon &= \frac{\text{Tiempo de una revolución}}{\text{Tiempo para cubrir } L \text{ yendo a velocidad } U} \\ &= \frac{2\pi}{\frac{\Omega}{L/U}} \\ &= \frac{2\pi U}{\Omega L}\end{aligned}\quad (2)$$

De nuevo, si $\epsilon \leq 1$ la rotación es importante.

2.2 Estratificación

En general, los fluidos geofísicos se componen de fluidos con distintas densidades, que bajo la acción gravitatoria tienden a organizarse en pilas verticales correspondientes a un estado de energía potencial mínima, pero el movimiento

continuo del fluido perturba este equilibrio haciendo que el fluido denso se eleve y el ligero baje, pero en ocasiones ocurre que esta estratificación regresa al equilibrio y causa un impulso en el flujo, por lo que la importancia dinámica de la estratificación se puede evaluar comparando la energía potencial y cinética como sigue:

Sea $\Delta\rho$ la escala de variación de densidades en el fluido y H la escala de altura, la estratificación hará que se eleve el fluido con densidad mayor sobre la altura H y disminuyendo el fluido con menor densidad para preservar la conservación del volumen. Así su energía potencial es de la forma $\Delta\rho gH$ y su energía cinética, considerando la velocidad U , es $\frac{\rho_0 U^2}{2}$. Podemos construir la relación de energías:

$$\sigma = \frac{\rho_0 U^2}{\Delta\rho gH} \quad (3)$$

Si $\sigma \sim 1$ un incremento de energía potencial necesario para perturbar la estratificación consume una porción considerable de energía cinética disponible, por lo que modifica el campo del flujo considerablemente. Por lo tanto la estratificación debe ser tomada en cuenta. Cuando σ es mucho mayor o mucho menor que la unidad no se perturba la estratificación y el flujo no se ve afectado

Invocaremos las ecuaciones de momento que rigen el movimiento del fluido de acuerdo a la primera ley de Newton sobre un fluido, la ecuación geostrofica que detalla las corrientes resultantes del balance de fuerza, dadas por

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u} - \nabla \Phi - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad (4)$$

Donde el primer término es el término inercial, el segundo es el término advectivo no lineal, el tercero es la aceleración de Coriolis, el cuarto combina las aceleraciones centrípeta y gravitacional, y el quinto es la presión por unidad de masa.

$$\nabla_h p = -\rho(2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u})_h \quad (5)$$

Donde ρ es la densidad del fluido, \mathbf{u} denota la velocidad del fluido y \mathbf{f}_i las fuerzas que actúan sobre este.

Enunciaremos las fuerzas mas relevantes que actúan en el estudio de la dinámica oceánica

2.3 Fuerza de Coriolis

En esta fuerza se distinguen tres fenómenos físicos muy relacionados: 1). La rotación de la Tierra bajo el movimiento de una partícula durante su tiempo de vuelo; 2). Cambios en la aceleración centrípeta con variación en la distancia de la partícula desde el eje de espín de la Tierra; y 3). La conservación del momento angular de la partícula.

Su expansión en el sistema cartesiano está dado por

$$2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u} = 2 \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ 0 & \Omega \sin\theta & \Omega \cos\theta \\ u & v & w \end{bmatrix} \quad (6)$$

