

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**CORRIENTES DE GRAVEDAD PRODUCIDAS EN
EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA:
APROXIMACIÓN MEDIANTE EXPERIMENTOS DE
LABORATORIO.**

**TESIS
PARA OBTENER EL TÍTULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA**

Bárbara Zavala Trujillo

Ensenada, Baja California, Agosto 2005

RESUMEN

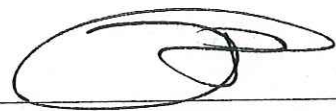
Se analizaron movimientos horizontales entre dos flujos de diferente densidad conocido como corriente de gravedad (CG), que se libera del en el Alto Golfo de California (AGC). Se utilizaron experimentos de laboratorio, imágenes de satélite y la base teórica de crecimiento de inestabilidades en un frente. Obteniendo que al comparar los resultados, muestran que la escala, forma, dirección y sentido de rotación de la corriente de gravedad presentan una alta concordancia con las corrientes apreciadas en la zona del alto golfo con velocidades reportadas de 0.1 ms^{-1} . El problema se aproximó mediante la simulación de las CG, utilizando dos flujos de diferente densidad bajo la influencia de rotación. Se observó que las longitudes de onda de las inestabilidades generadas en el laboratorio coinciden adecuadamente con aquellas predichas por la teoría de inestabilidades en forma y número de onda, las cuales son de 31.76 km en el Golfo de California y el equivalente de 33.07 km en el laboratorio. Todas las corrientes de gravedad en el laboratorio presentaron rasgos inestables, con tasas de crecimiento similares a la teoría de ondas oscilando a lo largo de una frontera desarrollada por Killworth.

**"CORRIENTES DE GRAVEDAD PRODUCIDAS
EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORINA:
APROXIMACIÓN MEDIANTE EXPERIMENTOS DE
LABORATORIO."**

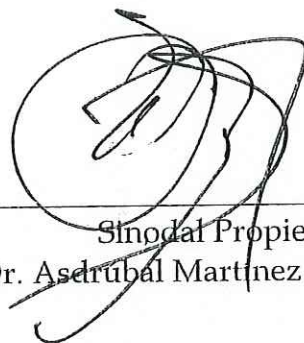
**TESIS
QUE PRESENTA:
Bárbara Zavala Trujillo**



Presidente del Jurado
M.C Luis Felipe Navarro Olache



Sinodal Propietario
Dr. Rafael Hernández Walls



Sinodal Propietario
Dr. Asdrubal Martínez Días de León

AGRADECIMIENTOS

Gracias UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA y FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS por haberme brindado la educación necesaria para desempeñarme como una buena Oceanóloga.

Al director de tesis M.C LUÍS FELIPE NAVARRO OLACHE, por su apoyo y paciencia durante el desarrollo de la tesis.

A los sinodales DR. RAFAEL HERNÁNDEZ WALLS y DR. ASDRÚBAL MARTÍNEZ DÍAS DE LEÓN por su tiempo invertido.

Y mis compañeros con los realicé trabajos y fue motivo de alguno que otro desacuerdo y desvelo, ¿verdad VICKY?. Y finalmente a todos aquellos que últimamente han entrado a mi vida y me han hecho sonreír.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mis padres ARTURO y LAURA. Gracias por estar siempre a mi lado y apoyarme en todo este tiempo. Por ayudarme a salir adelante y motivarme cuando lo he requerido. También por respetar las decisiones que he tomado durante mi vida. Ustedes, que han sido mis guías durante mi desarrollo y me han dado la oportunidad de conocer cuanto he querido, MUCHAS GRACIAS.

Mi único hermano DIEGO que siempre ha estado ahí cuando lo he necesitado, a quien respeto y admiro mucho por lo que ha realizado a lo largo de su vida. El hermano mayor, que por haber nacido primero le ha tocado hacerle de maestro, desde enseñar a mis padres a ser PAPAS hasta la forma de vencer obstáculos cómo lo fueron los barandales de una cuna. Te quiero mucho hermano.

A mi prima FABIOLA, con quien me hubiera gustado concluir esta etapa, logró ser parte muy importante en mi vida regalándome momentos increíbles y haciendo de mi infancia una etapa muy feliz.

NOHEMÍ, que ha sido una amiga que siempre ha estado a mi lado, que a pesar del tiempo y la distancia no a permitido que la amistad se marchite.

A mis amigos ISRAEL, ELIZABETH, ABRAHAM, LILIANA, PAULINA y ADRIANA que a pesar de los caminos que cada uno ha tomado, siguen compartiendo sus vidas con migo.

DENISSE amiga y gran apoyo. Que has visto muy de cerca mi desarrollo y etapas desde que llegué a la ciudad de Ensenada.

Y por último, pero no menos importante a mi compañero de trabajos y gran amigo BENJAMÍN, que con su ejemplo me ha dicho que todo en esta vida es posible.

ÍNDICE

I. LISTA DE TABLAS.....	II
II LISTA DE FIGURAS.....	III
1. INTRODUCCIÓN	6
2. HIPÓTESIS	14
3. OBJETIVO.....	14
4. METODOLOGÍA.....	15
4.1 ÁREA DE ESTUDIO	15
4.2 MÉTODO EXPERIMENTAL	16
4.2.1 Preparación inicial	16
4.2.2 Visualización.....	18
4.2.3 Parámetros	19
5. RESULTADOS	23
5.2 DESCRIPCIÓN DE EXPERIMENTOS DE LABORATORIO	27
5.2.1 Sin Rotación, $\Omega=0$	29
5.2.2 Con Rotación.....	32
5.2 IMÁGENES DE SATÉLITE.....	38
6. DISCUSIONES.....	50
7. CONCLUSIONES	57
8. LITERATURA CITADA	58
9. ANEXO A.....	60
10. ANEXO B.....	61

I. Lista de Tablas

Tabla I. Valores cercanos al escalamiento de las corrientes en el alto golfo, que serán utilizados en cada experimento.	13
Tabla II. Número Re obtenidos en cada experimento considerando una ν de $0.01 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$.	22
Tabla III. Datos obtenidos en cara uno de los experimentos. El ancho de la corriente de cada experimento está en términos del radio de deformación (λ). El número de Rosby con $f = 167.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ y U es la velocidad promedio.	33
Tabla IV. Mediciones obtenidas de las imágenes de satélite. El radio de deformación (λ) se obtuvo. EL número Ro se calculó con $f = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $u = 1 \times 10^{-4} \text{ km}$.	34
Tabla V. Número de onda ($\epsilon_{\max}$) y razón de crecimiento adimensional (ϵ_{ci}) para los experimentos e imágenes de satélite con su respectiva escala de forma dimensional, longitud de onda ($2\pi\lambda / \epsilon_{\max}$), crecimiento ($f \epsilon_{ci}$) y velocidad de fase ($f \lambda \epsilon_{cr}$).	50

II Lista de Figuras

Figura 1. Imagen acentuada GOES en el canal visible de la parte norte del Golfo de California, tomada el 8 de noviembre del 2002. Se aprecia un cambio de ambiente, parecido a una corriente de gravedad (en turquesa) a lo largo de la costa oeste del golfo.	4
Figura 2. Distribución de salinidad y desarrollo de una corriente de gravedad en el fondo del AGC. La imagen superior corresponde a un periodo de mareas vivas del 29 junio al 4 de julio de 1999 y la imagen inferior es del 18 al 21 de agosto de 1999 durante Marea muerta (Lavín <i>et al</i> , 1999). La mayor salinidad (en rojo) corresponde a 37 ups y la menor (en azul) a 35.5 ups en ambas imágenes.	7
Figura 3. Localización del Alto Golfo de California, batimetría de la zona.	10
Figura 4. Diagrama del tanque donde se realizará el experimento. El gradiente de densidad entre el agua dulce y salada será de ≈ -0.2 .	12
Figura 5. Colapso inicial al momento de ser removida la puerta que separa a los flujos.	25
Figura 6. Evolución de la corriente de gravedad en ausencia de rotación. a) 34 segundos, se observa la formación de los lóbulos. b) 66 segundos, el frente se ha emparejado avanzando a la misma velocidad.	26
Figura 7. Velocidad de la corriente para el experimento E1. Se muestran las tres réplicas realizadas (• replica a, ■ replica b, ▼ replica c).	27
Figura 8. Imágenes de tres diferentes experimentos mostrando como evolucionó el flujo. a) E2, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$, b) E3, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=20 \text{ cm}$ y c) E4, con $g'=0.3922 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$.	31
Figura 9. Desplazamiento de la nariz de la corriente. Cada figura representa una réplica de cada experimento (• replica a, ■ replica b, ▼	32

replica c). Se considera sin rotación a) E1, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$; con rotación $\Omega=0.0836$ b) E2, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$, c) E3, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=20 \text{ cm}$ y d) E4, con $g'=0.3922 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$.

Figura 10. Velocidad de la corriente adimensionalizada. A las imágenes de satélite corresponde las primeras diez velocidades (+), seguida de la velocidad promedio obtenidas en cada experimento (*). 35

Figura 11. Ancho de la corriente. Los valores en el recuadro corresponden a las imágenes de satélite y los otros valores son las imágenes de los experimentos con las que son comparados 36

Figura 12. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 11 de junio de 1998. ev5094 Experimento E4a. 37

Figura 13. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 11 de agosto de 1999. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E2d y c) E3b. 38

Figura 14. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 4 de septiembre de 1999. A la derecha las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2d, b) E4a y c) E4c. 39

Figura 15. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 7 de noviembre de 2000. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4c, b) E4a y c) E3c 78.033 39

Figura 16. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 6 de octubre de 2001. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2b y b) E4a. 40

Figura 17. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 8 de diciembre de 2001. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E3c. 41

Figura 18. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 6 de octubre de 2002. Del lado derecho se encuentra el experimento E4a. 41

Figura 19. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 11 de noviembre de 2002. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E3c; b) E4c y c) E4a. 42

Figura 20. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 30 de noviembre del 2003. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E4c. 43

Figura 21. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada en febrero. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2a, b) E3c y c) E4a. 44

1. INTRODUCCIÓN

El movimiento horizontal entre dos flujos de diferente densidad es conocido como corriente de gravedad (CG). Estos movimientos son producidos por la diferencia en peso (masa por gravedad) entre dos o más cuerpos de agua que entran en contacto (Hacker *et al*, 1996). En la naturaleza existe una infinidad de ejemplos de este tipo de corrientes en donde el movimiento es generado debido a la desigualdad horizontal de densidad. En la atmósfera, la brisa marina se puede considera como una corriente de gravedad, debido a que son producidas por la acción de la radiación solar y el desfase en el calentamiento del mar y tierra. Esto provoca que el aire en contacto con la tierra sea calentado y ascienda al volverse más ligero y el aire marino, con menor temperatura, venga ocupar su lugar, generando un flujo horizontal de aire frío (marino) que fluyen por debajo de un flujo de mayor temperatura, aire terrestre (Novitskii & Reible, 1995). Otros ejemplos similares se observan con las tormentas de arena y cenizas de erupciones volcánicas; además las CG son capaces de trasportar grandes cantidades de masa como son en deslaves o avalanchas de nieve y lava y en los que se establece un flujo horizontal (Simpson, 1982). Las CG también se han observado debido a causas humanas como son los derrames accidentales de petróleo o gas denso en forma líquida, al igual que el diseño de movimiento de aire en edificios y casas habitación (incendios), por lo que se a generado el interés de estudiarlas por la contingencias que estas causas

antropogénicas generan y así poder predecir su comportamiento (Fleischmann & McGraftan, 1999).

En el medio marino las CG se desarrollan en una gran variedad de situaciones como son en cuerpos costeros, mares marginales y en el océano profundo. En cuerpos costeros, como son el delta de ríos o fiordos, estuarios y lagunas costeras, las CG se desarrollan a consecuencia de desigualdad en la densidad del agua dentro del cuerpo a la del mar adyacente; la densidad del cuerpo es afectada por el aporte de agua dulce y la cual modifica la salinidad y temperatura. En mares marginales como el Mar Mediterráneo y el Mar Rojo o en el caso de este trabajo el AGC el proceso que genera la diferencia de densidad y las CG es la elevada tasa de evaporación dentro del mar, comparado con los aportes de precipitación o descarga de ríos que son menores (Hacker, 1996; Simpson, 1982; Bowers, 1989). En el océano profundo, las CG son el motor de movimiento del transporte oceánico, producidas por el contacto de las diferentes masas del agua en el piso oceánico y son capaces de movilizar lentamente grandes volúmenes de agua, las cuales no son regidas directamente por los intercambios océano atmósfera. Las CG fluyen en todos los ambientes de la tierra adquiriendo su movilidad de la diferencia de densidad entre dos fluidos en contacto (Simpson, 1982,1995).

A través de experimentos de laboratorio ha sido posible el análisis del comportamiento de cualquier flujo, ya que nos proporcionan de una manera simple datos cuantitativos de las variables que resultan importantes en la dinámica. En el caso

de las CG, al ser representadas mediante experimentos de laboratorio es posible manipular las variaciones de densidad entre dos flujos, así como el efecto de la rotación terrestre en el flujo, la fricción, la topografía, entre otros, de tal forma que se puede llegar a una aproximación de lo que ocurre en la naturaleza.

En este trabajo se tratará de reproducir las CG observadas en un cuerpo de agua somero llamado "El Alto Golfo de California" (AGC), en el cual se han detectado movimientos semejantes a los de una CG mediante imágenes de satélite, así como en mediciones realizadas por medio de instrumentos oceanográficos (Lavín *et al*, 1998; Álvarez, 2002).

