

Dinámica oceanográfica del golfo de Urabá y su relación con los patrones de dispersión de contaminantes y sedimentos.

Luis Javier Montoya Jaramillo

Ingeniero Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín.

Magister en Aprovechamiento de recursos hidráulicos, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín.

Trabajo presentado como requisito parcial para optar por el título de Doctor en ingeniería – Recursos hidráulicos

Director:

Mauricio Toro Botero

I.C., MSc., Ph.D.

Co-Director:

Andrés Gómez Giraldo

I.C., MSc., Ph.D.



Medellín, Febrero de 2010

Director:

Ph.D. F. Mauricio Toro Botero, Director, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

Ph.D. Andres Gómez Giraldo, Co-director, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

Jurados:

Ph.D. Oscar Jose Mesa Sanchez, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Ph.D. Julio Candela Pérez, Departamento de Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada, B.C., México.

Ph.D. C.F. Luis Otero Díaz, Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), Cargatena.

A Catalina y a Juan Ignacio.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mis agradecimientos a todas aquellas personas que me ayudaron a realizar este trabajo. Especialmente quiero agradecer:

Al director del trabajo Francisco Mauricio Toro quien me ha acompañado en este proceso, gracias por sus enseñanzas, paciencia, apoyo y ejemplo que fue fundamental para poder desarrollar este trabajo.

Al co-director Andres Gómez Giraldo quien ha sido un gran apoyo, quien con gran generosidad me acogió en varios momentos de este trabajo y siempre estuvo dispuesto a apoyarme con sus ideas y discusiones.

Al CWR quienes me acogieron durante la pasantía y al profesor Jorg Imberger quien me apoyó con su supervisión durante este tiempo.

A todo el grupo de profesores del posgrado en Aprovechamiento en Recursos Hidráulicos y del grupo OCEANICOS, quienes por muchos años me han acompañado en mi proceso de formación y de manera particular a la profesora Gladys Bernal y al profesor Andres Osorio.

A los miembros del grupo GAIA que participaron en el proyecto de investigación en la parte biológica, particularmente al profesor Jaime Palacio y al profesor Néstor Aguirre.

Al equipo técnico del INVEMAR y a todo el equipo que apoyó las campañas de medición.

A COLCIENCIAS y a la Universidad de Medellín por el apoyo y financiación brindados para la realización del programa doctoral.

A mis compañeros del posgrado de aprovechamiento de recursos hidráulicos y del grupo OCEANICOS, a Rubén, Paola, Yuley, Alexandra, Beatriz, José Manuel, Vladimir y a muchos otros, por acompañarme y brindarme su amistad y apoyo durante el tiempo que compartimos en el posgrado.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen		xix
Abstract		xxi
1	Introducción	¡Error! Marcador no definido.
2	Metodología	¡Error! Marcador no definido.
2.1	Introducción	¡Error! Marcador no definido.
2.2	Recolección de información.....	¡Error! Marcador no definido.
2.3	Simulación numérica	¡Error! Marcador no definido.
2.3.1	Modelación preliminar	¡Error! Marcador no definido.
2.3.2	Análisis de sensibilidad.....	¡Error! Marcador no definido.
2.3.3	Calibración y validación.....	¡Error! Marcador no definido.
2.3.4	Simulación numérica	¡Error! Marcador no definido.
3	Marco de referencia para la modelación hidrodinámica de estuarios y frentes estuarinos	¡Error! Marcador no definido.
3.1	Introducción	¡Error! Marcador no definido.
3.2	Definición de estuario	¡Error! Marcador no definido.
3.3	Clasificación de los estuarios	¡Error! Marcador no definido.
3.3.2	Clasificación de acuerdo a la morfología.....	¡Error! Marcador no definido.
3.3.3	Clasificación de acuerdo con los procesos dominantes ...	¡Error! Marcador no definido.
3.3.4	Clasificaciones cuantitativas	¡Error! Marcador no definido.
3.4	Zonas de un estuario	¡Error! Marcador no definido.
3.5	Frentes estuarinos	¡Error! Marcador no definido.
3.5.1	Frentes de pluma turbia	¡Error! Marcador no definido.
3.5.2	Frentes mezclados por las mareas	¡Error! Marcador no definido.
3.5.3	Frentes alrededor de salientes de tierra.....	¡Error! Marcador no definido.
3.6	Procesos físicos en los estuarios	¡Error! Marcador no definido.
3.6.1	Física de los procesos de mezcla en fluidos estratificados	¡Error! Marcador no definido.
3.6.2	Ondas internas.....	¡Error! Marcador no definido.
3.7	Características de la circulación en frentes estuarinos...	¡Error! Marcador no definido.
3.7.1	Hidrodinámica de los frentes de pluma estuarinos.....	¡Error! Marcador no definido.
3.8	Modelos hidrodinámicos.....	¡Error! Marcador no definido.
3.9	Características del modelo ELCOM	¡Error! Marcador no definido.
3.9.1	Ecuaciones hidrodinámicas fundamentales	¡Error! Marcador no definido.
3.9.2	Termodinámica y flujos de masa.....	¡Error! Marcador no definido.
3.9.3	Modelo de mezcla	¡Error! Marcador no definido.
3.9.4	Método de solución numérica	¡Error! Marcador no definido.
3.10	Características del modelo CAEDYM.....	¡Error! Marcador no definido.
3.10.1	Características del modelo de transporte de sedimentos incluido en el modelo CAEDYM	¡Error! Marcador no definido.
3.10.2	Características del modelo de patógenos incluido en el modelo CAEDYM	¡Error! Marcador no definido.
3.11	Revisión de algunos casos de estudio	¡Error! Marcador no definido.

3.12	Mecanismos para el proceso de formación y desarrollo de las plumas estuarinas.....	¡Error! Marcador no definido.
3.13	Modelos simplificados para cuantificar el transporte inducido por la pluma de un río descargando en un estuario.....	¡Error! Marcador no definido.
3.13.1	Análisis de la importancia relativa de cada uno de los términos en las ecuaciones de balance.....	¡Error! Marcador no definido.
3.13.2	Análisis del caso general, incluyendo fricción en el fondo y fricción entre capas	¡Error! Marcador no definido.
3.13.3	Análisis de la intrusión de agua salada al interior de la pluma.....	¡Error! Marcador no definido.
3.13.4	Esquema de valoración de la importancia relativa de los diferentes factores que afectan la hidrodinámica de una pluma.....	¡Error! Marcador no definido.
4	Zona de estudio y sus características...	¡Error! Marcador no definido.
4.1	Localización y Morfología	¡Error! Marcador no definido.
4.1.1	El delta del río Atrato.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.2	Bahía Colombia.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.3	Bahía Turbo	¡Error! Marcador no definido.
4.2	Climatología.....	¡Error! Marcador no definido.
4.2.1	Temperatura del aire	¡Error! Marcador no definido.
4.2.2	Humedad relativa	¡Error! Marcador no definido.
4.2.3	Radiación solar	¡Error! Marcador no definido.
4.2.4	Vientos	¡Error! Marcador no definido.
4.3	Hidrología	¡Error! Marcador no definido.
4.3.1	Precipitación.....	¡Error! Marcador no definido.
4.3.2	Evaporación	¡Error! Marcador no definido.
4.3.3	Caudales y carga de sedimentos	¡Error! Marcador no definido.
4.4	Descripción de los patrones de circulación en el golfo de Urabá en estudios previos.....	¡Error! Marcador no definido.
4.5	Régimen de mareas y Oleaje	¡Error! Marcador no definido.
4.6	Calidad de aguas.....	¡Error! Marcador no definido.
4.7	Circulación oceanográfica en el Caribe Colombiano	¡Error! Marcador no definido.
5	Mediciones de campo.....	¡Error! Marcador no definido.
5.1	Introducción.....	¡Error! Marcador no definido.
5.2	Campañas de campo	¡Error! Marcador no definido.
5.2.1	Campañas de medición.....	¡Error! Marcador no definido.
5.3	Mediciones	¡Error! Marcador no definido.
5.3.1	Vientos	¡Error! Marcador no definido.
5.3.2	Perfiles de salinidad y de temperatura	¡Error! Marcador no definido.
5.3.3	Variabilidad espacial de la salinidad y la temperatura.	¡Error! Marcador no definido.
5.3.4	Variabilidad temporal de la salinidad y la temperatura	¡Error! Marcador no definido.
5.3.5	Algunos efectos locales en las mediciones.	¡Error! Marcador no definido.
6	Calibración y validación del modelo ELCOM	¡Error! Marcador no definido.

6.1	Introducción	¡Error! Marcador no definido.
6.2	Análisis preliminar	¡Error! Marcador no definido.
6.3	Análisis de sensibilidad	¡Error! Marcador no definido.
6.3.1	Análisis de sensibilidad a los parámetros numéricos ..	¡Error! Marcador no definido.
6.3.2	Análisis de sensibilidad a los parámetros físicos	¡Error! Marcador no definido.
6.4	Calibración y Validación del modelo.....	¡Error! Marcador no definido.
6.4.1	Calibración del modelo Hidrodinámico ELCOM	¡Error! Marcador no definido.
6.5	Validación.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.1	Campaña 2.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.2	Campaña 3.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.3	Campaña 4.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.4	Campaña 5.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.5	Campaña 6.....	¡Error! Marcador no definido.
6.5.6	Conclusiones de la calibración y validación	¡Error! Marcador no definido.
7	Análisis de la circulación de la pluma estuarina del río Atrato: El efecto de la restricción topográfica del golfo de Urabá en la circulación y mezcla del agua dulce.	¡Error! Marcador no definido.
7.1	Introducción	¡Error! Marcador no definido.
7.2	Patrones generales de circulación en el Golfo de Urabá	¡Error! Marcador no definido.
7.2.1	Análisis de los patrones de circulación obtenidos en las diferentes campañas – Estructura en el plano horizontal en superficie	¡Error! Marcador no definido.
7.2.2	Estructura vertical de la salinidad.....	¡Error! Marcador no definido.
7.2.3	Estructura vertical de las corrientes	¡Error! Marcador no definido.
7.2.4	Estructura vertical de los flujos de masa en el golfo ...	¡Error! Marcador no definido.
7.2.5	Análisis de la variabilidad temporal de la pluma.....	¡Error! Marcador no definido.
7.2.6	Estructura horizontal y vertical de la temperatura y la densidad	¡Error! Marcador no definido.
7.2.7	Comparación de los resultados de las diferentes campañas	¡Error! Marcador no definido.
7.2.8	Modelo conceptual de la circulación de la pluma del río Atrato en el golfo de Urabá.....	¡Error! Marcador no definido.
7.3	Variabilidad interanual de las corrientes	¡Error! Marcador no definido.
7.4	Transporte de sedimentos en suspensión	¡Error! Marcador no definido.
7.5	Distribución de patógenos	¡Error! Marcador no definido.
7.5.1	Estudios previos en la dispersión de patógenos en la zona.....	¡Error! Marcador no definido.
7.5.2	Campañas de campo	¡Error! Marcador no definido.
8	Conclusiones y trabajo futuro	¡Error! Marcador no definido.
8.1	Síntesis y conclusiones	¡Error! Marcador no definido.

8.1.1	Información Secundaria	¡Error! Marcador no definido.
8.1.2	Información Primaria	¡Error! Marcador no definido.
8.1.3	Calibración y Validación de los modelos ELCOM y CAEDYM	¡Error! Marcador no definido.
8.1.4	Dinámica oceanográfica del golfo de Urabá	¡Error! Marcador no definido.
8.1.5	Patrones de dispersión en el golfo de Urabá	¡Error! Marcador no definido.
8.2	Contribuciones de la tesis	¡Error! Marcador no definido.
8.3	Aspectos no resueltos y trabajo futuro	¡Error! Marcador no definido.
9	Referencias bibliográficas.....	¡Error! Marcador no definido.

LISTA DE TABLAS

- Tabla 2.1.** Análisis de sensibilidad a los parámetros numéricos. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 2.2.** Análisis de sensibilidad a los parámetros físicos. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 3.1.** Resumen de las ecuaciones hidrodinámicas utilizadas en ELCOM (adaptado de Hodges y Dallimore, 2001, manual científico ELCOM) **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 3.2.** Resumen de los principales flujos termodinámicos utilizadas en ELCOM (Hodges y Dallimore, 2006 en el manual científico de ELCOM) **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 4.1.** Estimaciones de caudal de las principales corrientes que desembocan en el golfo de Urabá. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 4.2.** Componentes astronómicas de marea dominantes para la estación San Cristóbal (Panamá) **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 4.3.** Observaciones de oleaje reportadas por Chevillot et al. (1993). **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 5.1.** Lista de equipos y variables del muestreo. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 6.1.** Estimadores de error utilizados en el análisis de sensibilidad a los parámetros numéricos. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 6.2.** Características consideradas en la modelación para la calibración **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 6.3.** Estimación de error utilizados en el proceso de calibración **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7.1.** Características adimensionales de la pluma del río Atrato en el campo cercano. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7.2.** Características adimensionales de la pluma del río Atrato cuando se ha desarrollado. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7.3.** Características adimensionales de las plumas generadas en algunas corrientes del mundo (adaptado de Yankovsky y Chapman, 1997) **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7.4.** Ensayos de laboratorio realizados para el análisis microbiológico **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7.5.** Parámetros utilizados en la simulación de variables microbiológicas (adaptado de Hipsey, 2006). **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 8.1.** Estimadores de error obtenidos en la calibración y validación del modelo. **¡Error! Marcador no definido.**

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1.** Esquema de las zonas de un estuario (adaptado de Hetland, 2005)
¡Error! Marcador no definido.
- Figura 3.2.** Representación conceptual del modelo de Escherichia coli o de coliformes (adaptado de Hipsey et al., 2008).**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 3.3.** Esquemas de diferentes tipos de plumas (adaptado de Simpson, 1997)**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 3.4.** Esquema de la dispersión de una pluma estuarina.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.1.** Ubicación de la zona de estudio.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.2.** Batimetría y principales accidentes del golfo de Urabá. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.3.** Características climáticas del golfo de Urabá.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.4.** Características hidrológicas del golfo de Urabá.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.5.** Ciclo anual de los caudales y cargas de sedimentos las principales corrientes de la zona.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.6.** Ciclo anual estimado de los caudales del río Atrato en la desembocadura utilizando la metodología de Vélez et al., 2000.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.7.** Armónicos astronómicos con un nivel de significancia del 95%. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4.8.** Predicción de la marea en la estación San Cristóbal con armónicos con nivel de significancia superior al 95%.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.1.** Ubicación de las estaciones de medición en los cruceros oceanográficos.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.2.** Ubicación de las estaciones de medición en las campañas de bahía Colombia.**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.3.** Rosa de vientos de los días de las campañas de medición. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.4.** Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 1 (Octubre de 2004).**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.5.** Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 2 (Junio de 2005).**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.6.** Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 3 (Junio de 2006).**¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5.7.** Curva de salinidad contra Temperatura medidos en la campaña 1 (Octubre de 2004) con contornos de igual profundidad.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 5.8. Curva de salinidad contra temperatura medidos en la campaña 2 (Junio de 2005) con contornos de igual profundidad. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.9. Curva de salinidad contra temperatura medidos en la campaña 3 (Junio de 2006) con contornos de igual profundidad. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.10. Salinidad superficial interpolada para las tres primeras campañas de medición ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.11. Perfiles longitudinales de la salinidad a lo largo de la longitud $-76^{\circ} 47.104' W$ interpolados para las tres campañas..... ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.12. Frecuencias de Brunt-Vaisala para los perfiles medidos en las diferentes campañas. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.13. Perfiles de densidad..... ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.14. Profundidades de la pycnoclina, haloclina y termoclina en los perfiles medidos. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.15. Cortes longitudinales de la densidad a lo largo de la longitud $-76^{\circ} 47.104' W$ para las tres campañas. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.16. Perfiles de temperatura y salinidad a diferentes horas del día, durante la primera campaña de mediciones..... ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.17. Perfiles de temperatura y salinidad a diferentes horas del día, durante la segunda campaña de mediciones. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.18. Evolución de la salinidad y la temperatura cerca de la descarga del río León. Estación C6-29. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.19. Perfiles de salinidad a diferentes horas del día, en tres estaciones de medición durante la cuarta campaña de mediciones. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.20. Perfiles de densidad que presentan múltiples pycnoclinas y con inversión en el perfil de densidades. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 5.21. Perfiles de densidad y frecuencias Brunt-Vaisala en la estación C2-13 y C2-26 de la segunda campaña. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.1. Esquema del proceso seguido en la calibración. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.2. Resultados de simulaciones considerando el efecto de la fuerza de Coriolis. ¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.3. Mareas utilizadas para los diferentes casos de simulación ¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.4. Comparación entre resultados del nivel de la superficie libre en diferentes puntos del golfo y para diferentes condiciones de marea..... ¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.5. Comparación entre resultados del promedio a lo largo de un día de la salinidad superficial obtenida en la simulación considerando diferentes condiciones de marea. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.6. Comparación del promedio temporal de la salinidad y velocidad obtenidas en simulaciones con diferentes condiciones de marea (con viento). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.7. Promedio temporal de la salinidad y velocidad obtenidas de la simulación con (5 componentes) y sin marea. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.8. Análisis de armónicos principales de la superficie libre y de la profundidad de la haloclina en una estación ubicada en los 8.09° N y -76.79° W. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.9. Resultados de simulaciones de salinidad superficial con descargas del río Atrato para las temporadas húmeda y seca, con vientos del SW. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.10. Resultados de simulaciones de salinidad superficial con diferentes escenarios de viento. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.11. Resultados de simulaciones de salinidad superficial con diferentes escenarios de viento en su magnitud y dirección. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.12. Promedio temporal de la salinidad en superficie obtenida de simulaciones con diferentes escenarios de viento con variación en su magnitud y dirección. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.13. Evolución de la salinidad a lo largo del tiempo en perfiles en una estación ubicada a los 8.0859° N -76.7855° W para simulaciones con diferentes escenarios de viento con variación en su magnitud y dirección. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.14. Comparación entre los perfiles de salinidad en la estación ubicada a los 8.2522° N y -76.87° W, obtenidos asumiendo diferentes valores de salinidad en la descarga de los ríos. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.15. Porcentaje de distribución de los caudales por las bocas del río Atrato para los diferentes escenarios utilizados en la calibración. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.16. Comparación de diferentes perfiles de salinidad obtenidos a partir de diferentes distribuciones de caudales en las bocas del río Atrato, en la estación ubicada en 8.17° N y -76.78° W. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.17. Error cuadrático medio y coeficientes de correlación obtenidos al comparar los datos de salinidad y temperatura medidos y los resultados de las simulaciones para diferentes condiciones de descarga por las bocas del río Atrato. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.18. Porcentajes de distribución de caudales utilizados. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.19. Condiciones meteorológicas en la campaña 1: **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.20. Ubicación de algunas estaciones de las diferentes campañas
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.21. Comparaciones hechas en la calibración entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 1..... **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.22. Comparaciones hechas en la calibración entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 1.. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.23. Condiciones meteorológicas en la campaña 2. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.24. Comparación entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 2. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.25. Comparación entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 2. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.26. Condiciones meteorológicas en la campaña 3. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.27. Comparación entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 3. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.28. Comparación entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 3. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.29. Condiciones meteorológicas en la campaña 4. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.30. Comparación entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 4. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.31. Comparación entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 4. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.32. Ubicación de las estaciones comparadas en la validación. . **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.33. Condiciones meteorológicas en la campaña 5. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.34. Comparación entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 5. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.35. Comparación entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 5. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.36. Condiciones meteorológicas en la campaña 6. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.37. Comparación entre perfiles de salinidad simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 6. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.38. Comparación entre perfiles de temperatura simulados y medidos en algunas estaciones de la campaña 6. **¡Error! Marcador no definido.**

- Figura 7.2.** Evolución de la salinidad y velocidad en superficie en la campaña 2 (segundo día de la campaña)..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.3.** Evolución de la salinidad y velocidad en superficie en la campaña 3 (primer día de la campaña). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.4.** Evolución de la salinidad y velocidad en superficie en la campaña 4 (sexto día de la campaña). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.5.** Evolución de la salinidad y velocidad en superficie en la campaña 5 (segundo día de la campaña)..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.6.** Evolución de la salinidad y velocidad en superficie en la campaña 6 (cuarto día de la campaña)..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.7.** Ubicación de cortes transversales y longitudinales. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.8.** Evolución de la salinidad en la sección transversal A-A (10 primeros metros). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.9.** Evolución de la salinidad en la sección transversal B-B (10 primeros metros). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.10.** Evolución de la salinidad en la sección transversal C-C (10 primeros metros). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.11.** Evolución de la salinidad en la sección transversal D-D (10 primeros metros). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.12.** Evolución de la salinidad en la sección transversal E-E (10 primeros metros). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.13.** Resultados salinidad y velocidad a 2 m y 5 m de profundidad campaña 1 (día 2 de la campaña). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.14.** Vectores de velocidad meridional y contornos de componente zonal de velocidad en el corte A-A en la campaña 1 el 29/10/2004 a las 0 a.m. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.15.** Vectores de velocidad meridional y contornos de componente zonal de velocidad en el cortes B-B de la campaña 1 el 29/10/2004. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.16.** Resultados salinidad y velocidad a 2 m y 5 m de profundidad campaña 2 (día 2 de la campaña). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.17.** Vectores de velocidad meridional y contornos de componente de velocidad zonal en el corte A-A en la campaña 2 el 6/6/2005 a las 0 a.m. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.18.** Vectores de velocidad meridional y contornos de componente de velocidad zonal en el cortes B-B de la campaña 2 el 6/6/2005. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.19.** Resultados salinidad y velocidad a 2 m y 5 m de profundidad campaña 3 (día 1 de la campaña). **¡Error! Marcador no definido.**

- Figura 7.20.** Vectores de velocidad componente de velocidad meridional y contornos de componente de velocidad zonal en el corte A-A en la campaña 3 el 14/6/2006 a las 0 a.m..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.21.** Vectores de velocidad componente de velocidad meridional y contornos de componente de velocidad zonal en el cortes B-B de la campaña 3 el 14/6/2006. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.22.** Flujo de masa a través de las secciones C-C y D-D a las 12:00 horas en las campañas 1, 2 y 3..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.23.** Flujo de masa de agua (kg/m^3) integrado a lo largo del ancho en las secciones C-C y D-D durante las campañas 1, 2 y 3. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.24.** Variación a lo largo del tiempo del flujo de masa integrado en toda la sección en el corte D-D en las diferentes campañas y comparado con la marea. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.25.** Evolución temporal de la salinidad en el punto de monitoreo A (ubicada en los 8.34° N y 77.03° W) durante las campañas 1, 2 y 3..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.26.** Evolución temporal de la salinidad en el punto de monitoreo B (ubicado en los 8.17° N y 76.87° W) durante las campañas 1, 2 y 3..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.27.** Evolución temporal de la salinidad en el punto de monitoreo C (ubicado en los 8.00° N y 76.79° W) durante las campañas 1, 2 y 3..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.28.** Perfil y Espectros de frecuencias de la marea y de la profundidad de la haloclina en un punto con latitud 8.06° N y longitud 76.78° W – Campaña 1... .. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.29.** Evolución de la temperatura en superficie durante el segundo día de la campaña 1..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.30.** Temperatura en las secciones A-A y B-B durante el primer día de la campaña 1 a las 0:00 a.m. y a las 6:00 p.m. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.31.** Temperatura en las secciones C-C, D-D y E-E durante el primer día de la campaña 1 a las 0:00 a.m. y a las 6:00 p.m. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.32.** Densidad de la masa de agua a lo largo de las secciones A-A y B-B, durante el primer día de la campaña 1 a las 0:00 y a las 6:00 p.m..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.33.** Densidad de la masa de agua a lo largo de las secciones C-C, D-D y E-E, durante el primer día de la campaña 1 a las 0:00 y a las 6:00 p.m. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.34.** Diagrama esquemático de la pluma en el golfo de Urabá.... **¡Error! Marcador no definido.**

- Figura 7.35.** Comparación entre valores de diferentes números adimensionales en diferentes corrientes del mundo. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.36.** Variación espacial de los números adimensionales. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.37.** Velocidad y salinidad promedio mensual representativa de las temporadas secas (mes de enero). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.38.** Velocidad y salinidad promedio mensual representativa de la temporada lluviosa (mes de octubre). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.39.** Comparación entre la concentración de sólidos suspendidos medidos y simulados durante las campañas 1, 2 y 3. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.40.** Sólidos suspendidos promedio, en superficie y a 2 m de profundidad durante las campañas 1, 2 y 3, obtenidos por medio de simulación con el modelo CEADYM. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.41.** Evolución de los sólidos suspendidos a lo largo de la sección D-D – Integrados en el ancho y en la profundidad, durante las campañas 1, 2 y 3, obtenidos por medio de simulación con el modelo CEADYM. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.42.** Ubicación de estaciones de muestreo de variables microbiológicas. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.43.** Comparación entre datos medidos y simulados de la concentración de coliformes fecales y de E. coli durante las diferentes campañas (en NMP/100 ml). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.44.** Concentración de coliformes fecales y de E. coli durante las campaña 3 (en NMP/100 ml). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.45.** Concentración de Coliformes fecales y de E. coli durante las campaña 4 (en NMP/100 ml). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.46.** Concentración de Coliformes fecales y de E. coli durante las campaña 5 (en NMP/100 ml). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7.47.** Concentración de Coliformes fecales y de E. coli durante las campaña 6 (en NMP/100 ml). **¡Error! Marcador no definido.**

Resumen

Utilizando modelación numérica, se analizó la hidrodinámica del golfo de Urabá. La zona de estudio está fuertemente influenciada por la descarga del río Atrato la que se comporta como una pluma turbia cumpliendo un papel importante en la dispersión de sustancias al interior del golfo. Se estudiaron los patrones de dispersión de sedimentos y de coliformes, examinando el papel que cumplen factores como los vientos, el forzamiento inducido por la marea y las descargas de los ríos sobre dicha circulación. Para la simulación numérica se utilizó el modelo ELCOM (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model) y CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamical model), desarrollados en el *Centre for Water Research* de la Universidad de Australia Occidental (University of Western Australia). Seis campañas de campo realizadas entre el 2004 y el 2007 fueron utilizadas para calibrar y validar estos modelos. Estas campañas mostraron la presencia de dos masas de agua en el golfo de acuerdo con su origen: una proveniente de las descargas fluviales que producen una mezcla parcial con las aguas del golfo y otra masa oceánica. El río Atrato, genera una fuerte estratificación salina. La región de influencia de agua dulce se dispersa en gran parte del golfo ocupando solamente las capas superficiales (primeros 2 m de profundidad). La pluma del río sale del golfo por el flanco nor-oriental. Analizando las características observadas en las mediciones y en las simulaciones cuatro zonas en el golfo fueron identificadas: (1) una zona de influencia oceánica al noreste con perfiles de salinidad y temperatura muy homogéneos (salinidad entre 30 y 36 ups y temperatura entre 20 y 30°C), (2) una región de influencia de las descargas de agua dulce caracterizada por una fuerte estratificación alrededor de 2 m (con salinidades entre 7 y 36 ups) con una capa superficial que ocupa la zona central y noreste del golfo, (3) al sur en bahía Colombia, la salinidad varió entre 15 y 36 ups, y los patrones de estratificación tienen una alta variabilidad espacial y temporal, la estratificación puede estar presente o no de acuerdo a la dirección del viento, (4) una masa oceánica que ocupa las capas profundidad por debajo de 4 m de profundidad. Para calibrar y validar los modelos se realizaron varios experimentos numéricos. Se analizó la sensibilidad del modelo a parámetros físicos y se compararon las mediciones y las simulaciones obteniéndose buenos ajustes. Se encontraron dos principales modos de circulación en el golfo, el primero, presente cuando los vientos soplan del sur o del sureste y la circulación superficial es hacia el noreste, un segundo modo, cuando los vientos soplan del norte, noreste o cuando no se presentan vientos, en este caso la pluma ocupa gran parte de bahía Colombia. Los patrones de circulación mostraron que en todas las condiciones de viento la pluma sale del golfo recostada a la costa noreste y ocupa solamente los primeros 2-4 m de profundidad, mostraron que la haloclina se movía horizontalmente forzada por las mareas; hay un flujo hacia fuera del golfo en las capas superficiales y un flujo oscilante debajo de la haloclina, pero con un flujo neto que compensa los efectos del flujo superficial. La dispersión de sedimentos, coliformes fecales y *E. coli* fue estudiada, y se encontró que existe una fuerte influencia de la pluma en la dispersión de estas sustancias. Concentraciones altas de sedimentos, coliformes fecales y *E. coli* fueron encontradas de las capas superficiales ocupadas por la pluma del río y

concentraciones muy bajas o ausencia de estas sustancias se encontraron en otras zonas en donde primó la influencia oceánica.

Dynamical oceanography of gulf of Urabá and its relationship with contaminants patterns dispersion.

Abstract

Using numerical models hydrodynamics of gulf of Urabá were analyzed. The studied zone has a strong influence of Atrato's river discharge, having a river plume behavior. It has an important role at substances dispersion in the gulf. Dispersion patterns of fecal coliforms and sediments were studied. Wind, tides and river discharge influences to hydrodynamic is discussed. ELCOM and CAEDYM models were used. Six intensive field data collection between 2004 and 2007 were carried out which were used to calibrate and validate the models. These campaigns reveal the presence of two water masses, a surface mass coming to river discharges and oceanic deep layer. Atrato's river generates a strong stratification pattern. The region of freshwater influence spread over an important portion of the gulf but it occupy only the surface layers (firths 2 m of depth); the river plume leave the gulf by the northeast coast. Analyzing the measure and simulated characteristics four zones were identified; (1) an oceanic influenced zone at northwest with profiles of salinity and temperature very homogeneous (salinity between 30 and 36 psu and temperatures between 28 and 30 °C), (2) a region of freshwater influence characterized by a strong stratification around 2 m (salinity between 7 and 36 psu) with a surface layer occupied the central and northeast portions of the gulf, (3) at south in Colombia bay, salinity varies between 15 and 36 ups, and the stratification pattern has a high spatial and temporal variability; the stratification could be present or absent according with wind direction, (4) an oceanic water mass occupied the depth layer for depth under 4 m. In order to calibrate and validate the models several numeric experiments were carried out. Sensitivity to numerical and physical parameters was analyzed. Comparison between measures data and simulations results reveals a good fit. Two principal modes of circulation in the gulf were identify, the first mode, when the winds blow to the south or southwest the surface circulation is to northeast; and the second mode, when the winds blow to the north or northeast or not wind condition, the plume occupy Colombia bay at south. Circulation patterns reveals that at all wind conditions river plume leave the gulf for northeast and only occupy the firths 2-4 m; halocline show oscillations forcing by the tide; there was a flow out of the gulf by surfaces layer and an oscillating flow under the halocline but with a net flow to compensate the effects of surface flow. Sediments, fecal coliforms and *Escherichia coli* dispersion were studied, and a strong influence of plume at dispersion of these substances were found. High sediments concentration of sediments, fecal coliforms and *E. coli* were found at surface layer occupied by the river plume, and very low or absence of these substances were found in the other zones which ones is mainly influence by the sea.

1 Introducción

El estudio de la hidrodinámica de una zona costera es el resultado de la interacción de diferentes factores entre los cuales se tienen: la batimetría, los materiales y las formas del lecho, los vientos (su dirección y variabilidad), los aportes de los ríos, las condiciones oceánicas (corrientes y transporte de salinidad y temperatura), las ondas (oleaje, ondas internas y externas), la rotación de la tierra, las condiciones climáticas (la radiación incidente, la temperatura del aire, la precipitación), los intercambios de materia y energía con las fronteras, entre otras. En general la circulación es el resultado de la acción conjunta de estos diferentes factores. La mayoría de los procesos físico-químicos y biológicos que se presentan en el agua se ven influenciados por dichos patrones de circulación y, aunque existen retroalimentaciones en la circulación en la zona costera, algunos de estos factores pueden considerarse como forzamientos externos. Conocer la importancia relativa de dichos factores sobre la circulación de un determinado cuerpo costero constituye el punto de partida para la comprensión de los demás procesos en el agua.

El presente trabajo doctoral pretende realizar una evaluación de dichos factores, los cuales generan diferentes efectos de acuerdo con las características de un cuerpo costero específico: el golfo de Urabá. Se resolvieron preguntas tales como ¿Como se ve afectada la circulación en el golfo de Urabá por las condiciones climáticas e hidrológicas como la descargas de los ríos, la dirección y la magnitud de los vientos?, ¿cuál es el papel de la salinidad y de los sólidos suspendidos en la circulación del agua en el golfo? y ¿cuáles son las posibles variaciones que puede sufrir dicha circulación en los diferentes períodos del año de acuerdo con las variaciones en los diferentes factores climáticos? Resueltas estas preguntas se pueden inducir patrones de circulación de contaminantes y los efectos que tiene la circulación global del golfo sobre las bahías interiores.

Una posible forma de resolver estas preguntas sería la medición directa de las diferentes variables que explican la dinámica oceánica, como salinidad, temperatura y velocidad. Sin embargo, es poca la información con la que se cuenta en la zona, y por las características del golfo, se requiere de gran cantidad de información con una resolución espacial y temporal muy alta. Para superar ésta dificultad, se plantea la utilización de un modelo de simulación hidrodinámico. Se espera poder representar los principales procesos utilizando experimentación numérica y plantear una metodología sistemática para la realización de un análisis de sensibilidad del caso de estudio seleccionado que permita la definición de la importancia relativa de cada uno de los factores que afectan la circulación.

Son pocos los estudios sobre la hidrodinámica del golfo de Urabá; se pueden mencionar los estudios derivados de campañas de medición realizados por el CIOH (1992), Chevillot et al. (1993) y Molina et al. (1992). Sin embargo, estos estudios presentan tan solo patrones generales de circulación superficial. Se conoce muy poco sobre la estructura vertical de las corrientes al interior del golfo,

su magnitud y distribución. Los procesos de estratificación en el golfo son importantes, especialmente, por los aportes del río Atrato que generan una circulación fuertemente estratificada, y es por esta falta de conocimiento que un estudio del comportamiento de la pluma del río Atrato y de los efectos del régimen micro-mareal presente, de los patrones de vientos y de las descargas de los ríos, es importante para la adecuada descripción de las corrientes en el golfo y de los procesos al interior del mismo.

Actualmente, existen gran cantidad de estudios que se concentran en la descripción de la dinámica de plumas estuarinas, tanto por el interés científico como práctico que ellas despiertan. Gran parte de los esfuerzos para entender su dinámica ha sido realizada en las latitudes medias, donde la fuerza de Coriolis es un factor determinante. La cantidad de este tipo de estudios en zonas tropicales es mucho menor. La descarga del río Atrato se da en una región relativamente cerca de El Ecuador, con regímenes micro-mareales, en una zona semi-cerrada como el golfo de Urabá, por lo que es un caso importante de estudio, no reportado en los estudios previos y que puede develar importantes características en la circulación de este tipo de plumas. Casi todos estos estudios apuntan a la utilización conjunta de modelos numéricos y de información de campo para una adecuada descripción de la pluma, metodología que será seguido en este estudio.

Además, esta pluma cumple un papel fundamental en el transporte de sedimentos y nutrientes al interior del golfo y el de su distribución en las diferentes temporadas climáticas. Procesos como las corrientes de densidad son fenómenos importantes a considerar para la descripción de dichos patrones de circulación. Para estudiar adecuadamente la calidad de agua en una bahía o un golfo se requiere un conocimiento de la hidrodinámica de los mismos y de las condiciones en la frontera, donde se producen los intercambios con el exterior. En el golfo de Urabá existen problemas de calidad de aguas en algunas bahías interiores afectadas por descargas de poblaciones asentadas en la costa, como es el caso de la bahía de Turbo, además de algunos efectos por las descargas de los ríos (Marín, 2001, INVEMAR, 2001 y 2002). Una adecuada comprensión de la hidrodinámica del golfo es un punto de partida para estudiar los patrones de dispersión de contaminantes en este.

En este trabajo se presenta la descripción general de los patrones de circulación en el golfo de Urabá, la explicación de los patrones de variabilidad de la pluma del río Atrato y la identificación de los factores principales que afectan la circulación en el golfo. Los objetivos del proyecto fueron la evaluación de los patrones de dispersión de contaminación al interior del golfo de Urabá, para lo cual se explicó el patrón de circulación oceánico del golfo mediante la utilización de modelos numéricos, calibrados y validados con los datos obtenidos de seis campañas de medición en las que se tomaron perfiles de salinidad y temperatura. A partir de esta nueva información, se identificaron los patrones de circulación de contaminantes al interior del golfo y se valoraron los efectos relativos de factores como la marea, el viento, la descarga de los ríos y la circulación oceánica sobre la circulación.

2 Metodología

2.1 Introducción

Se estudiaron las relaciones causa-efecto en la circulación hidrodinámica y de transporte de patógenos en el golfo de Urabá. Debido a que no es posible un control experimental sobre los factores que afectan la circulación y el transporte de contaminantes, pues son de origen climático u oceanográfico, se opta por el modelamiento matemático para valorar dichos efectos y por lo tanto el modelo a utilizar debe considerar con suficiente detalle los procesos físicos presentes en el golfo.

Una de las limitaciones que se encuentra en la actualidad en el modelamiento matemático de algunos de estos procesos físicos, es que su física no se encuentra totalmente comprendida y la escala en que se producen dichos fenómenos es muy inferior a la escala en que se solucionan las ecuaciones hidrodinámicas, por ello deben ser parametrizados. Algunos de estos procesos son: el efecto de la rugosidad del fondo sobre las corrientes, los esfuerzos inducidos en el agua por agentes externos como el viento o la dinámica de las plumas de los ríos afluentes, los procesos de mezcla turbulenta y los procesos de absorción y transporte de calor al interior del fluido. Por ello, la calibración del modelo es un proceso indispensable para asegurar una adecuada representación de las corrientes en la zona que se quiere modelar.

Otra de las dificultades que se encuentra en el modelamiento matemático de estos procesos es la adecuada descripción de los forzadores externos. Generalmente estos forzadores son variables dinámicas y con fuertes retroalimentaciones entre ellas. El viento está afectado por la circulación oceánica y viceversa. También existe una fuerte relación de éstos con la precipitación y los caudales de los ríos, con una alta variación tanto espacial como temporal. Para este tipo de comportamiento se deben poder tipificar las variables climatológicas e hidrológicas que representen las condiciones medias y extremas en el golfo de Urabá. Se debe, entonces, incluir dicha variabilidad en los análisis de sensibilidad necesarios para la calibración y validación del modelo.

Con la calibración y validación del modelo, se debe obtener una representación adecuada de los fenómenos involucrados utilizando información de campo adecuada. Adicionalmente, los parámetros del modelo obtenidos en la calibración se asumirán como invariantes en los diferentes escenarios de modelación propuestos.

Con la presente investigación se pretende estimar los patrones de circulación de contaminantes en el golfo de Urabá, considerando los efectos del viento, las mareas y las descargas de los ríos; se espera poder separar los efectos de cada uno de estos factores y cuantificar el efecto de su variabilidad natural, originada por la variabilidad hidrológica y climática.

2.2 Recolección de información

Para la obtención de la información de campo que se utilizará en la calibración y validación del modelo matemático se hicieron dos tipos de campañas, los cruceros oceanográficos que cubrieron todo el golfo y las campañas en lancha que cubrieron la bahía Colombia.