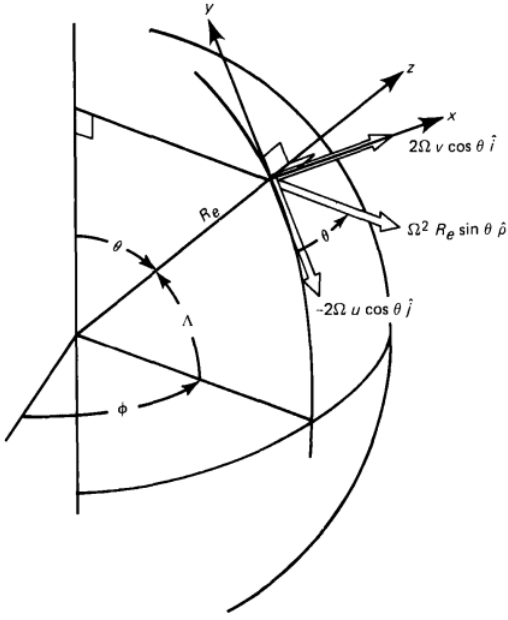


Figura 2: Diagrama de fuerzas mostrando las componentes de la fuerza de Coriolis en la superficie terrestre.

La componente vertical de velocidad w es despreciable si es comparada con las cantidades u y v , al igual que la componente \hat{z} que en órdenes de magnitud es mucho mas pequeña que las fuerzas verticales de gravedad y flotabilidad. Así tenemos las componentes

$$\begin{aligned} -(2\Omega \times \mathbf{u})_x &= 2v\Omega \cos\theta \\ -(2\Omega \times \mathbf{u})_y &= -2v\Omega \cos\theta \end{aligned} \quad (7)$$

En el hemisferio norte, una partícula inicialmente dirigida hacia el norte ($u > 0$) se desvía hacia el este por la componente x de la fuerza de Coriolis, y por lo tanto adquiere una componente de velocidad hacia el este ($u > 0$). Este componente luego interactúa con el componente meridional dirigido hacia el sur de la fuerza de Coriolis para continuar en sentido horario desviación.

En el hemisferio sur, $\cos\theta < 0$ y la dirección de la fuerza es opuesta: el círculo de inercia gira en sentido antihorario.

2.4 Fuerza gravitacional

La gravedad es claramente la fuerza más fuerte y dominante que actúa sobre el mar, y se manifiesta de varias maneras obvias. Establece una superficie equipotencial a la que el nivel del mar se ajusta estrechamente, pero no exactamente; suministra la fuerza restauradora para las ondas de gravedad superficiales e internas; se comprime (en un pequeño grado) el agua en profundidad a través del peso del fluido suprayacente; establece las fuerzas de marea sol-luna-tierra; y proporciona la energía para las circulaciones sutiles pero importantes impulsadas por la densidad en profundidad, es decir, las corrientes termohalinas.

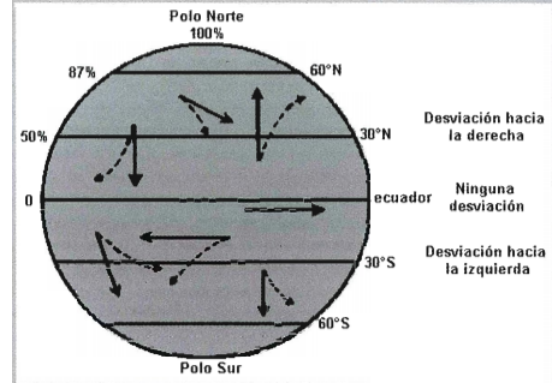


Figura 3: Trayectorias de la fuerza de Coriolis en distintos puntos de la superficie terrestre.

La fuerza gravitacional por unidad de masa, que denominamos aceleración local g_0 , está dada por

$$\frac{d^3\mathbf{F}}{\rho d^3\mathbf{x}} \approx \mathbf{g}_0 = -\frac{\mathbf{G}m_e}{r^2} \quad (8)$$

Donde, naturalmente, esta fuerza puede ser derivada de una función potencial escalar Φ_0 . llamado geopotencial, y podemos hallar la aceleración tomando el gradiente negativo

$$\mathbf{g}_0 = -\nabla\Phi_0 \quad (9)$$

Las fuerzas gravitacionales no tiene simetría esférica, pero varían de manera significativa debido a las anomalías y concentración de masa local, donde la mayor desviación de simetría esférica proviene del aplanamiento de la tierra en los polos causado por el espín sobre su eje norte-sur. Dejaremos estas complicaciones de lado para dar paso a las fuerzas de marea y las ondas.