El Alto Golfo de California puede definirse como un cuerpo de agua con flujo antiestuarino, esto se debe principalmente a la nula afluencia de agua dulce combinado con la elevada tasa de evaporación, la cual alcanza más de un metro en promedio anual ($E \approx 1.1$ m/año, Castro *et al*, 1994). Cuando la evaporación excede a los influjos de agua dulce por precipitación o de ríos, las masas de agua superficial pierden agua con la atmósfera al igual que boyancia, incrementando de esta forma la concentración de sal y la densidad del agua superficial. Este proceso es inestable por lo que las masas de agua de mayor densidad tienden a hundirse debido a su peso, moviéndose en el sentido del gradiente de presión y de la diferencia de densidad (Bowers, 1989). La CG en su primera fase, tiene una trayectoria en dirección del gradiente de presión, y sólo es afectada por la pendiente y fricción del fondo oceánico y el agua a su alrededor. Posteriormente la segunda fase se presenta cuando ha transcurrido un periodo de

rotación terrestre equivalente a un día, por lo que la corriente de gravedad se ve afectada por la fuerza de Coriolis, lo que provoca, en el hemisferio norte, una desviación del movimiento hacia la derecha de la corriente (Bowers, 1989; Lavín *et al* 1998). Estos movimiento fluyen a lo largo del frente y son también llamados jets geostróficos, quienes se encarga de distribuir el agua del frente en la misma dirección, normalmente son inestables por lo que en los flujos se desarrollan meandros, que se han observado en datos de campo (Lavín *et al*, 1998) como en imágenes de satélite (figura 1).



Figura 1. Imagen acentuada GOES en el canal visible de la parte norte del Golfo de California, tomado el 8 de noviembre del 2002. Se aprecia un cambio de ambiente, parecido a una corriente de gravedad (en turquesa) a lo largo de la costa oeste del golfo.

Observaciones directas realizadas por medio de lances de CTD (conductivity temperature depth recorder, en sus siglas en ingles) y corrientímetros, han identificado la formación y el desarrollo de las corrientes de gravedad en el AGC. Estas corrientes han sido evidentes mediante datos hidrográficos como son mediciones de oxígeno disuelto y nutrientes (Lavín *et al.*1995), por medio de los cuales se ha logrado reconocer masas de agua que fluyen a lo largo de la costa de alta salinidad (35.4 - 35.57), baja concentración de nutrientes (fosfatos $>1.5 - 2.0 \mu\text{M}$, nitratos $>12 - 16 \mu\text{M}$ y silicatos $>25 - 32 \mu\text{M}$) y alta concentración de oxígeno ($>4 \text{ ml/l}$). Estas masas de agua al desarrollarse pueden alcanzan velocidades de hasta 0.1 ms^{-1} tanto en invierno como en verano con un gradiente horizontal de densidades del orden de 0.2 unidades por cada 10 km y una estratificación del orden de los $\Delta\sigma_t \approx -0.2$ (Lavín *et al.*, 1998)

EL Alto Golfo de California, ubicado en el extremo norte del Golfo, es la zona más somera por lo que la formación de las CG descritas, está profundamente afectada a causa de la influencia y amplificación de la marea. Las amplitudes de marea en el área, son consideradas entre las más altas del mundo y la fricción de la corriente en el fondo genera una mezcla diferencial entre las regiones someras y profundas. Esta diferencia hace que la columna de agua de la región somera mezcle por completo el agua salina de la zona, mientras que el área mas profunda permanece estatificada. Entre ambos ambientes se produce un gradiente horizontal, llamado frente de marea, que separa agua homogénea de alta salinidad cerca de la costa del Alto Golfo de California (figura 2) del agua estratificada en regiones profundas (fuera del AGC). Durante la marea viva se ejerce una fuerza lo que provoca que el agua de alta salinidad permanezca en la

región, pero al momento que esta fuerza se debilita, marea muerta, el frente es liberado hacia aguas más profundas. Estos frentes pueden identificar mediante imágenes de satélite, observaciones (Lavín *et al.*, 1998), o analíticamente mediante el criterio de Simpson y Hunter (1974), el cual identifica la formación de frentes asociados con periodos de marea, prediciendo la disminución de la estratificación usando la formula $\lambda = \log H/u^3$. Aquí H es la profundidad de la columna de agua y u es la velocidad de la corriente de marea. Con base en esta formula un frente se forma si los valores de λ que estén en el rango $2.75 \leq \lambda \leq 3.0$ (Argote *et al.*, 1995).

Considerando que la fuerza generadora del frente del Alto Golfo de California es la mezcla producida por las velocidades horizontales de marea, es de esperarse que mayores gradientes y la presencia de un frente se den durante los intervalos de mayor amplitud de las mareas (periodo de mareas vivas), de la misma forma es de esperarse que menores gradientes, o el rompimiento del frente, se den durante intervalos de marea de pequeña amplitud (mareas muertas). Si la mezcla cesa, durante marea muerta ($u^3 < 1$) entonces el frente se relaja y el agua bien mezclada y contenida en la zona somera fluirá en forma de una corriente de gravedad a lo largo de la costa, alejándose de la zona de generación. Se puede observar mediante imágenes de satélite en varias sensores que estructuras similares a corrientes de gravedad fluyen alejándose de la zona del AGC hacia fuera del golfo, sobre la costa de Baja California, alrededor de 100 km. Observaciones directas de estas corrientes (Lavín *et al.*, 1998) sugieren que estas corrientes se presentan con una fuerza proporcional a un gradiente de densidad ≈ -0.2 y

una altura sobre el fondo de alrededor de 7 m, con un ancho (proporcional al radio de deformación de Rossby) de ~10 km, considerando el parámetro de Coriolis igual a $7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

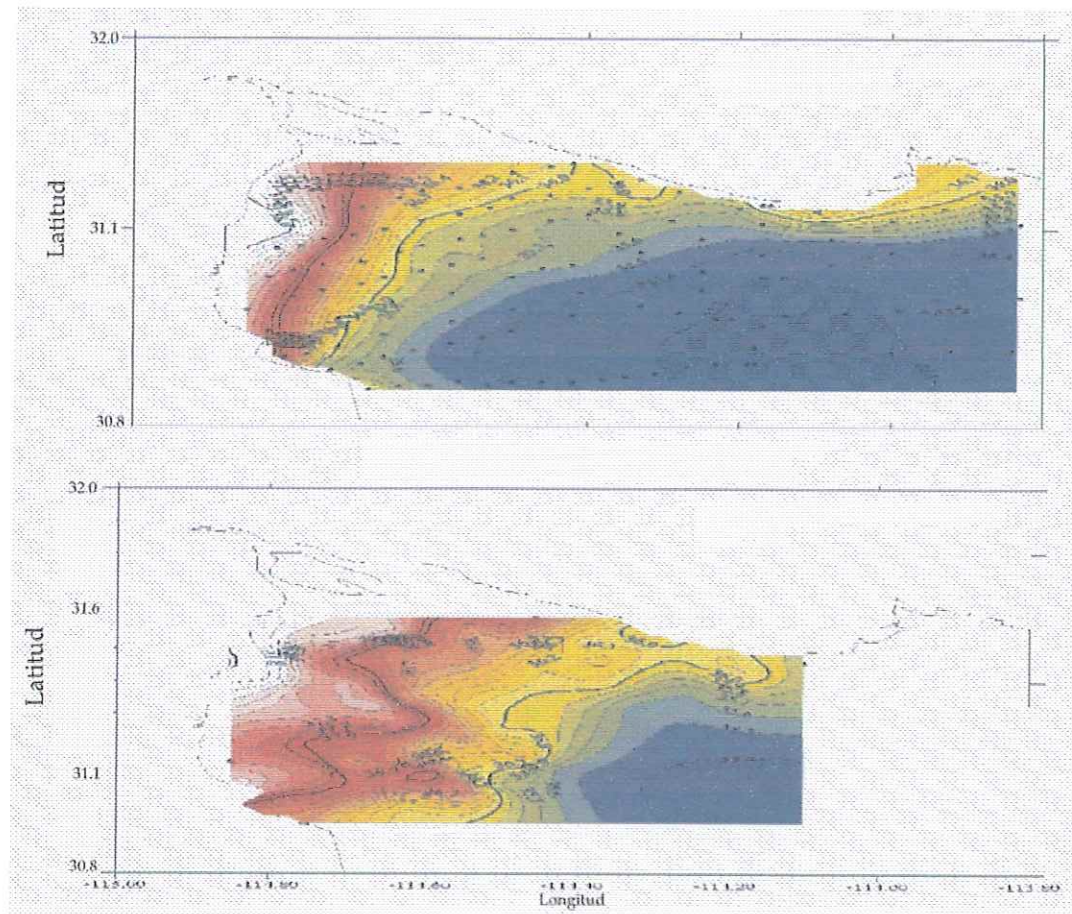


Figura 2. Distribución de salinidad y desarrollo de una corriente de gravedad en el fondo del AGC. La imagen superior corresponde a un periodo de mareas vivas del 29 junio al 4 de julio de 1999 y la imagen inferior es del 18 al 21 de agosto de 1999 durante Marea muerta (Lavín *et al*, 1999). La mayor salinidad (en rojo) corresponde a 37 ups y la menor (en azul) a 35.5 ups en ambas imágenes.

Turrent (1999) mediante un estudio numérico siguió la evolución de una corriente de gravedad bajo la influencia de tres diferentes batimetrías: un fondo plano, un cañón submarino simétrico y un cañón asimétrico. Concluyó que los frentes estudiados fueron hidrodinámicamente inestables debido a la batimetría variable, pues aceleró el crecimiento de la inestabilidad y entre más compleja fue la batimetría, más rápido fue el crecimiento de las inestabilidades. Las inestabilidades encontradas fueron remolinos con diámetro del orden de 4 a 6 veces el radio interno de deformación, es decir 40 a 60 km, si las comparamos con el AGC, y de la interacción de los remolinos ciclónicos con una frontera lateral se formó corrientes de densidad costera. En otros estudios Nnafie (2001) observó mediante experimentos de laboratorio, usando una mesa de rotación variable y un tanque de alrededor de 1 m² de área, que flujos densos en el sentido de la pendiente y bajo la influencia de rotación se separan en dos frentes: uno bien definido en la parte oeste (derecha) del tanque comportándose como una corriente de gravedad costera y otro donde se presentan las inestabilidades y gira hacia la frontera este (izquierda).

En el presente estudio seguiremos el desarrollo de una corriente de gravedad generada en el laboratorio bajo condiciones controladas de rotación y estratificación. El estudio comparará los flujos generados en el laboratorio con los flujos y sus inestabilidades que aparentemente se forman en el Alto Golfo de California y observado mediante imágenes de satélite, ofreciendo además una estimación del tamaño y razón de crecimiento de estas inestabilidades.

2. HIPÓTESIS

- Se producen inestabilidades (eddies) asociados a la ruptura de un frente después de que se forma una corriente de gravedad, bajo los efectos de la rotación.
- Se genera una corriente de gravedad a lo largo de la costa de Baja California, cuya escala (razón de crecimiento y velocidades) puede ser reproducida mediante experimentos de laboratorio.

3. OBJETIVO

- Aproximar por medio de experimentos en laboratorio, el comportamiento de las corrientes de gravedad generadas en el AGC.
- Calcular y comparar adimensionalmente la forma, longitud, periodo de la inestabilidad de mayor razón de crecimiento que se pueda formar en la zona de estudio y en el laboratorio.

4. METODOLOGÍA

4.1 ÁREA DE ESTUDIO

El AGC se ubica en la parte norte del Golfo de California entre los 113.8° - 115° longitud W y 30.80° - 32° latitud N. Esta región es la parte más somera del Golfo de California y se puede definir como una superficie triangular con profundidad máxima de 30 m fuera de la costa (figura 3).

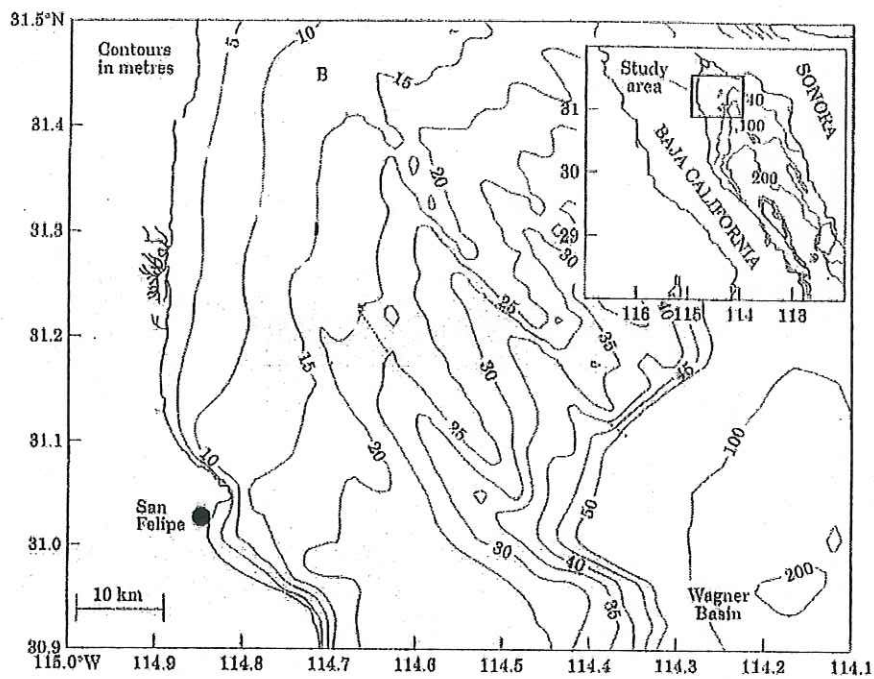


Figura 3. Localización del Alto Golfo de California, batimetría de la zona.

El AGC es una zona influenciada por intensos intercambios atmosféricos y por las amplias elevaciones de marea, las cuales pueden ser de hasta 5 m de amplitud, generando flujos con velocidades de hasta 1 ms^{-1} (Álvarez-Sánchez *et al.*, 1993). En esta región la variación de propiedades, tales como la temperatura y la salinidad fluctúa de forma sobresaliente, en la superficial la temperatura del agua oscila entre $\approx 8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en invierno (diciembre) hasta $\approx 32 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en verano (agosto) mientras que la salinidad superficial tiene un máximo, 39 unidades entre mayo y septiembre y un mínimo de 37 unidades entre diciembre y febrero. Ambas variables presentan sus máximos dentro de la superficie triangular del golfo, es decir en la parte NW del AGC (Lavín *et al.*, 1998).

