UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS Licenciatura en Oceanología



"VARIABILIDAD DE LAS PROPIEDADES HIDROGRÁFICAS Y EL EFECTO DE LAS CHIMENEAS HIDROTERMALES EN EL GOLFO DE CALIFORNIA, FEBRERO-MAYO DE 2015"



TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

OCEANÓLOGO

PRESENTA:

SIRIA RAQUEL MUÑOZ NAVARRO

DIRECTOR DE TESIS: DR. RUBÉN CASTRO

ENSENADA, B.C., JUNIO DE 2018.

VARIABILIDAD DE LAS PROPIEDADES HIDROGRÁFICAS Y EL EFECTO DE LAS CHIMENEAS HIDROTERMALES EN EL GOLFO DE CALIFORNIA, FEBRERO-MAYO DE 2015

TESIS

QUE PRESENTA

Siria Raquel Muñoz Navarro

Aprobada por:

Dr. Rubén Castro Valdez Presidente del jurado

Dra. Ana Laura Flores Morales Sinodal Propietario

Dr. Ronald Michael Spelz Madero Sinodal Propietario

RESUMEN

En este estudio se analiza la estructura vertical de 26 estaciones hidrográficas de alta resolución, desde el sur del Canal de Ballenas (CB) hasta la entrada al Golfo de California (GC), y se describe en base a mediciones obtenidas por un vehículo autónomo operado en forma remota (ROV, por sus siglas en inglés) lanzado y recuperado desde el R/V Western Flyer, entre febrero y mayo de 2015. El ROV incluyó un CTD con sensores de temperatura, presión, conductividad, oxígeno disuelto y transmitancia de luz. Entre los rasgos más relevantes que se detectaron fue que dos de cinco lances en la Cuenca Pescadero (CP) que mostraron cambios bruscos en todas las propiedades hidrográficas en las aguas profundas (>2300 m), lo cual fue asociado a la presencia de chimeneas hidrotermales. La temperatura conservativa aumentó de ~1.5 a 8-9°C; la salinidad absoluta tuvo fluctuaciones de ~0.2 gr kg⁻¹, la transmitancia de luz disminuyó desde ~85% hasta 50% y 0%, dependiendo de la ubicación de la chimenea. Asimismo, se encontró que la temperatura superficial del mar aumentó desde el CB (~15.5 °C) hasta la entrada al golfo (~25 °C), mientras que la salinidad se comportó de manera inversa (35.3 - 34.2 g kg⁻¹). La variabilidad de la columna de agua en la zona del CB contrastó con el resto de los lances al sur del GC, ya que tuvo aguas más cálidas (13°C) a profundidades > 200 m, menor estratificación y mayores concentraciones de oxígeno disuelto (80 umol kg⁻¹ en el norte, 20 umol kg⁻¹ en el sur). Se detectó que la confluencia de masas de agua formadas en el GC y el Pacífico ocurrió en la CP (~24°N) y en las estaciones de la entrada del GC, donde resultaron características del Agua Transicional y Agua de la Corriente de California. La zona del mínimo de oxígeno no se observó en el CB, sino que se encontró desde ~400 m de profundidad hacia el fondo en la Cuenca de Guaymas, y ~300 m en la entrada al GC. Además, Las mediciones de este crucero se realizaron en el 2015, bajo condiciones de El Niño 2014-2015, las cuales fueron contrastadas con un crucero de abril de 2013 y fueron comparadas con imágenes de satélite temperatura superficial del mar. Los resultados indicaron un aparente calentamiento del orden de 3°C en el 2015.

Palabras clave: Golfo de California, Masas de agua, Chimeneas hidrotermales, Cuenca Pescadero, Canal de Ballenas.

Dedicatoria

A mi madre: María Belem Navarro Navarro, gracias por su amor y apoyo incondicional. Mis logros son el resultado de su esfuerzo y fe en mí.

A mis hermanos, en especial a mi hermano menor: Ismael Alberto Muñoz Navarro, por su amor, por ser mi compañero durante mi infancia y mi trayectoria académica.

Siempre seremos 3.

Gracias por existir y ser parte de mi vida.

Agradecimientos

A mi director de tesis: Dr. Rubén Castro, por compartir su conocimiento y proporcionar información de este proyecto conmigo, sin ellos sería imposible realizar esta tesis. Gracias despertar en mí el interés a la oceanografía física, por su eterna paciencia, apoyo y disponibilidad de tiempo para orientarme fuera de clases, durante ayudantías de investigación, en el servicio social profesional y finalmente en esta tesis.

A la Dra. Ana Laura Morales, gracias por aceptar ser parte de mi comité de titulación sin conocerme previamente y por sus aportaciones para la realización de mi tesis.

Al Dr. Ronald Spelz, por compartir su conocimiento y sus valiosas aportaciones acerca de chimeneas hidrotermales conmigo para la revisión de mi tesis.

Un agradecimiento especial al Dr. Curtis A. Collins, de la Naval Postgraduate School, de Monterey California, ya que gracias a su colaboración con el centro de investigación "Monterey Bay Aquarium Research Institute" pudimos tener acceso a los datos utilizados en este estudio.