2.5 Fuerzas de Marea

Estas fuerzas son provocadas por la influencia del sol y la luna, que es suficientemente fuerte para inducir una marea detectable en el océano. Las órbitas de estos cuerpos determinan también la variación de frecuencia, fase y amplitud de la marea en respuesta.

Los periodos dominantes son clasificados en tres grupos: semidiurno (medio día), diurno (diario) y de largo periodo (14,28, 180 días y mucho más). Al máximo de la modulación quincenal se le conoce como marea primaveral, y se da aproximadamente en el tiempo en que el sol y la luna están en conjunción o anticonjunción. La marea mínima durante 14 días se le conoce como marea baja y ocurre cuando los dos cuerpos celestes están en cuadratura (90 grados).

Los flujos causados por la fuerza gravitatoria y centrípeta estan condicionados por las masas continentales e islas que ayudan a dar forma a estos flujos, ya sea por fricción inferior o por las cuencas oceánicas. La marea se considera como onda de aguas poco profundas propagándose a una velocidad

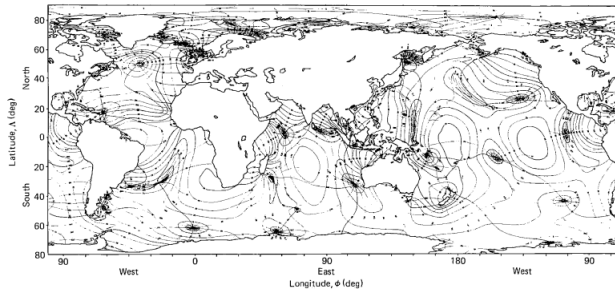


Figura 4: Gáfica de marea en periodo principal lunar (semi-diurno) en los océanos de la Tierra

$c = gH^{\frac{1}{2}}$ en aguas de profundidad H siendo llevada por la fuerza de marea a una velocidad de $R_e\Omega\sin\theta$.

3 Campos de aplicacion

El modelado y simulación del sistema climático de la Tierra es un problema de interés actual, dada la necesidad de predecir su posible comportamiento en las décadas siguientes o poder predecir catastrofes venideras. Teniendo en cuenta que el sistema climático de la Tierra se define como el conjunto conformado por cinco componentes principales: la atmósfera, la hidrosfera, la criósfera, la superficie terrestre y la biósfera, los cuales interactúan entre sí a través de procesos físicos, químicos, biológicos y geológicos. El modelo tiene como objetivo describir el comportamiento temporal y/o espacial de las variables de estado de los elementos que conforman el sistema que se desea representar. En este caso las corrientes marítimas, estas tienden a ser un poco complejas de modelar debido a la cantidad de variables que se tienen. Pero con la ayuda de herramientas computacionales la complejidad de modelar estos cuerpos de agua tienden a disminuir.

4 Metodos de solucion de problemas reales

El propósito de las simulaciones numéricas de los flujos de la dinamica de fluidos geofísicos no se limita a la predicción del clima, el pronóstico operativo del océano y los estudios climáticos. Hay situaciones en las que uno desea obtener información y comprensión de un proceso específico, como una forma particular de inestabilidad o el papel de la fricción en condiciones particulares. Las simulaciones por computadora son nuestra única forma de experimentar con el planeta. Además, existe la necesidad ocasional de experimentar con una técnica numérica novedosa para evaluar su velocidad y precisión. Las simulaciones van cada vez más de la mano de las observaciones en el sentido de que estas últimas pueden señalar lugares en los que el modelo necesita refinamientos, mientras que los resultados del modelo pueden sugerir una ubicación óptima de plataformas de observación o ayudar a

definir estrategias de muestreo. Finalmente, las simulaciones pueden ser un retroceso del pasado (predicción posterior) o una interpolación inteligente de datos dispersos (predicción inmediata), así como la predicción de estados futuros (predicción).