4.2 MÉTODO EXPERIMENTAL

4.2.1 Preparación inicial

El experimento se realizó en una tanque rectangular de aproximadamente 100 cm de longitud por 100 cm de ancho y una profundidad de 50 cm. Éste se llenó con agua de la llave a temperatura ambiente hasta una altura H . En un extremo del tanque, situada a 20 cm, se colocó una compuerta que separaba un volumen (V) de agua más densa. Se tomó la posición cero el extremo donde se encuentra la puerta y nos referiremos a él como la parte Norte, el lado opuesto Sur y respectivamente la derecha Este y el lado izquierdo Oeste (figura 4).

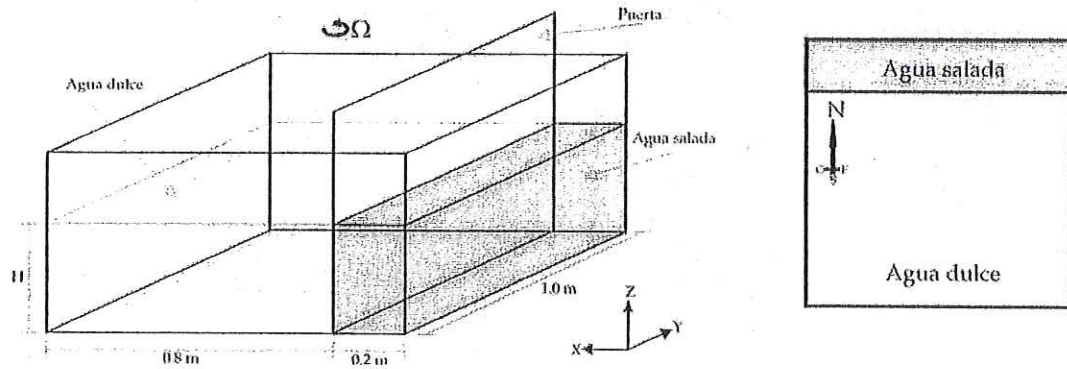


Figura 4. Diagrama del tanque donde se realizó el experimento. Tuvo una velocidad angular (Ω) constante y existió un gradiente de densidad ($\Delta\rho$) entre el agua dulce y salada.

El agua densa se preparó agregando una cantidad de sal al agua dulce manteniendo un gradiente de densidad ($\Delta\rho$) a partir de la gravedad reducida (g') la cual está dada por:

$$g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho} \quad (1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad (981 cm s^{-2}) y $\Delta\rho$ es la diferencia de densidades ($\rho_2 - \rho_1$) entre las dos masas de agua (Tabla 1).

El tanque se colocó sobre una mesa de rotación variable. Y antes de iniciar los experimentos este se hizo girar hasta que rotara como un cuerpo sólido a una velocidad

angular $\Omega \approx 0.0836 \text{ s}^{-1}$, teniendo una equivalencia con respecto al parámetro de Coriolis de $f \approx 0.1673 \text{ s}^{-1}$, de tal forma que 2Ω en el tanque (laboratorio) es igual a f .

Los experimentos "*blancos*" se realizaron sin la influencia de rotación y después con la influencia de ella para tener un punto de comparación, además se realizaron experimentos cambiando la condición inicial de acuerdo a diferencia de densidades.

El experimento constó de tres fases: a) Se observó el comportamiento de las CG sin rotación; con rotación (Ω constante) b) donde H varió y c) se cambió $\Delta\sigma_t$.

Tabla I. Valores cercanos al escalamiento de las corrientes en el AGC, utilizados en cada experimento.

Experimento	H (cm)	V(cm ³)	$\Omega \text{ (s}^{-1}\text{)}$	$g' \text{ (cm s}^{-2}\text{)}$
E1	30	59000	0	0.1961
E2*	30	59000	0.0836	0.1961
E3	20	39000	0.0836	0.1961
E4	30	59000	0.0836	0.3922

Nota. * Valores típicos del AGC escalados al tanque en el laboratorio.

4.2.2 Visualización

En la parte superior del sistema se colocó una cámara de video para registrar el movimiento, las imágenes fueron digitalizadas por medio de una computadora, y reducidas a una resolución de 5 cuadros por segundo. De esta manera se observó la evolución de la corriente y se determinó las características cinemáticas de la velocidad

de propagación, así como el tamaño y crecimiento de las inestabilidades causadas en el flujo.

Las imágenes obtenidas mediante los experimentos bajo diferentes esquemas dinámicos son comparadas con una serie de imágenes de satélite del área de estudios. Todas las imágenes tienen formato libres tales como MODIS, LandSat, GOES y visibles, y fueron obtenidas en diferentes fechas.

La información de amplitud de mareas fue procesada mediante el programa de predicción de marea elaborado por Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, para las fechas correspondientes de las imágenes, considerando de la localidad de San Felipe, Baja California.

4.2.3 Parámetros

Los parámetros utilizados en la composición de experimentos de laboratorio se refieren al escalamiento de las estructuras que se observan en el campo, el Alto Golfo de California y al problema que se quiere resolver.

En el presente caso, se tiene un área triangular, con dos paredes formadas por la costa de 60 km, acotada hasta la isóbata de 30 metros dando una longitud entre ambas paredes de 100 km, formando de esta manera lo que es el área del AGC. Esta área está

reproducida en un tanque cuadrado de 100 x 100 cm, por lo tanto se define claramente el escalamiento temporal y espacial, considerando los números adimensionales apropiados para el problema como se mencionarán.

La parametrización de la escala se realiza mediante el Número de Rossby (Ro) y el radio de deformación (λ) los cuales, están definidos como:

$$Ro = \frac{U}{fL} \quad (2)$$

$$\lambda = \frac{\sqrt{g'h}}{f} \quad (3)$$

En donde U es la velocidad del fenómeno físico, L la escala de ese movimiento, $f = 2\Omega$ el parámetro de Coriolis, g' la gravedad reducida y h la altura de la corriente.

El número adimensional Ro nos relaciona la importancia relativa entre las fuerzas inerciales U y la rotación en función de la escala L . El radio de deformación (λ) nos relaciona la escala espacial en el que un proceso es afectado por la rotación e involucrando la fuerza de boyancia (diferencia de densidades). También nos indica la distancia a la cual se va a esparcir el flujo hasta obtener un balance geostrófico. Tomando en cuenta que las características del flujo son $\sqrt{g'h}$ se tiene que la escala

temporal se puede ajustar mediante $T \sim (\lambda/\sqrt{g'h}) \sim f^{-1}$, por lo que considerando la diferencia de densidades y definiendo la rotación de la tierra (f^{-1}) en el laboratorio como (2Ω) , la escala del tanque será similar a la escala representada en el campo siempre y cuando consideremos números similares de Ro modificando la escala L.

Los datos obtenidos en el laboratorio fueron normalizados y de esta manera poder observar la posición del frente de propagación o "nariz" de la corriente. Las posiciones fueron tomadas desde el extremo norte del tanque ($x - x_o$), quedando la distancia (D_N) y tiempo (T_N) normalizado de la siguiente manera:

$$D_N = \frac{(x - x_o)}{x_o} \quad (4)$$

$$T_N = t * \frac{\sqrt{g'h}}{x_o} \quad (5)$$

donde x_o es la distancia a la que se encuentra la puerta (20 cm), y t el tiempo en el que está la imagen que se analiza.

Para comparar los datos obtenidos en el laboratorio y los datos de las imágenes de satélite, se adimensionalizó la velocidad (U_a) conforme a la ecuación siguiente:

$$U_a = \frac{u}{\sqrt{g'H}} \quad (6)$$

Donde H es la profundidad de la columna de agua donde se propaga la onda.

5. RESULTADOS

Las corrientes generadas en el laboratorio y aquellas observadas en el alto golfo de California tendrán una relación cuando su dinámica de generación pueda escalarse apropiadamente en función del número de Rossby. Se considera en este caso ambos flujos movidos por las diferencias de densidad generadas después de que un obstáculo es retirado, uno físico en el caso del laboratorio y el otro dinámico en el Alto Golfo de California, cuando el movimiento ha transcurrido por una cantidad de tiempo equivalente a la rotación de la tierra.

El flujo se encuentra en un sistema en rotación con una frecuencia angular Ω constante, suponiendo que no existe una gran cantidad de mezcla entre los flujos. El movimiento se describe mediante la ecuación de balance de momentum:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla \bar{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\bar{\Omega} \times \bar{u} + \bar{g} + \gamma \nabla^2 \bar{u} \quad (7)$$

donde $\bar{u}$ es el vector de velocidad relativa al sistema con sus componentes (u, v, w) en direcciones $(x$ a lo largo del tanque, y a lo ancho del tanque y z en la vertical) respectivamente, p es la presión, ρ la densidad del flujo considerada como constante en cada capa. La fuerza de gravedad es representada por el gradiente escalar $\bar{g}$, γ es la

viscosidad y $(\delta \bar{u} / \delta t + \bar{u} \cdot \nabla \bar{u})$ son las derivadas materiales que explica el cambio de velocidad de una partícula en espacio y tiempo.

Al hacer la aproximación de Boussinesq y considerar un flujo estacionario ($\delta / \delta t = 0$), incompresible ($\nabla \cdot \bar{u} = 0$) y que los términos $(\bar{u} \cdot \nabla \bar{u})$ son pequeños en relación a los otros términos la ecuación se simplifica a:

$$2\bar{\Omega} \times \bar{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \bar{g} + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (8)$$

Reescribiendo en término de sus componentes obtenemos:

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u \quad (9)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 v \quad (10)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (11)$$

donde $f = 2\bar{\Omega}$ es el parámetro de Coriolis.

En la ecuación (11) se observa un balance hidrostático en la dirección vertical, esto se debe a que se trabajó con dos capas superpuestas homogéneas. Al integrar (11) y utilizar la condición de la superficie $p_1(z=H)=0$, se obtiene que la presión p_1 en la capa superficial está dada por:

$$p_1(z) = \rho_1 g (H - z) \quad (12)$$

donde H es la profundidad total y g es la aceleración gravitacional.

Igualmente para la capa inferior, p_2 se obtiene integrando (11) y considerando continuidad de presión en la columna de agua:

$$p_2(z) = \rho_2 g (h_2 - z) + \rho_1 g h_1 \quad (13)$$

sustrayendo de (14) y (15), se obtiene la expresión para encontrar p_2

$$p_2(z) = \rho_1(z) + \rho_2 g' (h_2 - z) \quad (14)$$

donde g' es la gravedad reducida.

La fuerza que actúa para generar la CG sobre el flujo es boyancia, asociada con la diferencia de densidad. La fuerza de fricción se generada debido al esfuerzo cortante producido durante el movimiento en el fondo del tanque y en la interfase entre los flujos. Si en el sistema existe rotación durante el desarrollo del movimiento se genera la fuerza de Coriolis.

El número de Reynolds (Re), indica el grado de importancia del estrés producido por la viscosidad de los límites horizontales. Con el cual se puede hacer un balance del estado de un flujo, laminar, transicional o turbulento, dependiendo del grado de viscosidad que presente. Este número se define como:

$$Re = \frac{(g h_o^3)^{\frac{1}{2}}}{\gamma} \quad (15)$$

donde h_o es la altura de la corriente y γ es la viscosidad cinemática ($1 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$).

En este trabajo se trato de mantener el flujo alejado de la viscosidad que se puede observar con números de Re grandes, obtenidos para cada experimento (Tabla II).

Tabla II. Número Re obtenidos en cada experimento considerando una ν de $0.01 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$.

Experimento	$g'(\text{cm s}^{-2})$	$h_o \text{ (cm)}$	Re
E1	0.1961	6	650.87
E2	0.1961	6	650.87
E3	0.1961	4	354.26
E4	0.3922	6	920.40

5.2 DESCRIPCIÓN DE EXPERIMENTOS DE LABORATORIO

Experimentos basados en la liberación de un flujo a una capa ambiente son abundantes en la literatura, estos experimentos son conocidos como "Lock - release experiments"; y han permitido investigar muchos aspectos de la dinámica de las CG y su evolución bajo diferentes ambientes, logrando esto al variar las condiciones iniciales y rotación, por mencionar algunas, ver por ejemplo (Griffiths *et al*, 1983; Simpson, 1995).

En el presente estudio se analizó el comportamiento de las corrientes de gravedad colapsándose en un ambiente de densidad diferente después de ser abierto el obstáculo físico que los mantenía separados, aproximando las condiciones que se presentan en el AGC. La secuencia esperada del comportamiento de la CG al realizar este tipo de experimentos es de la siguiente manera: existe colapso inicial, al momento de remover la puerta, este colapso es rápido y se debe a la diferencia en peso de las dos masas que entran en contacto, posteriormente existe fase no disipativa donde la

velocidad del flujo se mantiene constante y finalmente en una fase disipativa, donde la velocidad va disminuyendo debido a la importancia que toma la fuerza de viscosidad. En la fase inicial el flujo denso detrás de la puerta forma la CG la cual se propaga por el fondo del tanque. Este movimiento provoca que la capa ambiente se desplace hacia uno de los extremos del tanque; al momento de llegar a dicho extremo se genera un salto hidráulico, que por motivo de la reflexión, se aleja de la pared. Durante el proceso anterior, la CG viaja a una velocidad constante. Existe un momento de transición cuando la onda generada por el salto hidráulico sobrepasa el frente de la CG, esto ocurre cuando la CG tiene una distancia 10 veces mayor a la distancia de colocación de la puerta (Hupper & Simpson, 1980). Después la CG entra a un estado dominado por la inercia y la fuerza de boyancia donde su velocidad de propagación no es constante. Normalmente la velocidad disminuye a $t^{-1/3}$, donde t es el tiempo. El régimen de inercia - boyancia continua hasta que los efectos de viscosidad dominan, llegando la corriente a un estado estacionario "stagnant", dándose cuando el número de Re es pequeño o se acerca a 1.