- Dra. Sorayda Tanahara, por apoyarme, asesorarme durante el transcurso de mis estudios de licenciatura. Fue un honor poder haber sido su estudiante.
- A mi tutora M. C. Patricia Alvarado Graef, por encaminarme durante mis estudios de licenciatura, por sus consejos y sus ánimos durante mis momentos más difíciles durante este periodo.

A mis amigos que logré conocer en la facultad, gracias por todos los buenos momentos que pasamos durante toda la carrera y por sus ánimos para poder seguir adelante con la realización de mi tesis.

A mi familia: mis padres Ismael y Belem, mis hermanos Víctor Y., Luis R., Ismael
A. y Gabino Villaseñor, mis primos Alonso e Israel Raygoza y a mi familia postiza: mi nina María Arce y mis tías Sofía Samaniego y Elidee Díaz, por su amor, consejos y por alentarme a seguir adelante con mis metas.

Contenido

	Pág	jina
Resumen 2		
Dedicatoria 3		
Agradecimientos		
Lista de figuras 6		
1.	Introducción	9
2.	Descripción del área de estudio	13
3.	Objetivo	15
4.	Datos y Métodos	16
	4.1 Procesamiento de datos	18
5.	Resultados	20
	5.1 Diagramas de temperatura conservativa (Θ) vs. Oxígeno disuelto (O2	<u>)</u>) y
	salinidad absoluta (SA).	21
	5.2 Perfiles de temperatura conservativa, salinidad absoluta y densidad	
	potencial: estaciones 1, 17 y 23.	32
	5.3 Perfiles de transmitancia de luz (%): estaciones 17 y 23.	36
	5.4 Perfiles de velocidad del sonido.	38
6.	Discusión	40
7.	Conclusión	51
8.	Referencias	53
9.	Apéndice	59

Lista de figuras

1. Localización del área de estudio en el Golfo de California, así como la ubicación de las principales cuencas localizadas a lo largo de su eje. La escala de colores en la margen derecha de la figura muestra la batimetría en metros......pág.14 2. Área de estudio donde se incluyen las estaciones de muestreo realizadas por el ROV a bordo del *R/V Western Flyier* en el golfo de California. (a) Vista superficial de las estaciones. Los números indican solo las estaciones que se analizaron en este estudio. (b) Vista tridimensional donde se incluye la profundidad.....pág.17 3. Diagramas: (a) temperatura conservativa (°C) vs. oxígeno disuelto (µmol kg⁻¹) y (b) temperatura conservativa vs. salinidad absoluta (g kg⁻¹) en la estación 1. La barra de color indica la profundidad en metros.....pág.21 4. Idem que la figura 3 pero para la estación 2.....pág.22 5. Ídem que la figura 3 pero para la estación 3.....pág.23 İdem que la figura 3 pero para la estación 4.....pág.24 6. 7. Ídem que la figura 3 pero para la estación 5.....pág.25 Ídem que la figura 3 pero para la estación 6.....pág.26 8. 9. Ídem que la figura 3 pero para la estación 7.....pág.27 10. Ídem que la figura 3 pero para la estación 17.....pág.29 11. Idem que la figura 3 pero para la estación 19.....pág.30 12. Idem que la figura 3 pero para la estación 23.....pág.31 13. Idem que la figura 3 pero para la estación 25.....pág.32 14. Perfiles verticales de temperatura conservativa, salinidad absoluta y densidad potencial en la estación 1.....pág.33

15. Ídem que la figura 14 pero para la estación 17pág.35		
16. Ídem que la figura 14 pero para la estación 23 pág.36		
17. Perfil vertical de transmitancia de luz (%) para la estación 17 pág.37		
18. Ídem que la figura 17 pero para la estación 23 pág.3 8		
19. Perfiles verticales de la velocidad del sonido en las estaciones 1, 6, 23 y 25. En		
el panel superior el color indica el coeficiente de compresibilidad (1/Pa) y en e		
panel inferior se muestra la densidad potencial – 1000 (kg m-3). La escala de los		
ejes se cambió a propósito para poder ver mejor los detalles en las		
figuraspág.40		
20. Transecto de temperatura conservativa (Θ , °C) y salinidad absoluta (g kg ⁻¹) a lo		
largo del GC denotando en la parte superior las estaciones de muestreo		
realizadas (ver Fig. 2). La barra de color indica la temperatura en °C (a) y la		
salinidad en g kg ⁻¹ (b). En color negro se indica la posición aproximada del umbra		
de San Lorenzo pág.42		

- 21. Transecto de densidad potencial (kg m⁻³) y oxígeno (μmol kg⁻¹) a lo largo del GC, denotando en la parte superior las estaciones de muestreo realizadas (ver Fig. 2). La barra de color indica la densidad en kg m⁻³ (a) y el oxígeno en μmol kg⁻¹ (b). La línea blanca (amarilla) discontinua indica la isolínea de 60 μmol kg⁻¹ (60 μmol kg⁻¹) y la línea amarilla continua 1.0 μmol kg⁻¹. En color negro y gris se indica aproximadamente la posición del umbral de San Lorenzo......pág.44
 22. Diagramas de temperatura conservativa (°C) vs. Salinidad absoluta (g kg⁻¹). El
- diagramas de temperatura conservativa (°C) vs. Salinidad absoluta (g kg⁻¹). El diagrama de color rojo es la estación 17 del ROV en el 2015 y el azul son los lances del crucero PESCAR24 en abril de 2013......**pág.47**