De modo que los modelos oceánicos describen la dinámica y termodinámica del océano y facilitan el estudio de la circulación y problemas costeros. Los modelos oceánicos simulan las condiciones de temperatura, corrientes y salinidad a lo largo de áreas costeras como mares semicerrados, puertos, bahías y estuarios. En el área ambiental se utilizan, por ejemplo, para modelar la trayectoria de los derrames de contaminantes y así predecir la calidad del agua o la afectación sobre especies marinas. Los modelos oceánicos hacen parte de los Modelos del Sistema Climático Terrestre (MSCT); por tanto, también se basan en la conservación del momentum, energía y masa, e incluyen una ecuación para el cambio de la salinidad con el tiempo y otra para calcular la densidad del agua a partir de la temperatura y la salinidad.

A continuación encontraremos un ejemplo claro de la importancia de conocer o simular el comportamiento del mar, como lo son los Tsunamis. Debido a que el conocimiento de estos nos brinda información para la prevención en costas y navegación.

La simulación de tsunamis es un tema de bastante relevancia debido a que su uso está destinado a la evaluación de riesgos ante una catástrofe de esta índole. Las simulaciones numéricas se realizan con el objetivo de almacenar información relevante de eventos con distintas características, para luego, en el escenario de ocurrir un desastre real, relacionar los datos que se tienen en el momento con uno de los casos simulados y así tener un punto de comparación en base al cual tomar decisiones en el menor tiempo posible. De este modo, es posible obtener una gran cantidad de datos útiles sobre el tsunami que se avecina, como lo son la altura con la que llegará a la costa, la distancia de tierra que será cubierta por agua, la intensidad, velocidad o fuerza con la cual viene la ola, la estimación de zonas donde el daño puede ser mayor, entre otros.

Para lograr estas simulaciones se utilizan métodos ampliamente validados. Entre los distintos enfoques y modelos que buscan representar el comportamiento de un tsunami, destacan las conocidas ecuaciones de *shallow water*, las cuales, en palabras simples, describen el flujo de la superficie de un fluido. Para resolverlas existen diversos métodos que utilizan determinados esquemas y representaciones. El problema radica en que este sistema no posee validez al representar la inundación de una zona seca, que es el elemento principal de un tsunami. A pesar de aquello, es posible obtener datos relevantes de una simulación que carezca de este elemento e incluso se puede implementar un método de inundación externo que se acople a la simulación.

De modo que el problema, es la resolución de las ecuaciones de *shallow water* utilizando el metodo de *Lattice Boltzmann*

4.1 Ecuaciones de *Shallow Water*

Las ecuaciones de shallow water, también llamadas ecuaciones de aguas poco profundas y ecuaciones de aguas someras, son un sistema de ecuaciones diferenciales parciales hiperbólicas que describen el flujo de la superficie de un fluido. Están dadas por :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (10)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2) + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = -gh\frac{\partial b}{\partial y}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2) = -gh\frac{\partial b}{\partial y} \quad (11)$$

Donde $h(x, y, t)$ es la altura del fluido, $u(x, y, t)$ y $v(x, y, t)$ corresponden a las componentes x e y de la velocidad respectivamente, $b(x, y)$ representa la elevación de la batimetría (equivalente submarino de la altimetría) y g es la constante de aceleración de gravedad. Esta corresponde a una formulación simple de las ecuaciones, pues el modelo puede ser complementado agregando términos adicionales, como la fuerza Coriolis, entre otros.

Las ecuaciones de *shallow water* se obtienen de las ecuaciones de Navier-Stokes. La primera de ellas la ecuación de conservación de la masa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho u) = 0 \quad (12)$$

Donde ρ es la densidad y u es la velocidad del fluido. La segunda ecuación corresponde a la conservación de momento y su formulación es:

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \rho u \cdot \nabla(u) = -\nabla p + \mu \nabla^2 u + F \quad (13)$$

Donde p es la presión, μ es la viscosidad dinámica y F es el término de fuerzas externas.