2.3 Simulación numérica

En este estudio se siguió la metodología presentada por Palacio (2002) y Palacio y Toro (2002) por medio de la cual se realiza primero una simulación preliminar, luego se continúa con la calibración y validación del modelo numérico y, finalmente, con la predicción de patrones de circulación. Se utilizaron los modelos ELCOM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model*) y CAEDYM (*Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*) en este proceso.

2.3.1 Modelación preliminar

Con los datos recolectados en la primera campaña se realizó una modelación preliminar con el fin de verificar la funcionalidad del modelo para el caso de estudio.

2.3.2 Análisis de sensibilidad.

El objetivo del análisis de sensibilidad es el de conocer el comportamiento del modelo frente diferentes condiciones geométricas y de forzamiento para de esta manera identificar los parámetros en los que se debe prestar especial atención en los procesos de calibración y validación.

2.3.2.1 Análisis de sensibilidad a parámetros numéricos

Se realizó un análisis de la sensibilidad del modelo a parámetros numéricos y a los principales parámetros físicos. En la Tabla 2.1 se presentan las principales variaciones de parámetros realizadas.

Se compararon los resultados de las simulaciones entre sí tomando una de ellas como situación estándar y comparando los errores cometidos en las otras. Se utilizó el error medio estándar como estadístico para la comparación.

Tabla 2.1. Análisis de sensibilidad a los parámetros numéricos

Parámetro del que se estudiará su sensibilidad	Modelaciones realizadas
Tamaño de la discretización espacial	Celdas de 250 m × 250 m, 500 m × 500 m, 1000 m × 1000 m y 2000 m × 2000 m.
Tamaño del dominio	Análisis de un dominio reducido (solo el área del golfo) y de uno que se extiende hacia el Caribe.
Paso temporal de simulación	Se utilizaron intervalos temporales de 450 s, 225 s, 112.5 s y 56.15 s.
Tiempo de simulación	Se realizaron simulaciones para evaluar el tiempo de “calentamiento” del modelo. Se partió de simulaciones de 10 días para el calentamiento del modelo y 1 mes de simulación.
Discretización en la vertical	Se realizaron simulaciones con malla distribuida uniformemente en la vertical, utilizando 10, 20, 30, 40 y 50 capas. Se realizaron simulaciones con distribuciones no uniformes, con celdas de 0.25 m en las capas superficiales y aumentando en la profundidad.

2.3.2.2 Análisis de sensibilidad a parámetros físicos

Una vez identificadas las principales variables numéricas que influían sobre el modelo, se realizó un análisis de sensibilidad sobre las condiciones de frontera del modelo. Para ello se utilizaron las condiciones promedio encontradas en la campaña 1 y se variaron las condiciones de frontera para marea, viento, descargas de los ríos y velocidades en la frontera abierta al océano. Se realizaron los escenarios presentados en la Tabla 2.2. Se compararon los resultados de las simulaciones entre sí tomando las condiciones medias durante la campaña 1 como situación estándar y calculando las diferencias obtenidas con los otros casos, comparaciones que se cuantificaron por medio del error cuadrático medio. Este parámetro fue calculado tanto para los datos simulados en superficie, a 2 m y a 5 m de profundidad; como para puntos de monitoreo específico en las

campañas. Estas simulaciones permitieron identificar los parámetros y las condiciones de frontera más importantes que fueron consideradas en la calibración y en la simulación de la circulación general del golfo de Urabá.

Tabla 2.2. Análisis de sensibilidad a los parámetros físicos

Parámetro del que se estudiará su sensibilidad	Modelaciones realizadas
Efecto de la rotación de la tierra	
Aceleración de Coriolis	Se realizaron simulaciones considerando y despreciando la aceleración de Coriolis.
Modelación con mareas	
Magnitud de la marea	Se realizaron modelaciones con diferentes componentes astronómicas principales de la marea y sin marea.
Modelación con patrones de viento	
Magnitud y dirección del viento	Se realizaron simulaciones con condiciones de calma, vientos con magnitud de 2.5 m/s con direcciones NW y SW, también con vientos variables en magnitud y dirección con respecto a los anteriores escenarios, con variaciones del 10% y del 30%.
Modelación con descargas de los ríos	
Magnitud de la descarga	Se compararon simulaciones con caudales altos (de meses de época lluviosa) y con caudales bajos (de meses de época seca), cada uno de éstos con diferentes condiciones de viento.
Distribución de la descarga	Se utilizaron 30 diferentes distribuciones de caudales para las diferentes bocas del río Atrato.
Salinidad en las descargas	Se utilizaron salinidades de 0, 7 y 10 ups en las descargas.

2.3.3 Calibración y validación

La calibración debe ser entendida como un proceso secuencial, el cual debe estar adecuadamente documentado, para ilustrar cuales fueron las modificaciones

realizadas a los parámetros, hasta alcanzar diferencias mínimas entre los datos simulados y los medidos. En dicho proceso, los parámetros físicos del modelo deben ser ajustados siempre dentro de sus límites aceptables, diferenciándose en este sentido de un simple ajuste de los resultados del modelo a los datos. La metodología más utilizada para la calibración es la de ensayo y error (Palacio, 2002), aunque actualmente se han desarrollado herramientas de calibración semi-automáticas, las cuales utilizan diferentes técnicas de optimización para minimizar la diferencia entre los datos simulados y medidos, con la desventaja que en muchos casos generan parámetros poco realistas o fuera de sus rangos de validez.

Con el proceso de validación se busca determinar la precisión en la representación de la realidad (mediciones de campo) obtenida con el modelo y de esta forma tener una idea de qué tan representativos son los resultados del modelo con el fin de ser utilizados para predecir una determinada situación (Trucano et al., 2006). Se deben tener claros los objetivos que se quieren del modelo, con el fin de que la validación evalúe adecuadamente el cumplimiento o no de dichos objetivos. En la calibración, el ajuste de coeficientes de las parametrizaciones de ciertos procesos es el objeto principal, mientras que en la validación el papel principal lo cumple la cuantificación de la capacidad de predicción del modelo. Hay que tener en cuenta que tanto el modelo numérico utilizado como las mediciones traen consigo errores propios del proceso de modelación y de medición, por lo que la calibración del modelo se hace siempre bajo un cierto nivel de incertidumbre, de tal manera que no se debe esperar ajustes completamente perfectos, más bien se deben buscar aproximaciones razonables, con un cierto nivel de confianza.

Para la calibración y validación del modelo se utilizaron los datos recolectados en las seis campañas de medición. Para la calibración se compararon los resultados del modelo, considerando los factores y resultados del análisis de sensibilidad, con los datos recolectados en campo en la campaña 1. Se compararon los perfiles de salinidad y temperatura obtenidos en puntos y tiempos específicos. Las simulaciones utilizadas para estas comparaciones fueron el resultado de simulaciones de 1 mes de duración, donde los últimos días corresponden a los de la campaña. Puesto que no se disponía de datos de vientos en días previos a la campaña, se utilizaron los datos obtenidos de NCEP Reanalysis, datos suministrados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA de su sitio Web <http://www.cdc.noaa.gov/> (Kalnay et al., 1996). Se compararon y ajustaron los parámetros uno a uno comparando entre diferentes valores previamente establecidos (dentro de rangos físicos reportados en la literatura) y seleccionando la mejor aproximación para luego continuar con el ajuste de otro parámetro. En la validación se utilizaron datos de las otras campañas con las que se realizaron comparaciones del modelo con los datos de campo, simulaciones realizadas en diferentes épocas climáticas con el objeto de analizar el comportamiento del modelo en diferentes condiciones. Para la validación del modelo se utilizaron mediciones obtenidas en campañas que no fueron utilizadas en las etapas previas

de calibración y análisis de sensibilidad. Para la calibración y validación se siguió la siguiente secuencia. Se compararon primero perfiles de salinidad, luego los de temperatura y posteriormente se compararon resultados de sedimentos en suspensión y de patógenos (coliformes fecales y *E. coli*).

2.3.4 Simulación numérica

Con el modelo previamente calibrado y validado, se definieron unos escenarios de simulación para determinar el patrón general de circulación en el golfo de Urabá en las diferentes épocas climáticas y el análisis de la contaminación al interior del golfo, utilizando como indicadores la presencia de sedimentos en suspensión y de patógenos (coliformes fecales y *E. coli*), especialmente en la zona central del golfo en cercanías de la bahía de Turbo. Para el análisis de la circulación general se utilizaron datos promedios mensuales de viento, obtenidos del NCEP Reanalysis data suministrados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA de su sitio Web <http://www.cdc.noaa.gov/> y de las estaciones meteorológicas existentes (Los Cedros, Turbo, Matuntugo, Capurganá), los cuales permitieron definir un escenario de invierno, uno de verano y otro de transición.

3 Marco de referencia para la modelación hidrodinámica de estuarios y frentes estuarinos

3.1 Introducción

Los estuarios son zonas de transición entre un río y el mar abierto. En ellos confluyen la acción del río y la acción marina, cumpliendo un importante papel en la circulación en las regiones cercanas a la costa (Largnier, 1993), por lo que pueden estar afectados por cambios en cualquiera de estos dos ambientes. El estudio de dichas zonas, además del interés científico que despiertan, tiene grandes implicaciones prácticas, pues el agua descargada por los afluentes está, por lo general, cargada de nutrientes, los cuales las hacen regiones con una particular productividad desde un punto de vista biológico, siendo ambientes con alta productividad propicios para la proliferación de gran cantidad de especies biológicas. En estas zonas se transportan en suspensión, gran cantidad de contaminantes que pueden generar un gran impacto sobre los ambientes costeros (Durand et al., 2002; Díaz et al., 2008; Klemas y Poll, 1977; Huret et al., 2005; Periañez, 2005; Spillman et al., 2007; Sierra et al., 2002). Además, por las características superficiales de la pluma generada, por la estratificación presente, la dispersión de sedimentos y contaminantes se facilita, pues esta pluma está particularmente sujeta a la acción de los vientos, las corrientes y las mareas.

La circulación oceánica en las zonas costeras influenciadas por las descargas de agua dulce de los ríos es radicalmente diferente a la circulación en las otras zonas oceánicas, pues dicha descarga interactúa con la circulación costera, generando un régimen con características complejas. Son zonas altamente dinámicas con un gran intercambio con el mar en donde los vientos, las mareas y la descarga del río son los principales factores que controlan su circulación. Los estuarios son muy variables, espacial y temporalmente, se presentan incluso, grandes diferencias entre los diferentes estuarios, por lo que es difícil realizar generalizaciones válidas, siendo necesarios estudios específicos del comportamiento de cada estuario y de los fenómenos dominantes para las condiciones específicas de cada uno de ellos.

Entre las diferentes zonas de un estuario hay que resaltar el frente del estuario, que corresponde a la zona que se adentra en el mar, en donde se produce el mayor intercambio entre las aguas del río y el mar (Largnier, 1993).

Para entender la hidrodinámica de los frentes estuarinos, a continuación se procede, en primer lugar, a definir el concepto de estuario, para luego pasar por los diferentes intentos de clasificación y la caracterización de sus diferentes zonas. Esta secuencia servirá como marco general para definir los tipos de frentes estuarinos, sus principales características hidrodinámicas, y particularmente, servirá para profundizar en las características de los fluidos estratificados y los procesos de mezcla que en ellos se producen. Se discutirán los procesos involucrados en la modelación de estos ambientes y se presenta una revisión de algunos autores que han abordado el problema de la modelación de dichos

ambientes. Finalmente, se presenta un modelo conceptual simplificado que ayuda a identificar los procesos dominantes en ellos.

3.2 Definición de estuario

Según Cameron y Picard (1963) un estuario es un “dominio de agua semi-confinado que tiene una conexión libre con el mar donde el agua de mar se diluye con el agua dulce proveniente del desagüe continental” (citados por Dyer, 1973)

La definición más general que se puede dar de un estuario “es un área de interacción entre el agua dulce y salada” (Dyer, 1973)

La definición clásica de estuarios utilizada por la UNESCO es: “un cuerpo de agua costero, semi-cerrado que tiene una conexión libre con el mar abierto y dentro del cual el agua marina está mensurablemente diluida con agua dulce proveniente del drenaje terrestre.” Una corrección a esta definición para considerar algunas lagunas costeras y cuerpos de agua con entradas intermitentes sería: “un estuario es un cuerpo de agua costero semi-cerrado que tiene una conexión libre con el mar abierto al menos en forma intermitente, y dentro del cual la salinidad es mensurablemente diferente de la salinidad del mar abierto adyacente.” (Tomczak, 2000).

En todas estas definiciones existen dos elementos claves: el encuentro de aguas oceánicas con aguas dulces y la presencia de dos fronteras abiertas que son el mar y el río. Por ello, una de las principales características de los estuarios, que además los diferencia de otras zonas costeras, es que las principales fuerzas que inducen el movimiento son las fuerzas boyantes, como resultado de los gradientes de salinidad y temperatura.

3.3 Clasificación de los estuarios

Son muchos los intentos por clasificar los estuarios, intentos guiados por la gran cantidad de procesos involucrados en estos ambientes y que hacen difícil clasificarlos adecuadamente con un único criterio. A continuación se presentan algunas de estas clasificaciones reportadas en la literatura especializada. Se consideran cuatro aspectos como la oceanografía, la morfología, los procesos dominantes y la cuantificación, mediante parámetros adimensionales, de aspectos relevantes en su dinámica.

3.3.1 Clasificación oceanográfica

En esta clasificación se consideran fenómenos oceánicos como las mareas, la estratificación, la circulación y distribución de salinidad, la convergencia y la fricción.

3.3.1.1 Clasificación de acuerdo con las marea

Davies (1964) (citado por Movellan, 2003) clasifica a los estuarios de acuerdo a sus rangos de mareas como: micro-mareales, con rangos de mareas menores de 2 m; meso-mareales con rangos de mareas entre 2 m y 4 m; macro-mareales con rangos de mareas entre 4 m y 6 m; e hiper-mareales con rangos mareales superiores a los 6 m.

3.3.1.2 Clasificación de acuerdo a la relación entre convergencia y fricción

Otra clasificación presentada por Dyer (1973) se basa en la relación entre la convergencia y la fricción. Los clasifica como: hipersíncronos, en donde la convergencia excede la fricción; síncronos, donde la fricción y la convergencia tienen efectos iguales y opuestos en la marea; y estuarios hiposíncronos, en donde la fricción excede los efectos de la convergencia (para este caso se entiende por convergencia la acción neta de ingreso de flujo de agua oceánica al estuario, principalmente por acción de la marea).

3.3.1.3 Clasificación de acuerdo con la estratificación

Intentando clasificar mejor las diferencias en los patrones de circulación, densidad, estratificación y procesos de mezcla en los estuarios una clasificación de acuerdo a la estratificación fue propuesta por Pritchard (1955), Cameron y Pritchard (1963) y presentada posteriormente por Dyer (1973), quienes definen cuatro tipos de estuarios: estuarios altamente estratificados o estuario de cuña salina, estuario altamente estratificado tipo Fiordo, estuarios parcialmente mezclados y estuarios verticalmente homogéneos.

3.3.1.4 Clasificación de acuerdo con la circulación y la distribución de la salinidad

Otra clasificación de acuerdo a su circulación y la distribución de la salinidad, agrupa los estuarios como: estuario de cuña salina, estuario altamente estratificado, estuario ligeramente estratificado, estuario mezclado verticalmente, estuario inverso o estuario intermitente (Tomczak, 2000).

Según esta clasificación, el tipo de estuario está determinado por el cociente entre la entrada de agua dulce y el agua de mar mezclados por las mareas. La cuantificación de esta mezcla se hace al comparar el volumen de agua dulce que entra desde el río durante un período de marea, con el volumen de agua

transportada dentro del estuario por la marea y eliminada después de cada ciclo de marea (Tomczak, 2000).

Los estuarios de cuña salina, en los cuales el volumen de agua del río es mucho mayor que el volumen de agua de la marea, se caracterizan porque el agua del río fluye en una delgada capa sobre el agua de mar, restringiendo la mezcla a una pequeña capa de transición entre el agua dulce de la parte superior y la salada de la parte inferior. Los perfiles de salinidad muestran bajas salinidades en superficie y salinidades oceánicas cerca del fondo (Tomczak, 2000).

En los estuarios altamente estratificados, el volumen de agua aportado por el río y el volumen de la marea son comparables, presentándose un alto esfuerzo de cizalla en la interface que produce movimiento de ondas internas en la transición entre las dos capas, produciéndose una intrusión de agua salada en la capa superior de agua dulce, aumentando la salinidad de la capa superior (Tomczak, 2000).

En los estuarios ligeramente estratificados el volumen de agua aportado por el río es pequeño comparado con el volumen de la marea. En estos casos se produce una mezcla en toda la columna de agua y la salinidad cambia a lo largo del eje del estuario, no solo en la capa superior (Tomczak, 2000).

En los estuarios mezclados verticalmente el volumen de agua aportado por el río es insignificante comparado con el volumen de la marea, por lo que la mezcla domina todo el estuario y se obtiene una mezcla completa en toda la columna de agua, exhibiendo un incremento uniforme de la salinidad a lo largo del eje del estuario (Tomczak, 2000).

En este sistema de clasificación, se encuentra el caso de los estuarios inversos, en los que no hay aporte de agua dulce y se producen en zonas de alta evaporación, la cual produce un incremento de la salinidad hacia adentro del estuario (Tomczak, 2000).

Hay que tener en cuenta que los estuarios pueden cambiar su tipo como resultado de variaciones en condiciones climáticas o en las descargas de los ríos. Estuarios con cambios significativos en sus características entre temporadas secas y temporadas húmedas se conocen como estuarios intermitentes (Tomczak, 2000).

3.3.2 Clasificación de acuerdo a la morfología

Una clasificación de acuerdo a la topografía clasifica a los estuarios como estuarios de planicies costeras, fiordos y estuarios con barreras (Pritchard, 1955). Dyer (1993) incluye otras formas como los estuarios de delta y los estuarios tectónicos.

3.3.3 Clasificación de acuerdo con los procesos dominantes

Una clasificación que apunta a los procesos dominantes en el estuario es la presentada por Dalrymple et al. (1992) quienes clasifican a los estuarios como estuarios dominados por el oleaje, estuarios dominados por la marea y estuarios dominados por el río.

3.3.4 Clasificaciones cuantitativas

Basados en la anterior clasificación existen diferentes intentos por clasificar los estuarios de forma cuantitativa. Entre ellos se pueden mencionar el concepto del índice de flujo (Simmons, 1955) y posteriores adaptaciones como la presentada por Uncles et al. (1983); el número estuarino propuesto por Turner (1973); el número estuarino de Richardson propuesto por Fischer (1972) que representa la relación entre la ganancia de energía potencial debido a la descarga del río y la capacidad de mezcla de las corrientes de la marea; y el número de estratificación definido por Prandle (1985).

3.4 Zonas de un estuario

En la mayoría de los estuarios se pueden diferenciar tres zonas: una zona fluvial donde solamente está actuando el río, una zona estuarina propiamente dicha donde se combinan los efectos del río y del mar y la zona oceánica donde desaparecen los efectos del río y solo se observan efectos oceánicos. La Figura 3.1 presenta un esquema donde se esquematizan dichas zonas. Obsérvese que la zona estuarina no se restringe a la zona de salida del agua dulce al mar (conocida como boca del río o desembocadura), sino que de acuerdo a las condiciones de descarga se puede internar formando un frente estuarino. Hetland (2005) presenta un esquema conceptual donde describe una zona cercana a la boca del río, donde domina la advección, que se puede denominar campo cercano y en la cual se produce una gran mezcla en una zona relativamente pequeña, mezcla inducida por el alto esfuerzo cortante que se produce en la interface en dicha zona. Posterior a esta zona, se desarrolla una pluma estuarina, con una importante estratificación en las capas superiores, y en la cual la dispersión y mezclado de la capa superficial se da principalmente por el esfuerzo cortante introducido por el viento.

Para un estuario en el cual las fuerzas de flotación son las que dominan (estuarios altamente estratificados), la boca del estuario (o desembocadura del río) actúa como un control hidráulico, en cuyas cercanías se forma una zona donde la advección es la que domina (generalmente en esta zona el flujo de la pluma es supercrítico) y la aceleración producida hace que el flujo se vuelva inestable y se produzca un fuerte mezclado (Hetland, 2005). A partir de esta región la mezcla es causada principalmente por el esfuerzo del viento, región conocida como campo

lejano (Hetland, 2005), en la cual la profundidad tiende a volverse constante de acuerdo con el modelo de Yankovsky y Chapman (Yankovsky y Chapman, 1997; Lentz y Helfrich, 2002; Pedlosky, 2007).

Luketina e Imberger (1987) reportan la formación de un frente claramente diferenciable en el cual quedan atrapados materiales flotantes, indicando la presencia de convergencia en la zona. Estos mismos autores (Luketina y Imberger, 1989) diferencian cuatro zonas en las que puede ser dividida la pluma en la vertical: una capa superficial dispersada por el viento, una capa estable, una zona de mezcla y una zona debajo de la pluma. De sus mediciones, reportan que en el frente se produciría un vórtice en el cual el agua superficial de dicha zona rotaría en la vertical.

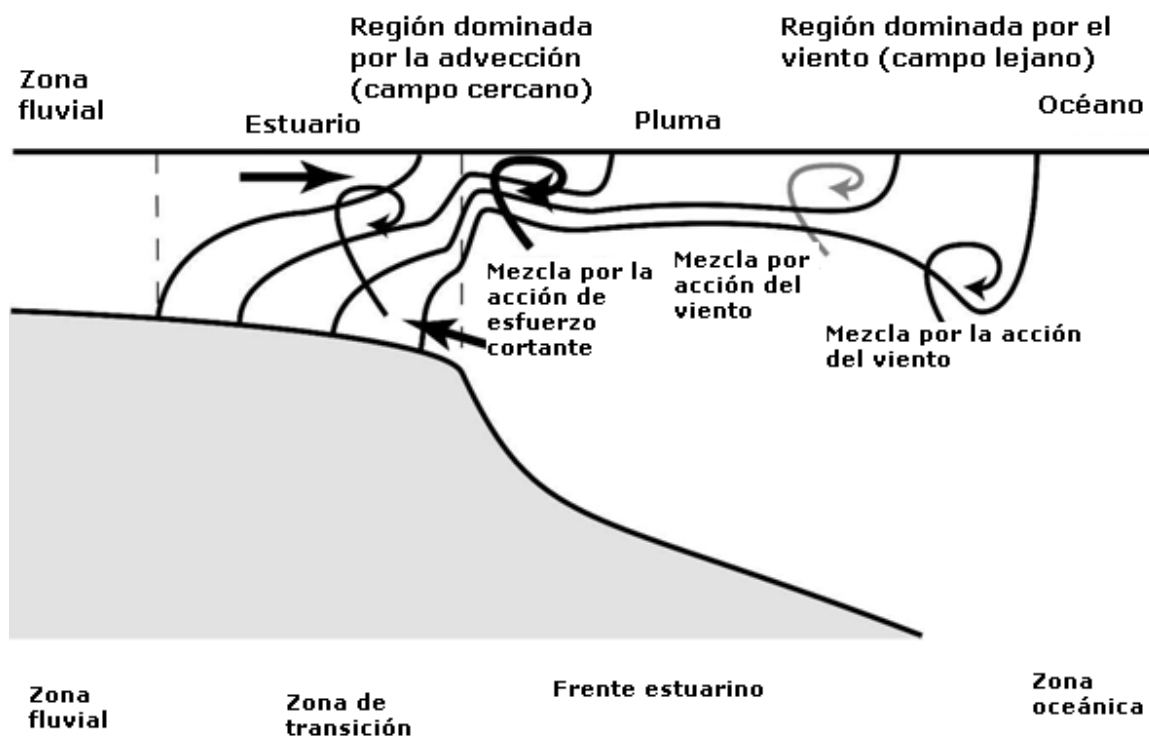


Figura 3.1. Esquema de las zonas de un estuario (adaptado de Hetland, 2005)

3.5 Frentes estuarinos

Cuando la acción del río domina sobre el mar, las aguas del río se internan en el mar y forman una pluma turbia, un frente de agua dulce llamado frente estuarino.

Un frente se puede definir como una frontera entre dos masas de agua en el océano (Wolanski y Hamner, 1988). También puede ser entendido como un “encuentro de aguas” (Lagnier, 1993), o como una “región caracterizada por un máximo anómalo en alguna propiedad del agua (por ejemplo, temperatura,

salinidad, concentración de nitratos, concentración de clorofila)” (Largier, 1993). Los frentes estuarinos son regiones con gradientes muy altos que podrían ser interpretados como una discontinuidad en varios parámetros de interés como la velocidad y la densidad. Pueden tomar una gran variedad de formas dependiendo de factores ambientales como la topografía del fondo, las características del flujo de entrada del río y el forzamiento del viento (Yankovsky y Chapman, 1997).

O'Donnell, (1993), clasifica los frentes estuarinos (*estuarine fronts*) en tres tipos: pluma o cuña salina (*plume front*), frentes mezclados por la marea (*tidal mixing front*) y frentes de gradiente de velocidad (*shear fronts*) de acuerdo al mecanismo que domina la tasa de cambio de los gradientes de densidad. El mismo autor señala que son diferentes mecanismos los responsables de la formación y desarrollo de dichos frentes, pero que en los frentes reales se exhiben características de uno o más tipos.

Bowman (1988) presenta varios tipos de frentes estuarinos, entre ellos menciona las plumas, los frentes mezclados por la marea y los frentes alrededor de islas o otras salientes de tierra, que son descritos en más detalle a continuación.

3.5.1 Frentes de pluma turbia

Los frentes de pluma turbia (*plume fronts*) representan el borde principal de una descarga de agua dulce, con baja salinidad, en que se extiende hacia fuera de la desembocadura del río internándose en la zona costera. Los frentes de pluma turbia pueden ser el resultado de la salida de un estuario mar adentro. (Bowman ,1988). Su forma y extensión es variable pues depende de características como la descarga del río, la amplitud de las mareas, la dirección de los vientos, entre otras.

Generalmente, las plumas exhiben características superficiales, ocupando tan solo los primeros metros. La circulación asociada afecta solo a las capas superficiales y su dinámica está controlada por los gradientes superficiales de presión, la fricción entre las diferentes fases y la intrusión de agua salada a lo largo de la interface del frente (Bowman ,1988). Muchas plumas costeras son sensibles a la dirección de los vientos y a las corrientes (Bowman ,1988).

3.5.2 Frentes mezclados por las mareas

Según Bowman (1988) estos frentes (*tidal mixing fronts*) se producen en estuarios moderadamente estratificados en los cuales hay variaciones espaciales de la salinidad pues la mezcla producida por la marea es capaz de superar con las fuerzas de flotación.

3.5.3 Frentes alrededor de salientes de tierra

Bowman (1988) define estos frentes (*Headland fronts*) como aquellos que se forman en estuarios en asociación con el flujo alrededor de cabos, islotes, barras, bajos e islas, caracterizados por su corta duración en longitud y tiempo.

3.6 Procesos físicos en los estuarios

Existe una gran cantidad de estudios que abordan el tema de los procesos físicos en estuarios, particularmente de los procesos que controlan su hidrodinámica en general (Dyer, 1997; Lewis, 1997; Kjerfve, 1988); aunque también se encuentra una lista extensa de estudios que analizan el comportamiento hidrodinámico para casos particulares concentrándose en procesos específicos, aportando desarrollos teóricos o experimentales de dichos procesos (Uncles, 2002).

Muchos factores afectan la circulación en un estuario entre los que se pueden mencionar:

(a) El viento, que dependiendo de las características del estuario, puede ser o no el principal agente de la circulación en un estuario. Así, el viento juega un papel importante en estuarios anchos y poco profundos (Fischer et al., 1979) y en frentes estuarinos (Bowman, 1988).

(b) Las mareas son importantes en la generación de fluctuaciones turbulentas por la fricción inducida por el flujo mareal. También pueden generar movimientos de gran escala por la interacción entre la onda de marea y la batimetría del estuario, la cual puede generar una circulación neta resultado de la superposición de los efectos por el forzamiento periódico de la marea. En grandes estuarios, la combinación de la corriente mareal y la fuerza de Coriolis (cuando el ancho es mayor que el radio Rossby de deformación) inducen una circulación anti-horaria en el hemisferio norte.

(c) Cuando la descarga de los ríos es muy alta, comparada con la acción de la corriente oceánica, se genera una marcada estratificación, apareciendo un efecto de flotabilidad importante. Cuando se producen estas descargas, las corrientes de densidad pueden ser importantes.

3.6.1 Física de los procesos de mezcla en fluidos estratificados

La estratificación se produce cuando se tienen dos fluidos o un mismo fluido con densidades diferentes, tal que la estabilidad producida por la diferencia de densidad sea lo suficientemente grande para superar las fuerzas que inducen la mezcla. Esta diferencia de densidades puede producirse por diferentes razones, entre las más comunes se encuentra: el calentamiento de la superficie del agua y

la existencia de zonas con marcados gradientes horizontales o verticales en salinidad o temperatura como, por ejemplo, la descarga de aguas menos densas en lo estuarios.

En la interface de los dos fluidos se producen diferentes procesos que inducen su mezcla, cuya importancia relativa se expresa mediante números adimensionales, siendo el número de Froude de la interface y el número de Richards, los más reportados en la literatura.

El número de Froude de la interface presenta una comparación entre la velocidad del flujo y la velocidad de propagación de las ondas a lo largo de la interface de densidades. Este número es importante pues permite encontrar las condiciones bajo las cuales las ondas en la interface son capaces de moverse en contra del flujo. Este número se define como:

$$Fr_i = \frac{u}{\sqrt{\frac{g \Delta\rho}{\rho_m} h}} = \frac{u}{\sqrt{g'h}} \quad (3.1)$$

donde: u es la velocidad del flujo (corriente), g la gravedad, $\Delta\rho$ la diferencia de densidades entre las capas, ρ_m la densidad de la capa de referencia, y h la profundidad del flujo.

Para un medio estratificado en dos capas, si $Fr_i < 1$ el flujo es subcrítico, y la velocidad del flujo es menor que la velocidad de las ondas internas y éstas podrán propagarse tanto en la dirección del flujo, como en la dirección opuesta a éste. De otro lado, si $Fr_i > 1$ el flujo es supercrítico y las ondas internas solo podrán propagarse en dirección del flujo (MacDonald, 2003; Lewis, 1997). Ese número también ha sido relacionado con la presencia de diferentes formas en la interface (Lewis, 1997).

El número de Richardson de flujo presenta una relación entre los efectos estabilizantes por la boyancia y los efectos desestabilizantes generados por el gradiente vertical de velocidad. Esta relación se representa como

$$R_f = \frac{g K_z \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)}{\rho \xi_z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (3.2)$$

donde K_z es coeficiente vertical de difusión y ξ_z es el coeficiente de viscosidad turbulento. En la anterior expresión, el aumento promedio en la energía potencial por unidad de volumen debido a la mezcla está representado por el numerador y la transferencia de energía por unidad de volumen está representada por el denominador (Lewis, 1997).

El número de Richardson de gradiente toma la forma

$$Ri = -\frac{g\left(\frac{\partial\rho}{\partial z}\right)}{\rho\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (3.3)$$

Este número se puede escribir también en función de la frecuencia de Brunt-Vaisala como

$$N^2 = -\frac{g}{\rho}\left(\frac{\partial\rho}{\partial z}\right) \quad (3.4)$$

$$Ri = -\frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (3.5)$$

Este número, definido por Dyer (1997) como la “comparación entre las fuerzas responsables de la estabilidad y los efectos desestabilizantes del gradiente de velocidad”, se utiliza en ambientes estratificados para determinar si ocurre mezcla en la interface. En el caso de que su valor sea mayor que cero la estratificación es estable y si es menor que cero es inestable (Dyer, 1997).

Una de las principales aplicaciones del número de Richardson es la de cuantificar el grado en que la estabilidad del flujo inhibe la transferencia vertical de momentum y de masa (Lewis, 1997). Dyer (1997) presenta el valor de 0.25 como el valor límite de este número para la formación y el crecimiento de inestabilidades en la interface. Miles (1961) demuestran analíticamente que para un valor mayor de 0.25, el gradiente de densidades es suficiente para suprimir la generación de turbulencia y que un valor menor a 0.25 es una condición necesaria, mas no suficiente, para la generación de inestabilidades en la interfase. Thorpe (1973) demostró experimentalmente que el valor crítico de 0.25 para este número es un buen indicador de la aparición de turbulencia en la zona estratificada y es un umbral necesario para generación de turbulencia de acuerdo con mediciones de laboratorio. Por las dificultades prácticas de medir el número de Richardson de gradiente, en la práctica se usan el número de Richardson de dos capa

$Ri_L = \frac{g \Delta\rho \Delta z}{\rho_m (\Delta u)^2}$ o el número de Richardson global $Ri_B = \frac{g \Delta\rho h}{\rho_m u_m^2}$, donde ρ_m es la densidad de la capa de referencia.

3.6.1.1 Procesos de mezcla

Los procesos de mezcla son una de las principales características de las zonas estuarinas y son un agente importante en la circulación en estas regiones. Los procesos de mezcla son generados principalmente por la turbulencia generada en el fondo y la turbulencia generada en la haloclina (Richards, 2004) procesos

generados por forzamientos internos y externos, entre los que se encuentran: esfuerzos producidos por la circulación promedia sobre el fondo, esfuerzos generados por inestabilidades en profundidades intermedias que pueden ser producidos por rompimiento de ondas internas o perturbaciones topográficas y esfuerzos generados por el viento en la superficie libre. En particular, la turbulencia generada en la interface se puede originar por diferentes mecanismos como: el esfuerzo cortante generado por la diferencia de velocidades entre las dos capas, la rotura de ondas internas que se propagan en la interface, rotura de ondas en la superficie, convección térmica, entre otras. La turbulencia generada en la haloclina se conoce como mezcla interna y se puede separar en tres categorías: intrusión, difusión turbulenta y mezcla en ondas internas (Richards, 2004).

De manera particular, en estuarios fuertemente estratificados y especialmente en las plumas estuarinas en ellos formadas, el agua proveniente del río al ser más liviana que el agua oceánica, tiende a permanecer cerca de la superficie, estando sujeta a la acción del viento y al efecto advectivo por la velocidad del río; como resultado de los efectos viscosos en la interface entre el agua salada y el agua dulce, existirá una fuerza de corte que es la principal generadora de mezcla interna.

Mezcla interna

La turbulencia generada en la haloclina se conoce como mezcla interna (Richards, 2004) y causa inestabilidad en la estratificación y mezcla entre las capas. Se pueden distinguir tres tipos de mezcla interna: intrusión (*entrainment*) o atrapamiento, difusión turbulenta y mezclado en ondas internas (Lewis, 1997). La forma de estas inestabilidades dependerá de la velocidad y del espesor de la interface de densidades (Lewis, 1997).

Intrusión o atrapamiento (*Entrainment*)

Morton et al. (1956) y Elisson y Turner (1959) (citados por MacDonald, 2003) definen la intrusión (*entrainment*) como la razón a la cual el fluido del ambiente se adiciona a la pluma. En frentes o estuarios, cuando las masas de agua presentan densidades muy diferentes y se produce una estratificación, en la interface entre las dos masas de agua los esfuerzos cortantes entre ellas pueden crecer y ser capaces de romper la estabilidad producida por las fuerzas de flotación entre las dos capas. El número de Richards ha sido utilizado para parametrizar el efecto de los esfuerzos cortantes que superan la estabilidad y causan mezclado.

Dyer (1988) menciona que cuando el número de gradiente de Richardson cae por debajo de 0.25, un flujo estratificado empieza a ser inestable, la inestabilidad crece para formar ondas en la interface llamadas ondas Kelvin-Helmholtz. En ausencia de turbulencia entre ambas capas, las ondas se enrollan y forman un vórtice que colapsa y se propaga, causando intrusiones del agua entre las capas. Estas intrusiones de agua producen mezclado pues se presenta inestabilidad en el flujo por la diferencia de densidades que se presenta. También se puede generar un intenso esfuerzo en el vórtice que causa mezclado turbulento. Como resultando de

este proceso se obtendrá una pequeña zona con un patrón de densidades homogéneas rodeadas por gradientes de densidad estables abajo y arriba de la misma.

Se puede considerar que existe un efecto continuo de formación, rompimiento y mezcla de ondas a lo largo de la interface. Al promedio de los efectos de formación de ondas, posterior rompimiento y mezclado entre las dos capas se le conoce con el nombre de intrusión o atrapamiento (Richard, 2004). La intrusión o atrapamiento ocurre generalmente para el número de gradiente de Richardson mayores de 0.25. Este proceso puede ser interpretado, en promedio, como un movimiento vertical de la salinidad y se representa por medio de una determinada velocidad de intrusión (Richards, 2004). La razón entre la velocidad de la capa superior y la velocidad de intrusión depende del inverso del número de Richardson, por lo que la intrusión crece cuando se incrementa la diferencia de velocidad entre las dos capas (Richard, 2004). Puesto que este proceso se produce solo hacia la capa superior, el volumen de esta capa aumenta en dirección de la corriente (Richard, 2004).

3.6.1.2 Difusión turbulenta

La difusión turbulenta ocurre para números de Richardson de gradiente menores de 0.25 y se manifiesta como inestabilidades tipo Kelvin-Helmholtz (Richard, 2004). Bajo la acción de una velocidad de corte estas inestabilidades se empujan, se enrollan y eventualmente rompen en forma de olas (*billows*) (Dyer, 1997) produciendo mezcla en las dos capas de la interface y un flujo neto de salinidad hacia la capa superior, pero a diferencia de la intrusión, se requiere que se genere turbulencia en las dos capas. Richard (2004) menciona que ambos procesos son importantes, pero frecuentemente en estuarios fuertemente estratificados la intrusión domina la mezcla interna.

3.6.2 Ondas internas

Las ondas internas también pueden generar mezcla interna al romper. Estas ondas internas forman ondas suaves al pasar sobre las irregularidades del fondo y pueden hacer que se alcance un número de Froude crítico ocasionando una concentración de la energía, un crecimiento de la amplitud de la onda y una eventual rotura de la misma. Este proceso de rotura crea una zona de mezcla que se transporta por advección en dirección de la corriente (Dyer, 1997; Richards, 2004).

3.7 Características de la circulación en frentes estuarinos

3.7.1 Hidrodinámica de los frentes de pluma estuarinos

Los frentes de pluma estuarinos han sido muy estudiados. Se han utilizado imágenes satélite y fotografías aéreas para observar su distribución espacial, y recientemente dichas observaciones se han completado con modelación numérica. Largier (1992) presenta una revisión de gran cantidad de estudios en dichos ambientes.

La circulación estuarina está dominada principalmente por la interacción entre el agua dulce superficial y el agua salada en las capas más profundas, lo cual genera un campo de presiones baroclínico. La extensión que tendrá esta circulación depende de varios factores tales como la batimetría, la cantidad de agua descargada por el río, la densidad del agua fuera del estuario. Una síntesis de los trabajos realizados al respecto se puede encontrar en los textos de Dyer (1997) y Lewis (1997). Los estudios de Pritchard (1956) son pioneros en el estudio cualitativo de estuarios, resaltando el papel de la densidad en la circulación estuarina. Algunos estudios más recientes se concentran en las condiciones medias para analizar la influencia de la variabilidad de la marea y la turbulencia en la dinámica del estuario, esto debido a la importancia que tienen los fenómenos no lineales originados por el viento y por las ondas, que pueden ocasionar que se produzcan movimientos en el frente y con ello se alternen en ciertas zonas entre períodos de estratificación y mezcla.