Una CG es producida debido a que la fuerza de gravedad que aplica a la diferencia de densidad que existe entre los flujos, lo que produce un gradiente de presión horizontal el cual provoca el movimiento del flujo. La diferencia de densidad puede ser causada por la temperatura, composición (salinidad, minerales) y partículas en suspensión que se encuentren en el flujo. La parte más inestable de la corriente de gravedad es la frontal, cabeza, donde ocurre la mayor mezcla entre la CG y la capa

ambiente. Existen dos formas principales para la mezcla de las corrientes (Simpson, 1972):

- 1) Inestabilidades de Kelvin - Helmholtz, que son pequeñas nubes que se forman.
- 2) Inestabilidad convectiva "convective instability" o "lobes and clefts", que ocurren cuando la corriente se propaga en una frontera sin deslizamiento "no slipping boundary".

Se observó las fases descritas anteriormente realizando experimento donde se utilizó una meza de rotación en la cual se colocó el tanque y así poderlo girar a una frecuencia angular (Ω) constante o $\Omega=0$. Otros factores que variaron fueron gradiente de densidad y H.

5.2.1 Sin Rotación, $\Omega=0$

Para obtener un punto de referencia y comprobar el comportamiento de las CG fuera de la influencia de rotación ($\Omega=0$) se efectuó el experimento (E1). Se realizaron tres réplicas con $g' = 0.1961 \text{ cms}^{-2}$ y $H = 30 \text{ cm}$, liberando un volumen a la capa ambiente, agua dulce, de 600 m^3 .

En las tres réplicas el comportamiento del flujo fue similar y coincide con la secuencia descrita de las CG en el capítulo anterior. Se pudo observar un colapso inicial al ser removida la puerta y el frente liberado, formando así una CG la cual se comenzó

a propagar por el piso del tanque (figura 5). Debido a éste movimiento la capa ambiente, agua dulce, se mueve hacia el extremo posterior para ocupar el espacio libre.

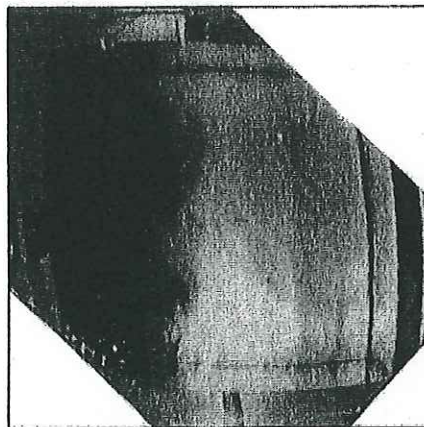


Figura 5. Colapso inicial al momento de ser removida la puerta que separa a los flujos.

Debido a que el movimiento de CG no es uniforme, se observa que el flujo pegado a las paredes es frenado, esto debido a los rieles que se pusieron para sostener la puerta. El resto del flujo avanza por lo que se notó la formación de dos lóbulos que se pudieron identificar claramente durante 50 segundos (figura 6a). Posteriormente desaparecen y el frente avanza con la misma velocidad en lo ancho del canal con pequeñas ondulaciones en lo que es la nariz del frente, inestabilidades Kelvin - Helmholtz (figura 6b).

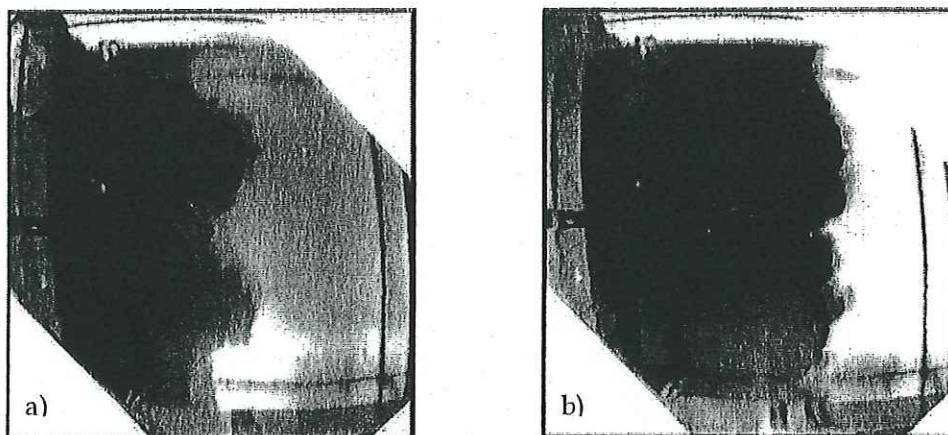


Figura 6. Evolución de la corriente de gravedad en ausencia de rotación. a) 34 segundos, se observa la formación de los lóbulos. b) 66 segundos, el frente se ha emparejado avanzando a la misma velocidad.

La CG formada en las tres réplicas solo llega a la fase no disipativa donde la velocidad del flujo se mantiene casi constante. Para comprobarlo se analizó la evolución del frente graficando la velocidad contra el tiempo. Se observó en las tres réplicas que existe una disminución drástica de la velocidad en los primeros 30 seg, esto es debido al colapso inicial que presenta el flujo al momento de remover la puerta. Posteriormente la velocidad de la corriente disminuye conforme transcurre el tiempo, llegando a un momento que avanza de una forma constante. Esto es debido a que el gradiente de presión horizontal llega a un equilibrio por tal motivo no existe el mismo impulso inicial (figura 7).

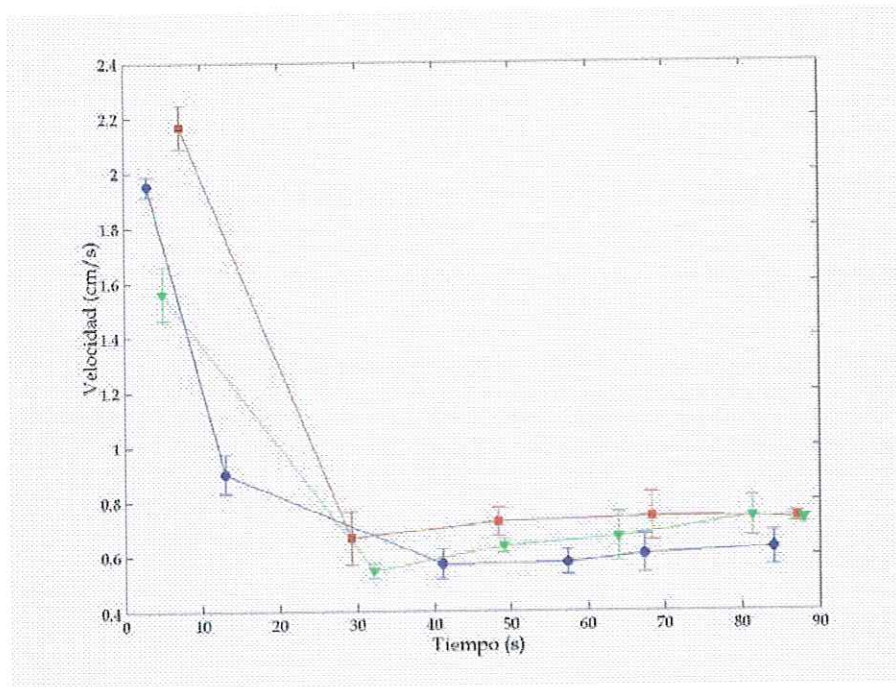


Figura 7. Velocidad de la corriente para el experimento E1. Se muestran las tres réplicas realizadas (• replica a, ■ replica b, ▼ replica c).

5.2.2 Con Rotación

En el mar, la dinámica de un fenómeno físico puede ser alterada al considerar o no, un sistema bajo la influencia de la rotación terrestre. Los cambios en la dinámica del flujo pueden ser muy notorios siempre y cuando las escalas temporales y espaciales del fenómeno sean las adecuadas, por ejemplo en un sistema en que los movimientos se

efectúen en una escala temporal y espacial muy pequeña, los efectos de rotación no son perceptibles, de igual forma en un sistema en que el fenómeno ocurre a altas velocidades. Caso contrario cuando el fenómeno físico es de gran escala o las velocidades son pequeñas, la rotación terrestre debe ser tomada en cuenta, estas consideraciones y sus diferentes combinaciones han sido resumidas en el número adimensional llamado Número de Rossby (Ro , 2). En el caso en que $Ro \gg 1$, la velocidad U es tan grande que el efecto de la rotación terrestre es imperceptible y las corrientes viajan de acuerdo a la fuerza inicial de la cual adquirieron su movimiento inicial. Cuando $Ro \ll 1$ o $Ro \sim 1$ el efecto de rotación debe de ser considerado en la dinámica, ya que ambas fuerzas, de rotación e inercia son equivalentes. En este caso el efecto la rotación actúa sobre el flujo principal (inercia) de la corriente desviándolo hacia la derecha hasta completar un círculo cuyo diámetro dependerá de la latitud. Cuando la corriente es desviada por la fuerza de Coriolis y obstaculizadas por una costa o en caso de los experimentos el final del tanque, las corrientes no pueden completar su movimiento circular y pasan a moverse en una sola dirección, esto es con la costa o el del lado derecho del tanque. La escala transversal de este movimiento esta escalada dependiendo de la razón de rotación f en la tierra y Ω en el laboratorio con el cual se calcula el ancho de la corriente definida como el radio de deformación de Rossby (λ , 3), donde se desprende que entre mas alto la rotación el ancho de la corriente será la corriente va a ser más delgada.

La fuerza de Coriolis actúa hasta que se encuentre con el gradiente de presión en forma perpendicular. En este momento flujo alcanza un estado de equilibrio geostrófico

(16 y 17) donde el gradiente de presión (boyancia) y Coriolis están en balance y una futura liberación de energía potencial es imposible.

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (16)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (17)$$

Los efectos de la rotación en el flujo de una corriente costera permite la formación de remolinos debido al corte de velocidades de una corriente costera, tal como se ve en el lado derecho del tanque.

En los experimentos, el comportamiento del flujo es similar que en la naturaleza. Se obtuvo que al momento de ser liberado el flujo denso, la CG se separó en dos frentes. El primero en el lado oeste que forma la corriente de gravedad costera, esto se debe a que el flujo es desviado por la fuerza de Coriolis y al momento de ser obstaculizado por un extremo del tanque y no poder completar el movimiento circular, pasando a moverse solo en una dirección con la pared del tanque del lado derecho. El segundo

frente se forma del lado este del tanque en donde se observan la formación de inestabilidades que llegan a chocar con la pared y al llegar ahí viajan a lo largo de la pared. Se observa que los movimientos del segundo frente, fluyen en sentido contrario al los del lado oeste.

En la figura 8, se observa que después de ser liberado el frente avanza una distancia del origen para empezar a formar una corriente de gravedad a lo largo del canal y algunas deformaciones sobre el frente. El frente de la corriente avanza dejando atrás una serie de eddies ciclónicos y anticiclónicos. Del lado este del tanque empezó con la formación de un remolino ciclónico pero evoluciona como una corriente costera que al final la cabeza de la corriente dio un giro de forma ciclónica.

En el experimento E3 se tiene la formación clara de una corriente costera del lado oeste (derecha). Conforme pasó el tiempo se desprendió un remolino ciclónico y fue creciendo. El lado este se pudo observar el principio de una corriente costera, pero esta no evoluciona, creando pequeños remolinos anticiclónicos (figura 8b).

En E4, al ser liberado el flujo, el frente se dividió en dos. Del lado oeste se formó claramente una corriente de gravedad que fue avanzando a lo largo de la pared oeste del tanque. Posteriormente de la corriente de gravedad se desprendió un remolino ciclónico y fue avanzando hacia el sur. En el lado este se formó otro remolino anticiclónico (figura 8c).

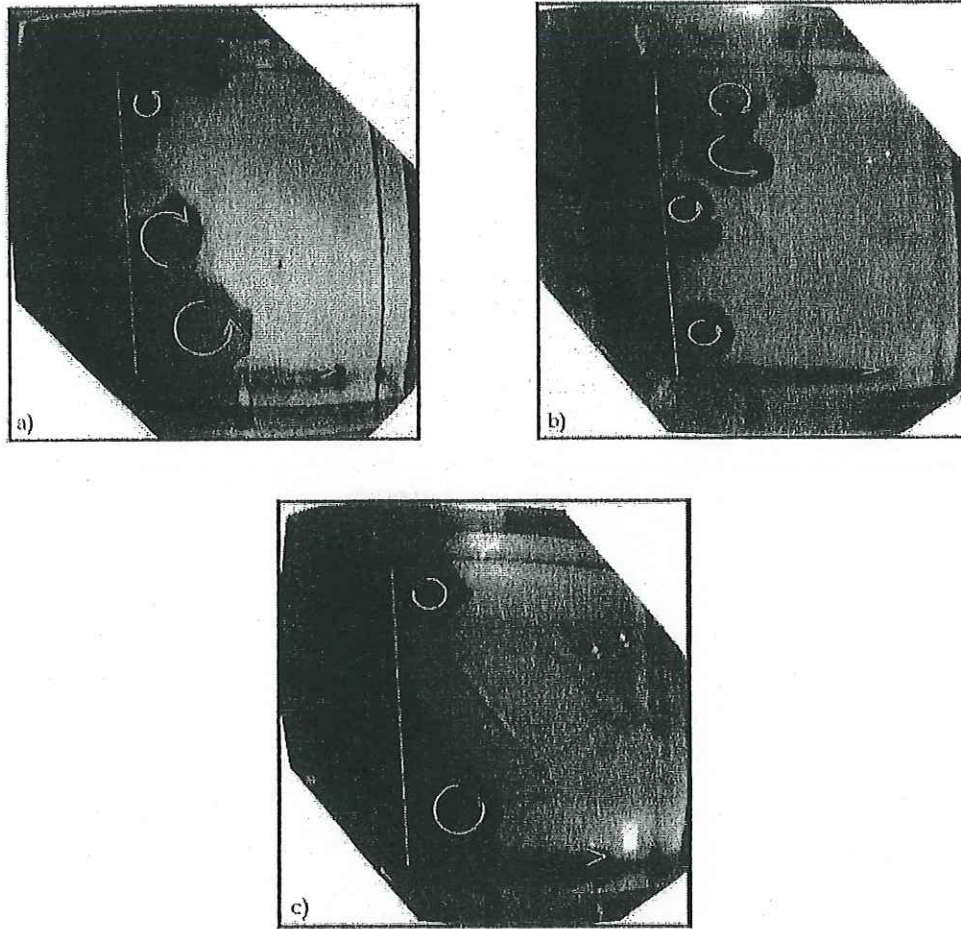


Figura 8. Imágenes de tres diferentes experimentos mostrando como evolucionó el flujo. a) E2, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$, b) E3, con $g'=0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=20 \text{ cm}$ y c) E4, con $g'=0.3922 \text{ cm s}^{-1}$ y $H=30 \text{ cm}$.