En palabras simples, la derivación de las ecuaciones de *shallow water* se consigue al establecer una escala de longitud horizontal mucho más grande que la vertical, condición bajo la cual, según la conservación de masa, la velocidad vertical del fluido es muy pequeña y puede ser eliminada del modelo mediante integración. Lo mismo ocurre con el término de presión, ya que bajo estas condiciones, gracias a la ecuación de conservación de momento, es posible demostrar que los gradientes verticales de presión son asintóticamente hidrostáticos y los horizontales se deben al desplazamiento de la superficie, implicando que las velocidades en las profundidades del fluido son constantes.

El método de *Lattice Boltzmann* es una técnica de simulación relativamente nueva dentro del contexto de sistemas complejos de fluidos. Al contrario de otros métodos, que resuelven numéricamente las ecuaciones de conservación de propiedades macroscópicas, como masa o momento, los métodos de *Lattice Boltzmann* modelan el fluido sobre una

mallla discreta, analizando la propagación y colisión de colecciones ficticias de partículas presentes en él.

Aunque teniendo una implementación funcional del método capaz de resolver las ecuaciones de *shallow water*, se necesita continuar el trabajo realizado para poder hacer simulaciones numéricas de tsunamis. Para lograr esto, se requiere que el método sea capaz de lidiar con la inundación, la cual consiste en la característica principal del fenómeno y provee la información más importante como es el alcance del agua o las zonas que serán cubiertas por ella. Dado que el sistema de ecuaciones con el que se representa el problema deja de ser válido para las denominadas “zonas secas”, se hace necesaria la formulación de un método que maneje esta situación y se acople al método actual. Este escenario puede suponer la elección de otro sistema de ecuaciones a resolver, la inclusión de nuevos parámetros con el fin de adaptar la representación al nuevo problema que se quiere solucionar o la modificación del método mismo.

Aparte de este tipo de modelos encontramos otro que estudia la estructura vertical de las aguas del territorio marítimo colombiano en la región conocida como Panama Bight. Este modelo oceánico es un modelo termodinámico tridimensional que simula las variables fundamentales para la visualización de las características dinámicas y termohalinas (temperatura de la sal, información salina) del agua; está basado en las ecuaciones completas de movimiento de un líquido viscoso no compresible en coordenadas esféricas en la aproximación de Boussinesq e hidrostática, en las ecuaciones de transporte de calor y sal y en la ecuación internacional de estado del agua del mar. Las siguientes son las ecuaciones:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{g}{R \sin(\theta)} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{g}{\rho_0 R \sin(\theta)} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int \rho dz + lv + \frac{\partial}{\partial \theta} v \frac{\partial u}{\partial z} + \mu \Delta u \quad (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{g}{R} - \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - \frac{g}{\rho_0 R} \frac{\partial}{\partial \theta} \int \rho dz - lu + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial z} + \mu \Delta u \quad (15)$$

$$\left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin(\theta)}{\partial \theta} \right] \frac{1}{R \sin(\theta)} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

Donde : λ es la longitud; θ es la latitud; z es la coordenada vertical dirigida hacia arriba con inicio en la superficie de océano; t es el tiempo; ζ es la superficie libre; u, v, w son la componente de la velocidad proyectada en los ejes λ, θ, z respectivamente; g es la aceleración de la gravedad; R es el radio de la tierra; $l = 2\Omega \cos(\theta)$ es el parametro de coreolis; Ω es la velocidad angular de la rotación de la tierra.