En este tema de las plumas estuarinas, es necesario entender el papel que cumple la estratificación en el control de la estructura vertical y el papel de la difusión en estos ambientes. Es necesario entender la interacción existente entre los flujos verticales y la estratificación, en las ecuaciones de momentum, para lo cual se deben utilizar esquemas de turbulencia adecuados capaces de reproducir la mezcla, especialmente en las zonas de mayor estabilidad. Esta interacción entre estratificación y esfuerzo cortante ha sido el foco de gran cantidad de estudios tanto en laboratorio, como en campo (una revisión de estos la presenta Largier, 1992). Son pocos los estudios en estuarios en zonas tropicales y con grandes descargas (Nikitema et al., 2007) y aún menos estudiados frentes de pluma estuarinas en ambientes tropicales con un fuerte control topográfico.

3.8 Modelos hidrodinámicos

Muchos de los modelos costeros se han concentrado en modelar las zonas más cercanas a la costa y en particular los estuarios y bahías, pues es donde existe mayor interacción con las actividades humanas. Los ambientes estuarinos son de particular importancia por la diversidad biológica que ellos soportan, principalmente por los aportes de nutrientes transportados por los ríos y dadas sus condiciones son especialmente sensibles y mantienen sus estados de equilibrio dependiendo de los cambios, tanto en el río como en el mar.

Para el análisis hidrodinámico de estos ambientes es necesario resolver el sistema de ecuaciones diferenciales constituido por las ecuaciones de Reynolds, la ecuación de conservación de masa, algún modelo de turbulencia y, en algunos

casos, una ecuación de mezcla, junto con una ecuación de conservación de energía. Acoplado a un modelo hidrodinámico se pueden también resolver modelos de calidad de agua. Para la modelación de la calidad del agua además de la solución de la hidrodinámica, hay que modelar los procesos químicos y biológicos que ocurren en el agua, lo que implica un esfuerzo de modelación adicional para considerar la mayor cantidad de los procesos involucrados (Chapra, 1997).

En la actualidad existen gran cantidad de modelos hidrodinámicos tridimensionales y diversas modificaciones de ellos, utilizados para la modelación en zonas costeras. En general, debido a que los fenómenos hidrodinámicos se producen en diferentes escalas tanto en el espacio como en el tiempo, la solución simultánea en estas diferentes escalas no es posible con los recursos actuales, y para resolver este problema estos modelos recurren a parametrizaciones de ciertos fenómenos, por lo que existen diferentes modelos que se diferencian en las ecuaciones que resuelven. Adicionalmente, existen diferentes técnicas numéricas de solución de dichas ecuaciones. Existen, entonces, diferentes modelos hidrodinámicos, con diferentes limitaciones, rangos y campos de aplicación (Castañedo, 2000).

Algunas de las principales diferencias que existen entre los modelos hidrodinámicos tridimensionales para zonas costeras son:

- Las simplificaciones en el tratamiento que realizan a la ecuación de momentum en la dirección vertical, utilizando o no la distribución hidrostática de presiones. Algunos modelos utilizan un concepto de compresibilidad artificial (Chorin, 1967 citado por Castañedo, 2000), y otros modelos, conocidos como cuasi-hidrostáticos, resuelven primero la componente hidrostática y luego corrigen la solución introduciendo la parte dinámica de la presión. Un modelo de este tipo es el presentado por Casulli y Stelling (1998) para flujos cuasi-hidrostáticos, en los cuales la presión dinámica representa una pequeña perturbación.
- El manejo que se le da a la solución a lo largo del tiempo y la forma en que se solucionan las ecuaciones. Castañedo (2000) enuncia tres grupos: un primer grupo como el modelo de Casulli y Cheng (1992) donde se resuelven las ecuaciones 3D en cada intervalo de tiempo; un segundo grupo como el de modelos espectrales (Davies y Aldridge, 1993) donde resuelven las ecuaciones promediadas en la vertical y luego calculan el perfil de velocidades utilizando unos coeficientes y unas funciones específicas para corregir la solución promediada en la vertical; y un tercer grupo de modelos (utilizado por Castañedo, 2000; Blumberg y Mellor, 1987; Sheng, 1990; Jin y Kranenburg, 1993), conocidos como método *splitting*, los cuales dividen el proceso en dos partes, en una primera se resuelven las ecuaciones promediadas en la vertical y en un segundo paso se calcula la estructura vertical de las variables.

- El método numérico utilizado. Entre los diversos métodos aproximados para la discretización de las ecuaciones se pueden mencionar las diferencias finitas, los elementos finitos, y los volúmenes finitos (o de control).
- La representación de la malla vertical. Entre las principales formas de discretizar el dominio computacional en la dirección vertical se encuentran: el sistema coordenada-z, en el cual la vertical se divide en niveles Δz constantes. Una segunda representación, conocida como coordenada isopícnica, transforma las coordenadas verticales siguiendo líneas de igual salinidad o densidad potencial. Un tercer sistema es el denominado coordenada- σ en el que se transforma la coordenada vertical de tal forma que sea constante independiente de la profundidad, para lo cual se utiliza una transformación de la forma $\sigma = (z-h)/(h+\eta)$ donde z es la coordenada vertical, h es la profundidad y η es la cota de la superficie libre. Esta representación es la utilizada en modelos como los de Blumberg et al. (1993) y Sheng (1990).
- Las ecuaciones de cierre y el manejo dado a la turbulencia. Se pueden mencionar modelos que utilizan el concepto de coeficiente de torbellino (*Eddy viscosity*) (Boussinesq, 1877 citado por Castañedo, 2000) el cual, utiliza un modelo análogo al de las tensiones viscosas, en donde las tensiones turbulentas son proporcionales al gradiente de la velocidad promedio. Los modelos de turbulencia disponibles en la actualidad se pueden clasificar como: modelos algebraicos, modelos de una ecuación, modelos de dos ecuaciones y modelos de cascadas de energía (Wilcox, 1993, Kundu, 1990). Dada la diferencia en escalas de espacio y tiempo entre los procesos verticales y horizontales se suele dar un tratamiento diferente a la turbulencia en la horizontal y en la vertical. Gran cantidad de modelos como los de Blumberg y Mellor (1987), Casulli y Cheng (1992), Sheng (1990) utilizan un coeficiente de torbellino horizontal constante. Para modelar la turbulencia vertical existen diferentes opciones de acuerdo con el tipo de flujo que se quiere modelar.

Cada modelo tiene una o varias hipótesis de partida y una serie de parámetros que es necesario ajustar a las condiciones locales y por ello es necesaria una adecuada calibración y validación de los modelos antes de su utilización. Además, por la gran cantidad de modelos de simulación hidrodinámica disponibles, se han desarrollado metodologías y procesos más o menos estandarizados para calibración y validación (Chapra, 1997; Palacio, 2002).

Otra consideración importante para el uso de estos modelos es la adecuada definición de las condiciones de frontera. Para los estuarios, se debe definir adecuadamente las condiciones tanto en la frontera abierta al océano, como la frontera fluvial. Dicha información se podría obtener de mediciones o del uso de modelos anidados (es decir, utilizar un modelo general, que incluya la zona de

estudio y que arroje información sobre las condiciones de frontera y luego usar éstas condiciones para un modelo mucho más detallado, Palacio, 2002 b).

En el presente estudio se utilizó los modelos ELCOM y CAEDYM, modelos hidrodinámicos y de calidad de aguas desarrollados por el “*Centre for Water Research*” (CWR) de la Universidad de “*Western Australia*”. Estos modelos han sido aplicados exitosamente en una gran variedad de proyectos en golfos, estuarios y lagos, tal como se puede verificar en la página web de CWR o en las referencias que se citan a continuación: Alavian et al. (1992), Dallimore et al. (2001), Hodges et al. (2000), Stocker e Imberbger (2003), Ramírez y Imberger (2002), Gal et al. (2003), León et al. (2004) y Romero et al. (2004), entre muchas otras.

3.9 Características del modelo ELCOM

El modelo ELCOM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model*) es un modelo hidrodinámico tridimensional que simula flujos a superficie libre en estuarios considerando la salinidad, la temperatura, la acción del viento y las mareas. Las principales características físicas y numéricas del modelo se presentan en detalle en el manual científico del mismo, disponible en la dirección web: <http://www.cwr.uwa.edu.au/services/models>. A continuación se presentan algunas de sus características.

3.9.1 Ecuaciones hidrodinámicas fundamentales

El modelo ELCOM resuelve las ecuaciones de transporte de Reynolds o ecuaciones de Navier-Stokes promediadas para estado no estacionario y una ecuación para transporte de especies, en las que se usa la aproximación de Boussinesq y se desprecian los términos no hidrostáticos de la presión. La evolución de la superficie libre se encuentra de la integración vertical de la ecuación de conservación de masa. Para el manejo de la turbulencia utiliza una aproximación del coeficiente de torbellino en la horizontal (Hodges et al., 2000) y un modelo uni-dimensional de mezcla en la vertical (Imberger y Paterson, 1990). El mezclado vertical se calcula utilizando un esquema explícito de balance de energía cinética turbulenta que se aplica en cada paso temporal (Hodges et al., 2000) y el esfuerzo inducido por el viento induce un flujo de momentum que se distribuye en la vertical utilizando un modelo de capa de mezcla. Para la solución numérica de las ecuaciones se utiliza un método semi-implícito con una discretización cuadrática tipo Euler-Lagrange de los términos advectivos en las ecuaciones de momentum (Cassulli y Cheng, 1992) y el esquema ULTIMATE QUICKEST para un adecuado manejo de los términos advectivos en la ecuación de transporte para los escalares (Leonard, 1991).

En la Tabla 3.1 se presenta un resumen de las ecuaciones utilizadas en el modelo.

Tabla 3.1. Resumen de las ecuaciones hidrodinámicas utilizadas en ELCOM (adaptado de Hodges y Dallimore, 2001, manual científico ELCOM)

Ecuaciones de conservación de momentum (Reynolds)	
$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -g \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\eta \rho' dz \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \nu_1 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \nu_2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \nu_3 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right\} + f \bar{v}$	
$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -g \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^\eta \rho' dz \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \nu_1 \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \nu_2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \nu_3 \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right\} - f \bar{u}$	
$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = -g \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \int_z^\eta \rho' dz \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \nu_1 \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \nu_2 \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \nu_3 \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right\} \quad (3.6)$	
Ecuación de conservación de masa	
$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (3.7)$	
Condición de frontera de momentum en la superficie libre	
$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 0 \quad \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = 0 \quad \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (3.8)$	
Condición de frontera de momentum en el fondo y en las paredes	
$\bar{u} = 0 \quad \bar{v} = 0 \quad \bar{w} = 0 \quad (3.9)$	
Transporte de escalares	
$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) + S_c \quad (3.10)$	
Condición de frontera para transporte de escalares	
$\frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = 0 \quad \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = 0 \quad (3.11)$	
Evolución de la superficie libre	
$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^\eta \bar{u} dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^\eta \bar{v} dz \quad (3.12)$	
Esfuerzo cortante del viento en la superficie	
$(u_*)^2 = C_{10m} \frac{\rho_{aire}}{\rho_{agua}} (W_y W_y)^{\frac{1}{2}} W_x \quad (v_*)^2 = C_{10m} \frac{\rho_{aire}}{\rho_{agua}} (W_x W_x)^{\frac{1}{2}} W_y \quad (3.13)$	
Momentum inducido por el viento	
$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \frac{(u_*)^2}{h} \quad \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = \frac{(v_*)^2}{h} \quad (3.14)$	

Donde, \bar{u} , \bar{v} y \bar{w} representan las componentes de la velocidad promediadas en las direcciones x , y y z ; η la altura de la superficie libre medida con respecto a un nivel de referencia asumido (el cual puede ser tomado como el nivel medio del mar); ρ' la densidad; ρ_0 la densidad de referencia; ν_1, ν_2 y ν_3 los coeficientes de

viscosidad de torbellino en dirección x , y y z ; K_x , K_y y K_z los coeficientes de difusividad (para la salinidad, la temperatura o alguna otra sustancia según el caso) en direcciones x , y y z ; S_c las fuentes o sumidero del escalar transportado; c la concentración del escalar transportado; h la profundidad de la capa con respecto al nivel de referencia asumido; C_{10m} el coeficiente de dragado del viento; W_y la magnitud de la velocidad del viento en dirección y ; W_x la magnitud de la velocidad del viento en dirección x ; ρ_{aire} densidad del aire; ρ_{agua} densidad del agua (de la capa superficial); u_* , v_* las velocidades de corte en la dirección x y y .

Condición en la superficie libre:

En la superficie libre hay una adición de momentum por el viento, la cual puede ser representada como una condición de esfuerzo cortante en la superficie libre de la siguiente forma:

$$\nu \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right|_{z=\eta} = u_*^2 \tag{3.15}$$

donde ν es el coeficiente de torbellino y u_*^2 es la velocidad de corte calculado en función del esfuerzo generado por el viento. En el modelo no se utiliza un coeficiente de torbellino en la vertical, por lo que para simular la transferencia de momentum inducida por el viento se utiliza el espesor de la capa mezclada por el viento obtenida de acuerdo al modelo de mezcla vertical presentado por Hodges et al. (2000). Así, la condición de frontera del viento es:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \frac{(u_*)^2}{h} \tag{3.16}$$

mayores detalles los puede consultar en Hodges (2000) e Imberger y Patterson (1990).

Condición en el fondo:

ELCOM permite imponer tres tipos de condiciones de frontera en el fondo del dominio, correspondientes a la condición de no deslizamiento, deslizamiento total o la especificación de un esfuerzo de fricción (Hodges, 2000). Una condición para simular la mezcla inducida por el fondo puede ser calculada mediante una condición de capa béntica en la frontera (*benthic boundary-layer*), en la cual una fracción fija de la energía de cada capa es removida y transferida a la capa sobre ella, el proceso de mezcla empieza en el fondo y continúa hacia arriba.

Conservación de salinidad y temperatura en las fronteras:

Para las variables escalares (temperatura, salinidad, trazadores inertes), en las fronteras cerradas se aplica una condición tipo Newman, donde no existe cambio de dicha propiedad a través de la frontera. En las fronteras abiertas o donde existan algún tipo de flujo, se deben especificar un valor para cada una de estas propiedades.

3.9.2 Termodinámica y flujos de masa

El modelo ELCOM incluye calentamiento debido a la penetración de radiación de onda corta y flujos de calor en la superficie debido a evaporación y convección de calor de la superficie del agua a la atmósfera en forma de calor sensible y radiación de onda larga. En la Tabla 3.2 se presenta un resumen de los flujos termodinámicos utilizados en el modelo.

Tabla 3.2. Resumen de los principales flujos termodinámicos utilizadas en ELCOM (Hodges y Dallimore, 2006 en el manual científico de ELCOM)

Radiación de onda corta		
La radiación de onda corta neta	$Q_{sw} = (1 - r_a^{sw}) Q_{sw\ total}$	(3.17)
hemisferio sur	$r_a^{sw} = 0.08 + 0.02 \times \text{sen}\left(\frac{2\pi d}{D} - \frac{\pi}{2}\right)$	(3.18)
ecuador	$r_a^{sw} = 0.08$	
hemisferio norte	$r_a^{sw} = 0.08 + 0.02 \times \text{sen}\left(\frac{2\pi d}{D} + \frac{\pi}{2}\right)$	
Flujo de radiación de onda corta para la capa k	$\Delta Q = Q_k (1 - e^{-\eta_a \Delta Z_k})$	(3.19)
Radiación de onda larga:		
Radiación de onda larga incidente	$Q_{lw} = (1 - r_a^{lw}) Q_{lw\ incidente} - \varepsilon_w \sigma T_w^4$	(3.20)
Radiación de onda larga neta	$Q_{lw} = (1 - r_a^{lw}) Q_{lw\ neta}$	(3.21)
Cobertura de nubes	$Q_{lw} = (1 - r_a^{(lw)}) (1 + 0.17C^2) \varepsilon_a (T_a) \sigma T_a^4 - \varepsilon_w \sigma T_w^4$	(3.22)
Flujo de calor sensible		
	$Q_{sh} = C_s \rho_a C_p U_a (T_a - T_{sw}) \Delta t$	(3.23)
para un intervalo de tiempo Δt		
Flujo de calor latente		
0 cuando no hay condensación		
	$Q_{lh} = \min\left(0, \frac{0.622}{P} C_L \rho_a L_E U_a (e_a - e_s T_s) \Delta t\right)$	(3.24)
El total de energía no penetrativa en la superficie		
	$Q_{no-pen} = Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh}$	(3.25)

Donde

$Q_{sw\ total}$ es la radiación de onda corta total incidente a la superficie,

r_a^{sw} es el albedo para radiación de onda corta,

r_a^{lw} es el albedo para radiación de onda larga, que el modelo toma como 0.03,

ε_w es la emisividad de la superficie del agua, tomada como 0.96,
 σ es la constante de Stefan-Boltzman igual a $5.6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$,
 T_w la temperatura absoluta de la superficie del agua,
 C es una fracción de cobertura de nubes (entre 0 y 1),
 C_s es el coeficiente de transferencia de calor sensible para velocidad del viento medido a 10 m de la superficie del agua y se toma un valor por defecto de 1.3×10^{-3} ,
 ρ_a la densidad del aire,
 C_p el calor específico del aire a presión constante (se toma un valor por defecto de $1000 \text{ Joules} \times \text{Kg}^{-1} \times \text{°K}^{-1}$),
 U_s la velocidad del viento medida a 10 m sobre la superficie,
 T_a y T_{sw} son las temperaturas del aire y de la superficie del agua,
 P es la presión atmosférica,
 C_L es el coeficiente de transferencia de calor latente (se toma un valor por defecto de 1.3×10^{-3}),
 L_E es el calor latente de evaporación del agua ($2,453 \times 10^6 \text{ Joules} \times \text{Kg}^{-1}$),
 U_a la velocidad del viento medida a 10 m sobre la superficie,
 e_a la presión de vapor del aire,
 e_s la presión de saturación de vapor a una temperatura en la superficie del agua de T_{sw} , la cual se calcula como,

$$e_s(T_{sw}) = 100 \exp\left(2.3026 \left(\frac{7.25T_{sw}}{T_{sw} + 273.3} + 0.758 \right)\right) \quad (3.26)$$

3.9.3 Modelo de mezcla

Para entender los términos involucrados en este modelo de mezcla. Hodges et al. (2000) utilizan los siguientes términos de energía: (1) la energía cinética turbulenta disponible E_A , (2) la energía cinética turbulenta requerida para la mezcla E_R , (3) la energía cinética turbulenta disipada E_ε , y (4) la energía residual del mezclado E_M .

Hodges et al. (2000) y Hodges (2000), caracterizan dos tipos de eventos en flujos estratificados, de acuerdo a la energía cinética turbulenta requerida para la mezcla:

- (1) Mezcla convectiva con gradientes de densidad inestables que produce una disminución en la energía potencial en el fluido y una liberación de energía cinética turbulenta durante el mezclado de dicho gradiente de densidad inestable.
- (2) Mezcla con gradientes de densidad estables que disipan energía turbulenta e incrementan la energía potencial del sistema.

Hodges et al. (2000), además, definen el concepto de capa de mezclado como una serie de celdas contiguas en la vertical que comparten la misma densidad y velocidad.

El modelo calcula cambios en la densidad a partir del modelo termodinámico, analiza si se produce mezcla estable o inestable y calcula la energía disponible para la mezcla en cada caso. Luego calcula la energía de mezcla debida al viento y la adiciona a la energía disponible en la superficie libre. Posteriormente, se adiciona a la energía disponible, la energía debida al cortante de velocidades entre las celdas. Teniendo en cuenta estas contribuciones, la mezcla se calcula capa a capa a lo largo de toda la columna de agua, comparando la energía disponible para mezcla (E_A) (resultante de vuelcos convectivos, producción de esfuerzo cortante y mezclado del viento) y la energía residual del mezclado (E_M) con los incrementos en la energía potencial (E_R) requerida para mezclar una celda desde una capa inferior hacia arriba, cuando la suma entre la energía disponible E_A y la energía residual del mezclado E_M son mayores que la energía requerida para la mezcla E_R , estas celdas se convierten en una región bien mezclada. El modelo de mezcla realiza un barrido hacia las capas inferiores en la columna de agua adicionando la correspondiente energía disponible y comparada con la energía requerida para el mezclado, hasta que alcance el final de la región bien mezclada, donde la energía disponible restante es reducida por disipación (E_ε) y es almacenada en la capa inferior de la región bien mezclada, para luego ser transportado como un escalar (así la energía de mezclado puede ser acumulada con el tiempo). Mayores detalles sobre el modelo de mezcla se pueden encontrar en Hodges et al. (2000) o en Hodges (2000).

3.9.4 Método de solución numérica

Los modelos hidrodinámicos del tipo de los utilizados para simulaciones en estuarios, utilizan, básicamente, las mismas ecuaciones para resolver la hidrodinámica, encontrándose las principales diferencias en el tratamiento que los diferentes autores dan al problema de la turbulencia y en la técnica de solución numérica utilizada. El modelo ELCOM utiliza un método semi-implícito de solución basado en el método presentado por Casulli y Cheng (1992). Las ecuaciones de transporte de Reynolds o ecuaciones de Navier-Stokes promediadas para estado no estacionario se discretizan en una malla cartesiana de una serie de paralelepípedos donde las componentes de la velocidad se definen para las caras de las celdas y las propiedades escalares en su centro. El modelo ELCOM realiza una discretización semi-implícita para las ecuaciones de momentum. La superficie libre se obtiene por integración de la ecuación de conservación de masa y se resuelve utilizando el método del gradiente conjugado (Casulli y Cheng, 1992). Para los términos convectivos y viscosos, incluyendo los términos turbulentos en la horizontal, el modelo utiliza una discretización híbrida, utilizando diferentes esquemas para diferentes regiones de flujo, de acuerdo a los requerimientos de estabilidad numérica para cada región dados por el criterio de estabilidad de

Courant-Friedrich-Lewy (CFL), utilizando aproximaciones lineales semi-Lagrangianos o esquemas cuadráticos de Euler-Lagrange. Para el transporte de escalares utiliza la discretización de ULTIMATE QUICKEST (Leonard, 1991). Mayores detalles sobre el método de solución utilizado se encuentran en Hodges (2000).

3.10 Características del modelo CAEDYM

El modelo CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamical model) es un modelo basado en procesos químicos y biológicos y puede ser fácilmente acoplado al modelo ELCOM para estudiar ciclos de nutrientes, algas, dinámica de patógenos, estudios de transporte de sólidos suspendidos y de algunas sustancias tóxicas como algunos metales (Hipsey et al., 2008). El modelo CAEDYM se acopla al modelo ELCOM considerando los procesos de advección, difusión, efectos debidos a la estratificación, transporte de sedimentos, resuspensión de sedimentos y patógenos, decaimiento de las bacterias (Hipsey et al., 2008) y su configuración dependerá de los procesos que quieran ser simulados. Se presenta solamente una descripción de las consideraciones del modelo para el transporte de sedimentos y patógenos (una completa descripción de otros parámetros se puede encontrar en Hipsey et al., 2008)

3.10.1 Características del modelo de transporte de sedimentos incluido en el modelo CAEDYM

El modelo CAEDYM realiza un balance de masa de los sedimentos en el cual se incluye una formulación empírica para considerar la resuspensión de sedimentos. El modelo distingue entre sus fracciones inorgánicas y orgánicas. El transporte de partículas inorgánicas como arenas y limos, de acuerdo a Hipsey et al. (2008) utiliza la siguiente expresión:

$$\frac{\partial SS_S}{\partial t} = \frac{v_s}{\Delta z} SS_S + \alpha_{S_S} \frac{\tau - \tau_{C_S}}{\tau_{ref}} \frac{S_{S-SED}}{K_{SS_S} + S_{S-SED}} \frac{1}{\Delta z_{bot}} \quad (3.27)$$

donde SS_S es la concentración de sólidos suspendidos inorgánicos, v_s es la velocidad de sedimentación calculada de acuerdo a la ley de Stokes, Δz es el espesor de la capa, α_{S_S} es la tasa de resuspensión, τ es el esfuerzo cortante, τ_{C_S} es el esfuerzo cortante crítico, τ_{ref} es un esfuerzo cortante de referencia, K_{SS_S} es un parámetro para limitar la resuspensión de sedimentos, y S_{S-SED} la masa de sedimentos.

3.10.2 Características del modelo de patógenos incluido en el modelo CAEDYM

La supervivencia, crecimiento o decrecimiento y distribución de los microorganismos en el agua depende de gran cantidad de factores, entre los que se pueden mencionar: la temperatura, la salinidad, la radiación solar, los nutrientes, las sustancias tóxicas presentes en el agua, la depredación, la resuspensión de partículas con organismos asociados y el crecimiento de organismos (Mestres, 2002).

En la Figura 3.2 se presenta un esquema del modelo para el comportamiento de la *Escherichia coli* en un medio acuático, el cual puede representarse matemáticamente como:

$$\begin{aligned} \frac{dC^{VEc}}{dt} + u \frac{\partial C^{VEc}}{\partial x} + v \frac{\partial C^{VEc}}{\partial y} + w \frac{\partial C^{VEc}}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial C^{VEc}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\kappa_y \frac{\partial C^{VEc}}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial C^{VEc}}{\partial z} \right) &- f^{INVEc}(T, S, p, I_{UV}, [NH_3], \dots) + f^{SET}(V_C, C^{VEc}) \\ + f^{RES}(\tau, C^{VEc}) &+ f^{GRZ} + C^{VEc IN} - C^{VEc OUT} \end{aligned} \quad (3.28)$$

donde:

C^{VEc} es la concentración de E.coli viable, u , v , w son las velocidades del flujo en la direcciones x , y y z , κ es la difusividad turbulenta, que para κ_x, κ_y se definen como coeficientes de torbellino horizontales y en la vertical se utiliza un modelo de mezcla basado en la energía cinética turbulenta disponible (Hodges et al., 2000). Las demás funciones tienen el siguiente significado:

$f^{INVEc}(T, S, p, I_{UV}, [NH_3], \dots)$ es la pérdida de *E.coli* viable por la inactivación por Temperatura (T), salinidad (S), presión (p), radiación ultravioleta (I_{UV}), amonio ($[NH_3]$), etc.

$f^{SET}(V_C, C^{VEc})$ es el cambio debido a sedimentación.

$f^{RES}(\tau, C^{VEc})$ es la cantidad reportada debida a resuspensión.

f^{GRZ} es la cantidad perdida por pastoreo de organismos superiores.

$C^{VEc IN}$ la carga de entrada

$C^{VEc OUT}$ la carga de salida

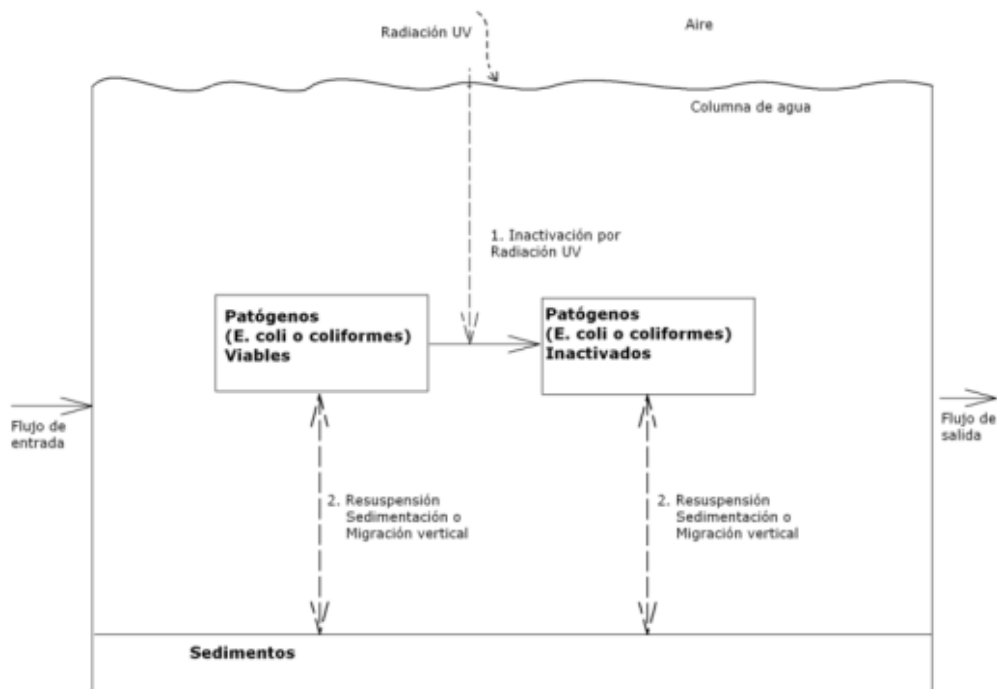


Figura 3.2. Representación conceptual del modelo de Escherichia coli o de coliformes (adaptado de Hipsey et al., 2008).

Los términos advectivos, la difusión turbulenta y las entradas y salidas del modelo son calculados por el modelo ELCOM y los términos relacionados con la inactivación, la sedimentación, la resuspensión y el pastoreo están incluidos en el modelo CAEDYM.

Inactivación

Entre los principales factores ambientales que causan la inactivación de la E. coli se encuentran: la Temperatura (T), la salinidad (S), la presión (p), la radiación ultravioleta (I_{UV}) y el amonio ($[NH_3]$). El modelo CAEDYM incluye un módulo de patógenos en el cual se incluyen algunos de estos factores.

Para el efecto de la temperatura, se utiliza una tasa de decaimiento de las bacterias de primer orden, así:

$$C^{VEc}(t) = C^{VEc}(0)e^{-k_T t} \quad (3.29)$$

donde t es el tiempo en días, $C^{VEc}(0)$ es la concentración inicial y k_T es una constante de decaimiento que depende de la temperatura (en $días^{-1}$), la cual se representa de la siguiente forma:

$$k_T = K_M M^{(T-20)} \quad (3.30)$$

donde: K_M es una constante de mortalidad de la E. coli a 20°C y M es un factor multiplicador de la función de tasa de decaimiento con la temperatura y T es la temperatura en °C.

Otro factor que causa inactivación de la E.coli es la radiación ultravioleta, considerada de acuerdo a la siguiente expresión:

$$C^{V Ec}(t) = C^{V Ec}(0) \left[e^{-k_{UVA} H_{UVA} - k_{UVB} H_{UVB} - k_{UVC} H_{UVC}} \right] \quad (3.31)$$

La radiación UV incidente es considerada como una fracción de la radiación de onda corta que llega a la superficie I_0 , así $I_{UV}(0) = f_{UV} I_0$ y decae exponencialmente con la profundidad a medida que entra en la columna de agua de acuerdo con la ley de Beer

La función de inactivación sería entonces

$$f^{INV}(T, I_0, C^{V Ec}) = \left[k_T + (k_{UVA} f_{UVA} e^{-\eta_A z} + k_{UVB} f_{UVB} e^{-\eta_B z} + k_{UVC} f_{UVC} e^{-\eta_C z}) I_0 \right] C^{V Ec} \quad (3.32)$$

Sedimentación y agregación

Se calcula de acuerdo al siguiente modelo

$$f^{SET}(V_{sc}, C^{V Ec}) = \frac{V_{sc}}{\Delta z} C^{V Ec} \quad (3.33)$$

donde Δz es el espesor de la celda y V_{sc} la velocidad de sedimentación que utiliza la ley de Stokes

$$V_{sc} = \frac{g d_0^2 (\rho_0 - \rho_w)}{18 \mu} \quad (3.34)$$

Resuspensión

$$f^{RES}(\tau, C^V) = \alpha \frac{(\tau - \tau_{cr})}{\tau_{ref}} \frac{C^{SED}}{K_{TC} + C^{SED}} \frac{1}{\Delta z_{bot}} \quad (3.35)$$

donde α es una constante para la tasa de resuspensión, τ_{cr} es el esfuerzo crítico de resuspensión, τ_{ref} un valor de esfuerzo cortante de referencia, K_{TC} es una constante media de saturación que controla la tasa de resuspensión basada en la cantidad disponible en los sedimentos y C^{SED} es la concentración de E. coli en los sedimentos.

Pastoreo

El modelo no considera pastoreo.

3.11 Revisión de algunos casos de estudio

A la fecha se han realizado una gran cantidad de estudios que analizan la dinámica de las plumas estuarinas en los cuales se identifican diferentes tipos de enfoques. Algunos de ellos se concentran en análisis de laboratorio, con las limitaciones propias del trabajo experimental. Otros autores analizan los patrones de dispersión utilizando mediciones en campo. Un tercer grupo de estudios utiliza la simulación de casos simplificados o de geometrías muy simples para ayudar a la descripción de los fenómenos que ocurren al interior de la pluma. Recientemente, la mayoría de los autores se ha concentrado en el estudio de estuarios reales, utilizando modelación numérica, combinada con datos de campo (algunos de ellos con sistemas de toma de datos en tiempo real) y complementando con información de imágenes de satélite. A continuación se presentarán algunos estudios que se consideran representativos.

Entre los estudios que abordan el problema desde una perspectiva teórica o analizando casos con geometrías simples se encuentra el de Chao y Boicourt (1986) quienes utilizan modelos numéricos para estudiar un caso teórico de una descarga de un río, haciendo una importante contribución al reconocer que la dinámica de la pluma es no-lineal y que se produce una transición abrupta entre la pluma y la zona costera adyacente, la cual presenta un comportamiento ciclónico particular. Chao (1988 a) utiliza la modelación numérica para estudiar el desarrollo y la disipación de las plumas estuarinas forzadas por la descarga de un río y, de acuerdo a sus resultados, plantea una clasificación de las plumas como supercrítica, subcríticas, difusiva-subcrítica y difusiva-supercrítica en la que utiliza un número de Froude empírico como parámetro de clasificación. Chao (1988 b) utilizando modelación numérica estudia el efecto del forzamiento del viento sobre las plumas estuarinas, reportando que en estuarios amplios la fuerza de Coriolis cumple un papel importante, e identifica dos tipos de mezclado vertical inducido por el viento de acuerdo a si los vientos vienen desde el océano o si vienen desde la costa. O'Donnell (1990) utiliza un modelo para describir la formación y dilución de una pluma de un río relativamente pequeño, en el que la influencia de la rotación de la tierra pueda presentar una influencia secundaria, utilizando sus resultados para analizar el comportamiento de la pluma del río Connecticut, donde encontró la formación de una capa superficial estable sensible a la dirección de la corriente costera y al efecto de la fuerza de Coriolis. Oey y Mellor (1993) utilizan un modelo numérico tridimensional para analizar la evolución en el tiempo de una pluma estuarina, prestando especial atención al comportamiento no-lineal de la pluma y al tratamiento de la turbulencia. Mediante una serie de experimentos numéricos analizan posibles comportamientos de la pluma y encuentran que además del movimiento inducido por el viento, hay una variabilidad temporal natural asociadas a las mareas.

Chapman y Lentz (1994) clasifican las plumas como controladas por el fondo (*bottom attached*) o atrapadas en la superficie (*surface trapped*).

Garvine (1995) presenta un sistema de clasificación para las descargas boyantes basado en el análisis de las escalas en las ecuaciones de conservación de masa y de momentum, análisis que puede ser útil para ayudar a interpretar resultados de observaciones y de las modelaciones. A partir de sus análisis encuentra que el número de Kelvin ofrece un buen sistema para clasificación de dichas descargas.

Desde una perspectiva más teórica, Yankosky y Chapman (1997) desarrollan una teoría simple para predecir la estructura vertical de la pluma y su dispersión, a partir de dos longitudes características, la profundidad de equilibrio (profundidad en la cual la capa del fondo no es capaz de mover la descarga superficial controlada por las fuerzas de flotación) y la distancia que se debe extender la pluma para dejar de ser afectada por el fondo. A partir de estas longitudes características, analizan tres posibles escenarios de comportamiento de la pluma, una pluma atrapada por la superficie (*surface-advected plume*), otra controlada por el fondo (*bottom-advected plume*) y otro caso intermedio entre los dos anteriores.

Simpson (1997) realiza un completo análisis de los procesos físicos en las regiones influenciadas por la descarga de agua dulce (ROFI, por su acrónimo en inglés *Region Of Freshwater Influence*) realizando una discusión sobre la naturaleza de estas zonas y la influencia de la topografía, el viento, la marea y los ciclos estacionales en la dispersión del agua dulce en estas zonas. Finalmente, hace una mención a la falta de estudios en zonas tropicales y la importancia de los mismos.

Fujiwara et al. (1997) realizan un análisis teórico, apoyado con observaciones de campo, en la bahía de Ise con el fin de analizar la aparición de flujos baroclínicos resultados de una circulación residual en zonas semi-cerradas, tipo golfo. Encuentran que para entender la circulación resultante en una pluma estuarina semi-cerrada, es necesario considerar las diferentes masas de agua presentes en la zona, los procesos baroclínicos que se dan, especialmente aquellos que son resultado de la rotación de la tierra y el efecto combinado entre la intrusión y la divergencia horizontal con el efecto de la rotación de la tierra. James (1997) para una zona semi-cerrada, como un golfo, estudia el comportamiento del flujo en la región de influencia de agua dulce utilizando un modelo numérico para un caso simple de una descarga en un golfo rectangular; sugiriendo que el área de estratificación cerca de la boca del río forma una protuberancia (*bulge*) de agua dulce que sería la responsable del giro anticiclónico en estas zonas.

Fernel y Mutzke (1997) estudian la dinámica de una pluma de un río bajo el forzamiento del viento en una costa sin mareas y con fondo plano, utilizando un análisis teórico y simulaciones numéricas para las ecuaciones de Boussinesq linealizadas para el movimiento de frentes costeros dominados por las fuerzas de flotación. Estos autores encuentran que aguas abajo de la descarga se forman dos zonas, una protuberancia de agua dulce y una corriente costera en el sentido de

las ondas tipo Kelvin. La primera cerca del punto de descarga (campo cercano) está controlada por el radio interno de Rossby más que por el ancho de la boca del río. Encuentran, además, que en general el sistema tiene un comportamiento altamente dinámico, siendo fuertemente controlado por el viento.

Fong (1998) y Fong y Geyer (2001) estudian el efecto del viento y el flujo aguas abajo de una pluma generada por la descarga de un río, encontrando que el forzamiento inducido por el viento puede modificar drásticamente la estructura y las características de la pluma.

Garvine (1999) utilizando análisis numérico enfatiza que las características de la pluma son función de diferentes propiedades de la descarga, como su ancho, la aceleración de Coriolis, la pendiente de la costa, los vientos, las corrientes costeras, y el grado de estratificación, entre otras.

Xing y Davies (1999) estudian la dispersión de una pluma estuarina y su mezclado vertical como función del esquema de turbulencia utilizado, la dirección del viento y la pendiente del fondo.

Lentz y Helfrich (2002) desarrollan una teoría simple para encontrar escalas características para describir la estructura de la pluma, tales como el espesor de la capa boyante, el ancho de la misma y la velocidad de propagación.