El desplazamiento de la CG generada se midió a través de la posición de la "nariz" del frente. El avance fue tomado del extremo norte del tanque ($x - x_0$), donde x_0 es la distancia a la que se encuentra la puerta (20 cm). Las posiciones se normalizaron mediante D_N (4) y el tiempo por T_N (5) que posteriormente fueron graficadas, para así obtener la velocidad de propagación en función del desplazamiento de la CG en ciertos

intervalos de tiempo. La velocidad aumentó rápidamente con una tendencia a comportarse de manera asintótica (figura 9).

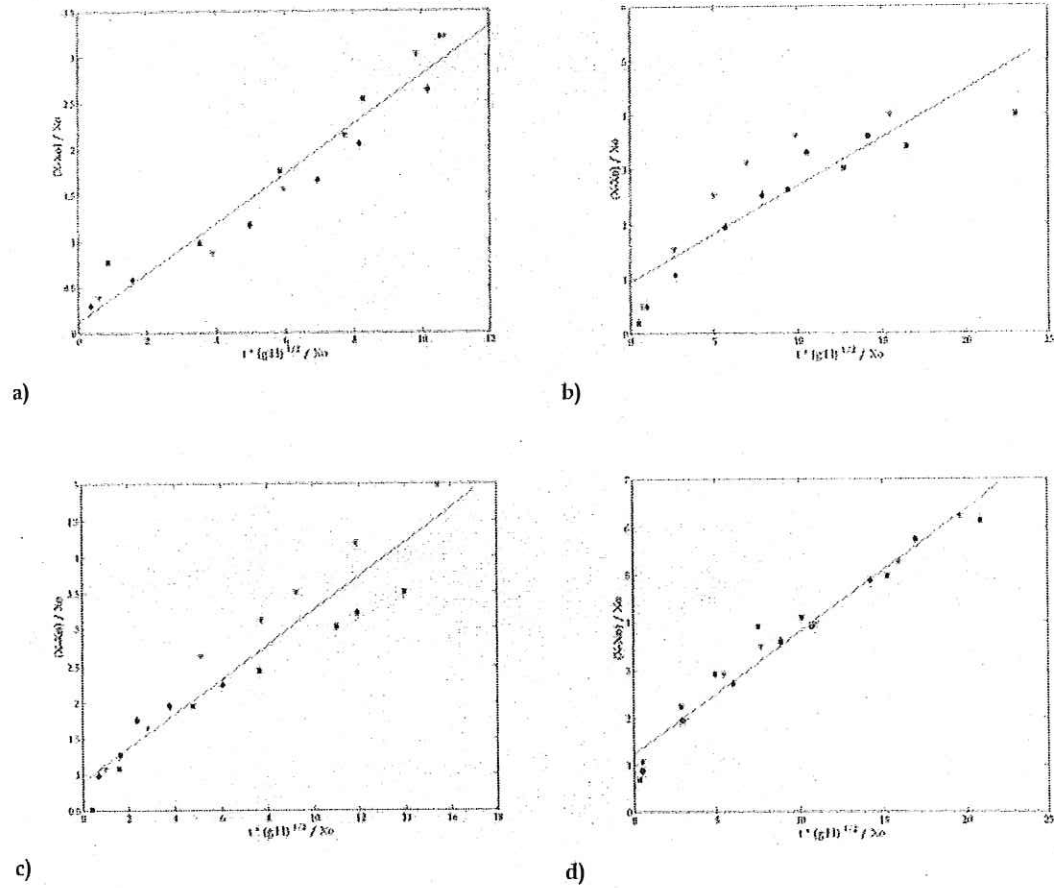


Figura 9. Desplazamiento de la nariz de la corriente. Cada figura representa una réplica de cada experimento ($\circ$ replica a, $\blacksquare$ replica b, $\blacktriangledown$ replica c). Se considera sin rotación a) E1, con $g = 0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H = 30 \text{ cm}$; con rotación $\Omega = 0.0836$ b) E2, con $g = 0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H = 30 \text{ cm}$, c) E3, con $g = 0.1961 \text{ cm s}^{-1}$ y $H = 20 \text{ cm}$ y d) E4, con $g = 0.3922 \text{ cm s}^{-1}$ y $H = 30 \text{ cm}$.

De acuerdo a la razón de rotación Ω en el laboratorio se midió el ancho de la corriente en términos de λ , el cual es una escala transversal para el movimiento. Para cada experimento se obtuvo la velocidad promedio, con la cual se calculó Ro , obteniendo valores pequeños ($Ro \sim 1$) y así confirmar que las aproximaciones o balance geostrófico son válidas y el efecto de rotación (fuerza de Coriolis) es significativo (tabla III).

Tabla III. Datos obtenidos en cara uno de los experimentos. El ancho de la corriente de cada experimento está en términos del radio de deformación (λ). El número de Rossby se obtuvo con $f = 167.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ y U (velocidad promedio).

Experimento	Réplica	$U \text{ (cm s}^{-1}\text{)}$	Ancho (cm)	$\lambda \text{ (cm)}$	(λ_A)	Ro
E2	a	0.789	3.90	6.488	0.601	1.209
E2	b	0.630	3.90	6.488	0.601	0.966
E2	c	1.048	4.88	6.488	0.751	1.286
E3	a	1.054	3.90	5.297	0.736	1.616
E3	b	0.763	5.85	5.297	1.104	0.78
E3	c	0.844	4.88	5.297	0.92	1.035
E4	a	1.303	4.88	9.175	0.531	1.599
E4	b	1.460	5.53	9.175	0.602	1.58
E4	c	1.370	5.85	9.175	0.638	1.401

5.2 IMÁGENES DE SATÉLITE

Una herramienta útil para el estudio de la naturaleza, y en particular los fenómenos naturales de gran escala son las imágenes de satélite. En ellas se pueden

tener información acerca de la temperatura en los océanos, corrientes, la capa de ozono y rayos UV, clorofilas, dependiendo del sensor que se utilice para adquirir la imagen. Para este trabajo se analizaron una serie de imágenes de satélite de la parte norte del Golfo de California en donde se observaron el desarrollo costero de posibles corrientes de gravedad. De las imágenes seleccionadas se midió el ancho relativo desde la costa y su longitud a lo largo de la costa, de tal forma que se pudo calcular el ancho relativo al radio de deformación (λ) y el número de Rossby, Ro , que nos proporciona información de las dinámicas inercial y geostroficas en las imágenes (Tabla IV).

Tabla IV. Mediciones obtenidas de las imágenes de satélite. El ancho de la corriente dividido entre radio de deformación (10 km) nos da el radio adimensional (λ_A). EL número Ro se calculó con $f = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $u = 1 \times 10^{-4} \text{ km}$.

#	Imagen	Largo (km)	Ancho (km)	(λ_A)	Ro
1	11-Jun-98	111.000	7.400	0.740	0.1854
2	11-Ago-99	180.050	10.835	1.084	0.1266
3	04-Sep-99	181.300	10.474	1.047	0.1310
4	07-Nov-00	121.578	11.731	1.173	0.1169
5	06-Oct-01	181.300	17.526	1.753	0.0783
6	08-Dic-01	151.256	13.468	1.347	0.1019
7	06-Oct-02	165.760	5.281	0.528	0.2597
8	11-Nov-02	147.379	4.679	0.468	0.2932
9	30-Nov-03	154.337	7.438	0.744	0.1844
10	1-feb	153.098	10.744	1.074	0.1277

Para la obtención de Ro , se consideró la velocidad medida por Lavín *et al* (1998) que es de $u \approx 0.1 \text{ m s}^{-1}$. Esta velocidad coincide si de cada imagen se toma el tiempo a partir del último ciclo de marea viva a la fecha tomada y la distancia que tiene la pluma

considerada como CG. Se comparó las fechas en que fueron tomadas las imágenes con el ciclo de marea y de esta forma se observó que las imágenes coinciden en su inicio al rompimiento del frente producido por la alta salinidad y el ciclo de marea (anexo a y b).

En esta ocasión la velocidad fue adimensionalizada utilizando $c = (g' H)^{1/2}$ quedando U_a (6). La velocidad adimensional se utilizó para comparar las velocidades obtenidas para cada imagen y los experimentos de laboratorio (figura 10).

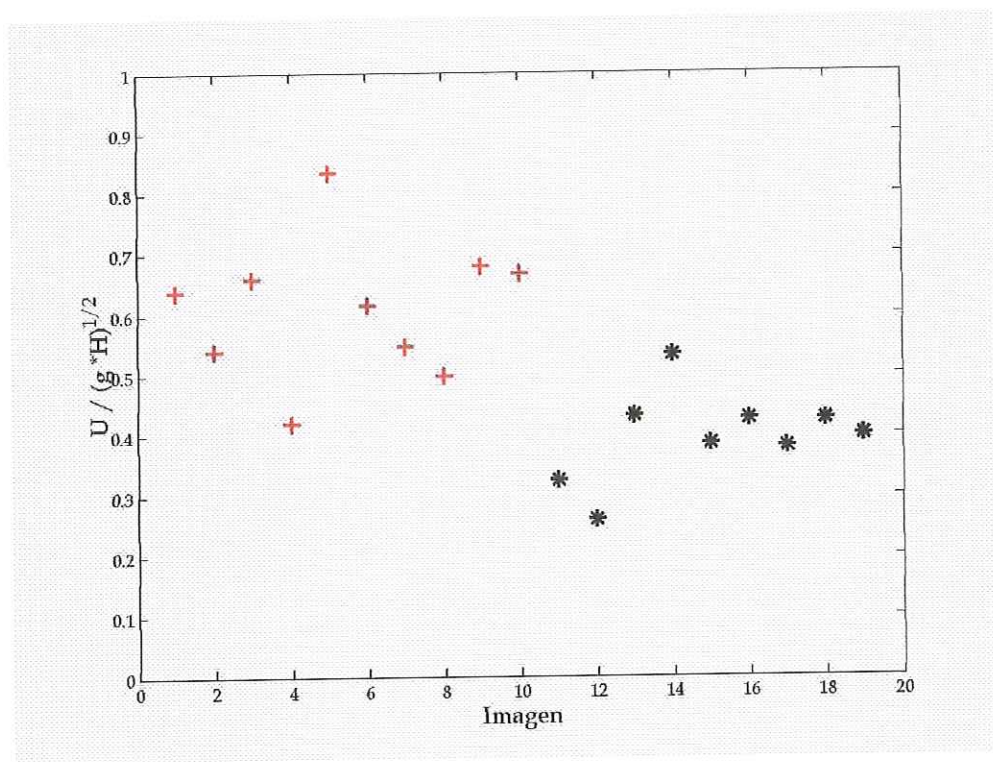


Figura 10. Velocidad de la corriente adimensionalizada. A las imágenes de satélite corresponde las primeras diez velocidades (+), seguida de la velocidad promedio obtenidas en cada experimento (*).

Al observar las imágenes de satélite del Norte de Golfo de California, se puede ver claramente una pluma de tono azul turquesa, que es lo que se ha considerado en este trabajo como corriente de gravedad. Para asegurar esta posibilidad se han comparado el ancho de la corriente adimensional (λ_A), con los anchos obtenidos de las corrientes de gravedad formadas en el laboratorio.

En la figura 11, se presentan los valores del ancho de la corriente adimensional, donde se observa, que tanto en el laboratorio como en las imágenes de satélite presentan valores muy similares.

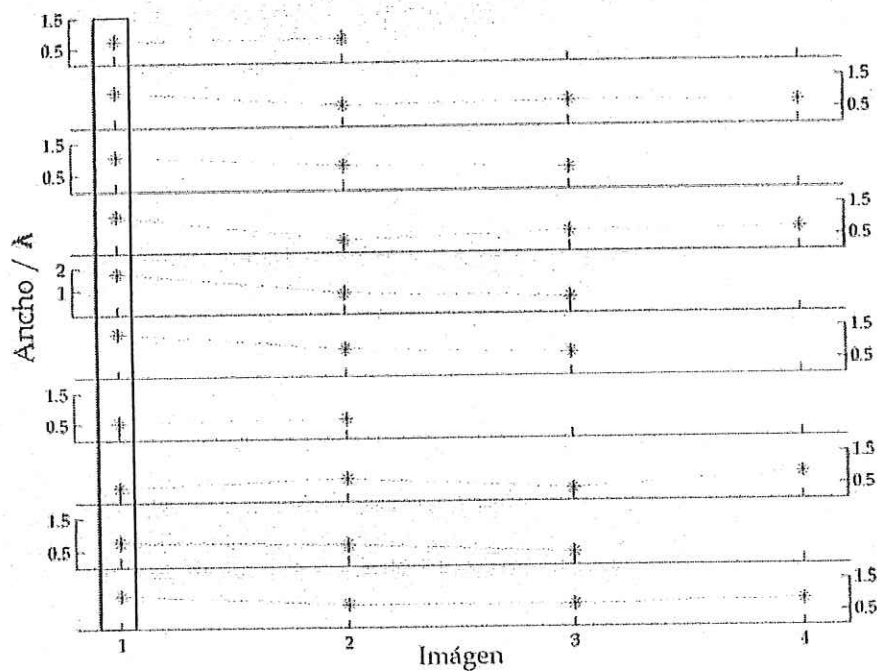


Figura 11. Ancho de la corriente. Los valores en el recuadro corresponden a las imágenes de satélite y los otros valores son las imágenes de los experimentos con las que son comparados.