El modelo de diagnóstico que se basa en la ecuación de continuidad transcrita en coordenadas esféricas, la cual es integrada verticalmente y después solucionada teniendo en cuenta las condiciones de frontera cinemática y superficie libre mediante diferencias finitas. Una de las aplicaciones que han tenido estos dos modelos en conjunto ha sido el cálculo de la velocidad vertical de surgencia V_z en la región del Panama Bight. V_z es estimada como la suma de los términos

asociados a los tres principales factores que influyen en la circulación vertical, un componente de gradiente, uno baroclínico y otro eólico

Con los datos de la simulación se calcula el promedio mensual multianual de V_z a diferentes profundidades. En la figura 5 se observa, por ejemplo, la velocidad V_z para la capa de 0-10 m durante el mes de febrero (izquierda). Los resultados de la simulación han permitido realizar análisis de correlación con el campo de vientos y la concentración de clorofila mostrados también en la figura 4.1 en el centro y a la derecha, respectivamente.

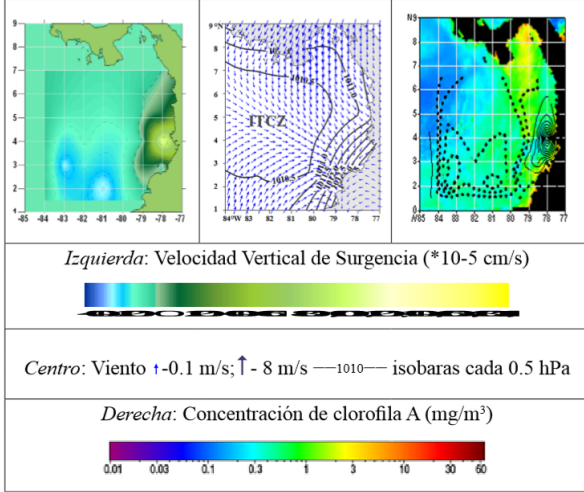


Figura 5: Izquierda: Velocidad Vertical de Surgencia. Centro: isobaras cada 0.5 hPa. Derecha: Concentración de clorofila

A lo largo del estudio de las corrientes marinas hay dos métodos que se utilizan para hallar corrientes rectilíneas y centrípetas, estos son el método dinámico y el flujo de gradiente.

4.2 Metodo Dinamico

A profundidades distintas de $z = 0$, las mediciones de las pendientes del campo de densidad a través de una secuencia de perfiles verticales realizados a través de una sección se pueden convertir en determinaciones de velocidad utilizando el método dinámico. Para derivar estas relaciones, diferenciamos la ecuación hidrostática con respecto a la dirección de la corriente transversal, y las ecuaciones geostróficas con respecto a la profundidad; de esto obtenemos la cizalladura vertical de la corriente geostrófica en términos de la pendiente horizontal del campo de densidad

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (17)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (18)$$

Por ejemplo, al integrar la ecuación. 18 en la vertical desde cualquier profundidad deseada, z' , hasta el nivel de no movimiento, $-H_0$, el perfil vertical de velocidad puede calcularse

a partir de las observaciones de densidad.

$$\int_{-H_0}^{z'} \frac{\partial v_g}{\partial z} dz = v_g(z') - v_g(-H_0) = \frac{g}{f} \int_{-H_0}^{z'} \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (19)$$

Estos generalmente se toman a lo largo de una larga sección oceanográfica; cada sección se desarrolla a partir de una serie de estaciones verticales en las que las mediciones $s(z)$ y $T(z)$ se realizan con un C-T-D, o un instrumento de conductividad-temperatura-profundidad. La conductividad se convierte en salinidad mediante relaciones electroquímicas. Esto descuida la corriente, $u_g(-H_0)$, en la ecuación. 19, que es la integración constante". H_0 se elige de modo que se suponga que la velocidad a esa profundidad es cero; de ahí su nombre como "nivel de no movimiento".

4.3 Gradiente del Flujo

El método que se acaba de presentar es suficiente para calcular las corrientes geostróficas rectilíneas. Sin embargo, cuando el sistema actual se curva de manera apreciable en el plano horizontal, se deben utilizar expresiones más complicadas que tengan en cuenta las aceleraciones centrípetas que se desarrollan. En lugar de la ecuación geostrófica, se usa una generalización denominada ecuación de flujo de gradiente que incluye los términos centrípetos.