Narayanan y Garvine (2002) desarrollan una relación empírica para predecir la máxima penetración de una descarga boyante. Para sus análisis hacen uso de experimentos numéricos en los que analizan diferentes parámetros como el número de Kelvin, la presencia de diferentes fuentes, la pendiente del fondo, el flujo aguas arriba de la descarga, la fuerza de Coriolis, la difusión horizontal y la presencia de inestabilidades en el flujo. Hetland (2005) utilizando también modelación numérica, analiza el efecto de los esfuerzos inerciales y de los esfuerzos generados por el viento sobre la mezcla vertical, definiendo la región cercana a la boca del estuario donde se producen mayor mezcla como campo cercano.

Luketina y Imberger (1987) presentan un análisis de las observaciones de campo en la pluma del estuario de Leschenault y examinan las características medias de este flujo boyante como su forma, la celeridad del frente, la circulación a su interior y la intrusión de agua salina en ésta; en sus análisis plantean la presencia de un frente claramente marcado, en el cual quedan atrapados materiales flotantes, indicando la presencia de convergencia en la zona. También reportan que se presentan un movimiento del mismo y la aparición de subfrentes al interior de la pluma boyante. Posteriormente, Luketina e Imberger (1989) examinan la intrusión en la pluma y la comparan con la variación del número de Richardson de gradiente, analizando los efectos de la viscosidad y la fuerza de flotación sobre la generación de turbulencia.

Framiñan y Brown (1996) analizan el frente de turbidez del Río de la Plata utilizando imágenes de satélite diarias de NOAA-AVHRR y lo relacionan con la batimetría, la dinámica de las mareas, la descarga del río y los vientos, encontrando una relación de la posición del frente con la topografía del fondo, una variación estacional del frente turbio con la descarga del río y con los vientos y mencionan que, para este caso, es necesario estudiar el comportamiento tridimensional de la circulación en dicho estuario, para lograr una completa explicación de la posición del frente. Guerrero et al. (1997) realizan un análisis de la oceanografía en el estuario del Río de la Plata, utilizando mediciones de 29 años, analizan su estacionalidad, encontrando que la distribución superficial de salinidades está controlada por los vientos, la descarga del río y la fuerza de Coriolis; muestran cómo en este estuario se presenta una débil estratificación que se destruye como resultado de fuertes vientos. Simionato et al. (2004) analizan la circulación barotrópica del Río de la Plata utilizando el modelo numérico tridimensional HamSOM y su relación con la batimetría, la rotación de la tierra, el caudal de los ríos y los vientos. Estos autores encuentran que en ausencia de vientos, el patrón de circulación de la pluma boyante en el estuario es hacia el norte y que cuando soplan vientos del SSE y NNE este patrón se intensifica, lo cual es consistente con lo esperado para una pluma boyante en el hemisferio sur, la cual se propaga desviándose hacia la izquierda. Möller et al. (2008) analizan también el desplazamiento de la pluma del Río de la Plata entre el verano y el invierno utilizando mediciones de campo, resaltando el papel del viento en dicha ubicación.

Kourafalou et al. (1996) estudian la influencia del viento sobre una pluma previamente formada, haciendo simulaciones en casos reales para una fuente puntual de agua dulce y para una frontera lineal como fuente de agua dulce, en una zona en donde el mezclado turbulento es importante por efecto de las mareas.

Estournel et al. (2001) analizan las características del flujo no estacionario de la pluma del río Ródano en el golfo de Lion, utilizando modelación numérica y datos recolectados mediante radares. Analizan los principales mecanismos de circulación de la pluma, especialmente bajo diferentes condiciones de viento sobre la capa superficial. Previamente, Estournel et al. (1997) habían realizado análisis del forzamiento del viento, utilizando simulaciones y comparando con observaciones de imágenes satelitales, encontrando cómo cambios en las condiciones de viento pueden generar cambios en la pluma. En un estudio anterior, Millot (1990) analizó la hidrodinámica del golfo de Lion, encontrando que para la comprensión de la misma era necesario el estudio de las descargas de los ríos en la zona y su comportamiento con las mareas y con diferentes condiciones de viento. Marsaleix et al. (1998) estudian la dinámica de la pluma del río Ródano, utilizando modelación numérica realizan un balance de vorticidad de las corrientes promediadas a lo largo de la profundidad y mencionan que la topografía tiene un efecto importante sobre la circulación de la descarga de dicho río. Reffray et al. (2004) utilizan modelación numérica validada con mediciones de campo, para simular la circulación de la pluma inducida por la descarga del río Ródano y reportan la aparición de flujos secundarios en la región influenciada por la

descarga (vórtices en capas subsuperficiales) producidos por efectos no lineales entre la circulación inducida por ciertas condiciones de viento y la pluma del río. Usles et al. (2005) aplican un modelo hidrodinámico tridimensional en el golfo de Fos, con el fin de encontrar los patrones de circulación e inferir tiempos de residencia, mostrando la importancia de la intrusión del río Ródano, bajo ciertas direcciones del viento, y muestran que existe una particular sensibilidad del modelo a la dirección del viento y a las descargas del río.

Kourafalou (2001) estudia el desarrollo de las plumas del río Po y el río Axios, analiza el efecto de los principales mecanismos que fuerzan el movimiento, prestando particular interés en el efecto topográfico en áreas semi-cerradas. Su análisis se basa en los resultados de experimentos numéricos de casos hipotéticos de viento y encuentra que existe un marcado efecto de la topografía de la zona tanto para la circulación dominada por el viento, como para la pluma boyante que se forma. En otro estudio, Kourafalou et al. (2004) estudian la física y el transporte de sedimentos en el golfo de Thermaikos utilizando un modelo numérico en una zona donde la topografía tiene un fuerte impacto sobre el desarrollo de la pluma de los ríos.

Sierra et al. (2002) usando campañas de campo, analizan la distribución de nutrientes en el estuario y en la pluma del río Ebro, encontrando una fuerte influencia de la pluma en la distribución de nutrientes, prevaleciendo los procesos de mezcla sobre los biológicos; encuentran también cambios en el espesor, extensión y forma de la pluma dependiendo de los vientos locales y las condiciones de la marea y las corrientes.

Liu et al. (2002) utilizando modelación numérica, analizan la dinámica de la pluma del río Tsen-wen y su relación con la dispersión de sedimentos en la zona, encuentran que el desarrollo de la pluma se da gracias a la interacción entre la flotación introducida por el agua del río, la mezcla turbulenta inducida por las mareas (introducida en la parte inferior de la columna de agua) y por el viento (introducida en la parte superior de la columna de agua).

Xing y Davies (2002) estudian la interacción entre la pluma del río, la corriente costera y los vientos en la región cercana al delta del río Ebro, incorporando diferentes esquemas de turbulencia para estudiar la manera como se esparce la pluma en diferentes escenarios de viento analizando la mezcla y el efecto de la batimetría, encontrando que la pluma fue muy sensible a la dirección del viento impuesta, especialmente con escenarios con magnitudes del viento altas.

Cugier y Le Hir (2002) presentan el desarrollo de un modelo hidrodinámico y ecológico el cual aplican para estudiar la pluma del río Sena, validando el modelo con varias mediciones en diferentes condiciones de marea, corrientes y salinidad, comparan sus resultados con casos teóricos y resaltan la importancia de la topografía reflejada en la difusión inducida por las mareas al interactuar sobre ella.

Cheng y Casulli (2003) estudian, mediante modelación numérica, la física de la formación y propagación de una pluma de agua dulce, analizando las propiedades de la misma y su relación con la circulación en el sistema formado por el río, estuario y la zona oceánica adyacente. Encuentran que la formación de la pluma recostada a la costa es efecto principalmente de la fuerza de Coriolis.

Wong et al. (2004) analizan la dinámica del frente formado por la descarga del río Pearl, encontrando que tanto las mareas como la descarga del río afectan la dinámica del frente y que la corriente de densidad formada por ésta tiene un rol dominante en la modificación de la circulación en la zona durante la temporada seca. Dong et al. (2004) también analizan el comportamiento de la descarga del río Pearl durante las diferentes estaciones climáticas, encontrando una marcada estratificación en la temporada lluviosa y mayor homogeneidad durante la temporada seca.

Baptista et al. (2005) analizan el comportamiento del sistema integrado por el río Columbia, su estuario y su pluma, utilizando el sistema CORIE que integra una red de modelos de observación en tiempo real (utilizando ELCIRC, presentado en Zhang et al., 2004), diferentes forzamientos y controles de calidad, obteniendo pronósticos diarios. El río Columbia constituye uno de los estuarios clásicamente dominados por el río que responde drásticamente a cambios en las mareas, la descarga del río y los vientos. Estos investigadores encontraron que la dirección, espesor y ancho de la pluma (especialmente en el campo cercano) puede cambiar en horas o días en respuesta a los vientos y concluyen que la combinación de una costa poco profunda al norte de la boca del río Columbia y la fuerza de Coriolis establecen una tendencia de la pluma de moverse hacia el norte, la cual es contrarrestada o favorecida por los vientos. Hickey et al. (2005) analizan la pluma del río Columbia y encuentran que bajo ciertas condiciones es posible el desarrollo de una pluma bi-direccional.

Piñones et al. (2005) utilizando mediciones analizan la variabilidad a lo largo del día de la pluma del río Maipo en Chile, encontrando una fuerte influencia de las condiciones hidrográficas, especialmente de la descarga y del viento de acuerdo a la estación climática.

Lentz y Largier (2006) mediante observaciones en la corriente costera al sur de la bahía de Chesapeake, describen cómo el espesor, el ancho y la velocidad de propagación varían en respuesta a cambios en el viento, analizando el comportamiento de la pluma boyante a vientos que causan surgencia y expansión de la pluma o una contracción de la pluma en cercanía a la costa y mayor mezcla, bajo condiciones de viento contrarias a la surgencia.

Whitney y Garvine (2006) simulan y comparan con observaciones el flujo de salida de la bahía de Delaware. Las simulaciones fueron forzadas con diferentes condiciones de descarga para el río, vientos y mareas y encontraron resultados consistentes con la estructura vertical y horizontal del patrón observado. En un estudio anterior, Tilburg y Garvine (2003) analizaron el papel que cumplen la

flotación y el esfuerzo del viento en la circulación costera en la costa de New Jersey.

Nikiema et al. (2007) estudian la dinámica de la pluma del río Amazonas, usando un modelo hidrodinámico tridimensional y analizan la influencia de algunos procesos físicos como el efecto de la descarga del río, el efecto de los vientos y el forzamiento periódico de las mareas, en la morfología de la pluma del río Amazonas y encontraron que una característica particular de este caso de estudio es el poco efecto de la fuerza de Coriolis en la zona. Estos autores encontraron también que además del efecto del viento y de las mareas, la corriente costera tiene un importante papel en la pluma, sobre todo, en su orientación. Encontraron, además, que los vientos modifican el frente de salinidad el cual está sujeto a una migración horizontal periódica por la acción de las mareas.

Otero et al. (2008) analizan la variabilidad y estructura de la pluma boyante al oeste ibérico utilizando un modelo numérico, encontrando tres diferentes comportamientos, de acuerdo a la dirección del viento, produciéndose confinamiento o expansión de la pluma en diferentes condiciones por el transporte inducido por el viento.

Liu et al. (2008) usando un modelo tridimensional modela el sistema estuarino del río Danshuei y sus zonas costeras adyacentes en el norte de Taiwan, analizando el efecto del viento y de las descargas del río, encontrando diferencias en la circulación bajo diferentes condiciones de viento.

Mestres et al. (2007) señalan la importancia de la topografía, en su estudio se concentra en descargas de una escala relativa pequeña al interior de bahía en la costa este española. Resaltando que la evolución de la pluma depende de varios factores como la topografía y las condiciones hidrodinámicas y meteorológicas. Encontrando que en descargas de pequeña escala la topografía es fundamental para la definición de la dirección de propagación de la pluma y en la estructura de la misma.

Gran cantidad de los esfuerzos presentados en estos estudios se concentran en una adecuada descripción de la dinámica de la pluma estuarina. Casi todos estos estudios apuntan a la utilización conjunta de modelos numéricos y de información de campo para una adecuada descripción de la pluma. Para la descripción de la dinámica de la pluma es necesaria una adecuada descripción de la dispersión horizontal y de la estructura vertical de la misma y casi todos estos estudios coinciden en que hay una importante acción del viento y de la marea sobre la dispersión de la pluma. Además, en ausencia de restricciones topográficas, la pluma tiende a correr paralelo a la costa muy afectada por la acción de la fuerza de Coriolis. El análisis de los resultados reportados por los diferentes autores en casos de plumas estuarinas reales muestran que estos son ambientes muy dinámicos, fuertemente afectados por el viento y las mareas, donde se presenta un constante enfrentamiento entre las fuerzas de flotación y los efectos que inducen dispersión y mezcla.

De esta revisión se puede ver que gran parte de los esfuerzos en entender los frentes estuarinos ha sido realizado en las latitudes medias, donde se ha reconocido la importancia de estos frentes. Sin embargo, la cantidad de este tipo de estudios en zonas tropicales es mucho menor. Estas zonas pueden ser de mucho interés por las altas descargas de agua dulce de sus ríos (como es el caso del río Amazonas) y por ser poco afectados por la fuerza de Coriolis (que es uno de los principales factores en las latitudes medias). Son también pocos los estudios en mares interiores como el caso del mar Caribe, en zonas con regímenes micro-mareales. Se encontró también que existen pocos estudios sobre el desarrollo de la pluma en zonas semi-cerradas como es el caso de un golfo y en ellas la topografía puede cumplir un importante papel pues imponen restricciones importantes en la dirección de propagación de la pluma. La pluma del río Atrato se desarrolla en una región relativamente cerca de El Ecuador, con regímenes micro-mareales, por lo que es un caso importante de estudio, no reportado en los estudios previos y que puede develar importantes características en la circulación de este tipo de plumas.

3.12 Mecanismos para el proceso de formación y desarrollo de las plumas estuarinas

Cuando en un sistema costero se presenta una entrada significativa de agua dulce por las descargas de ríos afluentes, se origina una región de influencia del agua dulce. Dichas descargas pueden generar una diferencia de densidad con el agua oceánica lo suficientemente grande como para que se produzca una estratificación, estado de estabilidad que tiende a mantenerse por el efecto de flotación y tiende a romperse por la acción de diferentes forzamientos, como la acción del viento y las mareas.

Si no existen restricciones topográficas importantes y si el mezclado inducido por el forzamiento inducido por la rotación de la tierra sobre el agua dulce descargada es débil, se tiende a generar una corriente costera en la cual el flujo sale de la boca del estuario formando una saliente y luego girando hacia la derecha (en el hemisferio norte) (Chao, 1988 a). La estratificación en estas zonas generada por la diferencia de densidad, se ve afectada por los vientos y las mareas inhibiendo o facilitando la formación de una pluma boyante superficial. Esta pluma, así formada, puede estar controlada por el fondo del estuario en caso de que en su desarrollo alcance al mismo, o ser transportadas de forma superficial en caso de que no lo alcance (Chapman y Lentz, 1994). La formación de estas plumas superficiales es importante en la dispersión de sedimentos y contaminantes, puesto que su movimiento está controlado por la dirección de los vientos, los que pueden mover dicha pluma grandes distancias, gracias a la transferencia de momentum a dicha capa, a la estabilidad generada por las diferencias de densidad que inhibe los procesos de mezcla y a la poca fricción que se establece en la interface que facilitan su desplazamiento. Las mareas pueden potenciar o impedir este movimiento. La marea es parcialmente responsable de la mezcla, y además,

la inestabilidad baroclínica generada en estos flujos tiende a formar grandes meandros, que al romper producen diferentes tipos de mezcla. Aunque el viento es un agente fundamental para la formación de dichas plumas, también puede impedir su formación y desarrollo, especialmente si la dirección del viento es opuesta a la dirección de propagación de la pluma (Lentz y Largier, 2006)

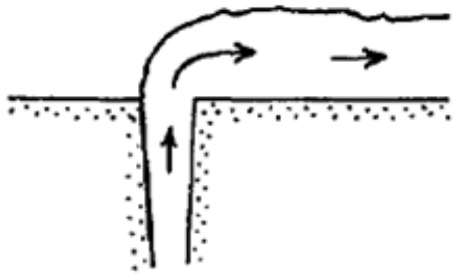
En una zona costera natural, se da una combinación de todos estos procesos por lo que la estructura de la columna de agua es el resultado del flujo generado por la competencia entre las fuerzas que propician la estratificación y el mezclado producido por el viento y las mareas. Esta interacción entre fuerzas de flotación y mezclado se puede dar en gran variedad de regiones con características topográficas diferentes, lo que da lugar a diferentes formas en que se desarrollan dichos frentes y diferentes patrones de circulación. Se han realizado muchos esfuerzos por explicar el comportamiento de plumas que se desarrollen de forma libre, en una costa abierta o con topografías simples, pero existen muchos menos trabajos que analizan el desarrollo de plumas en regiones semi-cerradas con topografía complejas (James, 1997, Fujiwara et al., 1997, Hyder et al., 2002).

Simpson (Simpson, 1997) hace una descripción del efecto de la topografía en la dispersión de la pluma, analizando las situaciones ilustradas en la Figura 3.3, en donde se presenta desde situaciones muy simples como la de la Figura 3.3 (a) donde se ilustra la formación de una saliente y el posterior desarrollo de una corriente costera de acuerdo a la dirección de propagación de las ondas tipo Kelvin (Simpson, 1997). Es importante resaltar que, en otros casos, las fronteras costeras pueden afectar el desarrollo de la pluma, manteniendo las fuentes de agua dulce cercanas a la frontera, como en el caso de la Figura 3.3 (b) donde la descarga se da en una esquina, impidiendo el desarrollo típico de la pluma. Un caso especial se presenta cuando las descargas se dan en un golfo, especialmente si su ancho es comparable con el radio de Rossby (con lo que el número de Kelvin, relación entre la longitud de la pluma con el radio de Rossby baroclínico, sería del orden de la unidad). En estas zonas semi-cerradas, es necesario que se establezca una corriente que haga que el flujo de agua dulce entrante sea evacuado, y por lo tanto se requiere que la circulación sea similar a la circulación estuarina clásica modificada por el efecto Coriolis cuando éste es importante (con un flujo de entrada y otro de salida). Sin embargo en estos casos, el patrón exacto de circulación puede variar mucho con las particularidades de la topografía, tal como lo ilustran los patrones reportados por Fujiwara et al. (1997) y Hyder et al. (2002). En el caso ilustrado por la Figura 3.3 (d), la circulación está limitada por algún tipo de restricción que afecta el intercambio con la zona oceánica formándose una zona de gran cantidad del agua dulce retenida (Simpson, 1997). En la Figura 3.3 (e) se ilustra otro caso no esquematizado por Simpson (1997), en el que las condiciones topográficas hacen que se combinen varios de los casos antes descritos y corresponde a una descarga lateral en la cual la frontera inhibe la formación de la saliente en la pluma (la cual se da como resultado de la advección de la descarga) y se genera una rotación en la pluma en respuesta a la frontera cuyo sentido de giro debe garantizar la evacuación de las aguas descargadas en el golfo y su magnitud dependerá del efecto combinado de

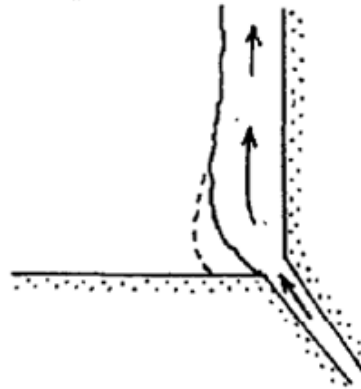
la acción de los vientos, la marea, la aceleración de Coriolis y la magnitud de la descarga. En la Figura 3.3 (f) se combina la descarga lateral con la barrera antes descrita, pero además de la circulación estuarina descrita, ahora se tiene una zona de baja circulación en la zona inferior.

Una gran cantidad de estudios se concentran en relacionar las características de la pluma con la orientación y la forma que dicha pluma tomará. Entre estos esfuerzos de clasificación se encuentran la clasificación en subcrítica y supercrítica realizada por Chao (1988 a), la cual considera un número de Froude empírico y la clasificación dinámica de acuerdo al número de Kelvin propuesta por Garvine (1995). También se han realizado análisis para predecir la estructura vertical de la pluma y su dispersión como los trabajos de Yankosky y Chapman (1997) y Lentz y Helfrich (2002), los cuales analizan la pluma de acuerdo al efecto del fondo sobre la misma, utilizando el número de Rossby y el de Burger como indicadores del comportamiento vertical de la pluma. A pesar de estos esfuerzos, no se cuenta actualmente con un sistema de clasificación unificado y completo que englobe todos los elementos involucrados en el comportamiento de la pluma y que permita predecir todos los factores relacionados con su dinámica.

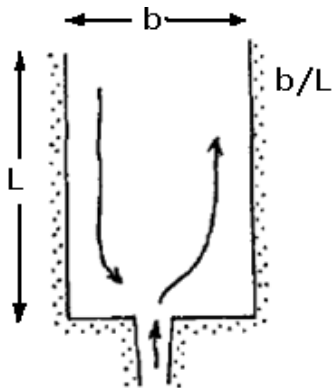
Al analizar una pluma estuarina hay que tener en cuenta que en estas zonas la evolución temporal de la región de influencia del agua dulce está caracterizada por unos patrones de estratificación y de mezcla propios como los reportados por Hetland (2005). Estas condiciones de estratificación y mezcla pueden cambiar rápidamente en respuesta a cambios en la intensidad de las mareas, los vientos o los caudales descargados. Un análisis del comportamiento de la pluma debe considerar estas posibles variaciones, haciendo necesario un análisis de diferentes condiciones climáticas y oceanográficas para lograr una adecuada descripción del comportamiento de dicha zona. Por esto, la modelación numérica ha sido ampliamente utilizada para la explicación de los frentes estuarinos, tanto para la explicación de los procesos que rigen su hidrodinámica (Wiseman y Garvine, 1995; Garvine, 1995; O'Donnell, 1990 ; Oey y Mellor, 1993 o Chao, 1988 a y 1988 b) como para la descripción de sus comportamientos en casos naturales (Baptista et al., 2005; Wong et al., 2004; Simionato et al., 2004; Marsaleix et al., 1998; Ulses et al., 2005; Ruddick et al., 1995; Xing y Davies, 2002; Estournel et al., 1997; y Kourafalou, 2001).



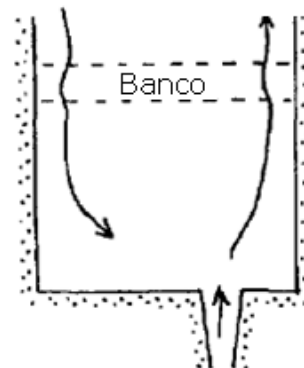
(a) Pluma en una costa abierta (hemisferio norte).



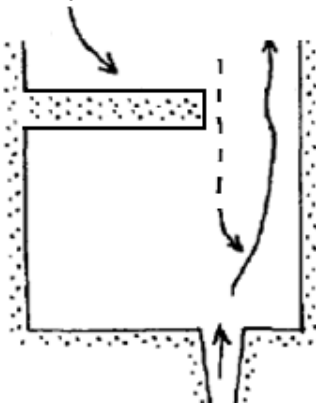
(b) Pluma con fuente en una esquina.



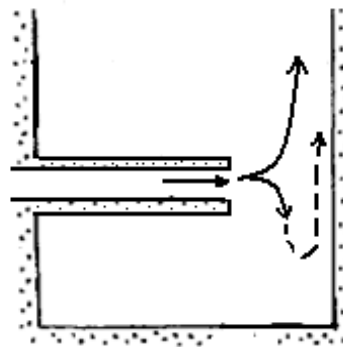
(c) Pluma generada por una descarga al interior de un golfo (relación b/L menor que número de Kelvin).



(d) Pluma generada por una descarga al interior de un golfo en el que existe un banco transversal.



(e) Pluma generada en un golfo con un obstáculo lateral.



(f) Pluma generada por una descarga lateral al interior de un golfo.

Figura 3.3. Esquemas de diferentes tipos de plumas (adaptado de Simpson, 1997)

3.13 Modelos simplificados para cuantificar el transporte inducido por la pluma de un río descargando en un estuario

Diferentes autores han planteado la utilización de números adimensionales para la clasificación de la dinámica de las plumas estuarinas, Garvine (1995) presenta una clasificación dinámica para las descargas boyantes a partir del análisis de las dimensiones involucradas en las ecuaciones de conservación de masa y de momentum, análisis en donde el número de Kelvin fue un parámetro fundamental en su sistema de clasificación y para la valoración de los factores forzantes de la dinámica. A partir de esta idea, en este trabajo se realizó una generalización del análisis dimensional, involucrando también los términos relacionados con el arrastre inducido por viento, por la fricción entre capas y con la intrusión, encontrando una serie de números adimensionales para la cuantificación de factores dominantes de la dinámica. En el desarrollo de dicho análisis dimensional, se presentan algunos casos límite, para los que se han desarrollado expresiones para la estimación del transporte en la pluma, siendo otra posible aplicación de los números dimensionales presentados al permitir determinar el modelo de transporte más adecuado.

Para el análisis de la dinámica de la pluma de un río, se parte de un análisis dimensional de los diferentes términos involucrados en las ecuaciones de momentum y se analizan diferentes situaciones simplificadas que podrían explicar el transporte en cada caso. Para establecer el balance entre los diferentes términos de las ecuaciones de momentum, se plantea su presentación adimensional para evaluar la importancia relativa de cada uno de los términos, encontrando diferentes números adimensionales que pueden ser útiles para explicar el comportamiento de la pluma estuarina.

Considérese un frente estuarino en el que se desarrollen dos capas bien diferenciadas, una de agua dulce que flota sobre una capa oceánica con las características presentadas en la Figura 3.4, con un ancho inicial en la descarga W_0 , una profundidad inicial h_0 , una velocidad inicial en la descarga u_0 y una densidad inicial ρ_0 . Además, considere como punto de descarga el punto donde la pluma se desprende del fondo del canal y alcanza las propiedades de W (ancho), h (profundidad), $\Delta\rho$ (densidad), u (velocidad) a una distancia x del punto de descarga (asumiendo un sistema coordenado con el eje x creciendo en dirección del desarrollo de la pluma).

Se comienza el proceso de adimensionalización con la ecuación de conservación de masa para flujo incompresible y permanente:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.36)$$

donde u , v , y w son las componentes cartesianas de la velocidad; y x , y , y z son las coordenadas espaciales. Si se tiene una escala de longitud horizontal L , en la

dirección x y γL en la dirección y , y una escala de distancias verticales D , la aproximación de las aguas profundas supone que $\delta = \frac{D}{L} \ll 1$ o $\frac{D}{\gamma L} \ll 1$. De manera análoga, se definen las escalas de velocidades V , γV y V_z para las direcciones x , y y z , respectivamente. Con base en estas definiciones se obtienen las siguientes variables adimensionales:

$$x' = \frac{x}{L} \quad y' = \frac{y}{\gamma L} \quad z' = \frac{z}{D} \quad u' = \frac{u}{V} \quad v' = \frac{v}{\gamma V} \quad w' = \frac{w}{V_z} \quad (3.37)$$

Reemplazando estas variables en la ecuación (3.32) y realizando las derivadas correspondientes, se obtiene la forma adimensional de la ecuación de conservación de masa:

$$\frac{DV}{L} \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{DV}{L} \frac{\partial v'}{\partial y'} + V_z \frac{\partial w'}{\partial z'} = 0 \quad (3.34)$$

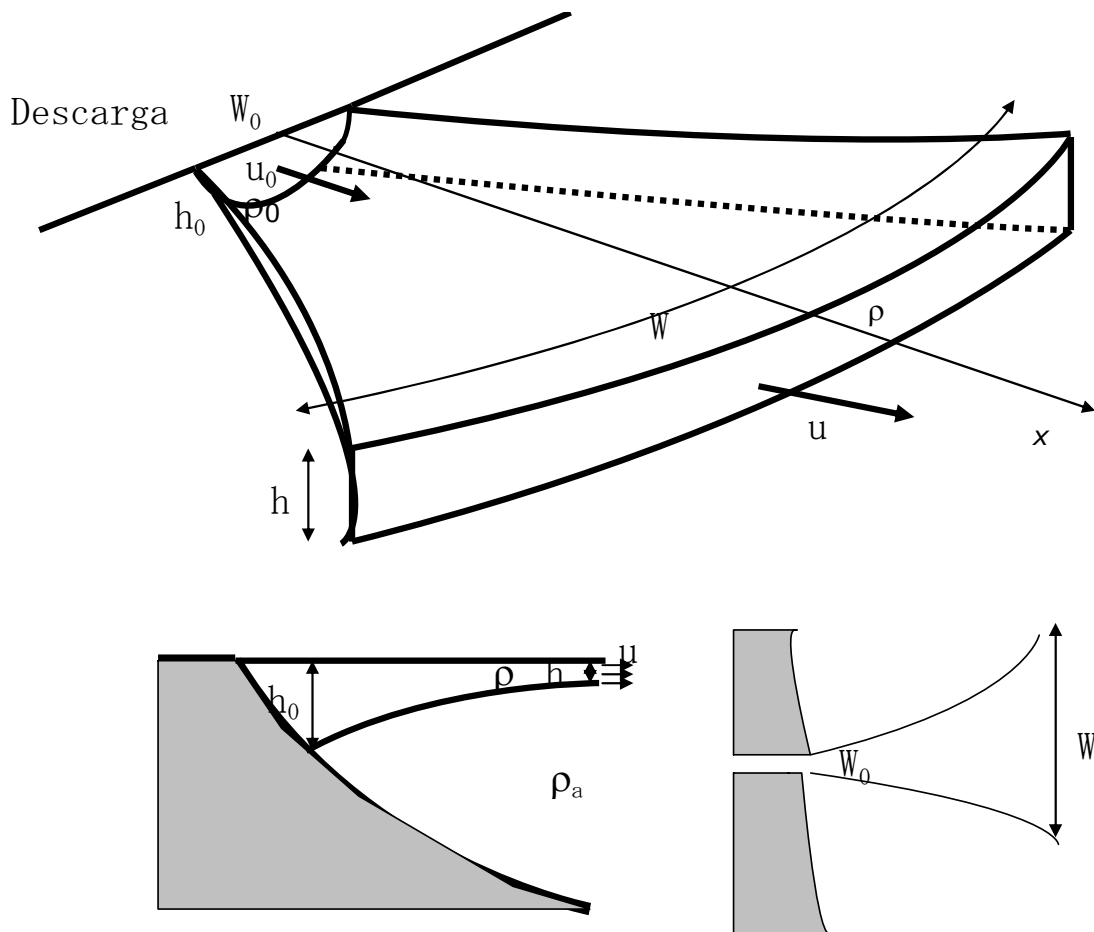


Figura 3.4. Esquema de la dispersión de una pluma estuarina.

Analizando los coeficientes de la anterior ecuación, se tiene que el orden de magnitud del aporte de la velocidad vertical debe ser comparable con el orden de magnitud de las componentes horizontales para que se garantice la conservación de masa, esto es, $V_z \leq D/L V = \delta V$. Hay que anotar que, con la aproximación de aguas profundas, como $\delta \ll 1$, el orden de magnitud de la velocidad en la vertical es mucho menor que el de las velocidades horizontales.

3.13.1 Análisis de la importancia relativa de cada uno de los términos en las ecuaciones de balance

La ecuación de conservación de masa se puede modificar si las velocidades horizontales son independientes de z . La ecuación de continuidad podría integrarse con respecto a z y se obtiene:

$$\int_0^h dw = -\int_0^h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (3.38)$$

Hay que notar que al asumir las velocidades horizontales independientes de la vertical, se obtiene una relación lineal para la componente horizontal de la velocidad con la profundidad. Así

$$h \frac{\partial u}{\partial x} + h \frac{\partial v}{\partial y} + w(h) - w(0) = 0 \quad (3.39)$$

La velocidad en la superficie se puede expresar como

$$w(h) = \frac{Dh}{Dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.40)$$

Y en el fondo existiría una velocidad cero,

$$w(0) = 0 \quad (3.41)$$

Aplicando las condiciones de frontera se obtiene

$$h \frac{\partial u}{\partial x} + h \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad (3.42)$$

La cual se puede escribir como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0 \quad (3.43)$$

Si se asume un fondo plano, con profundidad H constante y variaciones en la superficie η ($h=\eta+H$) relativamente pequeñas ($\eta \ll H$), asumiendo que los términos no lineales relacionados con la variación de la superficie libre pueden ser despreciados de acuerdo a la hipótesis de pequeños desplazamientos la anterior expresión se reduce a

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.44)$$

Ahora, si se desprecian los esfuerzos viscosos y los esfuerzos turbulentos en las ecuaciones de conservación de momentum y asumiendo despreciable el intercambio entre las dos capas, se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu &= -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + g &= -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.45)$$

Despreciando las aceleraciones verticales y considerando dos capas con densidades diferentes se obtiene y asumiendo que los términos baroclínicos del gradiente de presión son dominantes, debido a las fuerzas de boyancia se tiene que

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_a g' \quad \frac{\partial p}{\partial x} = -\rho_a g' \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho_a g' \quad (3.46)$$

Donde se utiliza la gravedad reducida

$$g' = \frac{\Delta \rho}{\rho_a} g \quad (3.47)$$

donde, ρ_a es la densidad de la capa de referencia (generalmente la oceánica) y $\Delta \rho$ es la diferencia de densidades entre las dos capas.

Usando estas relaciones, los gradientes de presión serían

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\Delta \rho}{\rho_a} g \frac{\partial h}{\partial x} = g' \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\Delta \rho}{\rho_a} g \frac{\partial h}{\partial y} = g' \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.48)$$

Asumiendo que las aceleraciones horizontales son independientes de z, las ecuaciones de momentum en el plano horizontal (ecuaciones 3.45) se convierten en

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g' \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g' \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (3.49)$$

Esta expresión (ecuaciones 3.49) junto con la de conservación de masa (3.44) se conoce como ecuaciones de aguas profundas, las cuales se presentan a continuación

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.50)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g' \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g' \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (3.51)$$

Para estudiar la importancia relativa de los términos convectivos en las ecuaciones (3.51) se realizará la siguiente transformación de las variables en las anteriores ecuaciones

$$t' = tf \quad x' = x/L \quad y' = y/\gamma L \quad u' = u/V \quad v' = v/\gamma W \quad h' = h/D \quad (3.52)$$

obteniéndose

$$Df \frac{\partial h'}{\partial t'} + H \left(\frac{V}{L} \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{V}{L} \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.53)$$

$$fV \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{V^2}{L} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{V^2}{L} v' \frac{\partial u'}{\partial y'} - \gamma f V v' = -\frac{D}{L} g' \frac{\partial h'}{\partial x'} \quad (3.54)$$

$$\gamma f V \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma \frac{V^2}{L} u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + \gamma \frac{V^2}{L} v' \frac{\partial v'}{\partial y'} + f V u' = -g' \frac{D}{\gamma L} \frac{\partial h'}{\partial y'}$$

utilizando los siguientes números adimensionales: el número de Rossby, definido como

$$Ro = \frac{V}{fL} \quad (3.55)$$

la relación largo ancho de la pluma γ , definida como

$$\gamma = \frac{W}{L} \quad (3.56)$$

y el número de Froude, definido como

$$Fr = \frac{V}{C} = \frac{V}{\sqrt{g'D}} \quad (3.57)$$

reordenando (3.53) y (3.54) se obtiene

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.58)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial t'} + Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma v' = -\frac{\delta}{fV} g' \frac{\partial h'}{\partial x'} \quad (3.59)$$

$$\gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' = -\frac{\delta}{fV} g' \frac{\partial h'}{\partial y'}$$

ahora, teniendo en cuenta que $Fr = \frac{V}{C}$

$$\frac{\delta}{fV} g' = \frac{Dg'}{fVL} = \frac{C^2}{V^2} \frac{V}{fL} = \frac{Ro}{Fr^2} \quad (3.60)$$

Las anteriores ecuaciones se pueden reescribir como

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.61)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial t'} + Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma v' = -\frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'} \quad (3.62)$$

$$\gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' = -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'}$$

De acuerdo a la importancia relativa de cada uno de los términos antes mencionados se pueden simplificar algunos términos en las ecuaciones (3.51). Un

primer caso lo constituye el caso de balance geostrófico, el cual se produce si el número de Rossby es muy pequeño y por lo tanto se pueden despreciar los términos no lineales obteniéndose lo siguiente:

$$\frac{\partial u'}{\partial t'} - \mathcal{W}' = -\frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'}$$

$$\gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + u' = -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'}$$
(3.63)

y para la condición estacionaria se obtendría

$$\mathcal{W}' = \frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'}$$

$$u' = -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'}$$
(3.64)

En este caso existe un balance entre la aceleración de Coriolis y las diferencias de presión generadas por las diferencias en la superficie libre. Si se considera el desplazamiento de la pluma principalmente en la dirección del eje x, se podría calcular el flujo debido al movimiento de la pluma como

$$v' = \frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'}$$
(3.65)

$$Q = \iint v dA = \iint v' \gamma W dA$$
(3.66)

$$Q = \int_0^L v' \gamma W h L dx'$$
(3.67)

$$Q = \int_{h_0}^{h_L} \frac{Ro}{Fr^2} V h \frac{L}{D} dh$$
(3.68)

$$Q = \frac{1}{2} \frac{Ro}{Fr^2} V \frac{L}{D} (h_L^2 - h_0^2)$$
(3.69)

$$Q = \frac{1}{2} \left(\frac{C}{V} \right)^2 \frac{V}{fL} V \frac{L}{D} (h_L^2 - h_0^2) = \frac{g'}{2f} (h_L^2 - h_0^2)$$
(3.70)

Considerando un balance entre un punto a la salida de la pluma y uno en una sección de la misma, se cumple que

$$Q\rho = h_L u_L W_L \rho = h_0 u_0 W_0 \rho_0 = Q_0 \rho_0$$
(3.71)

de donde se obtiene

$$h_L = h_0 \frac{u_0 W_0 \rho_0}{u_L W_L \rho} \quad (3.72)$$

y reemplazando en la ecuación (3.70) se obtiene

$$Q = \frac{g'}{2f} h_0^2 \left(\left(\frac{u_0 W_0 \rho_0}{u_L W_L \rho} \right)^2 - 1 \right) \quad (3.73)$$

Es de esperarse que la densidad aumente a medida que se desarrolle la pluma, por intrusión de agua salada en la misma, por lo que $\frac{\rho_0}{\rho} \leq 1$. También se espera que el ancho de la pluma aumente a medida que la pluma se desarrolla por lo que $\frac{W_0}{W_L} \leq 1$. Finalmente, se espera que exista una desaceleración de la pluma, con lo que $\frac{u_0}{u_L} \geq 1$. Si como es muy común, cuando la pluma se ha desarrollado completamente (campo lejano) $W_L \gg W_0$ y las otras relaciones se mantienen cercanas a la unidad, la profundidad de la pluma es muy pequeña comparada con la condición inicial en la costa, $h_L \ll h_0$ y se podría despreciar este término, con lo que la ecuación (3.73) se reduce a

$$Q = \frac{g' h_0^2}{2f} \quad (3.74)$$

En la expresión (3.74) el signo menos ha sido eliminado por conveniencia y significa que el flujo se da en la dirección negativa del eje y . Este resultado es similar al encontrado por Fong y Geyer (2002).