De las figuras 12 a la 21 se comparan imágenes de satélite del Golfo de California con las imágenes obtenidas en la realización de los experimentos de laboratorio por medio del ancho de la corriente adimensional (λ_A).

En la figura 12 en la imagen de satélite se puede ver claramente lo que se considera una corriente de gravedad (azul claro) que va avanzando a lo largo de la costa, y en el experimento (E4) del lado oeste se puede observar la formación de la corriente de gravedad. Al comparar el ancho de ambas corrientes de forma adimensional se tiene que para la imagen de satélite es de 0.740, que por el otro lado en el experimento es de 0.797.

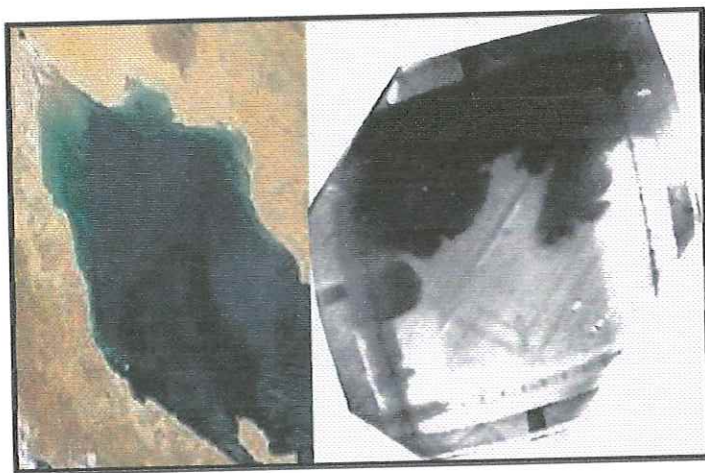


Figura 12. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 11 de junio de 1998. ev5094 Experimento E4a.

De igual forma en la figura 13 se observa clara mente la corriente que se considera de gravedad (azul claro) ubicada a lo largo de la costa oeste del golfo. Al momento de comparar el ancho de la corriente adimensional se obtuvo que para la imagen de satélite es de 1.084, en cambio para la corriente de gravedad generada en la parte oeste del tanque (izquierda) corresponde los valores de 0.638, 0.751 y 0.736 para las imágenes 13a (E4), 13b (E2) y 13c (E3) respectivamente.

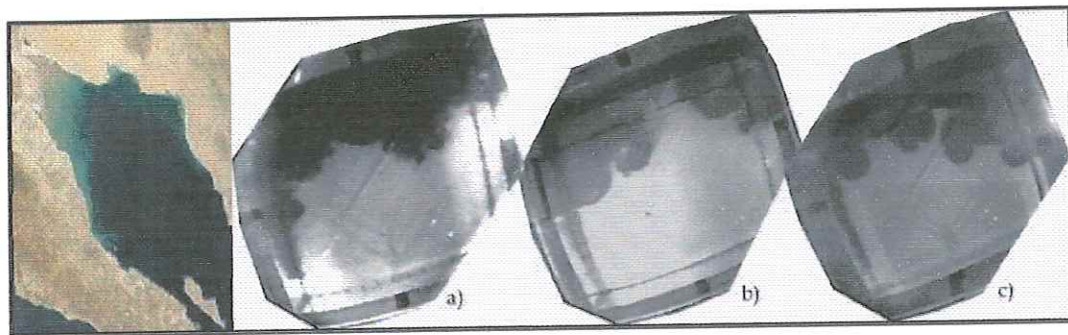


Figura 13. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiFS el 11 de agosto de 1999. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E2d y c) E3b.

En la figura 14 tenemos la imagen de satélite tomada el 4 de septiembre de 1999 y que a su vez es comparada con los experimentos de laboratorio a) E2, b) E4 y c) E4. En la imagen de satélite observamos lo que se considera una corriente de gravedad (azul claro) a lo largo de la costa oeste del golfo, y en los experimentos tenemos la formación de la corriente de gravedad, que al obtener el ancho de las corrientes de forma adimensional se tiene que para la imagen de satélite es de 1.047 y para los experimento son de 0.751, 0.638 y 0.425 respectivamente. Al observar ambos valores se ven que son muy similares.

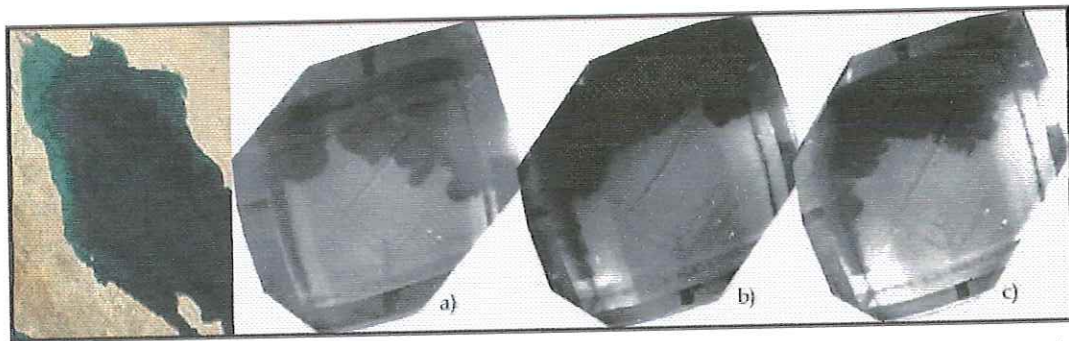


Figura 14. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 4 de septiembre de 1999. A la derecha las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2d, b) E4a y c) E4c.

En la figura 15 se tiene la imagen de satélite tomada el 7 de noviembre de 2000 y las imágenes de los experimentos de laboratorio a) E4, b) E4 y c) E3. Considerando una corriente de gravedad a la pluma (azul claro) que se observa en la costa oeste del golfo se calculó que λ_A es de 1.173, al igual el λ_A para los experimentos son de 0.372, 0.638 y 0.736 respectivamente.

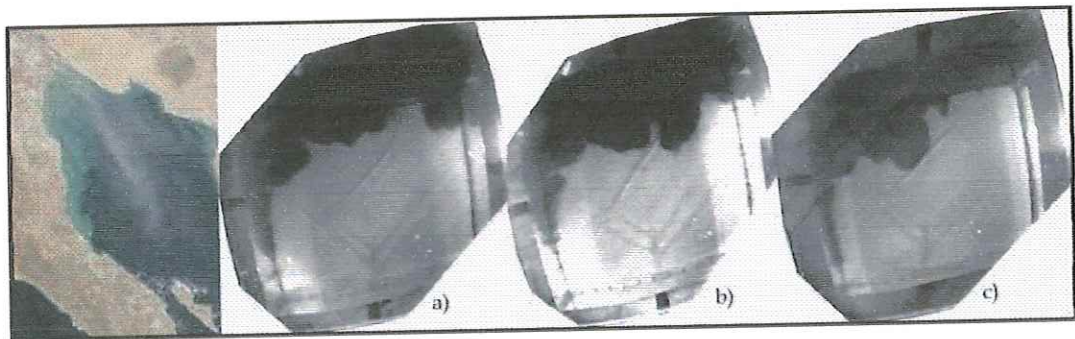


Figura 15. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 7 de noviembre de 2000. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4c, b) E4a y c) E3c 78.033

En La figura 16 tenemos la imagen de satélite tomada el 6 de octubre de 2001, la cual presenta un ancho de corriente adimensional de 1.743 y es comparada con los experimentos de laboratorio a) E2 y b) E4, los cuales presentan el ancho de corriente adimensional de 0.871 y 0.638 respectivamente. En ambos casos la corriente de gravedad se forma en el lado oeste, ya se del golfo a lo largo de la costa (azul claro) en el caso de la imagen de satélite, o del tanque en el experimento de laboratorio.

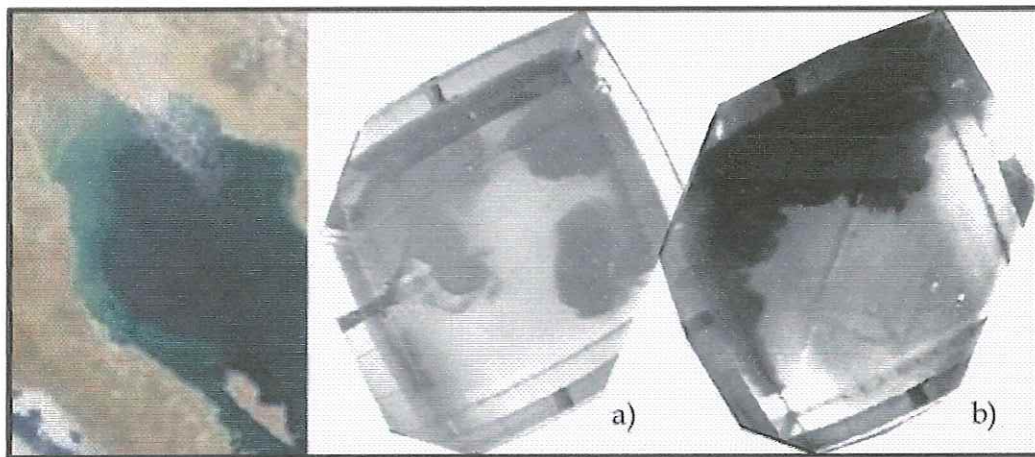


Figura 16. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWifs el 6 de octubre de 2001. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2b y b) E4a.

La imagen de satélite presentada en la figura 17 se observa lo que se considera en este trabajo una corriente de gravedad (azul claro) la cual presenta un ancho adimensional de 1.347. También se encuentran las imágenes donde en los experimentos E4 y E3 se desarrollo una corriente de gravedad del lado oeste del tanque con ancho de corriente adimensional de 0.850 y 0.736 respectivamente. Al observar ambos valores se ven que son muy similares.

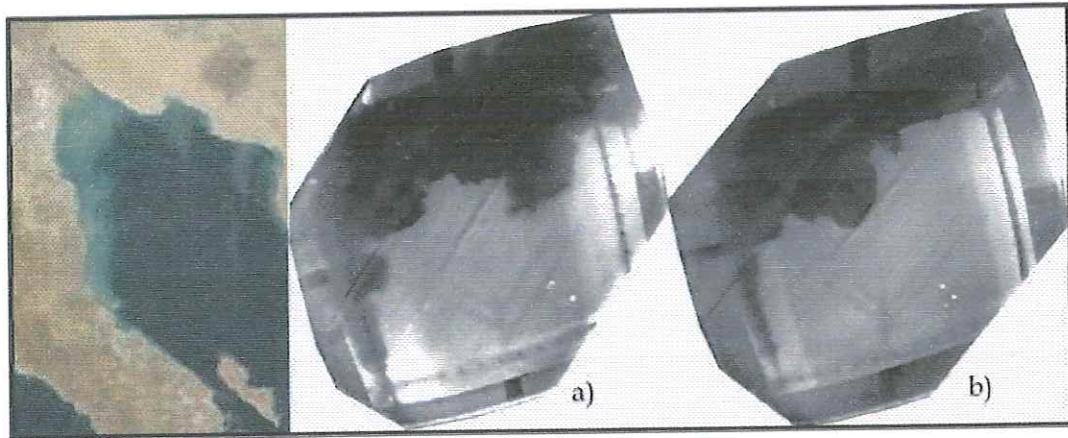


Figura 17. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor SeaWiifs el 8 de diciembre de 2001. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E3c.

La corriente de gravedad observada en la imagen de satélite de la figura 18, presenta un comportamiento muy similar al que desarrolló el experimento de laboratorio (E4). Se obtuvo que el ancho de la corriente de forma adimensional para la imagen de satélite es de 0.528, y en el experimento es de 0.638 respectivamente.



Figura 18. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 6 de octubre de 2002. Del lado derecho se encuentra el experimento E4a.

La imagen de satélite tomada el 11 de noviembre del 2002 se encuentra en la figura 19, la cual presenta un valor de $\lambda_A = 0.468$. Por otro lado tenemos experimentos de laboratorio E3, E4 y E4 que presentan valores de λ_A de 0.736, 0.372 y 0.850 respectivamente. En la imagen de satélite se ve claramente lo que se considera una corriente de gravedad (azul claro) que se encuentra a lo largo de la costa oeste del golfo, y en los experimentos se formó la corriente de gravedad en la parte izquierda del tanque (oeste).

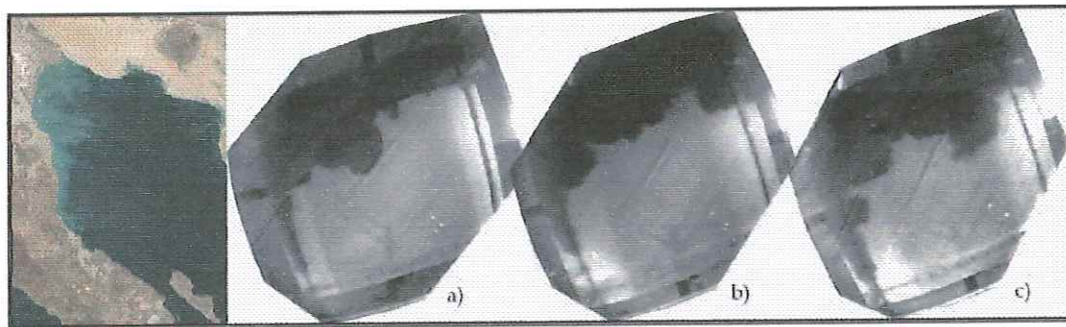


Figura 19. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 11 de noviembre de 2002. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E3c; b) E4c y c) E4a.