Cuando las líneas de flujo están significativamente curvadas, la fuerza centrífuga ejercida sobre la parcela de agua entra en el equilibrio de fuerzas y modifica la dinámica. En corrientes fuertemente curvadas, la magnitud del término centrífugo puede ser comparable (pero generalmente menor que) a los términos de Coriolis y gradiente de presión. Este efecto puede introducirse en las ecuaciones de movimiento de manera más conveniente mediante la transformación a un sistema de coordenadas local en el que la velocidad del fluido se orienta localmente paralela a, y el término centrífugo es normal a un isobar.. El equilibrio de fuerzas para el flujo alrededor de un sistema de alta y baja presión es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} = 0 \quad (20)$$

$$\frac{u^2}{R} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (21)$$

donde R es el radio de curvatura local y es positivo para ciclónico y negativo para flujo anticiclónico. Para el movimiento puramente paralelo a un isobar, $\partial p / \partial s = 0$ y $p(s) = \text{const.}$ Al resolver la ecuación. 21 para u , obtenemos la ecuación para el flujo de gradiente:

$$u = -\frac{fR}{2} \pm \left[\left(\frac{fR}{2} \right)^2 - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right]^{1/2} \quad (22)$$

donde la velocidad geostrófica en este sistema de coordenadas viene dada por:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (23)$$

5 Soluciones e investigaciones

Con los modelos descritos anteriormente es posible simular el movimiento y predecir la trayectoria de tsunamis por el método de Lattice-Boltzman que, junto con las ecuaciones de *Shallow water*, permite hacer un modelo computacional del evento de un tsunami, el cual se muestra en el video *Tsunami*.

Así mismo los métodos dinámico y de gradiente de flujo muestran las trayectorias y comportamientos de las corrientes oceánicas en el mundo, teniendo en cuenta las condiciones de frontera (masas continentales), el tipo de salinidad y densidad de las masas oceánicas y las fuerzas que actúan sobre éstas. Estos modelos han sido de gran ayuda en el estudio del comportamiento de la fauna acuática, la predicción de fenómenos climáticos y la orientación de navíos. Estas simulaciones pueden verse en los videos *Vórtices* y *Corrientes*.

6 Conclusiones

La compilación de estudios de los cuerpos celestes, la gravedad, el océano y la profunda observación de los fenómenos climáticos ha ayudado en gran parte a desarrollar una teoría matemática para describir los fenómenos oceánicos de una forma precisa. El estudio de los fluidos geofísicos ha permitido la creación de modelos computacionales y simulaciones tanto para poder describir y comprender fenómenos oceánicos, así como la ampliación de las causas de estos eventos, donde entra a jugar un papel muy importante el estudio de la atmósfera bajo esta rama. Finalmente, desde la llegada de la computación y el constante desarrollo de modelos de prevención de riesgos ha contribuido a una mejor calidad de vida de la humanidad en cuanto a conocimiento a fondo de catástrofes naturales (tsunamis, huracanes, ciclones) y fenómenos climáticos (El Niño) que anualmente afectan nuestro planeta debido a los cambios climáticos presentados por el efecto invernadero, así como la prevención de desastres y preparación del público para anticipar estos fenómenos de una manera más eficiente.

Referencias

- [1] Cushman-Roisin. B. Beckers. Jean-Marie Introduction To Geophysical Fluid Dynamics, Physical and Numerical Aspects. 2009. Págs. xx-xx.
- [2] K. Vallis. Geoffrey. Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. Fundamentals and Large-Scale Circulation. 2005. Págs xx-xx.
- [3] Apel. J.R. Principles of Ocean Physics. Volume 38 in International Geophysics Series. Págs xx-xx.
- [4] Dietrich, G., General Oceanography (1963); originally due to G. Schott (1943).]