Si se escribe la anterior expresión en términos de una profundidad h_L (la cual es la profundidad a una distancia lo suficientemente larga para que se desarrolle la pluma), se obtiene

$$Q = \frac{g'}{2f} h_L^2 \left(1 - \left(\frac{u_L W_L \rho}{u_0 W_0 \rho_0} \right)^2 \right) \quad (3.75)$$

ó

$$h_L = \left(\frac{2fQ}{g' \left(1 - \left(\frac{u_L W_L \rho}{u_0 W_0 \rho_0} \right)^2 \right)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.76)$$

Y si a diferencia de lo antes expuesto se asume un punto donde no se ha alcanzado una expansión significativa de la pluma (campo cercano) y lo que prime sea la velocidad de propagación $\frac{u_L}{u_0} \leq 1$ (y los otros términos se mantengan cercanos a la unidad), se espera que la pluma alcance una profundidad límite dada por

$$h_L = \left(\frac{2fQ}{g'} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.77)$$

Esta expresión es similar a la presentada por Yankovsky y Chapman (1997).

3.13.2 Análisis del caso general, incluyendo fricción en el fondo y fricción entre capas

Las ecuaciones de conservación de momentum, asumiendo unos esfuerzos cortantes uniformes en la superficie libre por acción del viento y en la interface entre las diferentes capas, se escriben como

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.78)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g' \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\tau_w^{(x)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(x)}}{\rho D} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g' \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\tau_w^{(y)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(y)}}{\rho D} \end{aligned} \quad (3.79)$$

Utilizando los cambios de variable definidos en la ecuación (3.52), las ecuaciones (3.78) y (3.79) toman la forma

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.80)$$

$$fV \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{V^2}{L} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{V^2}{L} v' \frac{\partial u'}{\partial y'} - \gamma fVv' = -\frac{D}{L} g \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{\tau_w^{(x)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(x)}}{\rho D} \quad (3.81)$$

$$\gamma fV \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma \frac{V^2}{L} u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + \gamma \frac{V^2}{L} v' \frac{\partial v'}{\partial y'} + fVu' = -g \frac{D}{\gamma L} \frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{\tau_w^{(y)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(y)}}{\rho D}$$

Reordenando

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.82)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t'} + Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma v' &= -\frac{\delta}{fV} g \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{\tau_w^{(x)}}{fV\rho D} - \frac{\tau_f^{(x)}}{fV\rho D} \\ \gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' &= -\frac{\delta}{\gamma fV} g \frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{\tau_w^{(y)}}{fV\rho D} - \frac{\tau_f^{(y)}}{fV\rho D} \end{aligned} \quad (3.83)$$

Ahora, utilizando los números de Rossby, de Froude, de transporte de Ekman

$V_E = \frac{\tau_w}{\rho_0 f}$ y la relación entre el largo y el ancho de la pluma, y considerando el

esfuerzo en el fondo como $\tau_f^{(x)} = \rho r V$ y $\tau_f^{(y)} = \rho r \gamma W$, donde r representa un coeficiente de rugosidad con el fondo o entre capas las ecuaciones (3.82) y (3.83) se pueden reescribir como:

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.84)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial t'} + Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma v' = -\frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{V_E^{(x)}}{VD} - \frac{r}{fD} \quad (3.85)$$

$$\gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' = -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{V_E^{(y)}}{VD} - \frac{\gamma r}{fD}$$

Si la pluma se considera como estacionaria se tiene

$$\frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.86)$$

$$Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma v' = -\frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{V_E^{(x)}}{VD} - \frac{r}{fD} \quad (3.87)$$

$$\gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' = -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{V_E^{(y)}}{VD} - \frac{\gamma r}{fD}$$

Balance de Eckman

Si la fricción entre capas tienen un papel poco importante, el número de Rossby es lo suficientemente pequeño para que se pueda considerar que se establece un balance de Eckman donde prima la acción del viento, es decir, la pluma se movería exclusivamente bajo la acción del viento, y se tiene por lo tanto que

$$-v' = \frac{V_E^{(x)}}{VD} \quad (3.88)$$

$$u' = \frac{V_E^{(y)}}{VD} \quad (3.89)$$

y, entonces, el flujo generado por dicho balance sería

$$Q = \iint v dA = \iint v' \gamma dA \quad (3.90)$$

$$Q = \iint \frac{V_E^{(x)}}{VD} \gamma dA = \frac{V_E^{(x)}}{D} W h_L \quad (3.91)$$

con lo que la profundidad de la pluma en función del número de transporte de Eckman sería

$$h_L = \frac{DQ}{W V_E^{(x)}} \quad (3.92)$$

Fong (2002) para el caso de transporte de Eckman, asumiendo un comportamiento lineal en la velocidad y en la densidad en la vertical al interior de la pluma, encontró que por efecto del viento, la pluma alcanzaría un estado en donde se da una profundidad constante de propagación (con un ancho constante) dada por la siguiente expresión

$$h_c = \left[\frac{4Ri_c \left(\frac{\tau^w}{\rho f} \right)^2}{g \frac{\Delta\rho}{\rho}} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.93)$$

Donde introdujo el número de Richardson crítico.

Importancia relativa de cada una de las magnitudes involucradas

Las ecuaciones de movimiento presentadas de forma adimensional, permiten comparar la importancia relativa de los diferentes términos y de esa manera inducir diferentes estados o posibles comportamientos de la pluma de acuerdo al

valor de los números adimensionales antes presentados. Para el análisis se parte de las ecuaciones (3.87). Para realizar la comparación se utilizará el término de presiones, y por lo tanto, se multiplica la ecuación (3.87) por el factor $\frac{Fr^2}{Ro}$

$$Fr^2 \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \frac{\gamma Fr^2}{Ro} v' = -\frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{Fr^2}{Ro} \frac{V_E^{(x)}}{VD} - \frac{Fr^2}{Ro} \frac{r}{fD} \quad (3.94)$$

$$\gamma^2 Fr^2 \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + \frac{\gamma Fr^2}{Ro} u' = -\frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{\gamma Fr^2}{Ro} \frac{V_E^{(y)}}{VD} - \frac{\gamma Fr^2}{Ro} \frac{\gamma r}{fD}$$

Si se asume que las magnitudes características utilizadas en la transformación de las variables hacen que las derivadas sean de orden de magnitud 1, se podría comparar los números que involucrarían el peso de cada término.

Una primera condición para el análisis se da cuando el viento es el agente que domina el balance de momentum, condición que se da cuando se cumplen que cada uno de los términos de las ecuaciones (3.95) son menores que 1 y la componente asociada al viento es mayor que los otros términos:

$$\frac{V_E^{(x)}}{VD} > Ro \quad \frac{V_E^{(x)}}{VD} > \gamma \quad \frac{V_E^{(x)}}{VD} > \frac{Ro}{Fr^2} \quad \frac{V_E^{(x)}}{VD} > \frac{r}{fD} \quad (3.95)$$

$$\frac{V_E^{(y)}}{VD} > 1 \quad \frac{V_E^{(y)}}{VD} > \frac{Ro}{\gamma Fr^2} \quad \frac{V_E^{(y)}}{VD} > \frac{\gamma r}{fD}$$

Se requiere, entonces, de tres condiciones claramente diferenciables para que se dé que el movimiento de la pluma esté controlado por el viento. Una primera posibilidad se da cuando el número de Rossby es bajo (como en las zonas ecuatoriales) o en plumas supercríticas con números de Rossby bajos. Otra condición es que en el desarrollo de la pluma la relación ancho longitud alcance valores altos, condición que generalmente no se da pues por la acción de la fuerza de Coriolis se produce una rotación en la pluma, impidiendo que la pluma se extienda más allá del radio de Rossby. Otra condición implica que la acción del viento prime sobre la fricción entre capas. Generalmente se requeriría una combinación de los anteriores factores, sin embargo números de transporte de Eckman altos pueden ser un buen indicador de la importancia del viento sobre el transporte de la pluma.

La segunda condición de análisis se produce cuando la fricción es el factor dominante. Para ello se requiere que:

$$\frac{r}{fD} > Ro \quad \frac{r}{fD} > \gamma \quad \frac{r}{fD} > \frac{Ro}{Fr^2} \quad \frac{r}{fD} > \frac{V_E^{(x)}}{VD} \quad (3.96)$$

$$\frac{r}{fD} > 1 \quad \frac{r}{fD} > \frac{Ro}{\gamma Fr^2} \quad \gamma < 1$$

Al igual que la condición anterior se requieren números de Rossby bajos, relaciones ancho longitud de la pluma relativamente bajas y acción de los vientos relativamente bajos con una fuerte acción de la fricción entre capas. Si el parámetro $\frac{r}{fD}$ tiene valores altos podría ser un indicativo de importante acción de la fricción o del arrastre entre capas.

Si los factores dominantes no son ni el viento, ni la fricción entre capas, el comportamiento de la pluma podría ser explicado razonablemente de acuerdo al comportamiento del número de Rossby y del número de Froude (análogo a lo sugerido por Garvine, 1995 con el número de Kelvin).

La tercera condición de análisis considera la relevancia de los términos de presión, para lo que se requiere que

$$Fr^2 < 1 \quad \gamma Fr^2 < Ro \quad \frac{V_E^{(x)}}{VD} < \frac{Ro}{Fr^2} \quad \frac{r}{fD} < \frac{Ro}{Fr^2} \quad (3.97)$$

$$\gamma^2 Fr^2 < 1 \quad \gamma Fr^2 < Ro \quad \frac{V_E^{(y)}}{VD} < \frac{Ro}{\gamma Fr^2} \quad \frac{\gamma r}{fD} < \frac{Ro}{\gamma Fr^2}$$

Siendo necesario que se tengan bajos valores relacionados con la fricción y con la acción del viento, que la pluma tenga un comportamiento subcrítico y que el número de Froude no supere a la razón entre el número de Rossby y la relación ancho longitud.

Una cuarta condición de análisis asume la importancia de los efectos advectivos para lo que se requiere que

$$Ro > \gamma \quad Fr^2 > 1 \quad Ro > \frac{V_E^{(x)}}{VD} \quad Ro > \frac{r}{fD} \quad (3.98)$$

$$\gamma Fr^2 > 1$$

Esta condición requiere un comportamiento supercrítico en la pluma, acompañado de altos números de Rossby.

Finalmente, para que primen los efectos rotacionales, se requiere que

$$Ro < \gamma \quad \gamma Fr^2 > Ro \quad \frac{V_E^{(x)}}{VD} < \gamma \quad \frac{r}{fD} < \gamma \quad (3.99)$$

$$Ro < \frac{1}{\gamma} \quad \frac{V_E^{(y)}}{VD} < 1 \quad \frac{r}{fD} < \frac{1}{\gamma}$$

Lo que necesita de números de Rossby relativamente bajos y poca acción del viento y de la fricción.

Generalmente no es un único factor el que domina la circulación de la pluma. Sin embargo, valores de los números adimensionales definidos anteriormente darían una idea del factor dominante, en caso de que uno de ellos tuviese una magnitud muy superior a la de los otros.

Otra característica importante a tener en cuenta es que el comportamiento de la pluma puede sufrir variaciones en el desarrollo de la misma, por ejemplo en la zona cercana a la boca del río, en la zona llamada campo cercano, la pluma es supercrítica, mostrando una fuerte influencia de los términos advectivos, influencia que posteriormente puede ser menos importante y ser, por ejemplo, remplazada por la acción de los gradientes de presión cuando la pluma se hace subcrítica en el llamado campo lejano.

Los términos de presión son de particular importancia cuando la pluma alcanza un comportamiento subcrítico. Por lo que en general el forzamiento baroclínico será un parámetro importante en el desarrollo de la pluma.

Algunos efectos dependen del esfuerzo generado por el viento y éste no necesariamente es constante a lo largo del tiempo, con lo que en un momento determinado el desarrollo de la pluma puede estar controlado por el viento y posteriormente si cesa la acción del mismo, estar controlado por otro factor. Es importante resaltar que en zonas ecuatoriales, donde el número de Rossby es bajo, esta acción puede constituir un elemento fundamental. Un análisis similar se puede realizar con el efecto de la fricción entre capas, para lo cual hay que hacer una consideración adicional y es que en muchos casos la fricción entre capas puede deberse a la acción de la marea, por lo que el esfuerzo puede cambiar de signo y en algunos casos la acción propiciaría el desarrollo de la pluma, mientras que en otros inhibiría su desarrollo.

3.13.3 Análisis de la intrusión de agua salada al interior de la pluma

Los anteriores análisis son realizados bajo la consideración de que se presentan dos capas de fluido, una oceánica y otra de la pluma fluvial, pero no considera intrusión de una en la otra. Los anteriores análisis podrían ser complementados si se realiza un análisis de la intrusión de agua oceánica al interior de la pluma, especialmente en zonas donde se da una importante diferencia de velocidades entre las dos capas. Este mezclado es importante también porque como resultado del mismo se cambia la densidad de la capa superficial y con ello las características de flotabilidad y momentum de la pluma.

Para realizar una aproximación teórica al análisis de la intrusión, se parte de la hipótesis de Ellison y Turner (1959) la cual se asume una velocidad de atrapamiento. Tomando como referencia el volumen de control presentado en la Figura 3.4, asumiendo flujo permanente e integrando sobre el volumen de control (asumiendo un ancho diferencial dx en dirección del flujo) se obtiene

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{A_{sec\ copm}} \rho u dz dy - \int_{W_{sec\ cion}} \rho w_e dy = 0 \quad (3.100)$$

Realizando la integración se obtiene

$$\Delta \rho w_e = uh \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (3.101)$$

O también

$$w_e = \frac{1}{W} \frac{\partial}{\partial x} (uhW) \quad (3.102)$$

Analizando el transporte de salinidad al interior del volumen de control antes mencionado se obtiene

$$\Delta S w_e = uh \frac{\partial S}{\partial x} \quad (3.103)$$

Lo que permite realizar estimaciones de la velocidad de intrusión.

Importancia de la intrusión al interior de la pluma

Si en las ecuaciones de conservación de masa y de momentum antes presentadas se adiciona un término que incluya el efecto de la intrusión se obtiene.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.104)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g' \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\tau_w^{(x)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(x)}}{\rho D} - \frac{w_e u}{h} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g' \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\tau_w^{(y)}}{\rho D} - \frac{\tau_f^{(y)}}{\rho D} - \frac{w_e v}{h} \end{aligned} \quad (3.105)$$

Realizando los análisis antes descritos se encuentra que

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \frac{H}{D} Ro \left(\frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial v'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.106)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t'} + Ro \left[u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} \right] - \gamma' &= -\frac{Ro}{Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{V_E^{(x)}}{VD} - \frac{r}{fD} - \frac{w_e}{fD} \frac{u'}{h'} \\ \gamma \frac{\partial v'}{\partial t'} + \gamma Ro \left[u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + v' \frac{\partial v'}{\partial y'} \right] + u' &= -\frac{Ro}{\gamma Fr^2} \frac{\partial h'}{\partial y'} + \frac{V_E^{(y)}}{VD} - \frac{\gamma r}{fD} - \gamma \frac{w_e}{fD} \frac{v'}{h'} \end{aligned} \quad (3.107)$$

Apareciendo un nuevo término en el balance de momentum relacionado con la intrusión

$$\frac{w_e}{fD} \quad (3.108)$$

3.13.4 Esquema de valoración de la importancia relativa de los diferentes factores que afectan la hidrodinámica de una pluma

Diferentes números adimensionales permiten determinar los factores dominantes de la dinámica de la pluma a partir de las características de la pluma. Estos números son el número de Rossby, la relación largo ancho de la pluma, el número de Froude, un número asociado al transporte del viento, un número asociado a la fricción con el fondo o entre las capas y un número asociado con el intercambio y la mezcla de agua entre las capas. Comparaciones entre las magnitudes de estos números permiten determinar casos límite en los que el esfuerzo baroclínico inducido por la descarga estaría balanceado por alguno de los forzamientos asociados a estos números.

4 Zona de estudio y sus características

En éste capítulo se describe la zona de estudio, el golfo de Urabá, su localización, morfología, climatología, hidrología y oceanografía. Esta descripción se hace con base en la información disponible a la fecha.

4.1 Localización y Morfología

El golfo de Urabá se encuentra localizado en el extremo sur de la costa Caribe Colombiana, en cercanías a los límites con Panamá, entre los $7^{\circ}55'$ y $8^{\circ}40'$ de latitud Norte y los $76^{\circ}53'$ y $77^{\circ}23'$ de longitud Oeste, tal como se muestra en la Figura 4.1.

El golfo se caracteriza por su forma alargada, semi-cerrada, orientada en dirección norte-sur con una longitud aproximada de 80 km, con un ancho promedio de 25 km en dirección Este-Oeste, y una longitud de costa aproximada de 290 km.

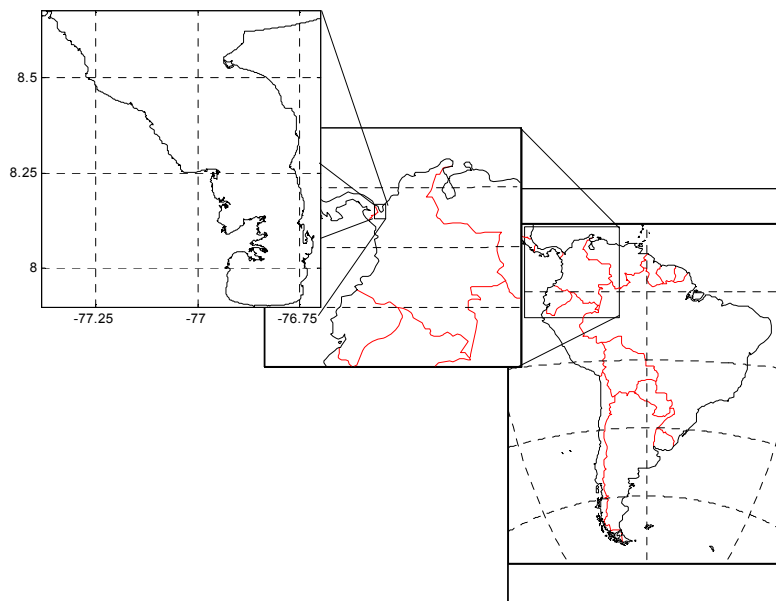


Figura 4.1. Ubicación de la zona de estudio.

El golfo de Urabá se caracteriza por sus bajas profundidades, con un promedio de 34 m y fondos lodosos y sedimentarios, producto de la fuerte carga sedimentaria aportada por los ríos (Chevillot et al., 1993). Se pueden observar máximas profundidades de 80 m al norte, en la frontera abierta al mar Caribe. La topografía del fondo es relativamente uniforme de forma cóncava, con pendientes más

abruptas hacia el costado oeste (Chevillot et al., 1993). En la Figura 4.2 se presenta una interpolación de la batimetría de la zona de estudio obtenida a partir de cartas náuticas del centro de investigaciones oceanográficas e hidrológicas CIOH (CIOH, 2002). Según Chevillot et al. (1993), son pocos los cambios en ésta en los últimos años y las zonas en las que se han producido los mayores cambios son aquellas al frente del delta del río Atrato, en la boca El Roto (Figura 4.2) y en la desembocadura del río Turbo (Figura 4.2), pero todas ellas en zonas cercanas a la costa.

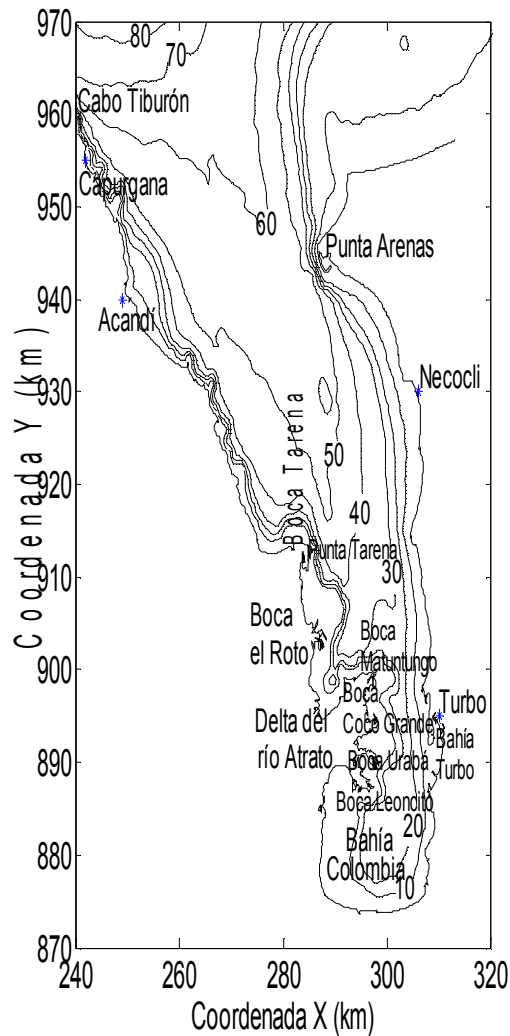


Figura 4.2. Batimetría y principales accidentes del golfo de Urabá.

Entre las principales geoformas del golfo se pueden mencionar: el delta del río Atrato, la bahía Colombia, la bahía de Turbo.

4.1.1 El delta del río Atrato

El río Atrato desemboca al suroeste del golfo de Urabá, formando un delta con un gran número de bocas, algunas de las cuales permanecen bloqueadas por la formación de barras de poca profundidad (Vann, 1959). Las 7 bocas principales, separadas por algunas bahías internas son: boca Tarena, ubicada al norte, boca el Roto, la cual es la desembocadura principal, boca Pavas, boca Matuntugo, boca Coco Grande, boca Urabá y boca Leoncito. Entre estas bocas se encuentran las bahías Candelaria, Coco Grande, la Paila, Burrera y Marirrio.

Según estudios adelantados por el INVEMAR (2003), se puede considerar que el delta se ha mantenido relativamente estable durante los últimos 150 años.

4.1.2 Bahía Colombia

La bahía Colombia (Figura 4.2) se encuentra en el extremo sur del golfo, al sur del delta del río Atrato, tiene forma semicircular. Esta bahía es relativamente profunda con profundidades máximas de 26 m. En su extremo sur oriental desemboca el río León y al norte recibe el brazo Leoncito del río Atrato.

4.1.3 Bahía Turbo

La bahía de Turbo (ver Figura 4.2) constituye una pequeña bahía de forma semi-cerrada y orientada en dirección norte sur en la margen oriental del golfo al frente del delta del río Atrato, la zona más angosta del golfo. En ella se encuentran ubicadas el puerto de Turbo y la base naval de la Armada y la Capitanía del puerto. Esta bahía recibe gran parte de las aguas residuales del municipio de Turbo, generando un grave problema ambiental en la zona.

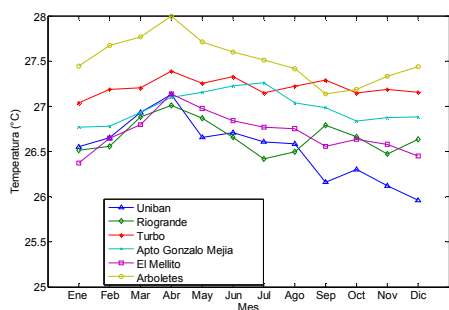
4.2 Climatología

Dada su ubicación geográfica, el golfo de Urabá presenta un clima que se encuentra afectado por el paso de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), mostrando dos períodos climáticos bien marcados que coinciden con las épocas de estiaje y de lluvias (Restrepo y López, 2008). Durante la época de estiaje que ocurre entre diciembre y febrero, dominan los vientos alisios del nordeste provenientes del mar Caribe cuando la ZCIT se encuentra al sur, ocupando una posición septentrional en el Pacífico. Durante el resto del año se tiene una época de lluvias coincidente con los vientos alisios del sudoeste, cuando la ZCIT se encuentra más al norte sobre la costa pacífica del Chocó. Según el INVEMAR (2003) en el período seco, se tienen los mayores valores promedios para la magnitud del viento, mientras que en el período de lluvias las direcciones son variables y las magnitudes promedio de la velocidad del viento son menores.

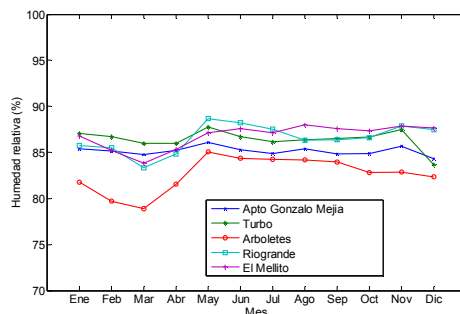
A continuación se presenta una descripción general de los principales parámetros climáticos de la zona.

4.2.1 Temperatura del aire

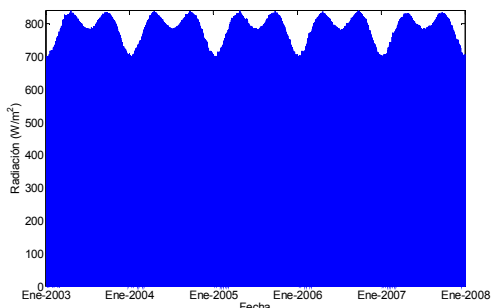
Las temperaturas medias diarias en la zona se encuentran entre 26 °C y 28 °C, con máximos en los meses de marzo a junio y mínimos en febrero, agosto y octubre (INVEVAR, 2003). La Figura 4.4 (a) muestra el comportamiento de este parámetro en el ciclo anual según se reporta en varias estaciones climáticas de la zona.



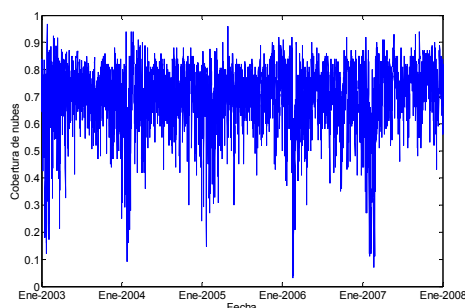
(a) Temperatura promedio mensual



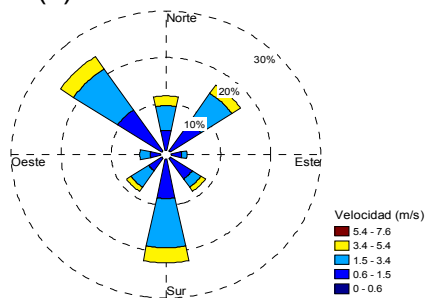
(b) Humedad relativa promedio mensual



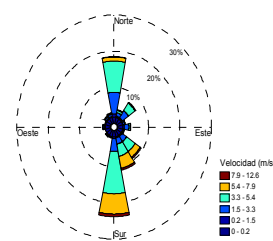
(c) Radiación solar



(d) Cobertura de nubes



(e) Rosa vientos Los Cedros



(f) Rosa vientos Turbo

Figura 4.3. Características climáticas del golfo de Urabá.

4.2.2 Humedad relativa

La humedad relativa media mensual fluctúa entre el 83% y 86% a lo largo del año (INVEMAR, 2003). En la Figura 4.4 (b) se presenta el ciclo de esta variable en cinco estaciones de la zona de estudio. Los registros mensuales para estas estaciones muestran que la humedad relativa medida fluctúa entre 70% y 95% y los valores promedios mensuales se encuentran entre 78.9% y 88.7%. Los valores mensuales más bajos se encuentran en la estación Arboletes, la cual está ubicada más hacia el noreste. Las fluctuaciones de este parámetro a lo largo del año y entre las diferentes estaciones no son muy representativas.

4.2.3 Radiación solar

En el golfo de Urabá se tienen muy pocas mediciones de radiación solar, pues solo se cuenta con información en las estaciones Capurganá y Matuntugo, las cuales poseen series muy cortas.

De acuerdo a registros de NCEP Reanalysis, datos suministrados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su sitio web <http://www.cdc.noaa.gov/> (mayores detalles se pueden ver en Kalnay et al., 1996), la radiación solar en la zona presenta valores máximos diarios que oscilan entre 694 W/m^2 y 841 W/m^2 , presentando mayores valores en los meses de abril y septiembre. En la Figura 4.4 (c) se presentan valores de radiación solar de onda corta en el golfo de Urabá, reportados por la NOAA para el período 2003-2008.

Para la zona se obtuvieron también registros de cobertura de nubes del NCEP Reanalysis, Figura 4.4 (d), con valores medios mensuales del 69.8 % de cobertura.

4.2.4 Vientos

La circulación de los vientos en la zona de estudio está afectada por la localización de la ZCIT, la cual varía su ubicación a lo largo del año, haciendo que cambien las condiciones de los vientos (Universidad de Antioquia, 1997). En general, la circulación de los vientos está definida por los vientos alisios del norte (INVEMAR, 2003), entre los meses de enero y marzo con valores promedios diarios entre 3.3 m/s y 3.8 m/s, mientras que para el período de lluvias, de mayo a noviembre, los vientos dominantes vienen del sur con velocidades medias diarias inferiores a 2.2 m/s.

La Figura 4.4 (e) presenta la rosa de vientos de la estación Los Cedros. Se puede apreciar en esta figura una componente proveniente del noroeste con una gran persistencia a lo largo de todo el año y con velocidades altas, particularmente en

la época seca. En la estación Los Cedros los vientos predominantes son hacia el norte, noroeste y noreste. En la Figura 4.4 (f) se presenta la rosa de vientos para la estación Turbo, ubicada en la zona central de la zona de estudio, en la cual se pueden observar dos componentes, una del norte y otra del sur con gran persistencia. Las mayores velocidades se presentan en las direcciones sur y sureste. Hay que notar que los registros presentados en estas figuras son de períodos diferentes, pues los de la estación Turbo están entre 1931 y 1983, mientras que los registros de la estación Los Cedros entre 1983 y 2007.

Es importante tener en cuenta que en el golfo de Urabá se genera una circulación local de los vientos, debido al efecto brisa mar-tierra, que puede modificar o reforzar los efectos de la circulación general durante el día y la noche (Universidad de Antioquia, 1997).

4.3 Hidrología

A continuación se presenta una descripción general de los parámetros hidrológicos de precipitación, evaporación y caudales afluentes.

4.3.1 Precipitación

En el golfo de Urabá se registra un promedio anual de precipitación de 2523 mm (Lozano, 1998), con una distribución monomodal con un período lluvioso entre mayo y noviembre y un periodo seco de diciembre a febrero (Lozano, 1998). Otros estudios más detallados (Roldán, 2008) mencionan que en la estación Turbo se reporta una precipitación media anual de 2500 mm y de 2675 mm para la estación Unibán (ubicada un poco más al sur), ambas con un ciclo bimodal con un período más largo de lluvia entre mayo y julio y otro de más corto entre octubre y noviembre. En la Figura 4.4 (a) se presenta el ciclo anual de la precipitación en diferentes estaciones en la zona de estudio (según datos del Hidrosig java, Vélez et al., 2000), en la cual se puede observar una tendencia monomodal de la precipitación, especialmente en las estaciones ubicadas al occidente del golfo. En algunas estaciones se observa una leve tendencia a la disminución de los niveles pluviométricos, especialmente durante los meses de junio y julio con respecto a los registrados de mayo a noviembre tal como reporta INVEMAR (2003).

En la Figura 4.4 (b) se presentan los promedios anuales de precipitación en diferentes estaciones en la zona de estudio y se puede observar que existe una gran variabilidad espacial con promedios anuales menores hacia el norte y con precipitaciones mayores en la zona sur y en la margen occidental del golfo.

4.3.2 Evaporación

Lozano (1998) reportó un valor para la evaporación en la zona de 1358 mm al año. En la Figura 4.4 (c) se presentan los promedios mensuales de evaporación en las estaciones Riogrande, el Mellito y Arboletes usando datos del Hidrosig java (Vélez et al., 2000), con valores de 1075 mm, de 1119 mm y de 1414 mm, respectivamente; con valores máximos en los meses de marzo y julio y valores mínimos en los meses de junio y octubre. La ubicación de las estaciones climatológicas y pluviométricas se presenta en la Figura 4.4(d).

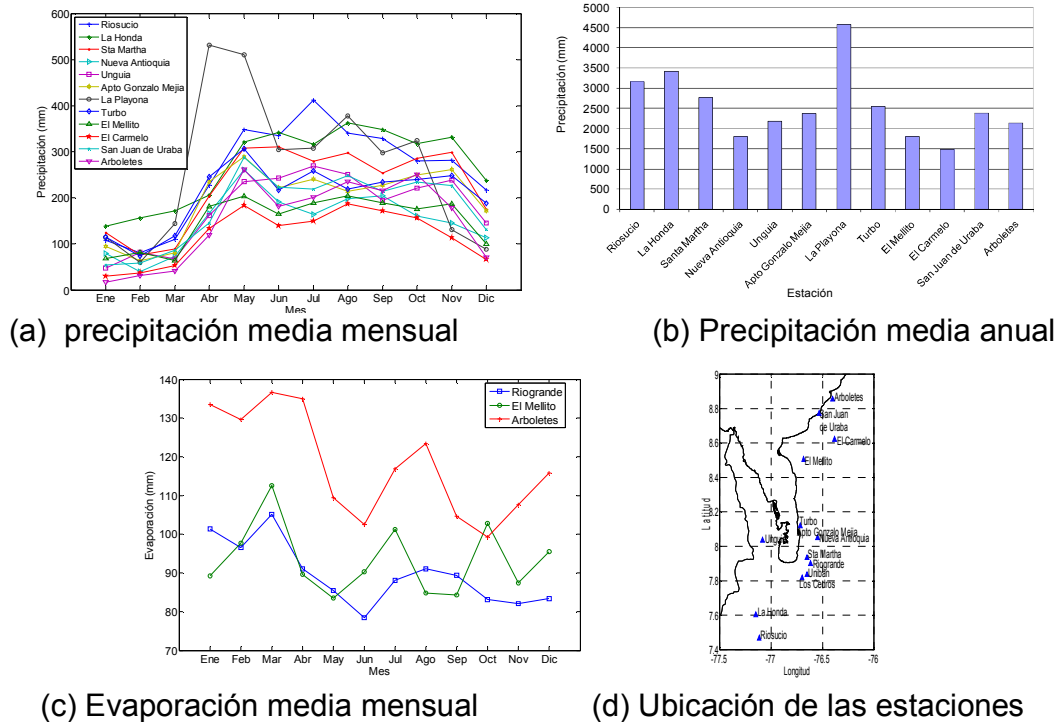


Figura 4.4. Características hidrológicas del golfo de Urabá.

4.3.3 Caudales y carga de sedimentos

Los principales ríos que desembocan al golfo son los ríos Atrato, León, Turbo, Caimán Viejo, Caimán Nuevo y Currulao, siendo la descarga del río Atrato al menos dos órdenes de magnitud mayor que las otras. Dicha descarga se da por varias bocas y entre las más importantes se destacan la del Roto, que actualmente es la boca principal, (Restrepo y Correa, 2002), la Taena, las Pavas, la Matuntugo, la Coco Grande, la Urabá y la Leoncito.

En la Tabla 4.1 se presentan un consolidado con reportes de caudales y concentración de sedimentos para las principales corrientes afluentes al golfo de Urabá, estimados por diferentes autores. En la Figura 4.5 se presenta el ciclo anual de caudales y carga de sedimento en algunas estaciones de estas corrientes.

Tabla 4.1. Estimaciones de caudal de las principales corrientes que desembocan en el golfo de Urabá.

Corriente	Caudal y concentración de sedimentos	Observaciones y Fuente
Río Turbo	Media multianual: 3.66 m ³ /s Desviación estándar: 1.48 m ³ /s Concentración de sedimentos 0.6083 mg/l	Reporte realizado en la estación del IDEAM El Dos. Hidrosig Java (Vélez et al., 2000 e INVEMAR, 2003) La comisión técnica Francesa, 1984 reporta un valor un poco inferior de 1.2 m ³ /s
Río Guadualito	Media multianual: 2.64 m ³ /s Desviación estándar: 1.45 m ³ /s	Reporte realizado en la estación del IDEAM El Tres. Hidrosig Java (Vélez et al., 2000 e INVEMAR, 2003) La comisión técnica Francesa, 1984 reporta un valor un poco inferior de 0.9 m ³ /s
Río Atrato (estación Tagachí)	Media multianual: 1752 m ³ /s Desviación estándar: 242.7 m ³ /s	Reporte realizado en la estación del IDEAM Tagachí, según Hidrosig Java (Vélez et al., 2000 e INVEMAR, 2003 y UNESCO, 2002
Río Atrato (estación Bellavista)	Media multianual: 2380.55 m ³ /s Desviación estándar: 640.95 m ³ /s Concentración de sedimentos 0.1431 mg/l	Hidrosig Java (Vélez et al., 2000). INVEMAR, 2003 reporta un caudal medio de 2372 m ³ /s y un rendimiento de 139 l/s/km ² . Vea también UNESCO, 2002 y Comisión Técnica Francesa, 1984. Concentración estimada de acuerdo a los datos presentados por Restrepo J.D. y Kjerfve B. (2000), Restrepo y López, (2008)
Río Atrato (estación Domingodó)	Media multianual: 4155 m ³ /s	INVEMAR, 2003 y reportan además un rendimiento de y el rendimiento a 116 l/s/km ²
Río Atrato (desembocadura)	Media multianual: 4500 m ³ /s según Lozano (1997); 4750 m ³ /s Lonin y Vásquez (2005); Caudal máximo: 8500 m ³ /s, Caudal medio: 5000 m ³ /s y Caudal mínimo: 2500 m ³ /s (según Silva et al., 1978). 4500 m ³ /s según Comisión Técnica Francesa, 1984.	
Río León	Roldán, 2008 estima un caudal de 75.5 m ³ /s en la desembocadura Concentración de sedimentos 0.3831 mg/l	Según la comisión técnica Francesa, 1984 el caudal medio en la estación Barranquillita es de 57.1 m ³ /s. Roldán, 2008 presenta una estimación de 87.05 m ³ /s para la misma estación, pero considera en la desembocadura una desviación del 50% del caudal hacia el caño Tumaradó y los aportes de los ríos Zungo (2.4 m ³ /s), Carepa (6.7 m ³ /s), Apartadó (5.7 m ³ /s) y Chigorodó (14.9 m ³ /s). Concentración estimada de acuerdo a los datos presentados por Restrepo J.D. y Kjerfve B. (2000)
Río Currulao	Estimado en la estación currulao: 8.65 m ³ /s Concentración de sedimentos 0.7655 mg/l	Reporte realizado en la estación del IDEAM Currulao. Concentración estimada de acuerdo a los datos presentados por Restrepo J.D. y Kjerfve B. (2000)
Río Mulatos	Estimado en la estación Pueblo Bello de 4.48 m ³ /s	Reporte realizado en la estación del IDEAM Pueblo Bello

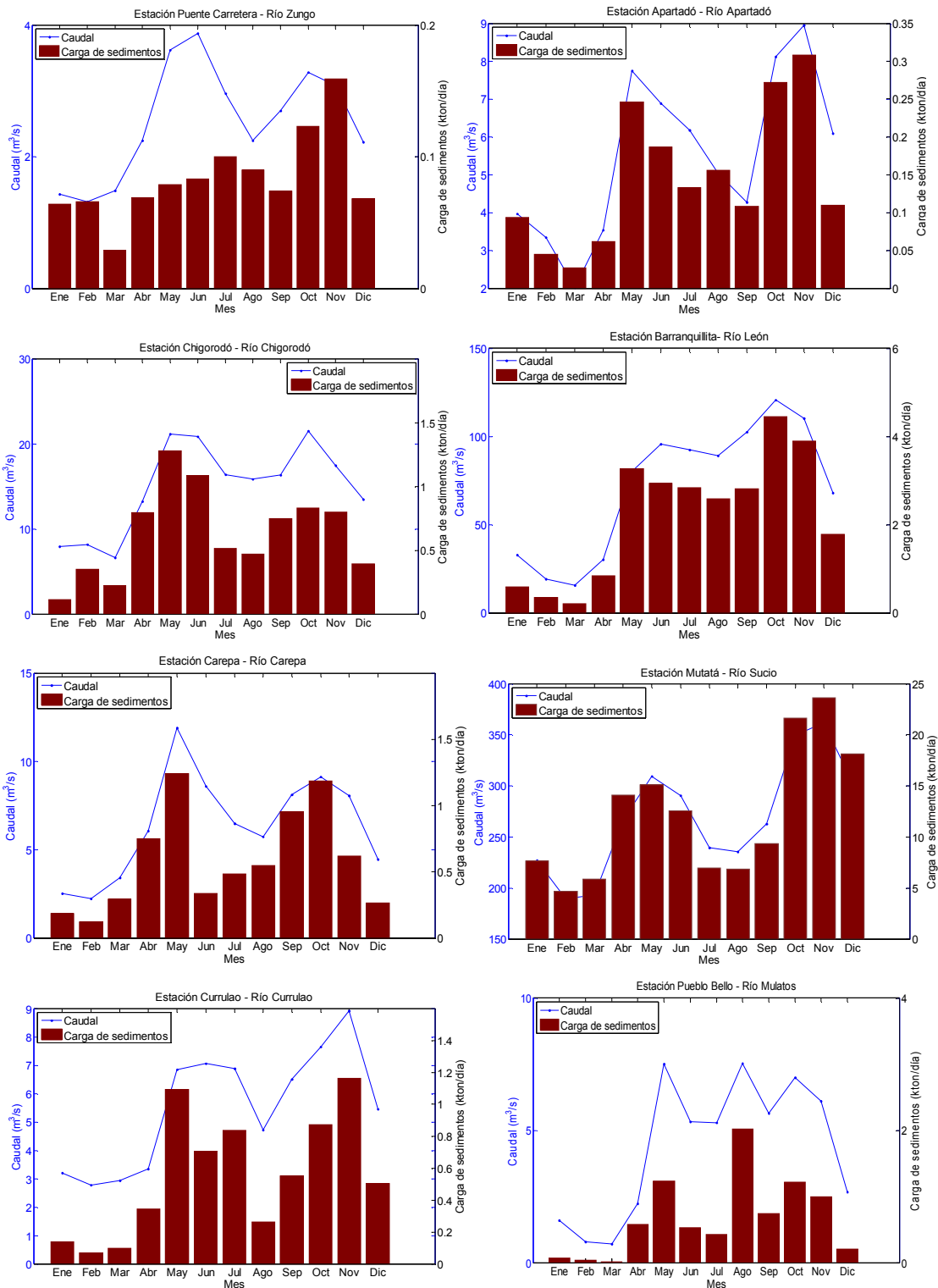


Figura 4.5. Ciclo anual de los caudales y cargas de sedimentos las principales corrientes de la zona.