En la figura 20 se observa la imagen de satélite del 30 de noviembre del 2003 y la cual es comparada con experimentos de laboratorio E4a y E4c. En la imagen de satélite se puede ver claramente lo que se considera una corriente de gravedad (azul claro) que se encuentra a lo largo de la costa oeste, y en los experimentos se pueden observar la formación de la corriente de gravedad. Al comparar el ancho de ambas corrientes de forma adimensional se tiene que para la imagen de satélite es de 0.744,

que en el experimento es de 0.638 y 0.372 respectivamente. Al observar ambos valores se ven que son muy similares.

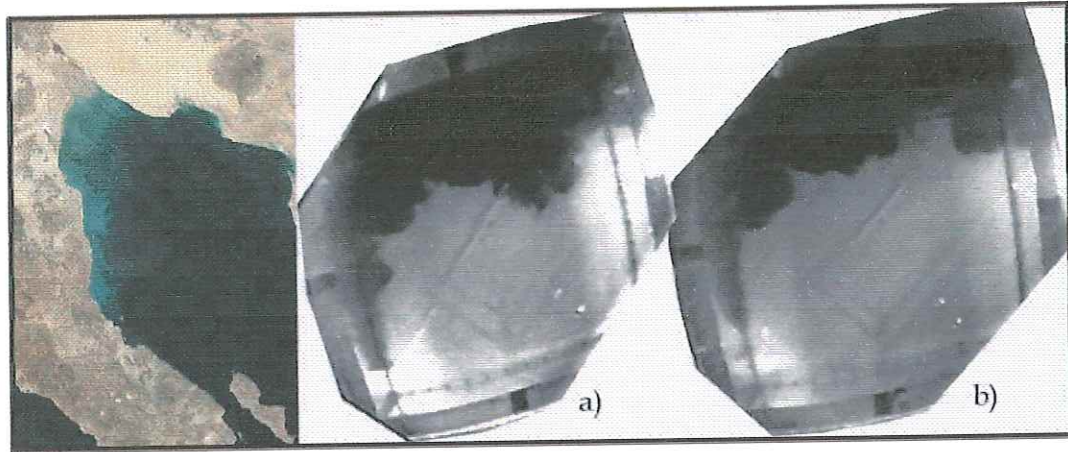


Figura 20. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada por el sensor MODIS el 30 de noviembre del 2003. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E4a; b) E4c.

En la figura 21 se tiene la imagen de satélite tomada en febrero y la cual es comparada con experimentos de laboratorio E2, E3 y E4. El ancho de la CG en la imagen de satélite (azul turquesa) que se observa a lo largo de la costa oeste, presenta un valor adimensional de 1.074, por otro lado en los experimentos se pueden observar la formación de la corriente de gravedad con valores de 0.751, 0.736 y 0.850 respectivamente.

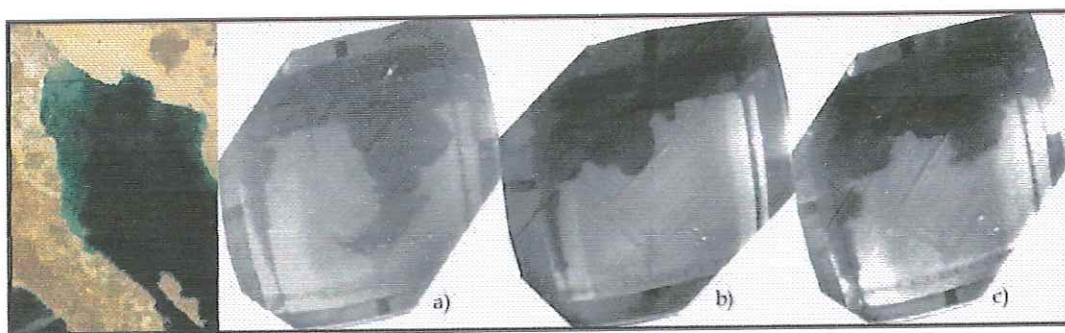


Figura 21. A la izquierda es el AGC, imagen de satélite tomada en febrero. Del lado derecho las imágenes obtenidas en los diferentes experimentos a) E2a, b) E3c y c) E4a.

6. DISCUSIONES

Cuando se trabaja bajo la suposición de que las corrientes de gravedad se desplazan sin fricción y con características semi-estacionarias (Benjamín, 1968; Hacker, 1996) el frente de la corriente, se propaga a una velocidad constante y su profundidad puede ser calculada analíticamente, esto es la velocidad de propagación es cercana a un medio de la profundidad de la capa ambiente (Benjamín, 1968). Esto significa que no existe ningún cambio en la velocidad original de propagación una vez iniciado el movimiento. En la realidad la velocidad es afectada por la fricción producida por el fondo y las interacciones laterales con otros fluidos que avanzan en sentido contrario que la CG y provocando que la velocidad tienda a decrecer. Durante la formación se distingue que la GC se colapsa inicialmente por debajo de la capa de menor densidad y viaja a una velocidad constante, que al pasar al segundo régimen se genera una ola provocada por el salto hidráulico sobre pasa el frente de la corriente de gravedad, esto ocurre a menos de 10 distancias de la puerta. La CG no se alcanzó a entrar a un régimen de inercia - boyancia, donde la velocidad no es constante, esto debido a las dimensiones del tanque, que solo tiene 100 cm de longitud, cuatro veces la distancia de la puerta. Por lo que los efectos de viscosidad no llegaron a dominar y el número Re se mantuvo alejado de 1. Simpson (1994) dice que para trabajar fuera del régimen viscoso Re debe encontrarse entre 1000 - 1250 y que en el caso de fluidos en rotación $Re=4Re$. Por lo que al observar los valores de Re (tabla II) nos indican que si se estuvo trabajando lejos de la viscosidad. En cada uno de los experimentos realizados, se tomó

en cuenta una situación geofísica donde se consideran grandes escalas de movimiento y se asume que la longitud de onda es mayor comparada con la profundidad de la capa superficial. Por lo que la velocidad de fase de las ondas en la interfase es $C = (g'H)^{1/2}$. En cambio la velocidad en cada experimento va disminuyendo (figura 9) conforme va avanzando, esto es debido a que la fricción ejercida por las paredes del tanque o el flujo en contra de la CG comienza a frenarla y no existe ninguna otra fuerza que conserve o produzca el movimiento como sería la fuerza de gravedad a través de una pendiente. Las velocidades adimensionales (figura 10) obtenidas para los experimentos y las imágenes nos dicen que si es posible que la pluma observada en las imágenes sea una CG, ya que se obtuvieron valores muy similares. En el caso del cálculo de la velocidad adimensional para las imágenes se consideró la velocidad registrada para las CG por Lavín, *et al* (1998) de 0.1 cm s^{-1} .

Se obtuvieron valores pequeños del número de Ro en los experimentos e imágenes de satélite y podemos decir que existe en la dinámica un balance geostrófico y la fuerza de Coriolis tiene un efecto importante sobre el movimiento del flujo.

Examinando las imágenes disponibles de GC es posible observar que la pluma de material suspendido va en dirección SE a lo largo de la costa de Baja California y se considera que este flujo esta directamente relacionado con las CG descritas (Lavín, Alvarez y Jones, 2002; Alvarez y Jones, 2004). Si el origen de las plumas es el sugerido, entonces su dinámica debe relacionarse a un flujo semi-geostrófico proveniente del rompimiento del frente de mareas y progresando sobre un obstáculo. Flujos de este tipo

han logrado mostrar su alta tendencia a ser inestables, tanto en la naturaleza como en el laboratorio. Los flujos aparentes de las imágenes rotan en una dirección correcta a la dinámica y tienen una escala apropiada de inestabilidades causadas por una corriente en balance geostrófico a lo largo de la costa, tal como ha sido demostrado en trabajos experimentales (Griffiths y Linden 1984). Corrientes en el laboratorio y en la naturaleza han mostrado bajo estas condiciones ser inestables para casi todos los casos en donde rotación esta involucrada, excepto cuando el corte de velocidades du/dy se desvanece en la capa donde $u-U_\infty = 0$, donde $U_\infty = g' \alpha/f$ es la velocidad media debido a la pendiente de fondo (α) con la superficie isopotencial del flujo avanzando.

Se ha encontrado una condición de inestabilidad teórica para este tipo de flujo la cual es conocida como el número de Freud rotacional (Griffiths y Linden, 1981,1984) y está definida como:

$$F = \frac{f^2 L^2}{(g' h)} \quad (19)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis, L en ancho de la corriente y h es la altura de la corriente de gravedad y g' la gravedad reducida. En el caso de este trabajo se

consideró $f = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, L es el ancho promedio de la corriente de la Tabla IV (9.852 km), g' es 0.04 m s^{-2} (entre 1-4 %) y h es a 10 metros. Determinando el valor de F al utilizar los datos anteriores se obtiene que es de 5.28, el cual corresponde al valor máximo de criticalidad del trabajo teórico de Griffiths (1981) que da un rango de 2-5, y el valor mínimo del trabajo de laboratorio de los mismos autores que observaron inestabilidades en corrientes generadas en el laboratorio con números mayores de 10. Con estos datos podemos argumentar que es posible observar inestabilidades en el flujo de alta densidad aparentemente fluyendo sobre la costa de Baja California.

Cuando un flujo costero es inestable se debe a que se desarrollan ondas a lo largo de la corriente, tal como el caso de la corriente del golfo de California en donde el flujo realiza meandros cuyas longitudes de onda y números de ondas puede ser calculados de forma teórica o medidos en las imágenes de satélite al igual de los observados en los experimentos. Killworth, *et al.* (1984) obtuvo teóricamente el número de onda ($\epsilon_{\max}$) y longitud de onda adimensional de inestabilidades desarrollándose en términos de una razón ($r = H/h$) donde H es la profundidad total y h es la profundidad de la capa de la corriente. Partiendo de dicha razón obtuvo el número para la onda de máximo crecimiento a través de $\epsilon_{\max} = 1.15(r-1)^{-\frac{1}{4}}$, con una velocidad de crecimiento de $\epsilon_{ci} = 0.31(r-1)^{-\frac{1}{4}}$. De esta forma la longitud de onda de manera dimensional se calcula por medio de $(2\pi\lambda/\epsilon_{\max})$, la razón de crecimiento ($f \epsilon_{ci}$), con el cual se puede obtener el periodo ($2\pi/f\epsilon_{ci}$), el factor de crecimiento ($e^{f\epsilon_{ci}}$) y la fase predecible ($f\lambda c_r$).

Killworth, *et al* (1984) calculo teóricamente $\epsilon_{\max}$ y ϵ_{ci} para la corriente del Golfo, tomando una $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, el radio de deformación de $\lambda \approx 30 \text{ km}$ y H tomada de la profundidad máxima de la isoterma de 15° que es a 600 m , con una profundidad total de 4000 m . Al compararlos los datos teóricos con los observados, encontró una muy buena predicción de longitud de onda y periodo. Obtuvo que la longitud de onda fue de 270 km , la cual se encuentra dentro del rango observado de $140 - 365 \text{ km}$. El periodo que determinó Killworth es de 24 días el cual entra en el periodo observado que comprende de 10 a 37 días . Con respecto a las demás variables la tasa de crecimiento observada tiene valores de 0 a 0.2 días^{-1} y la velocidad de fase está entre 9 a 17 cm s^{-1} , que son valores muy cercanos a los obtenidos por Killworth (tabla V).

De igual forma se utilizó lo descrito por Killworth para calcular la longitud de onda y números de ondas de forma teórica para lo que se considera la corriente de gravedad en el Golfo de California (imágenes de satélite) y lo observado en los experimento realizados. Obteniendo los valores de $\epsilon_{\max}$ y ϵ_{ci} muy similares para ambos casos (tabla V).

Tabla V . Número de onda ($\epsilon_{\max}$) y razón de crecimiento adimensional (ϵ_{ci}) para los experimentos e imágenes de satélite con su respectiva escala de forma dimensional, longitud de onda ($2\pi\lambda / \epsilon_{\max}$), crecimiento ($f \epsilon_{ci}$) y velocidad de fase ($f \lambda \epsilon_{cr}$).

	Experimentos			Golfo de California	Corriente del Golfo
	E2	E3	E4		
r	5	5	5	4.28	7
$\epsilon_{\max}$	0.813	0.813	0.813	0.848	0.7
ϵ_{ci}	0.109	0.109	0.109	0.127	0.043
<i>Longitud de onda dimensional</i>	50.14 cm	40.93 cm	71.85 cm	31.76 km	270 km
<i>Razón de crecimiento dimensional</i>	0.0183 s ⁻¹	0.0183 s ⁻¹	0.0183 s ⁻¹	0.799 días ⁻¹	0.25 días ⁻¹
<i>Factor de crecimiento exponencial</i>	1.018	1.018	1.018	2.22 en un día	1.28 en un día
<i>Periodo de inestabilidad dimensional</i>	343.34 s	343.34 s	343.34 s	7.87 días	24 días
<i>Velocidad de fase dimensional</i>	0.118 cm s ⁻¹	0.965 cm s ⁻¹	1.693 cm s ⁻¹	2.12 cm s ⁻¹	13 cm s ⁻¹

Al comparar los datos teóricos con los medidos se observa en las imágenes de satélite de las figuras 17 y 21 muestra una característica recurrente en las corrientes, se puede obtener que la ondas generada es por oscilación tiene una longitud de onda de aproximadamente 29 km, al igual que las figuras 15 y 16 que muestran una escala similar, mientras que otras como las figuras de la 12 a 14 tiene aproximadamente el doble de la longitud de onda, aunque este tipo de oscilación es mayor al calculado teóricamente por que no se considera la pendiente hacia mar adentro la cual puede influir en el acortamiento de estas ondas como sugiere Griffiths y Linden (1981). Por

otro lado al medir las inestabilidades generadas en los experimentos presentaron una longitud de onda de 28.8 cm (figura 13b) hasta 39 cm (figura 15c), que al ser comparados con los datos teóricos son valores cercanos.