- 24. Locación de los lances hidrográficos realizados en la entrada del GC durante el crucero PESCAR24 en abril de 2013. (Castro *et al.*, 2017)......**pág.49**
- 25. Temperatura superficial del mar del océano Pacífico durante marzo-abril de 2013
 (a) y marzo-abril de 2015, durante el evento de El Niño. La isoterma de color negro es de 19°C y la de color blanco es de 24°C......pág.50

1. Introducción

El Golfo de California (GC) es un mar marginal del Pacífico Tropical limitado por la Península de Baja California al oeste y los estados de Sinaloa y Sonora al este y norte, respectivamente. Tiene comunicación abierta por el sur, cuya boca, entre la punta de la península y Sinaloa es de ~200 km de ancho y con profundidades que rebasan los 2.5 km. A lo largo del GC se presenta una topografía bastante irregular con cuencas que incrementan su profundidad de norte a sur (Lavín y Marinone, 2003).

El GC se caracteriza por ser una cuenca cuya tasa de evaporación (~1 m año⁻¹) excede a la de precipitación, además anualmente tiene una ganancia neta de flujos de calor atmosférico en promedio de ~100 W m⁻². Lo anterior implica que, se exporta calor y sal al Océano Pacífico adyacente (Lavín y Organista, 1988; Castro e*t al.* 1994; Berón-Vera y Ripa, 2000, 2002). La circulación termohalina resultante es diferente a otras cuencas de concentración. Las aguas que se forman en el interior del GC, aunque tienen alta concentración de salinidad (\geq 35 g kg⁻¹), son cálidas, lo cual involucra cierta flotabilidad, por lo que estas fluyen en una capa relativamente somera (Bray, 1988a, 1988b; Torres-Orozco, 1993; Delgadillo-Hinojosa e*t al.*, 2006).

En general, las características termohalinas en la capa superficial del GC pertenecen al Agua formada en el norte del Golfo de California (AGC), por debajo de ésta se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y el Agua Profunda del Pacífico (APP) (Bray, 1988b; Torres-Orozco, 1993; Lavín y Marinone, 2003). El Agua Subsuperficial Subtropical Subtropical presenta

un máximo de salinidad de 34.8 a una profundidad entre 50-150 metros y se encuentra presente hasta la región central del GC durante todo el año (Torres-Orozco, 1993). Entonces, al sur de la Región de las Grandes Islas, se encuentra una estructura similar a la del Pacífico Tropical Oriental, con modificación en la superficie por exceso por evaporación (Álvarez-Borrego *et al.,* 1979; Lavín y Marinone, 2003).

En particular, Bray 1988b, analizó varios detalles de la distribución y formación de las masas de agua en el interior del GC. En el golfo central, las principales masas de agua que se encuentran debajo de los 600 m son el AIP, caracterizada por aumentar la salinidad a mayor profundidad. Encima de AIP, en la región central y sur del GC se encuentra una masa de agua cuya característica es su aumento lineal de temperatura con la salinidad (34.7-35.4 g kg⁻¹), llamada Agua Central del Golfo (AGCe). La masa de agua que predomina al norte es el Agua del Norte del Golfo (AGN), con más concentración de salinidad a una temperatura dada a comparación del AGCe. Es importante mencionar a las AGN, ya que las AGCe son una mezcla de las AGN y aguas con origen del Pacífico Oriental. La región de la entrada al GC se encuentra en una zona de transición, y se caracteriza por una mayor variabilidad termohalina debida por la confluencia de aguas superficiales (<200 m) con cierta estacionalidad. Estas son, el Agua de la Corriente de California (ACC), que es agua relativamente fría (10°C >T< 21°C) con valores de salinidad menores a 34.6 g kg⁻¹ que proviene del océano Pacífico nororiental; el Agua Tropical Superficial (ATS), es agua cálida de menor salinidad, esta proviene del Pacífico

tropical oriental donde la precipitación excede a la evaporación; y el AGC (Griffiths 1968; Castro *et al.* 2000, 2006, 2017, Portela *et al.*, 2016).

Respecto a la distribución de oxígeno disuelto a lo largo del GC, en general se ha observado qué a comparación del interior del GC, hacia la parte sur es más pronunciada la zona del mínimo de oxígeno y cubre un intervalo de profundidad mayor (Roden, 1964; Álvarez-Borrego 1983). Por ejemplo, en la zona de entrada al GC, entre profundidades de ~150-200m y hasta los ~700m, se encuentran concentraciones muy bajas de oxígeno (~2-4 μ mol kg⁻¹) (Cepeda-Morales *et al.,* 2013; Castro *et al.,* 2017).