Puesto que algunas de estas estaciones se encuentran alejadas de la desembocadura, los caudales en la desembocadura se estimaron utilizando técnicas hidrológicas de balances hídricos como la presentada por Vélez et al. (2000), utilizando el software HidroSIG Java. Los resultados de las estimaciones para el río Atrato se presentan en la Figura 4.6.

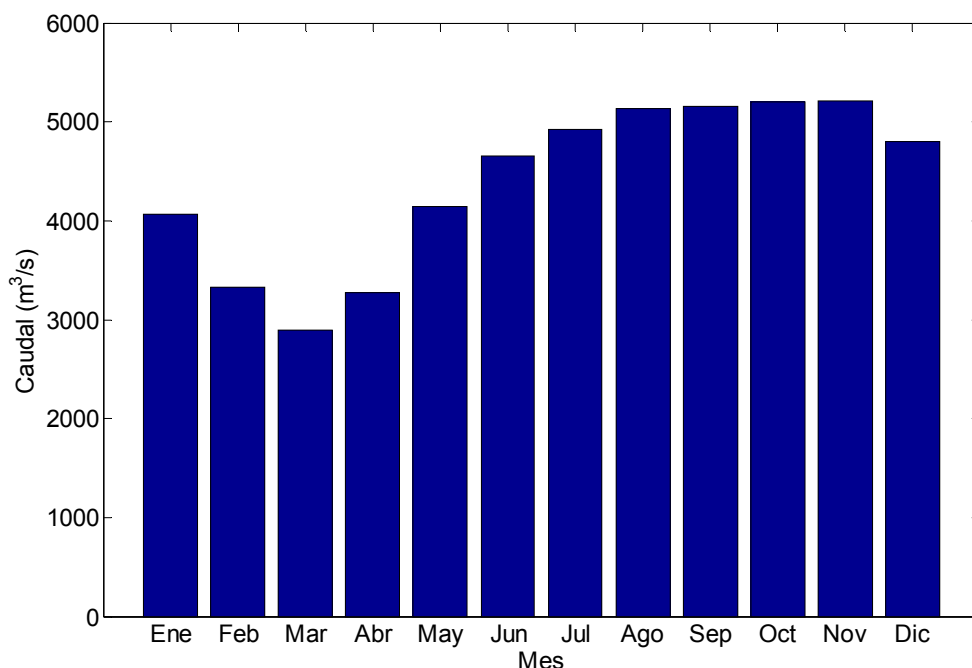


Figura 4.6. Ciclo anual estimado de los caudales del río Atrato en la desembocadura utilizando la metodología de Vélez et al., 2000.

4.4 Descripción de los patrones de circulación en el golfo de Urabá en estudios previos

En el campo de la oceanografía física son pocos los estudios que se han realizado en el golfo de Urabá, entre los cuales se pueden mencionar los de Molina et al. (1992) y el de Chevillot et al. (1993) quienes realizan una descripción de las corrientes superficiales en el golfo apoyándose en los patrones observados de la pluma de sedimentos del río Atrato utilizando algunas mediciones e imágenes de satélite. Estos autores asocian las corrientes en el golfo con las dos épocas climáticas de la zona las cuales, a su vez, están influenciadas por el ciclo de vientos.

En los reportes de salinidad presentados por Chevillot et al. (1993) se observan fuertes variaciones en la salinidad en las aguas del golfo entre la temporada lluviosa y seca, registrando mayores salinidades en la época lluviosa, comportamiento que explican por el régimen de vientos. En la época seca, los vientos son particularmente activos y provenientes del norte o noreste y confinan

las aguas de los ríos al interior del golfo, mientras que en la época húmeda los vientos soplan en dirección contraria favoreciendo que las descargas de los ríos sean evacuadas del golfo.

Lozano (1998) menciona que las altas velocidades y la alta persistencia de la dirección del viento durante la época seca, incrementan la frecuencia de los oleajes fuertes del noroeste (NW) y resalta el papel que tiene el viento en la distribución de salinidad y temperatura en el golfo.

Silva et al. (1978) reportan que el régimen de circulación al interior del golfo es complejo, por ser el resultado de la combinación de factores como mareas, oleaje, vientos superficiales, aportes fluviales de los ríos Atrato y León, diferencias de densidad, efecto Coriolis y diferencias de presión barométrica. Las mareas originan corrientes norte-sur durante su ascenso y sur-norte en el período de descenso. El oleaje genera corrientes paralelas a las costas, que son posiblemente los responsables de los movimientos de arenas y variaciones de las líneas de playa. Los aportes de los ríos Atrato y León generan corrientes sur-norte, dependiendo del régimen de descarga de estos ríos. Ahora, como todas las variables que influyen en la generación de corrientes son independientes entre sí, algunas presentan patrones de variación cíclicos predecibles, mientras que otras varían en forma aleatoria, dándose una combinación de todas que produce un patrón de circulación discontinuo no uniforme. De acuerdo a observación de fotografías aéreas se tiene una corriente sur-norte, recostada a la costa este del golfo lo cual es explicable si se tiene en cuenta el efecto Coriolis y las corrientes generadas por el oleaje (Silva et al., 1978).

Sobre la dispersión de las aguas y sedimentos del río Atrato se conoce muy poco. Estas descargas afectan la hidrodinámica de la zona generando un comportamiento de tipo estuarino, formando una capa superficial menos densa. Una adecuada caracterización del área de influencia de estas descargas contribuye a identificar sus efectos sobre la zona costera (Bernal et al., 2005). Molina et al. (1992) y Chevillot et al. (1993) presentan una descripción de las corrientes en el golfo apoyándose en los patrones en las plumas de sedimentos del río Atrato analizados con imágenes satelitales. Dichos estudios presentan una corriente de entrada por la margen occidental y otra de salida por la margen oriental. También describen una deriva litoral en la costa en sentido norte a sur en ambos márgenes.

Álvarez (2008) investigó los sedimentos superficiales del fondo marino en el golfo de Urabá con el objeto de establecer patrones de la dispersión de los sedimentos y encontró que las direcciones de transporte de los sedimentos siguen un patrón que integra la circulación superficial a lo largo del ciclo anual, consistente con los descritos en los estudios de Chevillot et al. (1993), Montoya y Toro (2006) y Roldán (2008).

Otros estudios como los de Urbano (1993), Franco y Gómez (1996), Velásquez y Rave (1996), Robertson y Martínez (1999), Corpouraba–Universidad Nacional

(1998), Velásquez (2000) y Correa y Vernet (2004), se concentran en la problemática de la dinámica costera, en los problemas de erosión y sedimentación, desde una perspectiva geológica o geomorfológica de los procesos en la zona.

Son pocos los estudios que se han realizado sobre la estratificación vertical en las aguas del golfo, la cual puede constituir un elemento importante para explicar la circulación hidrodinámica en esta zona, caracterizada por una gran variabilidad de regímenes de circulación y por unos fuertes gradientes en salinidad y temperatura. Lonin y Vásquez (2005) dicen que la circulación en el golfo de Urabá se genera por la acción de varios procesos como los vientos, el oleaje, la descarga de los ríos, la influencia oceánica, la estratificación salina y las mareas. Mencionan que la capa superficial depende principalmente del caudal de los ríos y que en la capa inferior, de la corriente Panamá-Colombia. También mencionan variaciones en la pluma del río Atrato de acuerdo con la dirección predominante del viento, en la época seca los vientos del norte dirigen la pluma hacia el sur y de acuerdo a sus resultados de las modelaciones matemáticas, la capa superficial de agua dulce se encuentra hasta una profundidad de cinco metros, basados en modelaciones que no fueron confrontadas con datos de campo. En la época de lluvias la pluma se distribuye en dirección de los brazos, con predominancia hacia el norte. De acuerdo a sus análisis las capas inferiores tendrían una dirección contraria, para compensar el déficit de agua en bahía Colombia en la época húmeda y eliminando su exceso en la época seca.

En un estudio posterior, Montoya y Toro (2006) encontraron también que la estructura de la pluma estuarina formada por la descarga del río Atrato en el golfo está influenciada por varios factores como los vientos, las corrientes asociadas a las mareas, los caudales del río, el efecto de la contracorriente Panamá-Colombia, entre otros, utilizando modelación matemática validada con mediciones de campo, Montoya y Toro (2006) encontraron que el agua dulce del río Atrato se dispersa y queda atrapada en las capas superficiales, formando un frente estuarino. Cuando los vientos soplan del suroeste, la circulación de dicha pluma es hacia el noreste, saliendo del golfo por el flanco oriental y dejando la zona sur (la bahía Colombia) con valores altos de salinidad. Por otro lado, cuando los vientos soplan del noroeste o no se presentan vientos, la pluma alcanza gran parte de la bahía Colombia, al sur del golfo.

En un estudio reciente, Roldán (2008), utilizando simulaciones numéricas soportadas con datos de campo, explica el patrón de circulación en la bahía Colombia para las dos épocas climáticas extremas, encontrando que en la bahía Colombia se generan dos capas, una superficial de agua dulce de 4 m de profundidad en la época húmeda y de 6 m en la época seca y debajo de ésta una capa más densa de aguas marinas. Los resultados muestran que las corrientes superficiales son generadas por la acción combinada de los vientos y el caudal de los ríos, describiendo dos patrones típicos al interior de la bahía, uno para la época húmeda caracterizado por la presencia de dos vórtices uno occidental que gira en sentido horario y un segundo, al oriente, girando en sentido antihorario,

produciendo una corriente en sentido sur-norte relativamente fuerte. En la época seca, el patrón de circulación en superficie se caracteriza por corrientes en sentido norte-sur, confinando las aguas dulces en el sur de la bahía, las cuales son evacuadas a través de una contracorriente profunda hacia el norte que se extiende por todo el dominio a profundidades mayores de 4 m.

4.5 Régimen de mareas y Oleaje

El golfo de Urabá presenta un régimen micro-mareal, con amplitudes que no superan los 40 cm (Restrepo y Correa, 2002; Restrepo y López, 2008).

El mareógrafo más cercano a la zona de estudio está localizado en la estación San Cristóbal, ubicada en Panamá en 9.35° N y 79.9° W. Registros horarios de este mareógrafo obtenidos del sitio web <http://uhslc.soest.hawaii.edu/uhslc/> fueron utilizados para realizar un análisis de las frecuencias astronómicas principales con el fin de eliminar los efectos meteorológicos y locales de la señal. Para el análisis se utilizó el modelo GNOTIDE (Cardona y Fernández, 2002) y los resultados mostraron los armónicos principales que se presentan en la Tabla 4.2 (Montoya y Toro, 2006).

Tabla 4.2. Componentes astronómicas de marea dominantes para la estación San Cristóbal (Panamá)

Componente	Período (horas)	Amplitud (cm)	Fase (°)
Mf	327.86	14.06	-12.48
	164.28	5.57	-118.71
O1	25.82	68.48	-100.70
K1	23.93	95.17	-110.35
M2	12.42	72.42	-161.70

Con base en la información de la estación San Cristóbal, se realizaron unos pronósticos para la estación del puerto de Turbo, ubicado al interior del golfo de Urabá. Utilizando, además, pronósticos del IDEAM y la base de datos XTIDE, se encontró que los retrasos en los pleamares y bajamares en esta estación, con respecto a los valores medidos en la estación de San Cristóbal son de 0.50 h para los bajamares y 0.82 h para los pleamares. La diferencia en la altura del mar la estiman como 1.43 veces la de la marea de la estación San Cristóbal.

Utilizando la técnica de análisis de armónicos presentada por Pawlowicz et al. (2002), se encuentra que son necesarias una gran cantidad de componentes astronómicas para representar la marea. Un análisis de los armónicos necesarios para un ajuste con un 95% de nivel de significancia se presenta en la Figura 4.7 y la serie de marea se muestra en la Figura 4.8. En la Figura 4.7 se resaltan con colores azules las frecuencias que permiten una representación de la serie con un

nivel de significancia superior al 95%. Se puede concluir que las componentes K_1 , O_1 , M_2 y M_f son las que permiten una mejor representación de la serie de mareas.

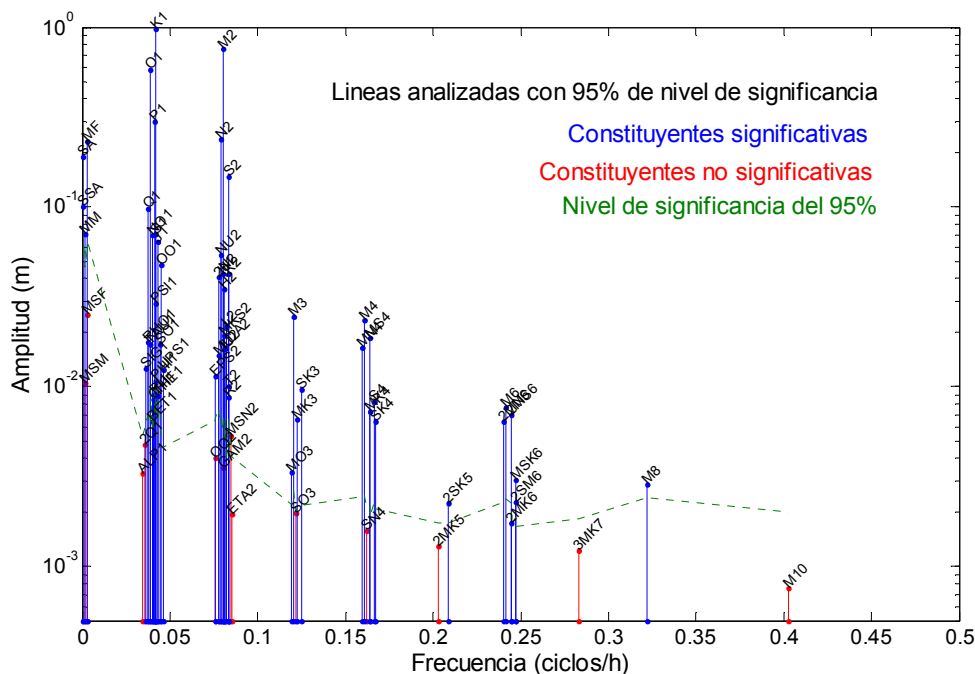


Figura 4.7. Armónicos astronómicos con un nivel de significancia del 95%.

En un estudio sobre el oleaje dominante en la zona, Chevillot et al. (1993) reportan las observaciones realizadas entre el 3 de marzo y el 6 de marzo de 1993 en el golfo de Urabá que se presentan en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3. Observaciones de oleaje reportadas por Chevillot et al. (1993).

	Altura (m)	Periodo (s)	Dirección (°)
Mínimo	0.35	3	27
Máximo	0.75	6	337
Moda	0.35-0.45	5	315

Lozano (1998) considerando que existe una cierta protección en el golfo de Urabá y bahía Colombia de los oleajes generados en el Caribe, propone un cálculo de las condiciones de oleaje en el sector de bahía Colombia basándose en el fetch. Este autor indica que los mayores oleajes son generados por vientos provenientes del norte siendo las alturas máximas de las olas del orden de 1.3 m en profundidades de 3 m y de 1.6 m en profundidades de 5 m. Los oleajes generados por vientos provenientes de las direcciones restantes tienen alturas máximas que varían entre 0.3 m y 0.7 m en profundidades de 3 m, y entre 0.4 m y 0.8 m en profundidades de 5 m. Los períodos del oleaje observados para las profundidades analizadas varían

entre 3 y 7 segundos. Este autor también menciona que durante la época seca se incrementan la frecuencia de los oleajes fuertes del noroeste.

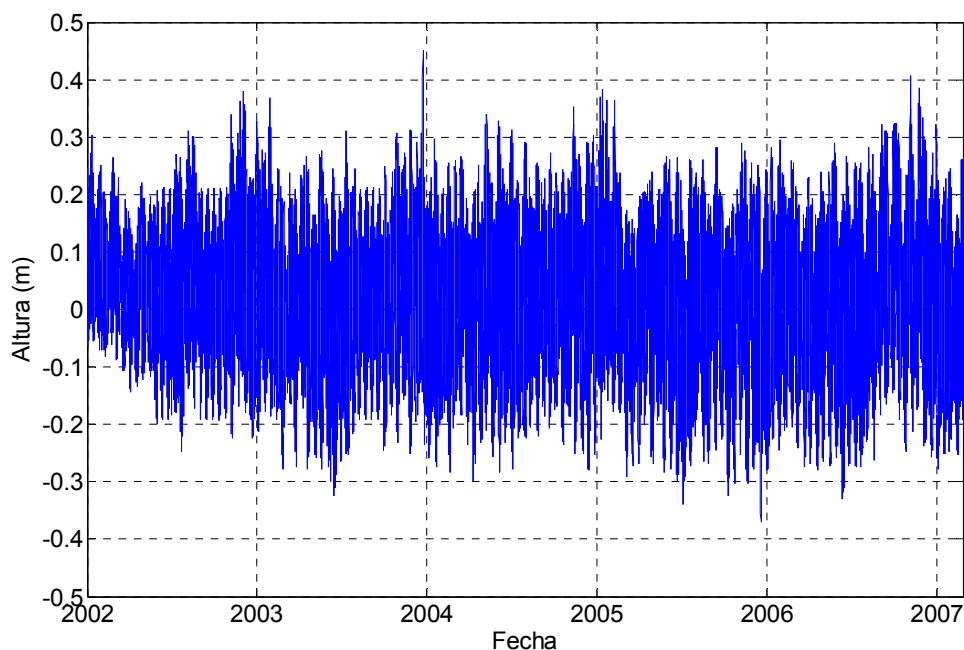


Figura 4.8. Predicción de la marea en la estación San Cristóbal con armónicos con nivel de significancia superior al 95%.

4.6 Calidad de aguas

Son pocos los estudios realizados para analizar la calidad de aguas en el golfo de Urabá. La Red de Calidad Ambiental Marina ha realizado un seguimiento a la calidad de aguas en el golfo (vea INVEMAR, 2001, 2002 y 2003). Lonin y Vásquez (2005) presenta un estudio de modelación de la dispersión de coliformes en el golfo; estos reportan la presencia de coliformes en ubicaciones relativamente lejanas a las costas, las modelaciones presentadas por Lonin y Vásquez (2005) reportan dispersión de sustancias hasta 10 o 15 km desde su origen, también presentan que el alcance de dichas sustancias se ve fuertemente limitado por la tasa de mortalidad de las bacterias asumida (que para su caso no superó las 4 horas), lo que originó una disminución sustancial del patrón de dispersión, limitándolo a cercanía de los ríos. Existen varios estudios que reportan algunas mediciones y valoran la problemática de diferentes contaminantes en bahías y lagunas costeras en Colombia, como los estudios de Garay (2001) y de Marín (2001), quienes registran que en algunas zonas del golfo de Urabá se presentan zonas con problemas de contaminación en cercanías a las desembocaduras de los ríos León y Atrato, posiblemente por el arrastre de agroquímicos resultantes del su uso por el desarrollo agrícola de la zona. Un tema que ha sido menos

abordado mediante modelación numérica es el del transporte de sedimentos. En la búsqueda realizada no se encontraron trabajos al respecto en el golfo de Urabá.

4.7 Circulación oceanográfica en el Caribe Colombiano

El Caribe es un mar semi-cerrado entre las masas de tierra de Centro y Sur América y las Antillas las cuales lo separan del océano Atlántico. Gordon (1967) hace una descripción de las corrientes en el Caribe en la cual hace referencia a una estratificación fuerte en los 1200 m superiores, una estratificación débil entre los 1200 y 2000 m y su condición homogénea a profundidades mayores a los 2000 m. Esta estructura está relacionada con la profundidad de los estrechos oceánicos entre las Antillas, estrechos a través de los cuales se da el intercambio de aguas con el Océano Atlántico. Los estrechos en las Antillas menores no presentan profundidades mayores de 1200 m mientras que en las Antillas mayores dichos pasajes (excepto el estrecho de Yucatán) tienen profundidades mayores de 2000 m y es a lo largo de estos pasajes que el agua profunda del Caribe se renueva.

Gyory et al. (2004), Johns et al. (2002) y Gordon (1967) indican que la mayor parte del flujo de entrada de agua al Caribe se da por los estrechos de Granada, San Vicente y Santa Lucía en el sur-este y continúa hacia el oeste (conocida como la corriente Caribe); el flujo más fuerte se encuentra en la parte sur y en las costas de Panamá y Colombia, mientras que el flujo es menor en cercanías a Centro América ya que la mayor parte del flujo está encausado por el sureste de Jamaica; cuando el flujo atraviesa las fosas de las islas Caimán gira al oeste y entra al Golfo de México por una angosta corriente de frontera que bordea la península de Yucatán. El giro Panamá-Colombia constituye la principal corriente que afecta la circulación en el Caribe Colombiano (Andrade y Barton, 2000, Cabrera y Donoso, 1993 y Donoso, 1995), el que hace que en la frontera norte del golfo se produzca una corriente en dirección noreste, que varía su magnitud en las diferentes temporadas climáticas.

5 Mediciones de campo

5.1 Introducción

Para la adecuada validación y calibración del modelo matemático que se utilizó en este estudio, se requieren datos de campo que sirvan para fijar las condiciones de frontera y para ser comparados con los resultados de la modelación. Estos datos permiten una comprensión inicial de los procesos dominantes la cual puede ser complementada con resultados inferidos por el modelo. Para lograr este objetivo es necesario, en primer lugar, definir campañas de campo con una resolución espacial y temporal acorde a los procesos que se quieren estudiar. Se presenta, entonces, en este capítulo, una descripción de los métodos empleados en las campañas de medición y las variables medidas, de la forma en que se definieron los puntos de medición y la frecuencia de los muestreos.

5.2 Campañas de campo

Para la calibración y validación del modelo se utilizó información de seis campañas de campo: tres campañas generales en el golfo de Urabá a bordo del BI/ANCON del INVEMAR y tres campañas en bahía Colombia y en las bocas del Atrato, realizadas en lancha. Las características generales de los equipos utilizados y de las campañas se presentan a continuación. En la Tabla 5.1 se presenta un listado de los equipos utilizados y las variables que fueron medidas con estos.

5.2.1 Campañas de medición

5.2.1.1 Campañas de medición generales en el golfo de Urabá

Durante este estudio se recolectó información en tres cruceros oceanográficos en el golfo: el primero del 27 al 29 de octubre de 2004, el segundo del 5 al 8 de Junio de 2005 y el tercero del 14 al 19 de Junio de 2006. Se realizaron mediciones en las estaciones presentadas en la Figura 5.1, en las que se tomaron perfiles de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto utilizando un CDTO marca Seabird. Se tomaron también muestras de 3 litros de agua a diferentes profundidades mediante una botella tipo Nansen, para la medición de la concentración de sólidos suspendidos mayores a 6 micras (mediante filtración y peso del material retenido en filtros 595) y para la medición de la turbidez se utilizó un turbidímetro HACH modelo 2100A.

Tabla 5.1. Lista de equipos y variables del muestreo.

Equipo	Variables
<i>Campañas generales en barco BI/Ancon</i>	
Estación meteorológica	Velocidad del viento (m/s) Dirección del viento (azimut) Humedad relativa (%) Temperatura (°C) Presión atmosférica (mba)
CTDO Sea Bird	Perfiles de Temperatura (°C vs profundidad) Perfiles de Salinidad (ups vs. profundidad) Perfiles de Oxígeno disuelto (ppm)
Ecosonda	Profundidad del fondo (m)
GPS	Latitud (°) Longitud (°)
Otros	Se midió turbidez a las muestras tomadas a diferentes profundidades. Se tomó profundidad Secchi (m)
<i>Campañas en bahía Colombia en lancha</i>	
Estación meteorológica	Velocidad del viento (m/s) Dirección del viento (azimut) Humedad relativa (%) Temperatura (°C) Presión atmosférica (mba)
IQ	Profundidad de la medición (m) Temperatura (°C) Salinidad (ups) pH Oxígeno disuelto (ppm)
Ecosonda	Profundidad del fondo (m)
GPS	Latitud (°) Longitud (°)
Otros	Se utilizaron otros equipos para medir, pH, O.D., Temperatura, para comparar con los obtenidos con el I.Q. Se tomó profundidad Secchi (m)

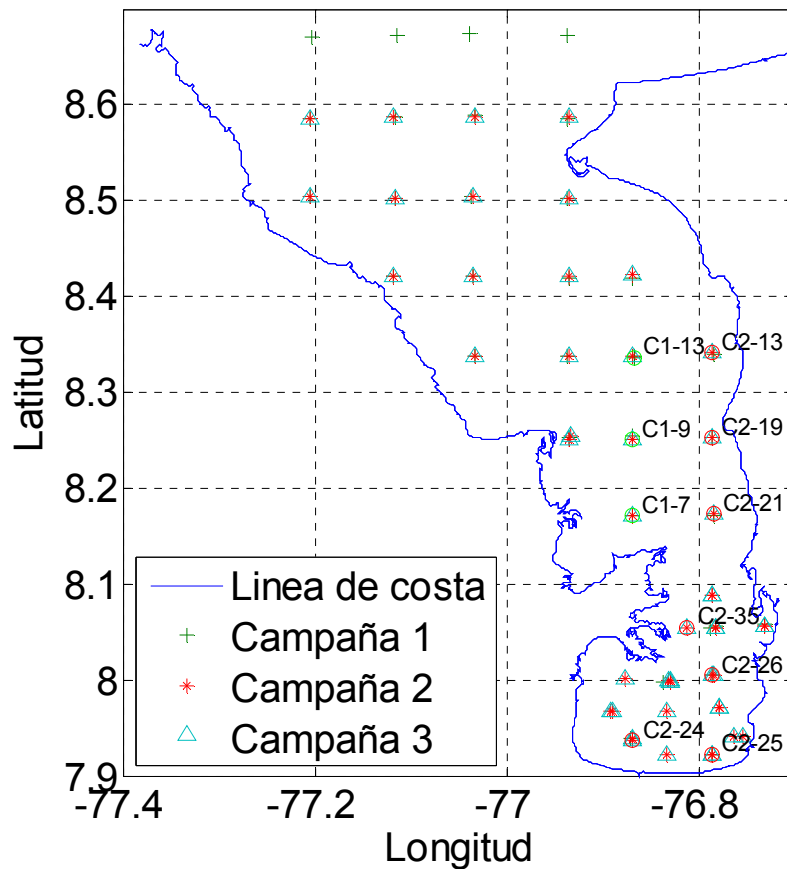


Figura 5.1. Ubicación de las estaciones de medición en los cruceros oceanográficos.

Campaña 1

Se realizó entre el 27 y 29 de octubre de 2004, período correspondiente a la temporada lluviosa. En dicha campaña se realizó un muestreo de perfiles verticales continuos (con una resolución en la vertical de 0.1 m) de temperatura, salinidad y de oxígeno disuelto; se midió velocidad superficial de la corriente; velocidad y dirección del viento; presión atmosférica; se tomaron muestras de agua a diferentes profundidades para obtener turbidez y se filtraron las muestras para obtener la concentración de sedimentos en suspensión. Estos muestreos se realizaron en 33 estaciones dispersas en el golfo en una retícula rectangular separadas unos 9 km aproximadamente, y en tres de ellas se realizaron réplicas con el fin de observar la variación temporal de las mediciones.

Con las mediciones de esta campaña se buscaba tener una idea general de la forma como los sedimentos en suspensión, especialmente aportados por el río

Atrato, se mueven en el golfo de Urabá. Los objetivos de este muestreo fueron describir la pluma de dispersión de sedimentos en el golfo de Urabá y correlacionarla con las corrientes oceánicas presentes.

La información de esta campaña sirvió como base para la calibración preliminar del modelo numérico utilizado.

Campaña 2

En esta campaña se midieron los parámetros físicos de las aguas del golfo entre el 5 y el 8 de junio de 2005. Se realizaron mediciones de perfiles continuos en 35 estaciones (en una retícula rectangular separadas unos 9 km aproximadamente) y se realizaron 12 réplicas a diferentes horas. Se midieron perfiles verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto; se midieron también algunas variables meteorológicas como velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, humedad relativa del aire, temperatura del aire; se tomaron muestras de agua a diferentes profundidades para medir su turbidez y una vez filtradas se calculó la concentración de sedimentos en suspensión. Con las mediciones de esta campaña se buscó complementar la información de campo disponible, para utilizarla en la validación del modelo numérico.

Campaña 3

Esta campaña se realizó con el objetivo de recolectar datos para validar el modelo matemático de circulación oceánica durante el período del 14 al 17 de junio de 2006. Se recolectó información en 40 estaciones de perfiles verticales continuos de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto; también se midieron velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, humedad relativa, temperatura del aire y se tomaron muestras de agua en tres profundidades (superficie, 2 y 5 m) para medir su turbidez, y se filtraron las muestras para obtener la concentración de sedimentos en suspensión. Las estaciones fueron seleccionadas siguiendo una retícula rectangular, separadas aproximadamente 9 km en el golfo de Urabá y 3.5 km al interior de la bahía Colombia. Con el objetivo de evaluar la dispersión de algunos microorganismos indicadores de la calidad de agua del golfo, se tomaron muestras en 15 de las anteriores estaciones para analizar en el laboratorio los siguientes parámetros microbiológicos: a) el número más probable (NMP) de coliformes totales, coliformes fecales termotolerantes y *Escherichia coli*, (b) determinación de NMP de coliformes totales injuriados, coliformes fecales termotolerantes injuriados y *Escherichia coli* injuriados.

Los datos de esta campaña fueron utilizados para la calibración del modelo de transporte de patógenos y sedimentos.

5.2.1.2 Campañas en bahía Colombia

Se realizaron mediciones en bahía Colombia y en la zona central del golfo en cercanías de bahía Turbo. Estas campañas fueron realizadas en lancha, para tener mayor cobertura en los datos, por las bajas profundidades de algunas zonas. Se recolectaron datos en tres campañas en lancha en bahía Colombia; la primera (la cuarta campaña general) entre el 19 y el 25 de agosto de 2006, la segunda (la quinta campaña general) entre el 21 y el 24 de noviembre de 2006 y la tercera (sexta campaña general) entre el 12 y 15 de junio de 2007. Se realizaron medición de perfiles de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto utilizando una sonda multiparamétrica en diferentes profundidades. Se tomaron también muestras de agua para análisis microbiológico de 100 ml a tres profundidades diferentes: superficie, 2 y 5 m de profundidad.

La ubicación de las estaciones de muestreo en estas campañas se muestra en la Figura 5.2.

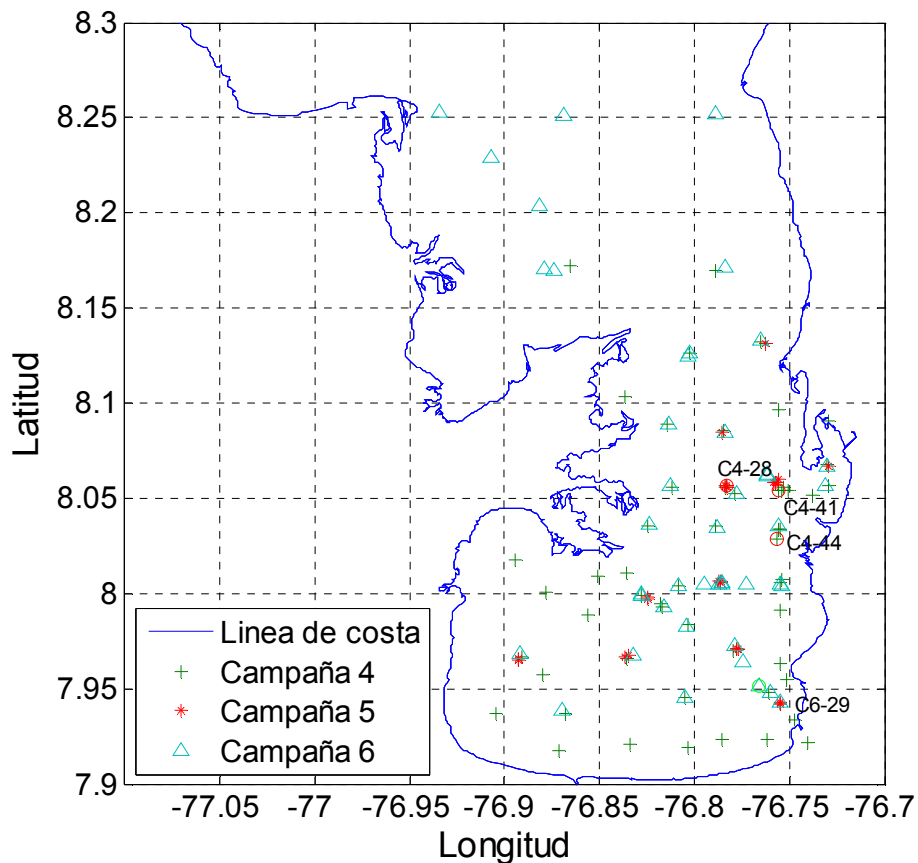


Figura 5.2. Ubicación de las estaciones de medición en las campañas de bahía Colombia.

Campaña 4

En esta campaña se hicieron mediciones en 48 estaciones, con repeticiones a diferentes horas en 8 de ellas. Se intentó realizar el mayor cubrimiento espacial posible de esta zona, además se realizaron mediciones cerca de la boca de algunos ríos principales. La campaña se realizó entre el 18 y 23 de agosto de 2006 y se midieron valores de salinidad, temperatura, oxígeno disuelto, y pH a diferentes profundidades con una sonda multiparamétrica. Se recolectaron muestras para análisis biológico en 13 estaciones. Durante los días de muestreo, se instaló una estación meteorológica sobre tierra en el municipio de Turbo, donde se midió velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa del aire, y presión atmosférica. La información recolectada en esta campaña complementó la calibración del modelo y sirvió para la validación del mismo, analizando la capacidad del modelo de representar espacialmente la variabilidad de los datos.

Campaña 5

Esta campaña se realizó entre el 20 y el 25 de noviembre de 2006. Esta campaña buscaba analizar variables oceanográficas y climatológicas en bahía Colombia, pero se concentró en analizar su variabilidad a lo largo del día, para lo cual se midieron valores de salinidad, temperatura, oxígeno disuelto y pH a diferentes profundidades en una malla de 11 estaciones a diferentes horas del día, realizando un total de 31 perfiles. Se recolectaron muestras para análisis biológico en 5 estaciones realizando mediciones en horas de la mañana, medio día y tarde. Nuevamente, se midieron las variables climatológicas en la estación meteorológica en Turbo. La información recolectada en esta campaña sirvió para la validación del modelo numérico, analizando la capacidad del modelo de representar la variabilidad temporal de los datos.

Campaña 6

Esta campaña cubrió el período del 11 al 15 de junio de 2007. Se midieron valores de salinidad, temperatura, oxígeno disuelto y pH a diferentes profundidades en una malla de 35 estaciones, las que se ubicaron buscando realizar cortes transversales a lo largo del golfo. Se recolectaron muestras para análisis biológico en 15 estaciones. La información climatológica se midió en tierra en Turbo. La información recolectada en esta campaña sirvió para la validación de modelo numérico hidrodinámico y de calidad de aguas.

5.3 Mediciones

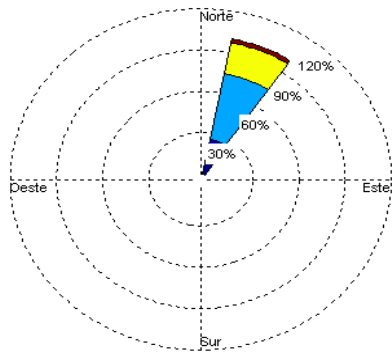
5.3.1 Vientos

En la Figura 5.3 se presentan las rosas del viento medido los días de las campañas de medición 1 a 6. En las campañas 1 a 3 se ubicó la estación meteorológica en el barco y se registraron la velocidad y dirección del viento durante las mediciones. Para las campañas 4 a 6 se ubicó una estación meteorológica en Turbo y se registraron datos meteorológicos cada 30 minutos. En la campaña 1 (Figura 5.3 (a)) el viento se dirigió hacia el noreste ; durante la campaña 2 (Figura 5.3 (b)) el viento fue principalmente hacia el oeste; en la campaña 3 (Figura 5.3 (c)) se presentó una gran variabilidad en la dirección del viento; la campaña 4 presento vientos más frecuentes del nor-noreste y del sur (Figura 5.3(d)); durante la campaña 5 se presentó gran variabilidad en la dirección de los vientos, con predominio de vientos al hacia el noroeste (Figura 5.3(e)); y durante la campaña 6 presentaron vientos principalmente hacia el oeste (Figura 5.3 (f)). La máxima magnitud del viento reportada fue de 10.7 m/s (presentes solo en la campaña 2), las otras campañas reportaron vientos poco intensos con mayor frecuencia en el rango 1.5 a 3.3 m/s.