De igual forma, al escalar los datos de longitud de onda en los experimentos obtenemos valores muy similares a los encontrados en las imágenes de satélite donde se ven claramente el desarrollo de las inestabilidades. En las figuras 15, 17 y 21 se observa que los experimentos desarrollan ondas de las cuales presentan una longitud es de 28.08 km en E2, 34 y 39 km en E3 y 23.4 y 34.32 km para E4, que al contrastarlas con las imágenes de satélite en dichas figuras tenemos que son de 23.46 km en la figura 15, 31.08 km para la figura 17 y 32.23 km en la figura 21. Los valores obtenidos para las inestabilidades desarrolladas en los experimentos y en las imágenes de satélite tienen gran similitud. A pesar de que los experimentos fueron desarrollados en un tanque cuadrado sin considerar una pendiente, que en el caso de la naturaleza el lugar donde se desarrollan las corrientes no presenta vértices de 90° y el fondo marino no es plano sino existe la presencia una pendiente con la horizontal.

7. CONCLUSIONES

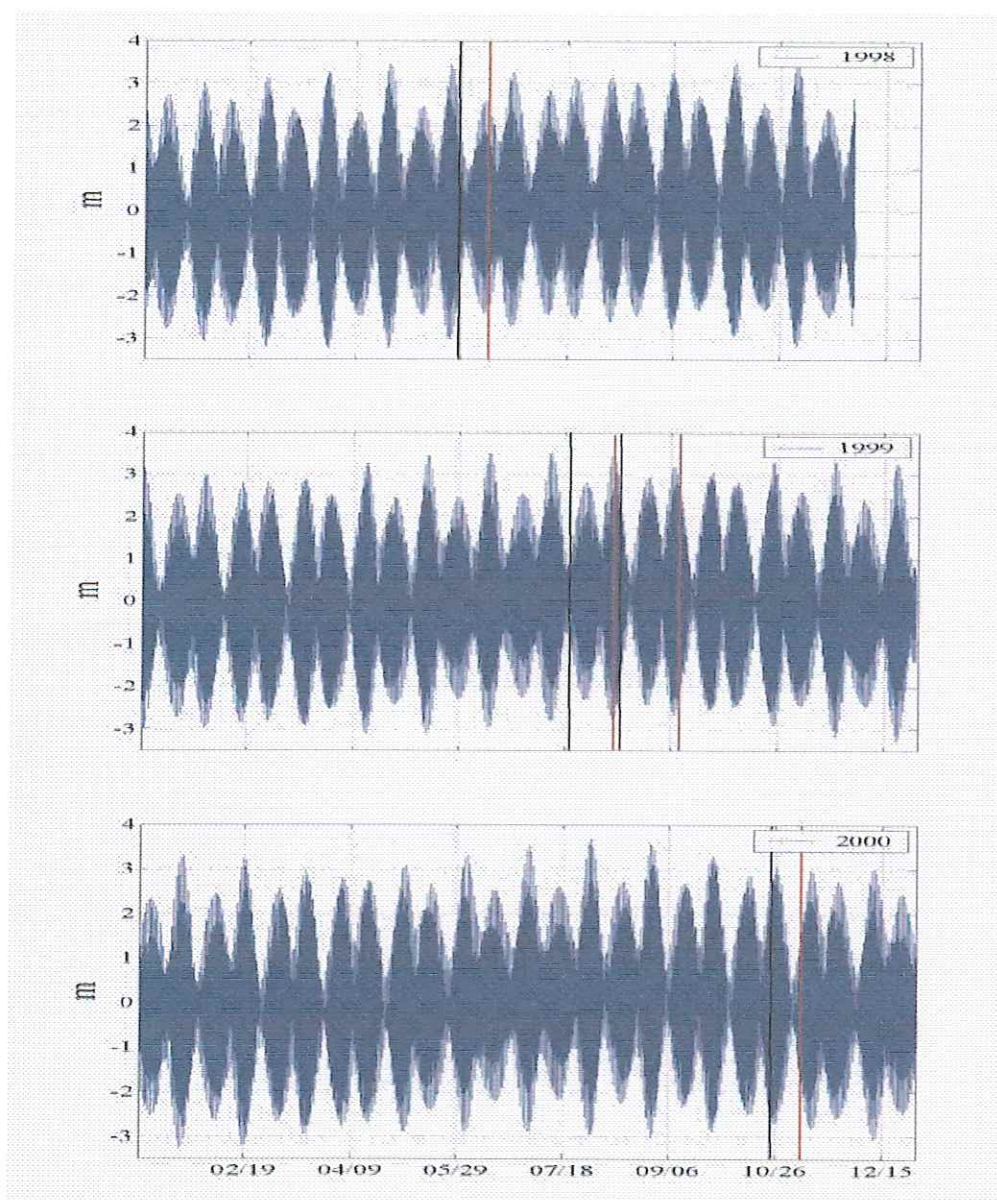
Se observó mediante los experimentos de laboratorio al igual que en imágenes de satélite y teoría que la ruptura de un frente genera inestabilidades y posteriormente una corriente de gravedad. Las CG realizadas por medio de experimentos de laboratorio presentan una escala y velocidad que coinciden con las CG generadas a lo largo de la costa de Baja California. Además la longitud de onda de las inestabilidades generadas en los experimentos coincide con las registradas en las imágenes de satélites y las obtenidas con la teoría de crecimiento de inestabilidades en un frente.

8. LITERATURA CITADA

- Álvarez-Sánchez L.G., Godínez V.M., Lavín M.F. & Sánchez S. (1993) Patrones de turbidez y corrientes en la Bahía de San Felipe, en el NW del Golfo de California, Reporte Técnico CTOFT9304, 48 p.0. Ser. Oceanografía Física. CICESE. México.
- Álvarez-Sánchez L.G & Jones S.E. (2002) Factors influencing suspended sediment flux in the Upper Gulf of California. *Estuarine Coastal and Shelf Science*: 54 (N4): 747-759.
- Argote M.L., Amador A. & Lavín M.F. (1995) Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 100:16,103 - 16,118.
- Benjamin, T.B (1968) Gravity currents and related phenomena. *Journal of Fluid Mechanics*. 31:209 - 248.
- Bowers D. G. (1989) Models of density current outflows from inverse estuaries: with application to Spencer Gulf, South Australia. In: Davies, A.M. (editor) *Focus on Modeling Marine Systems*, CRC State-of-the-art series on numerical Modeling of Marine Systems. 2: 1 - 23.
- Castro R., Lavín M.F. & Ripa P. (1994) Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 99: 3249 - 3261.
- Evans G., Lane-Serff G.F., Collins M.B., Ediger V. & Pattiaratchi C.B. (1995) Frontal instability and suspended sediment dispersal over the shelf of the Cilician Basin, southern Turkey. *Marine Geology*. 128:127-136.
- Fleischmann C.M. & McGrattan K.B. (1999) Numerical and experimental gravity currents related to backdrafts. *Fire Safety Journal*. 33: 21-34.
- Griffiths R.W. & Linden P.F. (1981) The stability of buoyancy-driven coastal currents. *Dynamics of Atmosphere and Ocean*. 5:281-306.
- Griffiths R.W. & Hopfinger E.J. (1983) Gravity currents moving along a lateral boundary in a rotating fluid. *Journal of Fluid Mechanics*. Great Britain. 134:337-399.

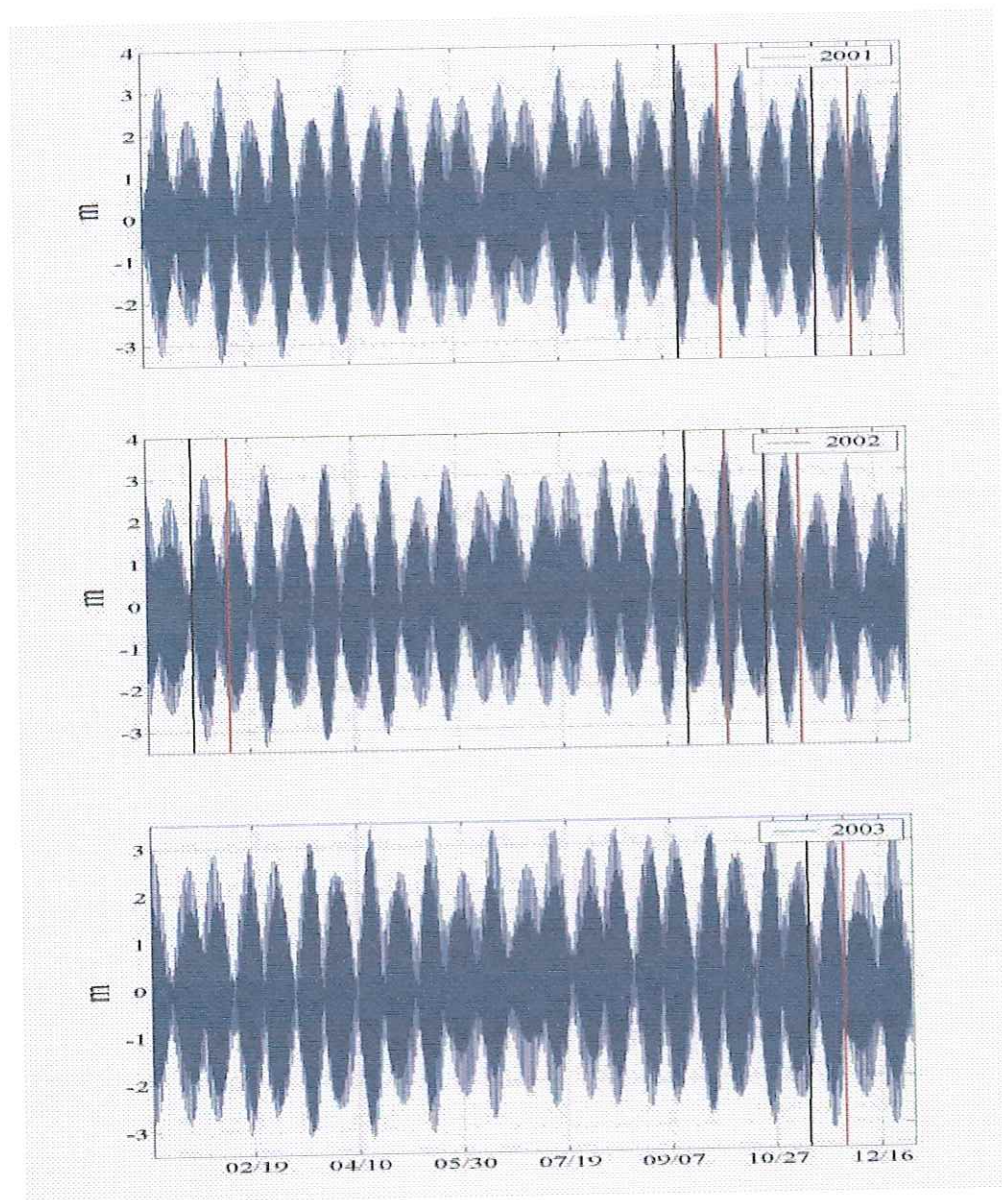
- Hacker J. (1996) Gravity currents in rotating channels. Dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy in the University of Cambridge. 269 p.
- Hacker J., Linden P.F. & Dalziel S.B. (1996) Mixing in lock - release gravity currents. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 24:183 - 195.
- Killworth P.D., Paldor N. & Stern M.S. (1984) Wave propagation and growth on a surface front in a two - layer geostrophic current. *Journal of Marine Research*. 42: 761 - 785.
- Lavín M.F., Gaxiola-Castro G. & Robles J.M. (1995) Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 100: 8587 - 8605.
- Lavín M.F., Durazo R., Palacio E., Argote M.L. & Carrillo L. (1997) Lagrangian Observations of the Circulation in the Northern Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 27: 2298 - 2305.
- Lavín M.F., Godínez V.M. & Álvarez L.G. (1998) Inverse - estuarine features of the upper Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 46: 769 - 795.
- Nmafie A. (2001) Experimental study of the collapse of dense water in rectangular basin with sloping bottom. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 29 p.
- Novitskii M.A. & Reible D.D. (1995) Modeling the laboratory experiments on gravity currents. *Russian Meteorology and Hydrology*. Allerton Press, Inc. 4:60 - 67.
- Simpson J.E. (1982) Gravity currents in the laboratory, atmosphere, and ocean. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 14: 213 - 234.
- Simpson J.E. (1987) Gravity currents in the environment and the laboratory. John Wiley and Sons, NY. 244 p.
- Simpson J.E. (1995) Gravity currents. In the Environment and in the Laboratory. Ellis Horwoods. Chichester. 2nd edition, 244 p.
- Turrent T. C. (1999) Estudio numérico del ajuste y evolución de un frente sobre un cañón submarino. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California. 73 p.

9. ANEXO A



A1. Ciclo de marea en diferentes años. Tomadas para le Puerto de San Felipe, B.C. (31 01 N, 114 49 W) Fuente Datos Horarios CICESE. Nivel de Referencia Bajamar Media Inferior. La línea roja indica donde se encofraba la marea al ser tomada la imagen de satélite y la línea negra indica cuando se supone que inicio a moverse el flujo.

10. ANEXO B



B1. Ciclo de marea de diferentes años. Tomadas para le Puerto de San Felipe, B.C. (31 01 N, 114 49 W) Fuente Datos Horarios CICESE. Nivel de Referencia Bajamar Media Inferior. La línea roja indica donde se encontraba la marea al ser tomada la imagen de satélite y la línea negra indica cuando se supone que inicio a moverse el flujo.