Concentraciones, relativamente altas de oxígeno a grandes profundidades (~1000m) es una característica que se destaca en el Canal de Ballenas (CB). En esta región no existe un mínimo de oxígeno (Sverdrup, 1941), en comparación a otras partes del GC donde se registran valores de 1 ml l⁻¹ (44.66 µmol kg⁻¹) a los 1000 m de profundidad (Roden, 1964). Esto se debe a la intensa mezcla de marea que ocurre en el CB y sus inmediaciones, así como a dos "overflows" (sobreflujo) en el umbral de San Lorenzo y Delfín (Paden *et al.*, 1991; López *et al.*, 2008). Al norte de la isla Ángel de la Guarda tampoco se encuentra un mínimo de oxígeno. En superficie se han registrado valores de 5 a 6 ml l⁻¹, 2 ml l⁻¹ (-223.3 a 268 µmol kg⁻¹) a 100-150 m de profundidad y 1 ml l⁻¹ (44.66 µmol kg⁻¹) en los 300-350 metros de profundidad (Sverdrup, 1941; Roden 1964; Rosenberg 1969; Granados-Gallegos, 1974; Villaseñor-Casales, 1974). Delgadillo-Hinojosa et al. (2006), mostraron dos secciones de la distribución de oxígeno disuelto a lo largo del GC (septiembre-1996, marzo-1997) y reportaron que las aguas al norte de la Cuenca

de Guaymas, cercanas a la región de las grandes, tienen la mayor concentración de oxígeno disuelto sobre todo en invierno.

Variabilidad interanual asociada con condiciones del fenómeno de El Niño, en el GC, producen anomalías positivas del nivel del mar, calentamiento de la capa superior y disminución en la salinidad (Baumgartner y Christensen, 1985; Robles y Marinone, 1987; Castro *et al.*, 2000).

En el GC se ha reportado la presencia de campos de chimeneas hidrotermales localizadas en las cuencas de Guaymas y Pescadero (ver Fig. 1) (Campbell y Gieskes, 1984; Claque et al., 2018). Las chimeneas hidrotermales son el resultado de la filtración de agua de mar a través de fallas y fisuras en la corteza oceánica en zonas tectónicamente activas (MBARI, 2015; Tarbuck and Lutgens, 2005). En general el agua que fluye a partir de las chimeneas suele ser ácida (pH alrededor de 3) caliente (290-360°C), y rica en sulfuros y otros metales (Koski et al., 1985; Lonsdale and Becker, 1985). No obstante, durante la expedición 2015 de MBARI al Golfo de California (i.e., *Paduan et al.*, 2015), se descubrieron chimeneas hidrotermales con diferentes características. La emisión de fluidos claros en la Cuenca Pescadero, a 3685 m de profundidad, con temperaturas de 290°C, pH neutro y concentraciones elevadas de sodio,, además de la presencia de minerales claros tales como carbonatos y barita, así como rastros de hidrocarburos simples (diesel). En contraste, en la cordillera de Alarcón *Rise*, localizada al suroeste de la cuenca Pescadero, se descubrieron chimeneas que emiten de fluidos oscuros (black smokers) entre 2225-2400 m, con características diferentes: más ácidas, elevadas concentraciones de Na y Zn, ricas en sulfuros de cobre y hierro, y con

temperaturas entre 330-359 °C. Cuando los fluidos sobrecalentados (>350°C) están en contacto con aguas a grandes profundidades con temperaturas de ~2 °C, minerales sulfurados precipitan y forman plumas de partículas y de humo "negro" (Lonsdale and Becker, 1985).

Es importante mencionar que los datos obtenidos en este estudio son producto de la Expedición Oceanográfica 2015, realizada en el Golfo de California porel centro de investigación "*Monterey Bay Aquarium Research Institute*" (MBARI). En esta expedición participaron los buques de investigación *Western Flyery Rachel Carson*por un período de tres meses, los cuales ejecutaron exploraciones desde la superficie hasta el fondo oceánico (MBARI, 2015). Por ejemplo, realizaron levantamientos de mapas de alta resolución del piso marino usando vehículos autónomos submarinos (AUV), lo cual permitió a otros equipos de investigación a enfocarse en áreas específicas a través de vehículos operados a distancia (ROV). De esta forma, efectuaron descubrimientos de chimeneas hidrotermales en el golfo de California. En este estudio uno de los enfoques es analizar la variabilidad de los parámetros fisicoquímicos del agua de mar como un método indirecto a partir del cual se pueden identificar este tipo de rasgos geológicos.

2. Descripción del área de estudio

El GC es un mar marginal del Pacífico Nororiental situado al noroeste de México. Su región sur se compone de una serie de cuencas profundas (1000 a más de 3000m) que están en comunicación abierta con el Océano Pacífico en el sur (Lavín *et al.*, 2013). Esta zona se encuentra marcada por una zona de transición

expuesta al arribo de aguas superficiales (0-200m) de diferentes orígenes (Collins *et al.*, 1997). Hacia el interior del GC, su batimetría está dividida por cuencas cuya profundidad disminuye hacia el norte (Fig. 1). También es divida por el umbral sur de la Cuenca Salsipuedes o Canal de Ballenas, y por la cadena de islas formada por Tiburón, San Esteban, Ángel de la Guarda y San Lorenzo (Álvarez-Borrego, 1983; Torres-Orozco, 1993).