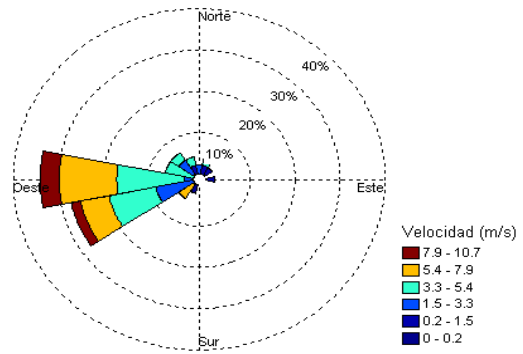
5.3.2 Perfiles de salinidad y de temperatura

5.3.2.1 Cruceros oceanográficos

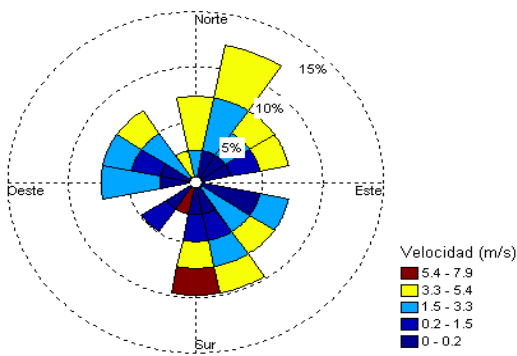
En la Figura 5.4 se presentan todos los perfiles de salinidad y de temperatura medidos en la primera campaña. En la Figura 5.5 se presentan estos perfiles para la segunda campaña y en la Figura 5.6 los perfiles obtenidos para la tercera campaña. Se puede observar que las aguas del golfo presentan una fuerte estratificación salina, con variaciones medidas en la salinidad entre 2.3 y 36.4 ups para la primera campaña, entre 1.8 y 36.2 ups para la segunda campaña y entre 0.34 y 36.4 ups para la tercera campaña. Las temperaturas del mar medidas variaron entre 26.5 °C y 31.5 °C en la primera campaña, entre 26.8 °C y 32.4 °C para la segunda campaña y entre 26.9 °C y 31.9 °C para la tercera campaña. Las mayores variaciones de temperatura y salinidad se producen en la superficie, a profundidades menores de 2 m, mientras que a profundidades mayores se observan pequeñas variaciones, presentándose valores de salinidad casi homogéneos con valores entre 34 y 36 ups. Las temperaturas presentan alta variabilidad en los primeros metros, debido el calentamiento de las aguas superficiales a lo largo del día. También se puede apreciar una disminución en la temperatura con la profundidad, a un gradiente más o menos constante, excepto en la primera campaña en la cual se observa una temperatura aproximadamente uniforme de 29 °C hasta los 40 m para luego disminuir hasta los 27.5 °C a profundidades oceánicas.



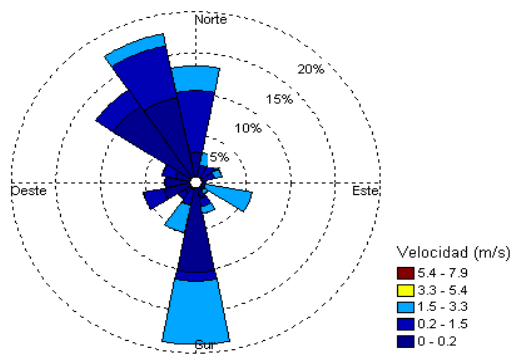
(a) Campaña 1



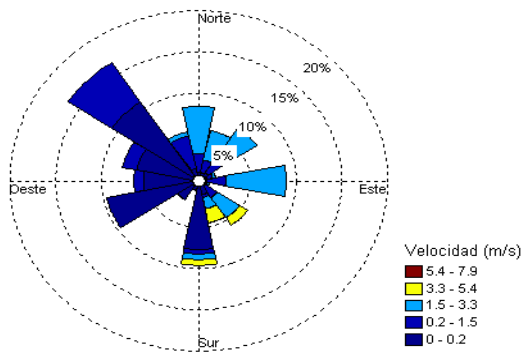
(b) Campaña 2



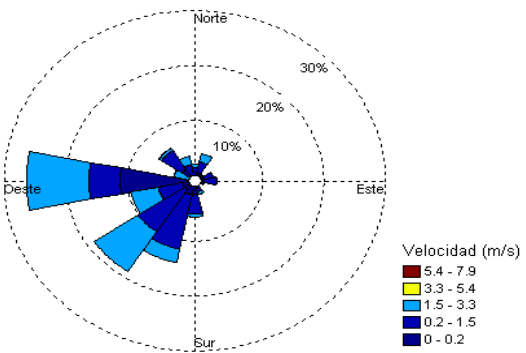
(c) Campaña 3



(d) Campaña 4



(e) Campaña 5



(f) Campaña 6

Figura 5.3. Rosa de vientos de los días de las campañas de medición.

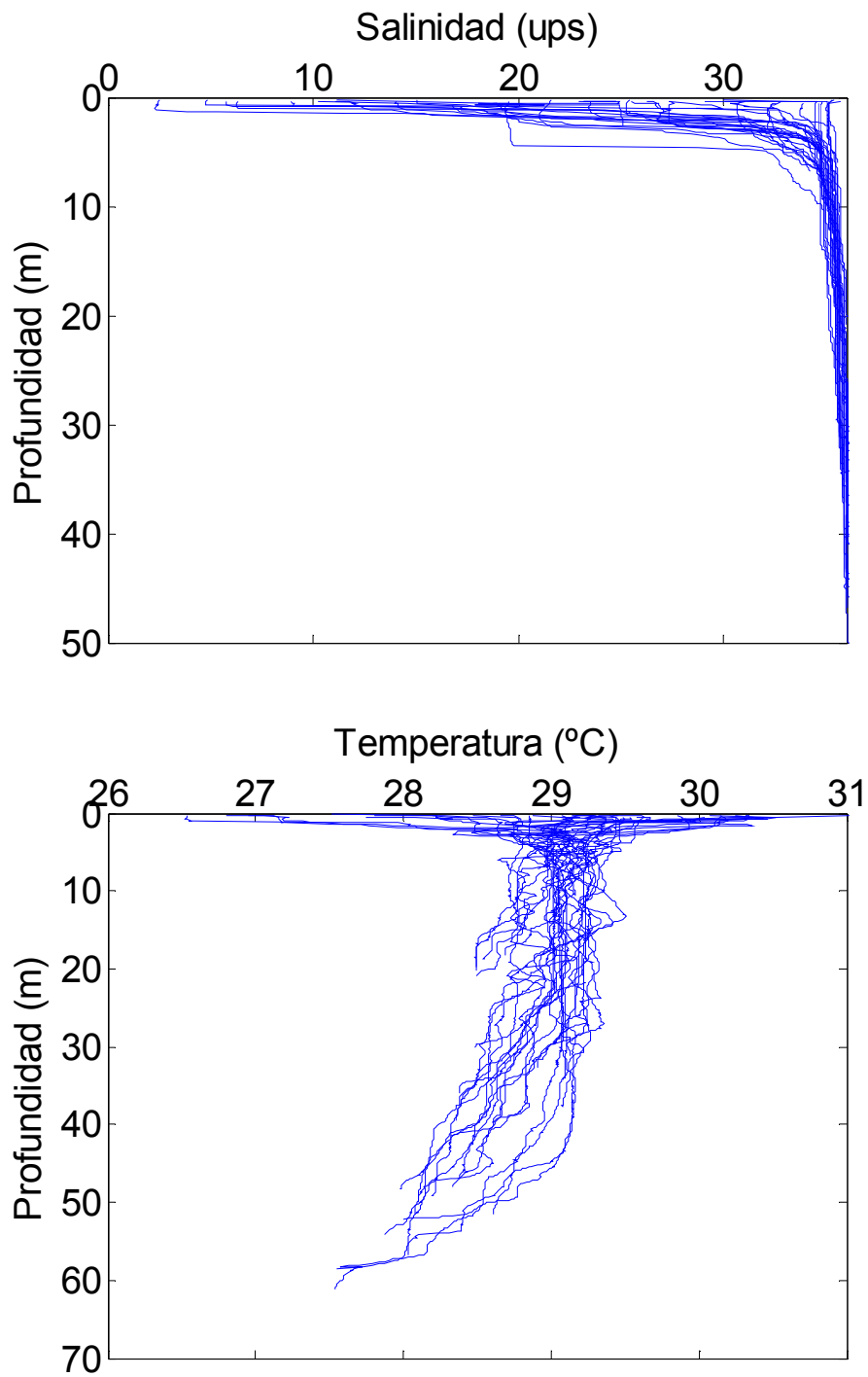


Figura 5.4. Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 1 (Octubre de 2004).

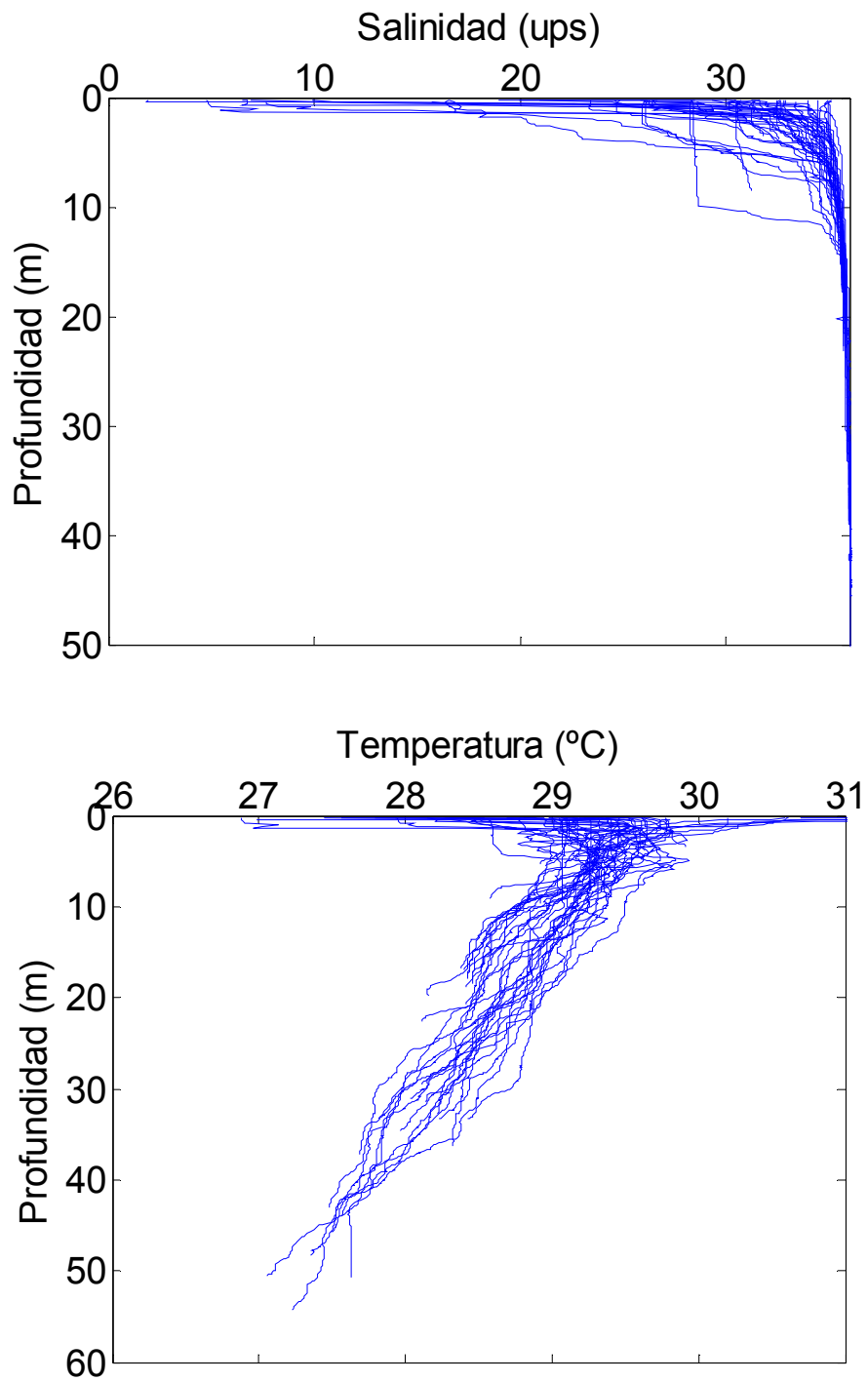


Figura 5.5. Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 2 (Junio de 2005).

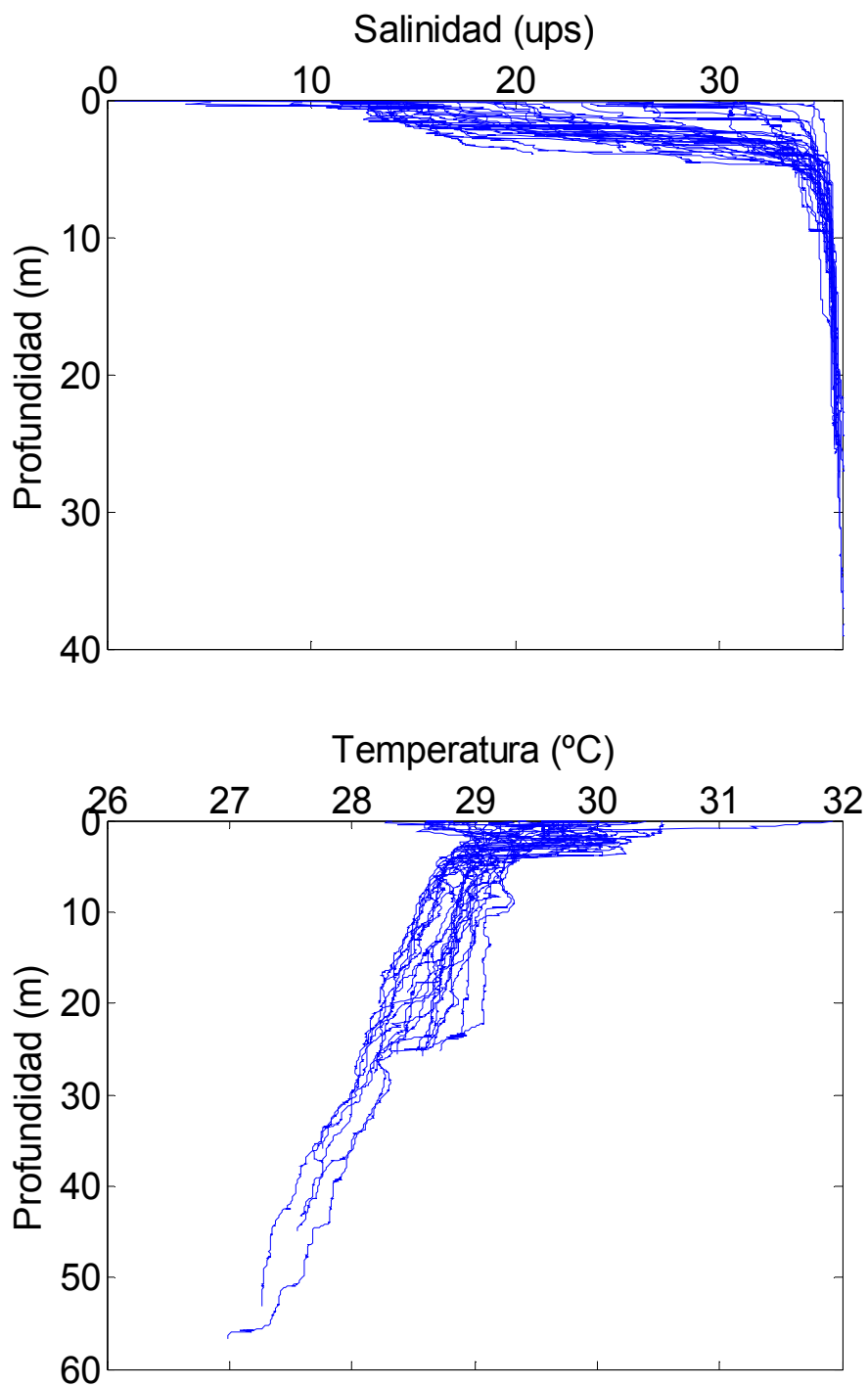


Figura 5.6. Perfiles de salinidad y de temperatura obtenidos en la campaña 3 (Junio de 2006).

En las Figura 5.7 a Figura 5.9 se presentan, para las tres campañas, las curvas salinidad-temperatura superpuestas con los contornos de profundidad en la que se realizaron las mediciones, con el fin de identificar la profundidad de las masas de

agua. En estas figuras se puede observar que las aguas menos saladas ocupan los dos primeros metros de profundidad. Se puede observar, además, que existen variaciones de temperatura de casi 4 °C para todo el rango de salinidades. En estas curvas se pueden identificar dos zonas, una para las salinidades comprendida entre 0 y 34 ups y otra para salinidades entre 34 y 36 ups. En la primera zona se observa una mayor dispersión de los datos y una concentración de casi todas las mediciones por encima de la línea de contorno de 4 m de profundidad. La otra zona de afectación oceánica con altas salinidades y temperaturas entre 27 y 30 °C, está ubicada por debajo de 4 m de profundidad.

El rango de variación de las temperaturas es muy estrecho. Durante la primera campaña se presentó el rango de variación más amplio (entre 26.5 °C y 30.5 °C) entre las tres campañas, mientras que en la tercera campaña se presentó el rango de variación más estrecho (entre 27 °C y 30 °C con algunos valores a temperaturas superiores correspondientes a mediciones en la superficie). En todas las campañas, las aguas profundas presentaron temperaturas de 27 °C.

Para las temperaturas superficiales, el efecto de la radiación solar es evidente, mostrando valores alrededor los 32 °C, en la tercera campaña, donde se presentó una menor nubosidad.

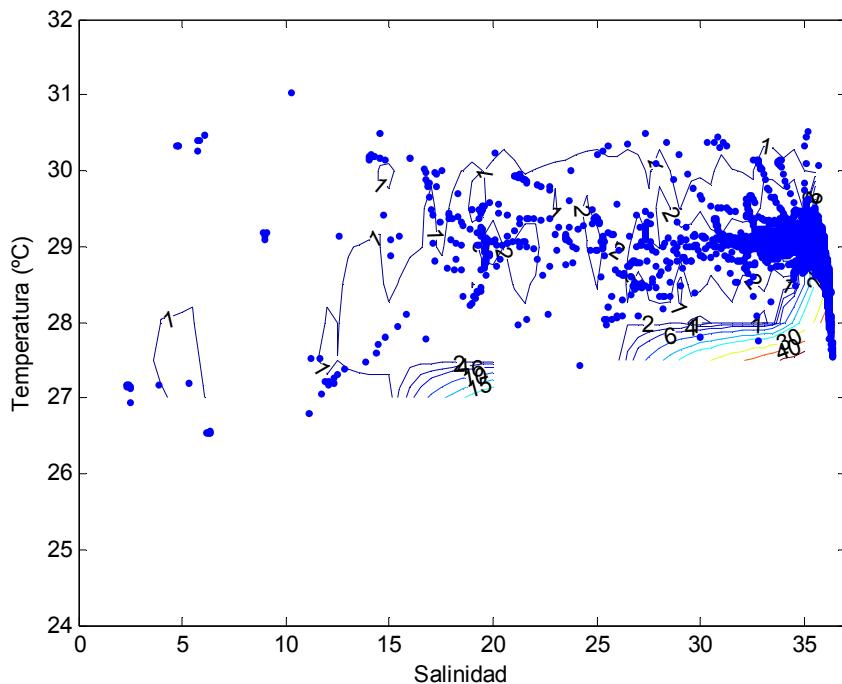


Figura 5.7. Curva de salinidad contra Temperatura medidos en la campaña 1 (Octubre de 2004) con contornos de igual profundidad.

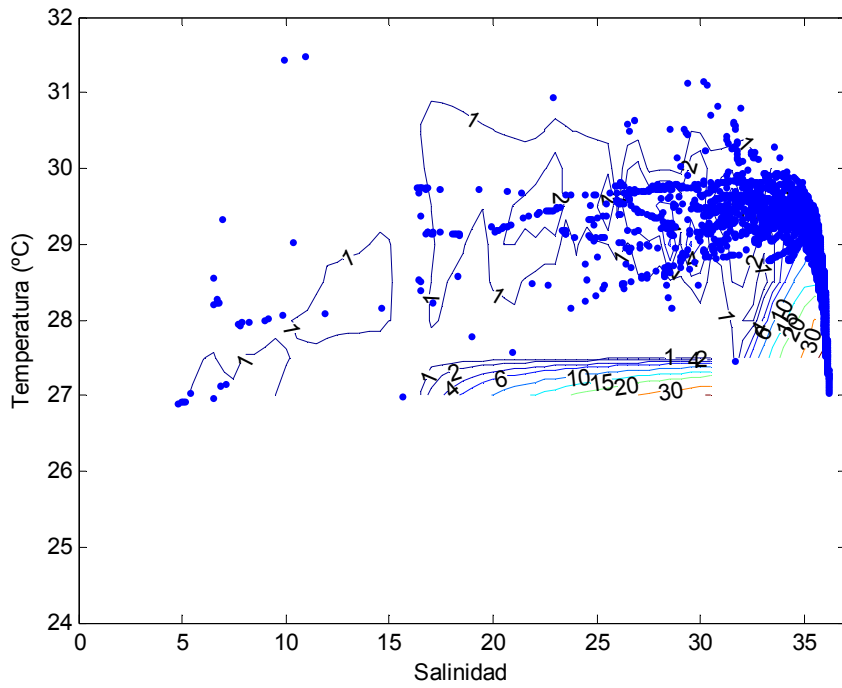


Figura 5.8. Curva de salinidad contra temperatura medidos en la campaña 2 (Junio de 2005) con contornos de igual profundidad.

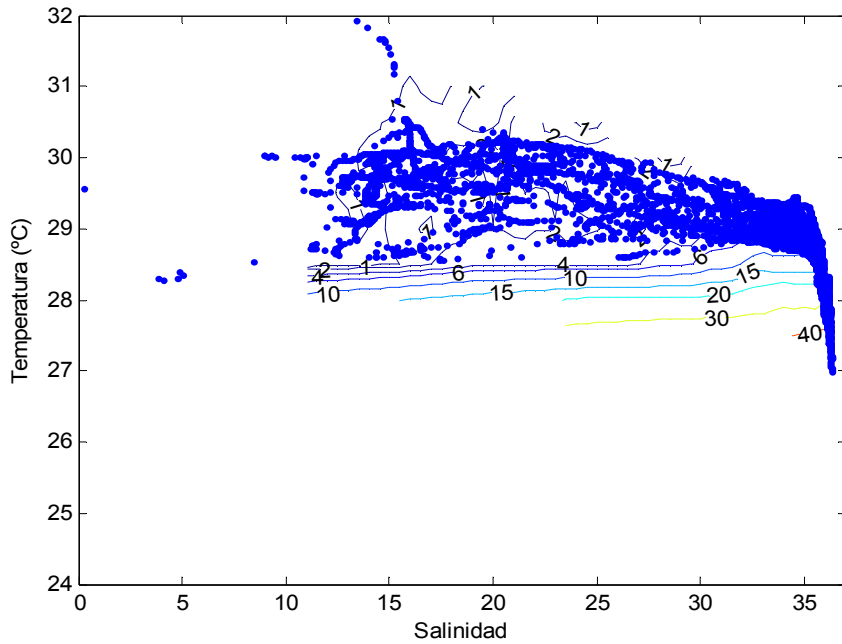


Figura 5.9. Curva de salinidad contra temperatura medidos en la campaña 3 (Junio de 2006) con contornos de igual profundidad.

5.3.2.2 Mediciones en bahía Colombia

En las campañas 4, 5 y 6 se recolectaron los perfiles de salinidad y temperatura. Estas mediciones se concentraron en bahía Colombia, donde las condiciones facilitaban el proceso de medición. Se puede observar que existe una fuerte estratificación salina, con variaciones en la salinidad entre 0 y 36 ups para la cuarta campaña, entre 1.1 y 36.7 ups para la quinta campaña y entre 0 y 36.4 ups para la sexta campaña. Las temperaturas variaron entre 27.7 °C y 32.7 °C en la cuarta campaña, entre 25.6 °C y 32 °C para la quinta campaña y entre 27.7 °C y 32.5 °C para la tercera campaña.

Las mediciones mostraron una alta variabilidad de la salinidad y la temperatura en los primeros metros. Las variaciones en la salinidad se pueden explicar por la estratificación inducida por las descargas de los principales ríos en la bahía; mientras que las variaciones de la temperatura están gobernadas por un calentamiento de las aguas superficiales a lo largo del día. La alta variabilidad que se observa en la campaña 4 se explica por el hecho de que en dicha campaña se incluyen algunas mediciones muy cerca a las bocas de los ríos, incluso algunas mediciones fluviales; además durante esta campaña se presentó una tormenta que originó mezclado de las capas superficiales. En las campañas 5 y 6 se observan tendencias similares a las antes mencionadas para las mediciones de las campañas 1 a 3.

5.3.3 Variabilidad espacial de la salinidad y la temperatura

Para analizar la variabilidad espacial de la salinidad en la zona de estudio, se interpoló la salinidad superficial para cada una de las tres campañas oceánicas cuyos resultados se muestran en la Figura 5.10. Se puede observar de la figura que existen unos altos gradientes horizontales inducidos por las descargas de los ríos.

Durante estas tres campañas se obtuvieron valores altos de salinidad a lo largo de la margen noroeste del golfo, mostrando un comportamiento típicamente oceánico y con poco efecto sobre la pluma estuarina, pluma bien definida, con dirección norte en la primera campaña. Se puede observar también que al costado noreste, los valores menores de salinidad (valores por debajo de 34 ups) reflejan el efecto de la descarga de agua dulce del río Atrato, efecto menos notorio durante la segunda campaña. En bahía Colombia, se observaron valores altos de salinidad en las dos primeras campañas, mientras que en la tercera campaña se observaron valores bajos. Este comportamiento sugiere que existen variaciones en la dirección y amplitud de la pluma estuarina del río Atrato, variaciones que deberán estar asociadas al régimen de vientos. En las campañas 2 y 3 se puede apreciar claramente la pluma del río León (extremo sur oriental de la bahía Colombia).

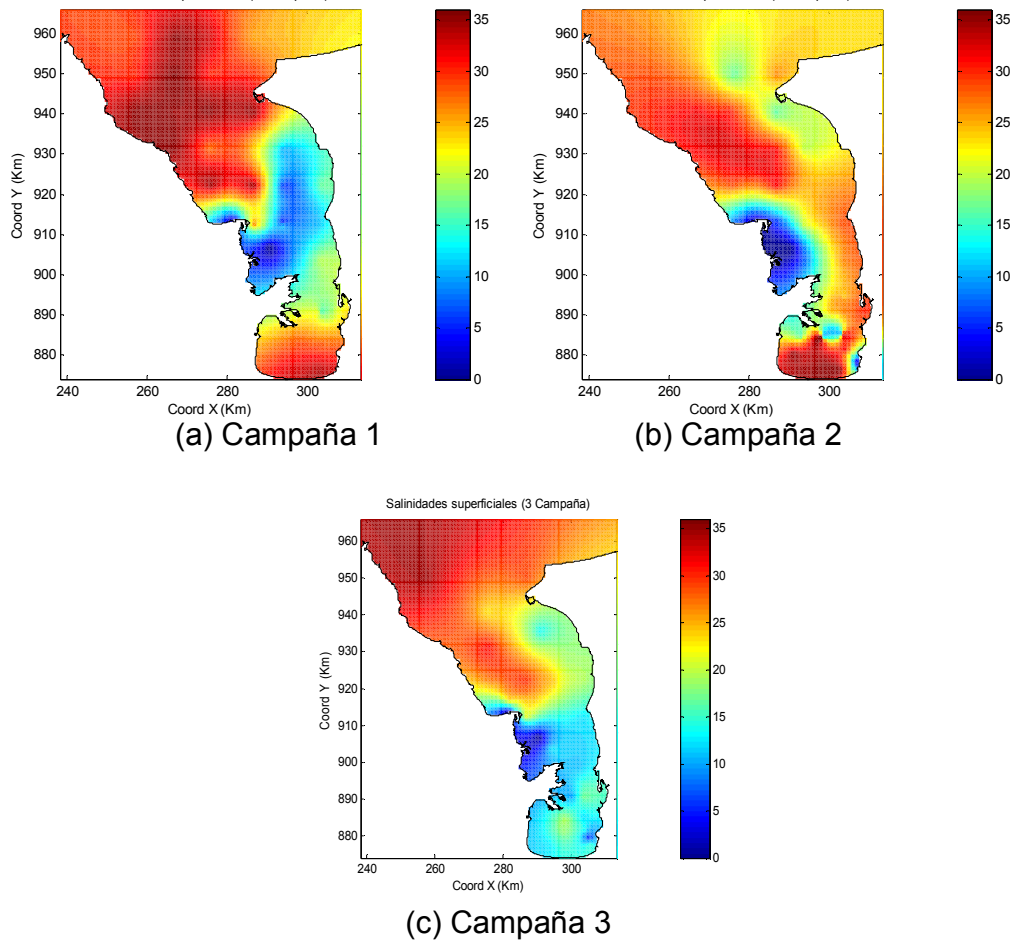


Figura 5.10. Salinidad superficial interpolada para las tres primeras campañas de medición

En la Figura 5.11 se presentan unos perfiles longitudinales en dirección sur-norte, de la salinidad a lo largo de la longitud $-76^{\circ} 47.104' W$ entre las latitudes $7^{\circ} 54'$ y $8^{\circ} 36' N$. Estos cortes muestran la existencia de una capa superficial, de unos pocos metros de espesor, con salinidades muy bajas, que se extiende a lo largo de la sección y que se mezclan completamente con las aguas saldas después de los 5 m de profundidad. En las zonas más profundas se observan valores de la salinidad oceánica, muy homogéneos. La figura ilustra cómo los efectos de la descarga de los ríos se limitan a los primeros metros de profundidad, presentándose un gradiente longitudinal en las capas superiores y observándose mezclado en dirección norte. Durante la campaña 2, la pluma del río Atrato no se muestra tan evidente como en las otras dos campañas, en su defecto se muestra una zona muy mezclada, hacia el norte, y la pluma del río muy cercana a la superficie. En la campaña 3, la pluma del río Atrato abarca toda la longitud de la sección mostrada con una profundidad constante.

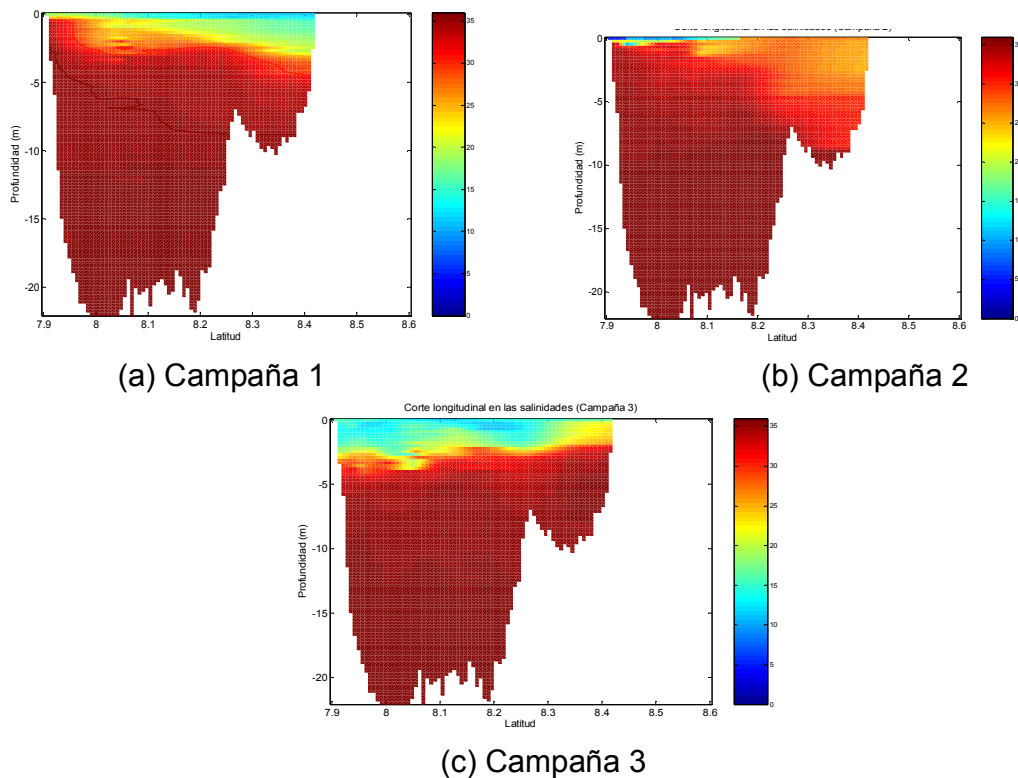


Figura 5.11. Perfiles longitudinales de la salinidad a lo largo de la longitud - 76° 47.104' W interpolados para las tres campañas.

En la Figura 5.12 se presentan las frecuencias Brunt-Vaisala calculadas para cada uno de los perfiles medidos en las campañas 1 a 6. En las campañas 1 a 3 (a la izquierda de la figura) se registraron las frecuencias más altas, indicando una mayor estabilidad en los perfiles. Sin embargo, en algunos de ellos se encontraron algunos valores de N^2 negativos, indicando inestabilidad en dichos perfiles. Hay que resaltar que en términos generales en las capas superiores existe una fuerte estabilidad (valores de la frecuencia de boyancia altos), mientras que en las capas inferiores hay una tendencia a permanecer neutros (con valores de la frecuencia cercanas a cero). De acuerdo a los valores de dicha frecuencia, la termoclina, la haloclina y la pincoclina se ubicarían en las capas superiores, en profundidades inferiores a los 4 primeros metros.

Para analizar la estabilidad identificada en las capas superiores se ubicó la posición de la pincoclina, de la haloclina y de la termoclina de cada uno de estos perfiles, como el punto donde se encuentra un punto de inflexión del respectivo perfil. Los perfiles de densidad fueron estimados de acuerdo a la expresión de UNESCO (1983) a partir de los perfiles de salinidad y temperatura medidos. Los resultados de los perfiles de densidad se presentan en la Figura 5.13, en donde se puede observar que los valores más bajos de densidad se ubican en las capas superiores. Esta zona se caracteriza por su baja salinidad y mayores

temperaturas, lo que hace que tengan menores densidades y que las aguas en dichas capas floten sobre el agua oceánica más fría y densa y se dificulte el proceso de mezcla.

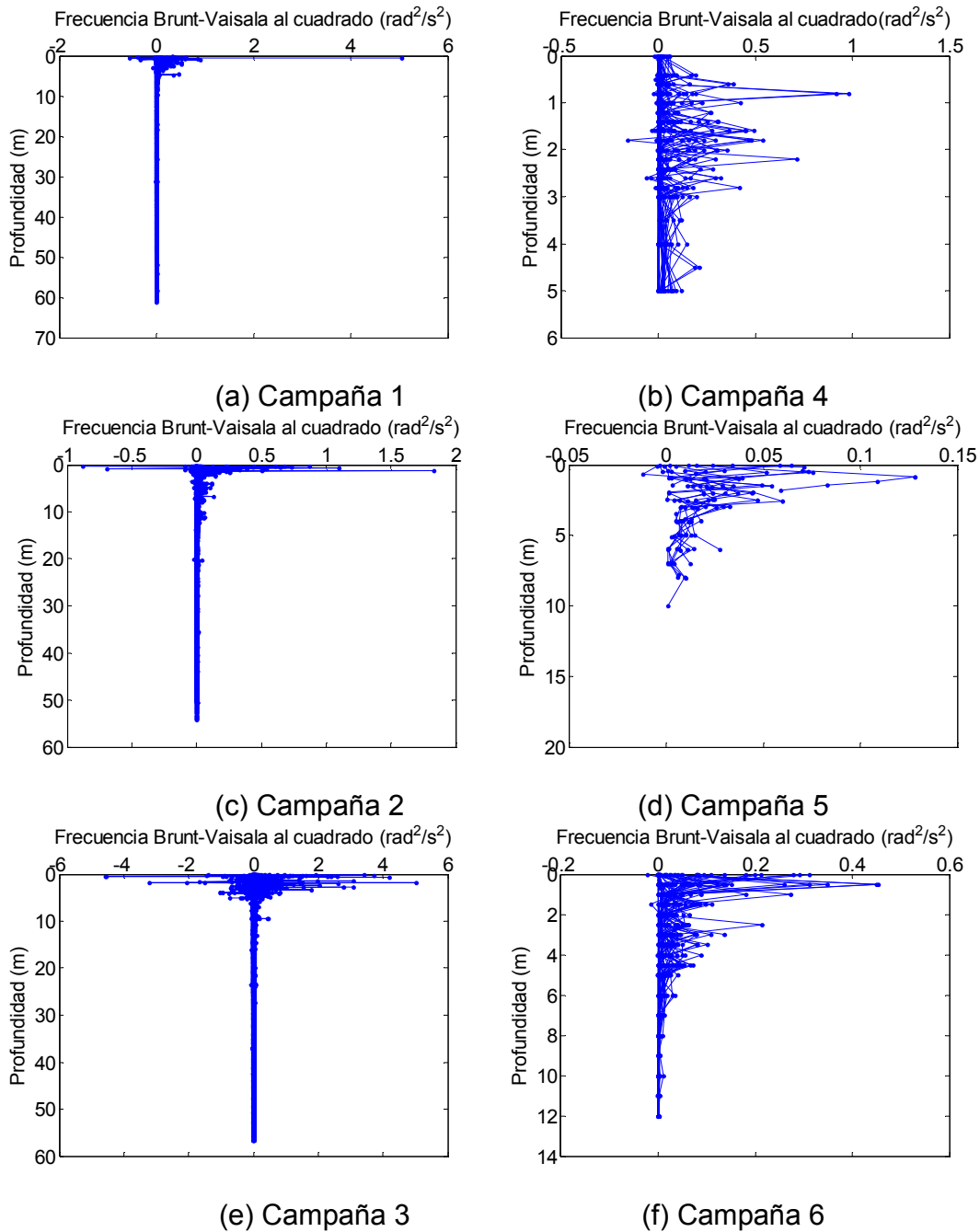
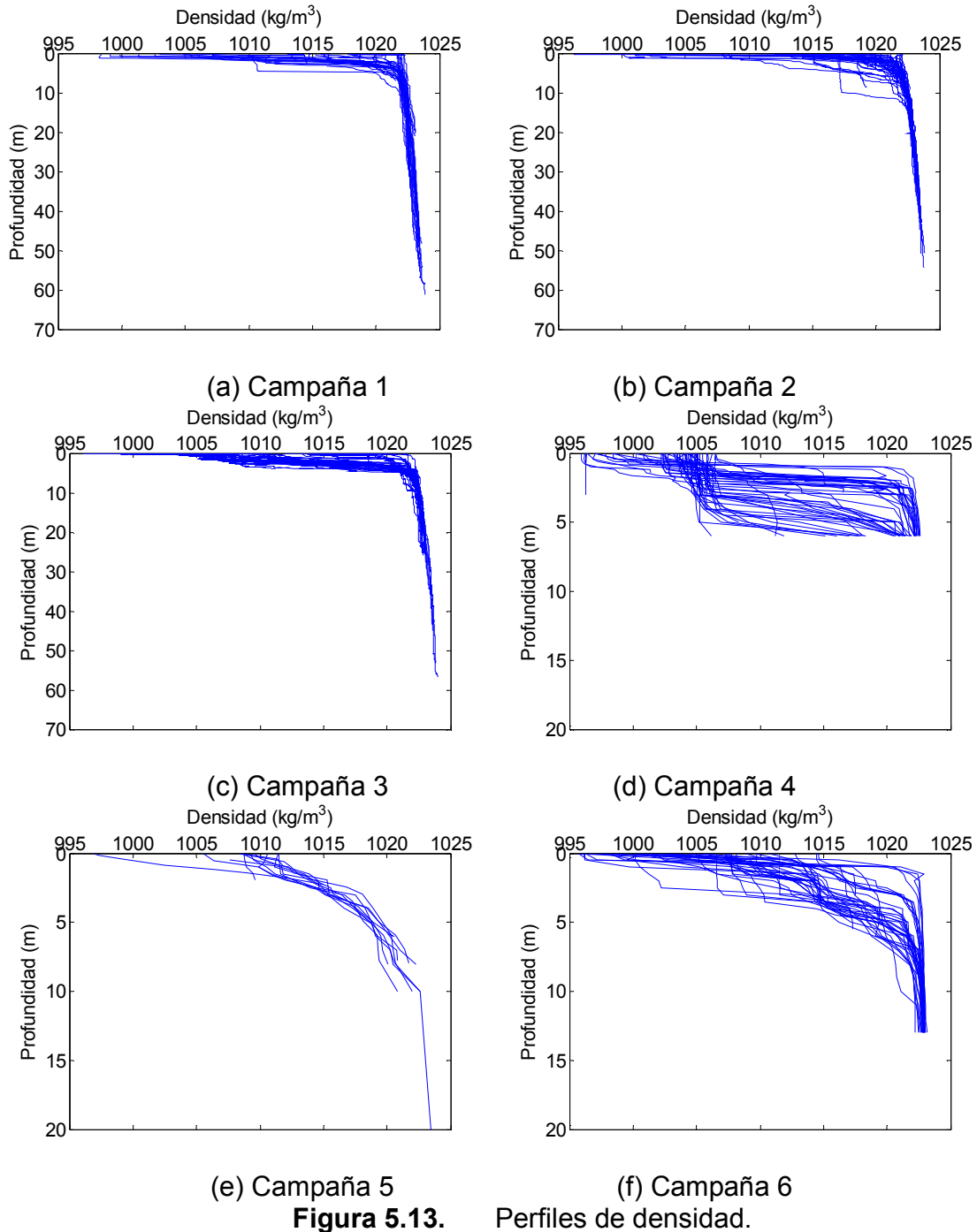
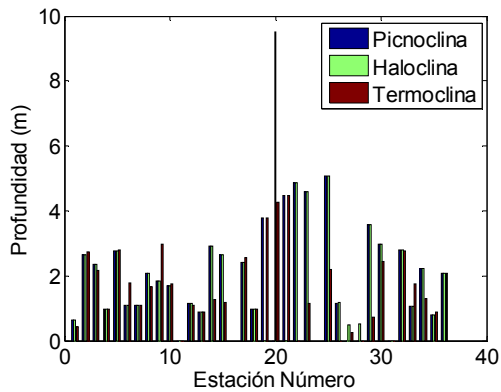


Figura 5.12. Frecuencias de Brunt-Vaisala para los perfiles medidos en las diferentes campañas.