Figura 1.- Localización del área de estudio en el Golfo de California, así como la ubicación de las principales cuencas localizadas a lo largo de su eje. La escala de colores en la margen derecha de la figura muestra la batimetría en metros.

La Región de las Grandes Islas del GC está conformada por la Isla Tiburón e Isla Ángel de la Guarda (IAG), las cuales son caracterizadas por presentar aspectos oceanográficos únicos. Al sur de estas islas la temperatura disminuye regularmente con la profundidad, al igual que en océano abierto (menos de 2°C debajo de 2000m). Las menores temperaturas superficiales y las mayores concentraciones de nutrientes se encuentran de manera constante en la Región de las Grandes Islas (Álvarez-Borrego, 2008).

Al sur de la Región de las Grandes Islas, debajo de la capa de mezcla (50-80 m de profundidad), el oxígeno disuelto (dO₂) disminuye. La Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) se encuentra en la zona región insular. El límite superior de ZMO está definido <20 mM dO₂ y se ubicó entre 100 y 300 m de profundidad, en gran parte confinado dentro de ASS, mientras que el límite inferior se ubica por debajo de los 1000 m de profundidad, residente en AIP. Al mismo tiempo, en la región insular, el límite superior de ZMO se encuentra entre 400 y 500 m de profundidad, lo que también refleja las intensas condiciones de turbulencia que se producen allí (Delgadillo-Hinojosa e*t al.*, 2006).

3. Objetivo

Describir y analizar la variabilidad de las propiedades hidrográficas en el periodo de febrero-mayo de 2015 a lo largo del GC durante la expedición oceanográfica a bordo del *R/V Western Flyer*, y en particular el efecto de las chimeneas hidrotermales sobre las aguas profundas.

4. Datos y Métodos

La realización de este estudio fue parte de la expedición oceanográfica 2015 en el GC efectuada por el centro de investigación de "Monterey Bay Aquarium Research Institute" (MBARI, Monterey, California, USA). Para esto se colectaron datos hidrográficos en la columna de agua abordo del R/V Western Flyer (Fig. 2), a través de monitoreo en vehículos autónomos operados en forma remota (Remotely Operated Vehicles, por sus siglas en inglés) (ROV). El ROV es un vehículo sumergible equipado con un CTD (Conductivity, Temperature, Depth), el cual incluye sensores de oxígeno, transmitancia de luz, entre otros. Con este instrumento se obtuvieron 24 estaciones, desde el sur del Canal de Ballenas hasta la entrada del GC, en algunas se alcanzaron hasta aproximadamente los 3500m de profundidad (Fig. 2). El periodo de observaciones fue entre el 22 de febrero hasta 24 de abril y el 7 de mayo de 2015. El intervalo de muestreo de las variables medidas en la columna de agua fue de cada 2 segundos y se realizaron mediciones de bajada y subida con el ROV. Es importante mencionar que el 2015 fue un año donde se presentaron condiciones de El Niño (https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/), por lo que es posible que las aguas del GC hayan sido afectadas por este fenómeno de variabilidad interanual.



Figura 2.- Área de estudio donde se incluyen las estaciones de muestreo realizadas por el ROV a bordo del *R/V Western Flyer* en el golfo de California. (a) Vista superficial de las estaciones. Los números indican solo las estaciones que se analizaron en este estudio. (b) Vista tridimensional donde se incluye la profundidad.

Procesamiento de datos

Para revisar los datos crudos del CTD, primero se realizó una inspección visual donde se graficaron todas las variables para observar su comportamiento, y así eliminar los datos "extremos" o ruido producidos por errores debidos al aparato ('despiker'). Para esto, se utilizó una función "despiker" para limpiar los datos. Posteriormente, se procedió a utilizar las fórmulas internacionales más recientes de las propiedades del agua de mar, mediante las funciones TEOS-10 (*Thermodinamic Equation Sea Of Seawater-* 2010). TEOS-10 se basa en una formulación de funciones de Gibbs a partir de la cuales se pueden derivar todas las propiedades termodinámicas del agua de mar (densidad, entalpía, velocidad del sonido de entropía, etc.) de una manera termodinámicamente consistente. TEOS-10 fue adoptado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental para reemplazar a EOS-80 (*International Equation of State Seawater-*1980) como la descripción oficial de las propiedades del agua de mar (McDougall and Barker 2011; <u>http://www.teos-10.org/software.htm</u>).

Entonces, a partir de los datos de temperatura *'in situ'* y salinidad práctica (S_p) derivados por el CTD, se calculó la temperatura conservativa (Θ , °C), la salinidad absoluta (S_A , gr kg⁻¹), la densidad potencial (ρ^{Θ} , kg m⁻³) y la velocidad del sonido (C, m s⁻¹). La Θ se define como proporcional a la entalpía potencial y es una medida muy precisa del contenido de calor por unidad de masa del agua de mar. Se calcula a partir de salinidad absoluta y de la temperatura potencial. La salinidad absoluta se calcula a partir de la salinidad práctica (Sp), la cual está en función de

la presión en dbar, longitud y latitud del área de muestreo. Su unidad es gr kg⁻¹. S_A es expresada en los términos de S_P:

SA = Sr +
$$\delta$$
SA(ϕ , λ , p), y
Sr = [35.16504($g kg^{-1}$)/35] Sp

Donde Sr corresponde a "salinidad de referencia", la cual es la fracción de masa de soluto en agua de mar estándar y posee la misma conductividad que la muestra. δ SA es la anomalía de S_A en función de la presión y sus coordenadas (longitud y latitud) (McDougall et al. 2012; Portela et al. 2016).

La velocidad del sonido c del agua de mar mediante las funciones TEOS-10, se obtiene a partir de la expresión polinómica de 75 términos basada en la ecuación:

$$c = \left(\frac{\partial \hat{\rho}}{\partial P} | SA, \Theta\right)^{-\frac{1}{2}}$$

c se calculó a partir de salinidad absoluta, temperatura conservativa y presión en dbar. Sus unidades son ms⁻¹.

De todas las estaciones de muestreo representadas en la figura 2, se seleccionaron 11, las cuales están marcados con número. Para estas, se realizaron diagramas Θ -O₂ y Θ -S_A para analizar el comportamiento espacial de las masas de agua a lo largo del GC, así como su contenido de oxígeno, además de la estabilidad de la columna de agua. Posteriormente se definieron los límites a los diagramas T-S para observar las masas de agua presentes, siguiendo a Portela et al. (2016) para TEOS-10. Los cuales se basan en los valores de salinidad, temperatura y profundidad típicos de las masas de agua presentes en el GC y Pacífico adyacente.

Para la obtención de los perfiles verticales, se obtuvo el promedio agrupando los datos cada 1m de profundidad. A partir de este filtro se graficaron perfiles verticales de temperatura conservativa, salinidad absoluta, densidad y velocidad del sonido en los distintos puntos de muestreo: del norte, centro y sur del área.

Finalmente se obtuvo una sección de latitud vs profundidad a lo largo del GC para analizar la distribución de propiedades entre las estaciones en el Canal de Ballenas y la entrada al GC. Para esto los datos del CTD fueron suavizados en la vertical e interpolados linealmente cada 5 m.

5. Resultados

5.1 Diagramas de temperatura conservativa (Θ) vs. Oxígeno disuelto (O₂) y salinidad absoluta (S_A).

Se realizó la descripción de las propiedades del agua empezando desde las estaciones más norteñas, en las inmediaciones del archipiélago de las grandes islas, hasta la entrada al GC (Fig. 2). Las estaciones 1 y 2 (realizadas entre el 23 y 26 de marzo de 2015) están ubicadas sobre la parte sur del CB y se muestran sus diagramas Θ -O₂ y Θ -S_A en las Figs. 3 y 4, respectivamente. Aunque la estación 2 fue más profunda (~1400 m) que la estación 1 (~1000 m), en general tuvieron un comportamiento muy similar. La temperatura cambió de ~10.5°C por 1000 m de profundidad en la columna de agua a ~15.6°C en superficie y ~5.5 °C a 1000 m, mientras que la salinidad fluctúo entre 34.97 y 35.27 g kg⁻¹ (Fig. 3b). Además, en ambos diagramas la distribución Θ -S_A se observa aproximadamente como una línea

recta, y no se presentaron inflexiones, lo que indica solo la presencia de dos masas de agua. El Agua del Golfo de California (AGC) marcada por sus altas salinidades $(S_A \ge 35.1)$ y por debajo de esta, el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS). Por otro lado, en los diagramas de Θ -O₂ (Fig. 3a), el cambio fue de ~150 a 25 µmol kg⁻¹ entre la superficie y ~1000 m, respectivamente. Niveles de oxígeno letal (< 60 µmol kg⁻¹) ocurrieron desde profundidades >500 m. Es importante notar que en estas estaciones no se alcanzaron valores del mínimo oxígeno (< 20 µmol kg⁻¹), lo que está de acuerdo con investigaciones reportadas para la región (Álvarez-Borrego, 1983). Otro detalle, aunque menos notable, es que, para ambos lances entre temperaturas de 11.3-12°C, el oxígeno mostró un pequeño aumento alrededor de 560-600 m de profundidad.



Figura 3. Diagramas: (a) temperatura conservativa (°C) vs. oxígeno disuelto (µmol kg⁻¹) y (b) temperatura conservativa vs. salinidad absoluta (g kg⁻¹) en la estación 1. La barra de color indica la profundidad en metros.



Figura 4. Ídem que la figura # 3 pero para la estación 2.