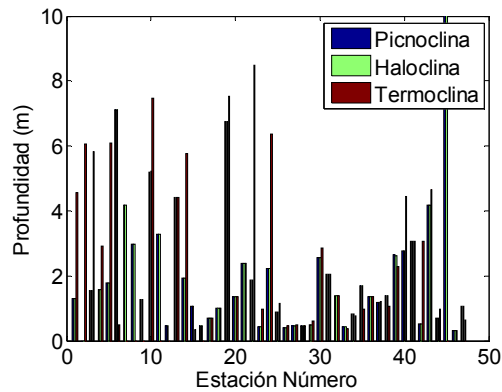


En la Figura 5.14 se presentan las profundidades identificadas para la termoclina, la haloclina y la picnoclina, calculadas a partir de los perfiles medidos como la profundidad donde se da el mayor gradiente de temperatura, salinidad o densidad respectivamente. Se debe tener en cuenta que estos perfiles fueron medidos a diferentes horas y en diferentes posiciones, y por lo tanto dichas profundidades están sujetas a variabilidad espacial y temporal. Para la picnoclina se encontraron valores alrededor de 2.33 m para la primera campaña, 2 m para la segunda, 1.83

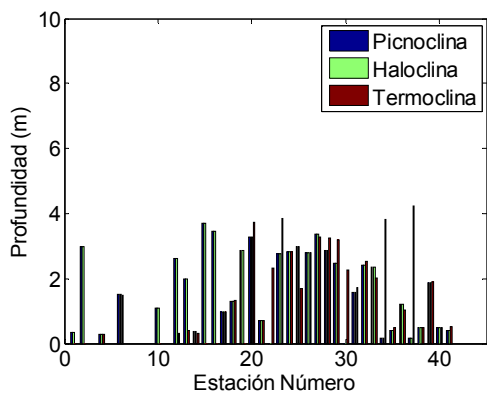
m para la tercera, 2.32 m para la cuarta, 1.6 m para la quinta y 2.33 m para la sexta campaña. Se puede observar que la haloclina y la termoclina coincidieron en la mayoría de los perfiles, las diferencias se produjeron en las estaciones ubicadas en la zona de mayor influencia oceánica y se pueden explicar pues en esta zona el agua es menos turbia y permite una mayor penetración de la luz y un mayor calentamiento de la columna de agua.



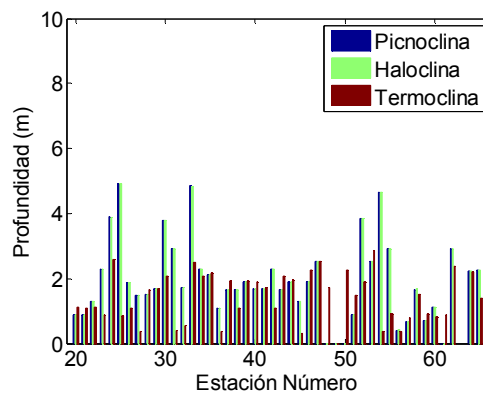
(a) Campaña 1



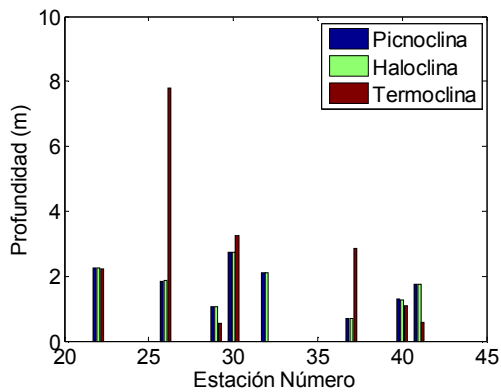
(b) Campaña 2



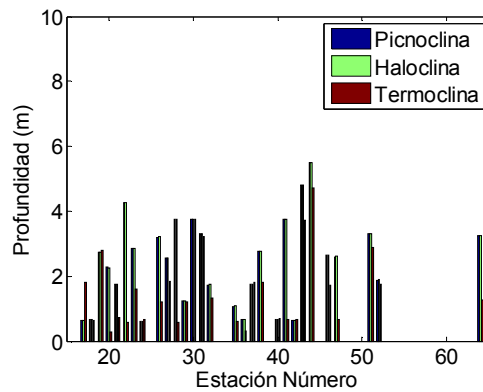
(c) Campaña 3



(d) Campaña 4



(e) Campaña 5



(f) Campaña 6

Figura 5.14. Profundidades de la picnoclina, haloclina y termoclina en los perfiles medidos.

De acuerdo al comportamiento de estos perfiles medidos, se identificaron 4 diferentes zonas con características diferentes para el golfo de Urabá. Una primera zona oceánica al noroeste caracterizada por perfiles homogéneos con salinidades entre 30 y 36 ups; una segunda zona al noreste del golfo, donde se observa una disminución en la salinidad en las capas superficiales, con salinidades entre 20 y 36 ups y una estratificación hasta los 4 m de profundidad; en la tercera zona, al centro del golfo, se encontraron las mayores variaciones de salinidad, con salinidades entre 7 y 36 ups, observándose una estratificación hasta los 2 m de profundidad; y una cuarta zona, al sur del golfo en bahía Colombia, donde la salinidad mostró variaciones entre 7 y 36 ups observándose estratificación de acuerdo a su ubicación y a la época del año. Se encontró que la circulación en el golfo está fuertemente dominada por la descarga del río Atrato, la cual genera una estratificación halina que domina la circulación en las capas superficiales, con una profundización de la haloclina en dirección noreste. Un análisis de la picnoclina (Figura 5.15) muestra una tendencia a profundizarse hacia el norte, con menores profundidades en cercanías a las bocas del río Atrato, con profundidades mayores en al noreste. Se podría estimar una profundización con una pendiente de entre 0.00007 y 0.0001, para las diferentes campañas valores considerados muy bajos.

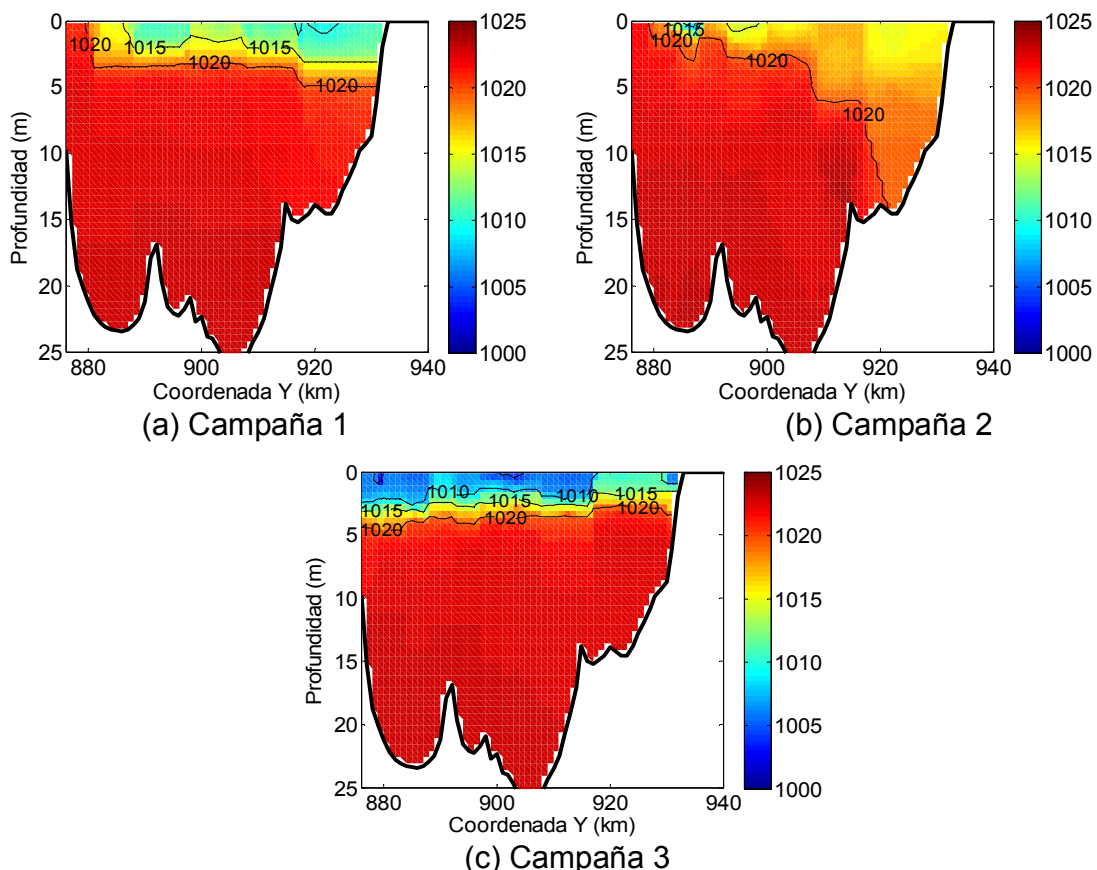
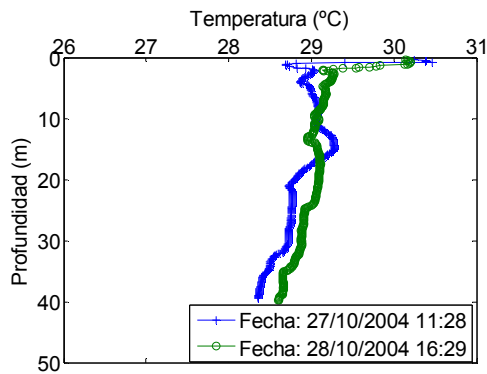


Figura 5.15. Cortes longitudinales de la densidad a lo largo de la longitud - 76° 47.104' W para las tres campañas.

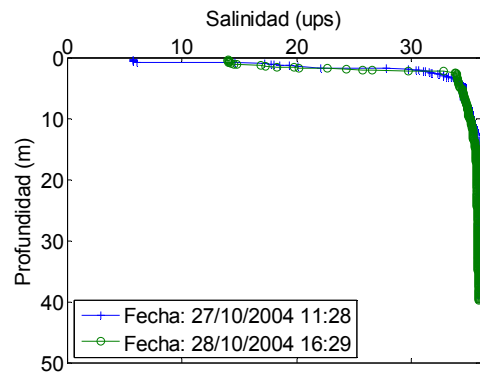
5.3.4 Variabilidad temporal de la salinidad y la temperatura

Para ilustrar la variabilidad temporal de la pluma del río Atrato, en las Figura 5.16 y Figura 5.17 se presentan algunos perfiles de salinidad y temperatura en estaciones en las que se realizaron mediciones a diferentes horas del día y cuya ubicación se puede observar en la ubicación de estos perfiles en la Figura 5.1 y en la Figura 5.2. En la Figura 5.16 (a) se presentan dos perfiles de temperatura en horas de la tarde tomados durante la primera campaña en dos días diferentes, los cuales muestran claramente temperaturas más altas en las capas superficiales que en las capas a profundidades mayores de 2 m mientras que la Figura 5.16 (c) muestra los perfiles de temperatura en horas de la mañana y en horas de la tarde y se puede observar una diferencia de un poco más de 3°C entre la mañana y la tarde en la capa cercana a la superficie mientras que muestra diferencias mucho menores a profundidades mayores a los 2 m. En la Figura 5.16 (e) se muestra el comportamiento, durante la primera campaña, de una estación cercana a la boca el Roto del río Atrato y medida en horas de la mañana y en la tarde, en la cual no se observa un calentamiento importante de las capas superficiales, efecto de la descarga del río Atrato. En las Figura 5.17 (a), (c) y (e) se observan grandes diferencias en las temperaturas entre la mañana y la tarde. Se observan variaciones debido al calentamiento de las capas superficiales a lo largo del día y un posterior enfriamiento en horas de la noche.

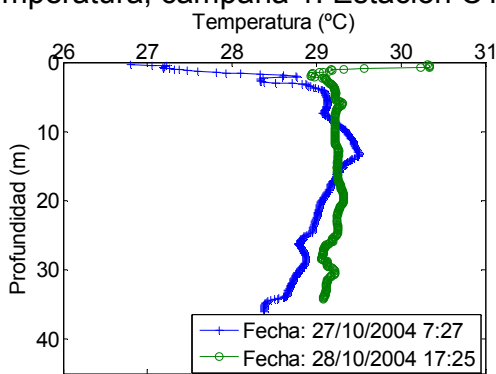
Las Figura 5.16 (b) (d) y (f) y Figura 5.17 (b), (d) y (f) ilustran la variación del perfil de salinidades. Para explicar dichas diferencias hay que considerar el efecto de la marea. En la Figura 5.16 (b) se observan diferencias de casi 10 ups en la salinidad. En la Figura 5.16 (f) las diferencias en salinidad no son tan notorias pues ambas mediciones se realizaron en horas de la tarde, equivalentes a un período de marea saliente. Esta estación está localizada muy cerca de una de las bocas del río Atrato y las pequeñas variaciones en la salinidad durante el día, también ilustran el efecto del río en dicha zona. Las mareas inducen un movimiento en el frente de agua dulce que ingresa al golfo, con lo que se pueden explicar las diferencias en salinidad en las mediciones a diferentes horas del día. En las Figura 5.17 (b) y (d) los perfiles de salinidad son prácticamente constantes a lo largo de la profundidad, con valores oceánicos. Una situación diferente se muestra en la Figura 5.17 (f) para una estación cercana a una la boca el Roto del río Atrato para la cual se observan diferencias en la salinidad superficial de más de 20 ups, haciendo evidente el papel de la marea.



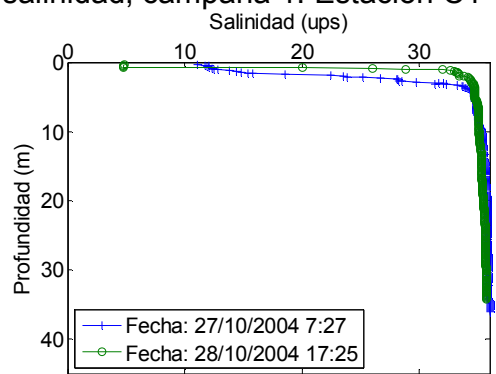
(a) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 1. Estación C1-13.



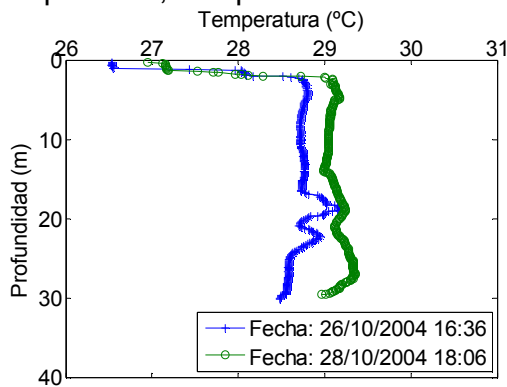
(b) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 1. Estación C1-13.



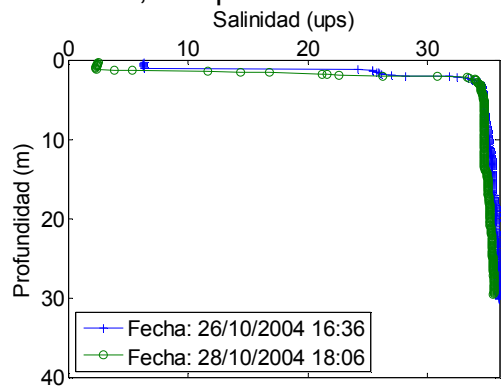
(c) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 1. Estación C1-9.



(d) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 1. Estación C1-9.

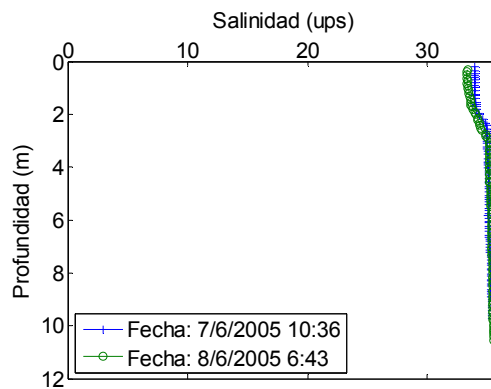
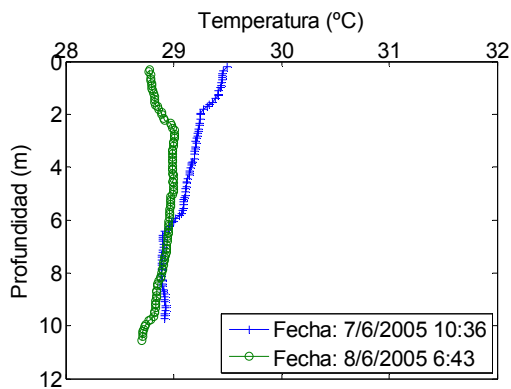


(e) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 1. Estación C1-7.



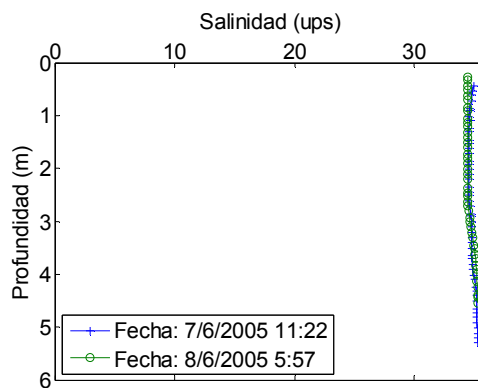
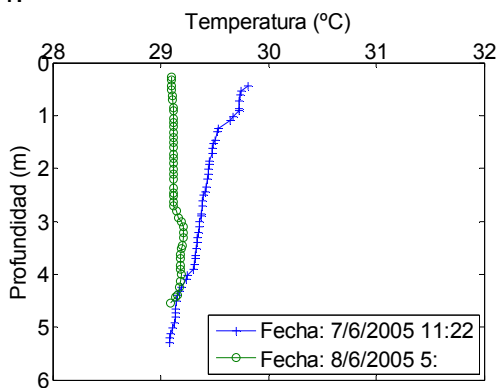
(f) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 1. Estación C1-7.

Figura 5.16. Perfiles de temperatura y salinidad a diferentes horas del día, durante la primera campaña de mediciones.



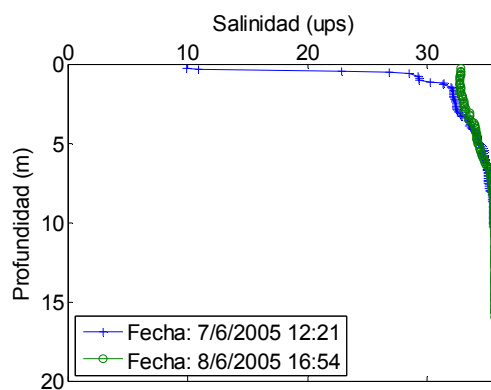
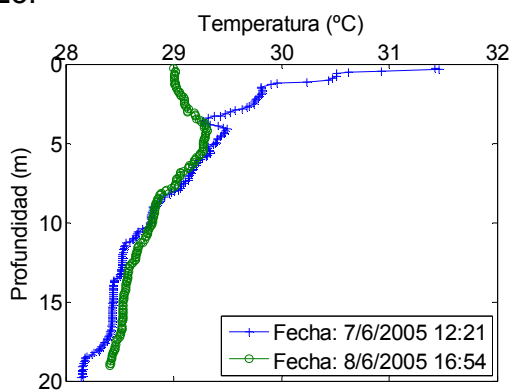
(a) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 2. Estación C2-24.

(b) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 2. Estación C2-24.



(c) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 2. Estación C2-25.

(d) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 2. Estación C2-25.



(e) Comparación de perfiles de temperatura, campaña 2. Estación C2-26.

(f) Comparación de perfiles de salinidad, campaña 2. Estación C2-26.

Figura 5.17. Perfiles de temperatura y salinidad a diferentes horas del día, durante la segunda campaña de mediciones.

5.3.5 Algunos efectos locales en las mediciones

En las mediciones realizadas en las campañas de campo se pudieron observar algunos efectos locales que son importantes de describir. En la Figura 5.18 se presenta una serie de mediciones en cercanías a la descarga del río León (estación 29) donde se puede observar la evolución de la salinidad y la temperatura en el campo cercano. Se puede observar en la Figura 5.18 (b) que en el campo cercano se produce una fuerte mezcla entre agua dulce y el agua salada en las capas superficiales, desde las 0 ups en la boca del río hasta unas 9 ups en el perfil medido a un kilómetro de la boca del río, donde valores típicos oceánicos aparecen a partir de una profundidad aproximada de 3 m. Las variaciones de la salinidad en la vertical no son a un gradiente constante, observándose una zona alrededor de los 3 m de profundidad donde se tiene un gradiente alto, indicando una posible localización de la haloclina.

La variación de la temperatura se observa en la Figura 5.19 (a). A medida que nos alejamos de la boca del río, las aguas fluviales se van calentando por el efecto de la radiación solar, mostrando un valor máximo a 50 cm de profundidad en la estación más lejana de la boca. La temperatura de las aguas oceánicas se alcanza a una profundidad de 2 m.

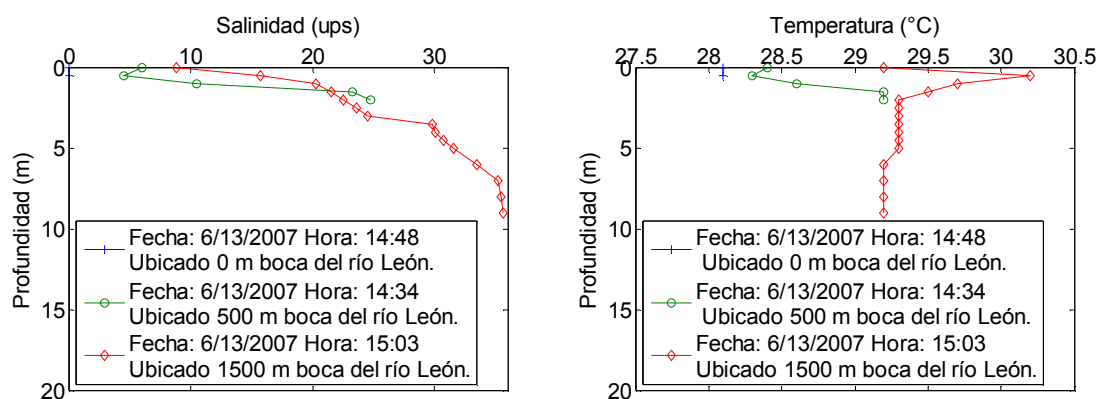


Figura 5.18. Evolución de la salinidad y la temperatura cerca de la descarga del río León. Estación C6-29.

Durante la campaña 4, se presentó una fuerte tormenta en la noche del 22 de Agosto de 2006, lo que produjo una profundización de la haloclina, como se ilustra en la Figura 5.19, en diferentes estaciones para diferentes horas del día. Se observa una profundización de la haloclina hasta los 5 m. Debido a la tormenta, los fuertes vientos generan una mayor mezcla en la vertical en gran parte del golfo, dándose una profundización de la haloclina. Como se puede apreciar de la

figura, el efecto es dramático y de duración larga, después de dos días aún todavía se pudo observar el fenómeno.

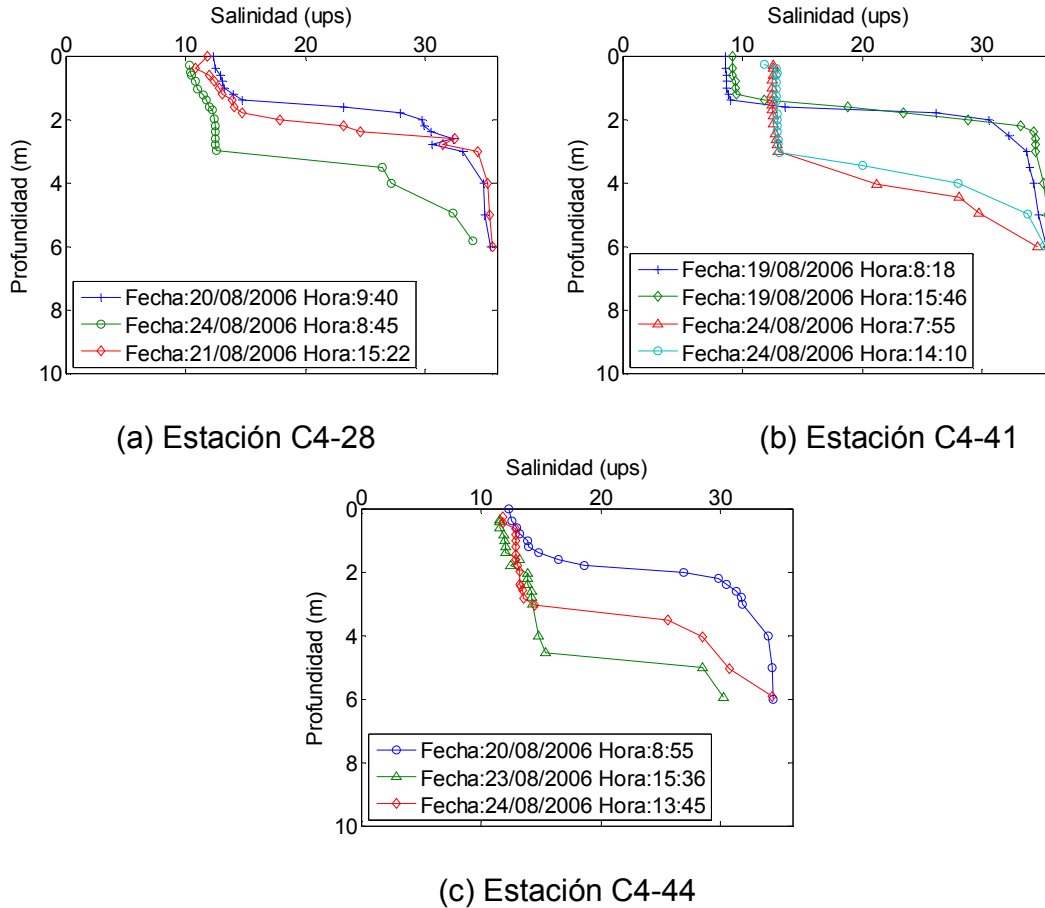
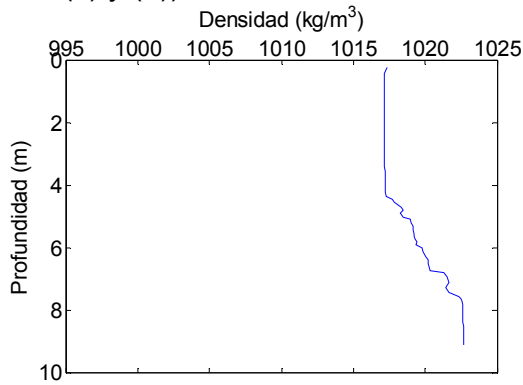


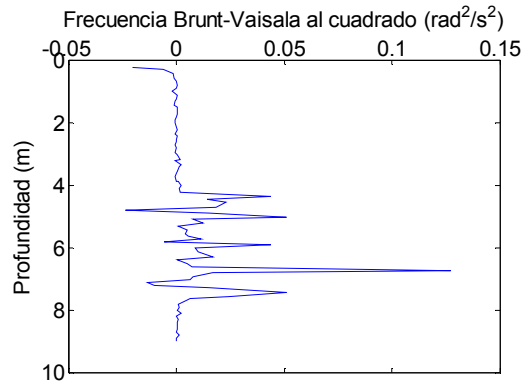
Figura 5.19. Perfiles de salinidad a diferentes horas del día, en tres estaciones de medición durante la cuarta campaña de mediciones.

Enfocando, ahora, la atención a los perfiles de densidad, se pudo observar la presencia de múltiples picnoclinas en un mismo perfil y ubicadas en los primeros metros (en los 4 primeros metros). Dicho fenómeno se observó en la zona de influencia de la descarga del río Atrato, en cercanías a algunas de las bocas del río. Algunos perfiles de densidad medidos se ilustran en las Figura 5.20 y Figura 5.21, donde frente al perfil se presentan las frecuencias de Brunt-Vaisala; la ubicación de estas estaciones se puede observar en la Figura 5.2. En la Figura 5.20 además de la presencia de dos picnoclinas (Figura 5.20 (b), (c) y (f)), se observó la inversión de los perfiles de densidad cerca a los 1.5 m de profundidad, esto sugiere la inestabilidad de dicho perfil en el tiempo y su rápida mezcla, inestabilidad que se ve reflejada en la presencia de frecuencias Brunt-Vaisala negativas. La Figura 5.20 presenta dos perfiles típicos de las mediciones, en los que se observa la presencia de la picnoclina alrededor de los 2 m de profundidad, para la estación ubicada al norte (Figura 5.20 (a) y (b)) y cercano a los 1 m para

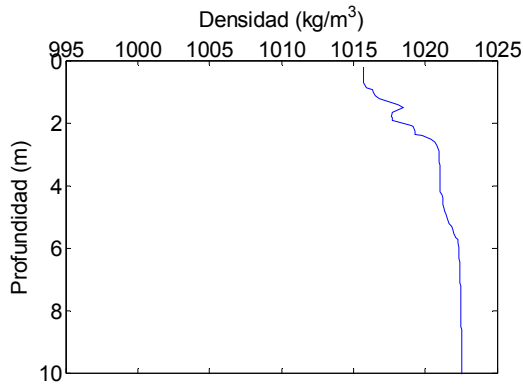
una estación al sur, en la zona de influencia de la descarga del río Atrato (Figura 5.20 (c) y (d)).



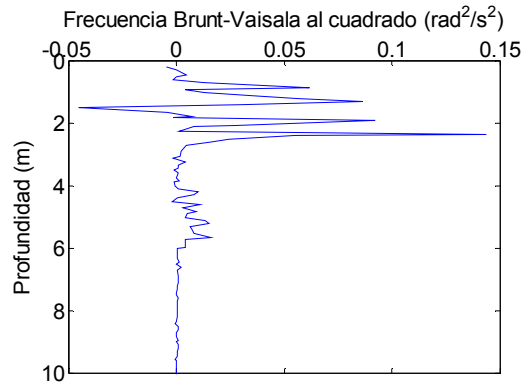
(a) Perfil de densidad. Campaña 2. Estación C2-19.



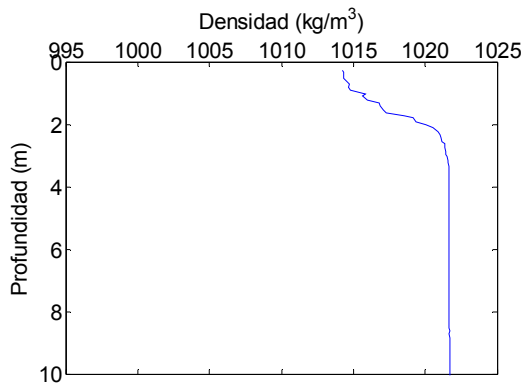
(b) Frecuencia Brunt-Vaisala. Campaña 2. Estación C2-19.



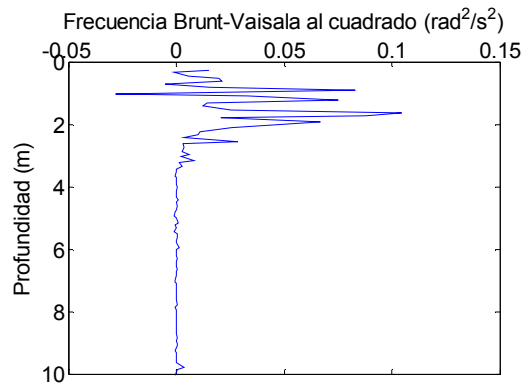
(c) Perfil de densidad. Campaña 2. Estación C2-21.



(d) Frecuencia Brunt-Vaisala. Campaña 2. Estación C2-21.



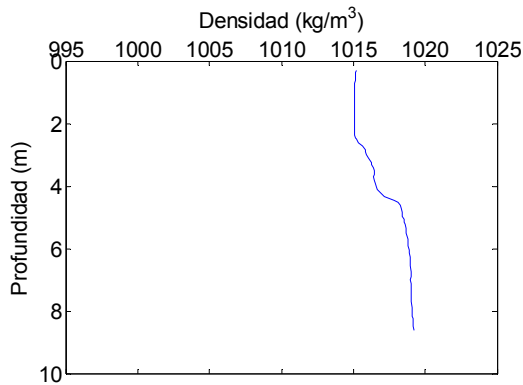
(e) Perfil de densidad. Campaña 2. Estación C2-35.



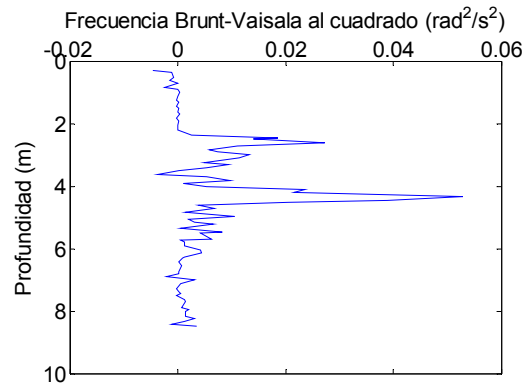
(f) Frecuencia Brunt-Vaisala. Campaña 2. Estación C2-35.

Figura 5.20. Perfiles de densidad que presentan múltiples pycnoclinas y con inversión en el perfil de densidades.

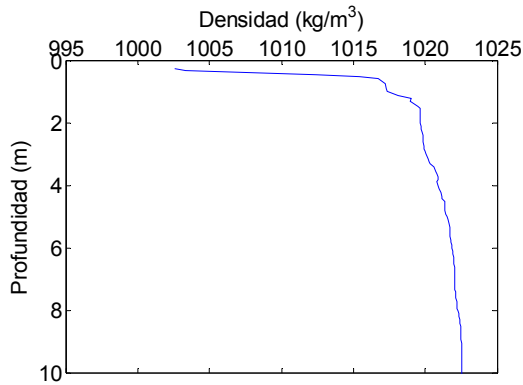
El fenómeno de múltiple estratificación se observó principalmente en la zona central del golfo, zona de influencia directa del río Atrato. Para el análisis hay que recordar que el río Atrato descarga al golfo por múltiples bocas, por lo que la pluma generada por la descarga por una determinada boca, puede dispersarse sobre la pluma generada por otra de ellas la cual se encuentra más mezclada, generando localmente un perfil con múltiple estratificación.



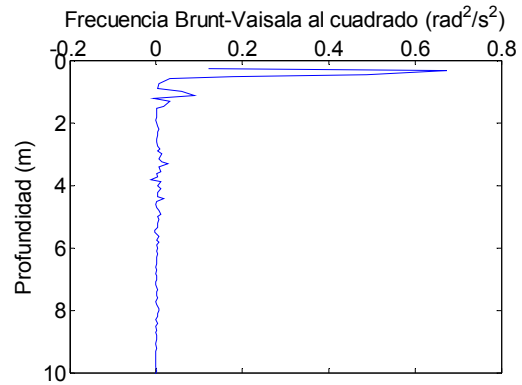
(a) Perfil de densidad. Campaña 2. Estación C2-13.



(b) Frecuencia Brunt-Vaisala. Campaña 2. Estación C2-13.



(c) Perfil de densidad. Campaña 2. Estación C2-26.



(d) Frecuencia Brunt-Vaisala. Campaña 2. Estación C2-26.

Figura 5.21. Perfiles de densidad y frecuencias Brunt-Vaisala en la estación C2-13 y C2-26 de la segunda campaña.