La estación 3, fue realizada durante el 25 de marzo y localizada al sur de la Isla Tiburón (~28.5 °N). Aunque fue un lance un poco más somero (940 m) que las estaciones 1 y 2, las condiciones hidrográficas fueron notablemente diferentes (Fig. 5). La temperatura (salinidad) en superficie alcanzó ~21 °C (35.4) y 6°C (34.78) a ~930 m de profundidad (Fig. 5b). En base a las características termohalinas, en las aguas profundas de este lance se detectó parcialmente la presencia del Agua Intermedia del Pacífico (AIP). En el diagrama Θ - O_2 (Fig. 5a), también se observaron detalles diferentes, ya que el oxígeno en superficie fue más alto (~220 µmol kg⁻¹), la

zona del mínimo oxígeno (ZMO, < 20 μ mol kg⁻¹, Helly and Levin, 2004) ocurrió desde ~400m de profundidad y valores de hipoxia (<9 μ mol kg⁻¹) se encontraron por debajo de los 500 m, entre temperaturas de 6 y 9.5 °C. Lo anterior podría indicar que este lance está ubicado fuera de la influencia de la dinámica del CB.



Figura 5. Ídem que la figura 3 pero para la estación 3.

En la zona sur del GC se contemplaron tres estaciones: estación 4 realizada entre el 26-27 de febrero de 2015 y ubicada al norte de la Cuenca de Guaymas, estación 5, realizada entre el 9-10 de marzo de 2015 en la Cuenca Carmen y estación 6 entre el 22-23 de marzo de 2015 en la Cuenca Farallón. Las profundidades de estas estaciones alcanzaron ~1350, 1230 y 3050m, respectivamente (Figs. 6, 7 y 8). La estructura de los diagramas Θ -O₂ y Θ -S_A cambió, un poco, comparado con los lances anteriores, sobre todo porque se encontró bien caracterizada el Agua Profunda del Pacífico (APP), y en las aguas profundas (Θ <4°C) se presentó un aumento relativo del oxígeno disuelto y de la salinidad. En general el rango de oxígeno disuelto fue entre 0 y 250 µmol kg⁻¹. La ZMO en estos tres diagramas se encontró alrededor de los 300 a 1250 m de profundidad. El rango de temperatura y salinidad fue similar en los tres diagramas: entre 2 y 23°C, 34.65 a 35.5 g kg⁻¹, respectivamente.



Figura 6. Ídem que la figura 3 pero para la estación 4.



Figura 7. Ídem que la figura 3 pero para la estación 5.

En la estación 6 (Fig. 8), en el intervalo denotado para AGC, la salinidad máxima ocurrió subsuperficialmente (~32 m de profundidad), además en las aguas profundas, el oxígeno disuelto incrementó desde hipoxia en el AIP, hasta 80 µmol kg⁻¹ en el APP a más de 3000 m de profundidad y con temperaturas de ~3°C.



Figura 8. Ídem que la figura 3 pero para la estación 6.

En la zona de la porción sur del GC se seleccionaron las estaciones 7, 17 y 19 (Fig. 9, 10 y 11). La estación 7 se localizó al norte del interior de la Bahía de La Paz (Fig. 1). Aunque el lance de esta estación fue somero (414 m), fue posible observar la presencia del AGC y del ASS en el diagrama Θ -S_A (Fig. 9b). Aproximadamente desde aguas profundas (Θ ~ 9.7°C y S_A~34.8 gr kg⁻¹) y hasta los 63m de profundidad (Θ ~ 18°C y S_A~35.3), se observa un comportamiento lineal característico de la presencia de las dos masas de agua (AGC y ASS). Después, desde los 63 m hasta la superficie, se observa una ligera inflexión, disminuyendo los valores de salinidad (de 35.4 a 35 g kg⁻¹). En el diagrama Θ -O₂ (Fig. 9a), en la capa superficial se muestra también una pequeña inflexión en el oxígeno disuelto, alcanzando 200 µmol kg⁻¹ y aumentando a 220 µmol kg⁻¹ a ~45 m de profundidad. Además, aproximadamente a los 190 m se observó que un aumento de oxígeno (~22.11 µmol kg⁻¹), que después vuelve a decrecer. La ZMO se presentó a partir desde los 187 m hasta que en aguas profundas se observó la presencia de hipoxia, donde la temperatura conservativa fue de ~9.5°C.



Figura 9. Ídem que la figura 3 pero para la estación 7.

En particular la estación 17, realizada entre el 24 y 25 de abril de 2015, fue ubicada al norte de Cuenca Pescadero, mostró características muy interesantes (Fig. 10). El rango de oxígeno disuelto fue entre 0 y 225 µmol kg⁻¹, la ZMO se encontró entre los 300 y 1100 m de profundidad (Fig. 10a). Por otro lado, en la capa superficial (~10 m), se presentó una inflexión con valores más bajos en la superficie. $S_A \sim 34.76$ y $\Theta \sim 25^{\circ}$ C, al parecer indicando la presencia de Agua Transicional de acuerdo con la nomenclatura de Portela et al. (2016), y un máximo de Sa~35.4 y ⊖~21°C, entre 36-50 m de profundidad de AGC (Fig. 10b). El oxígeno disuelto también mostró un máximo subsuperficial alrededor de 225 μmol kg⁻¹ (Θ~25°C) pero un poco más somero. En las aguas más profundas (~3760 m), la zona del APP, donde generalmente se presenta la menor variabilidad, los diagramas Θ - O_2 y Θ -S revelaron cambios bruscos en las propiedades del agua a profundidades alrededor de 3500 m. En esta estación (17), la temperatura conservativa incrementó de 1.5 a 9°C, el oxígeno aparentemente no tuvo un cambio significativo, alcanzando valores hasta de 95 µmol kg⁻¹, sin embargo cuando la temperatura aumentó, éste disminuyó hasta ~83.7 µmol kg⁻¹, mientras que la salinidad absoluta, fluctuó notablemente entre 34.7 y 34.95 g kg⁻¹. Lo anterior sugiere que estos cambios pudieran estar relacionados con la presencia de chimeneas hidrotermales, ya que se observa su efecto sobre las propiedades del agua al dispersarse y mezclarse con aguas frías. Lo anterior será discutido más adelante.



Figura 10. Ídem que la figura 3 pero para la estación 17.

En la estación 19, el diagrama Θ -S_A fue similar en la capa superficial a la estación 17, aunque mucho menos evidente la inflexión, el máximo (mínimo) salino fue de 35.25 (34.95), indicando también la presencia del AGC y de Agua Transicional. El oxígeno disuelto decreció de 225 hasta 0 µmol kg⁻¹ entre temperaturas de 22 y 12.5 °C, se mantuvo en 0 µmol kg⁻¹ hasta ~4.9 °C e incrementa a ~90 µmol kg⁻¹ a ~2°C.



Figura 11. Ídem que la figura 3 pero para la estación 19.

Las estaciones 23 y 25 se localizaron en la zona de la entrada al GC. Al parecer la presencia del AGC (S_A>35.1 g kg⁻¹) fue muy pobre o nula, pero el Agua Transicional y el Agua de la Corriente de California (ACC) (<34.6) fueron evidentes. En la estación 23, a profundidades ~3500 m el APP presentó un comportamiento similar a la estación 17, al parecer asociado a la presencia de chimeneas hidrotermales. La temperatura conservativa cambió de 1.5-9°C y la salinidad absoluta de 34.7-35 g kg⁻¹ aproximadamente a los 3600-3700 m. En estas 2 estaciones el contenido de oxígeno disuelto, en las partes más profundas del APP, alcanzó valores entre 90 y 110 µmol kg⁻¹, respectivamente.



Figura 12. Ídem que la figura 3 pero para la estación 23.



Figura 13. Ídem que la figura 3 pero para la estación 25.

5. 2 Perfiles de temperatura conservativa, salinidad absoluta y densidad potencial: estaciones 1, 17 y 23.

A continuación, se muestra el comportamiento de los perfiles verticales de mayor contraste, estación 1 (Canal de Ballenas) y los dos perfiles donde se detectaron principalmente cambios bruscos de temperatura en aguas profundas (Estación 17 y 23). Las gráficas de estos perfiles son crudos, es decir, no se les aplicó un promedio o filtrado para suavizar los datos.

El comportamiento en la columna de agua del lance de la estación 1 (Fig. 14), de temperatura conservativa y salinidad absoluta, mostraron disminución con la profundidad y poca variabilidad en la columna de agua. Mientras que la densidad se comportó de manera similar pero inversamente. La temperatura cambió sólo ~1 °C entre la superficie (15.6°C) y 200 m (14.6°C) de profundidad, pero disminuyó a 13.07°C en los siguientes a 300 m (~1.6°C). En el fondo (~1150 m) disminuyó hasta 11.6°C. Por otro lado, la salinidad cambió muy poco en la columna, de 35.25 gr kg⁻¹ en superficie disminuyó a 35.1 gr kg⁻¹ a 300 m de profundidad. La densidad potencial aumentó de 25.9, 26.08, 26.9 y 26.53 kg m⁻³, desde la superficie, 200, 300 y 1150 m de profundidad, respectivamente.



Figura 14. Perfiles verticales de temperatura conservativa, salinidad absoluta y densidad potencial en la estación 1 (Fig.1).

En cuanto al perfil de temperatura conservativa de la estación 17, mostró una termoclina bien definida (Fig. 15). Disminuyó de ~25.1 °C en superficie, a 14.8°C a ~115m de profundidad, de ~5°C en ~1000 m y hasta ~1.8 °C cerca del fondo. La salinidad absoluta aumentó desde la superficie, 34.78 gr kg⁻¹, hasta 35.38 gr kg⁻¹ a ~120m de profundidad, para después disminuir hasta 34.68 gr kg⁻¹ a ~700 m de profundidad en la zona del mínimo del AIP. La densidad potencial mostró un patrón muy simular a la temperatura conservativa, pero de manera inversa. Disminuyó de 1023 kg m⁻³ en superficie hasta 1027.7 kg m⁻³ a ~3650 m de profundidad.

El comportamiento anómalo más evidente en este perfil, como se comentó anteriormente (Fig. 10), fueron los cambios ocurridos cerca del fondo. Alrededor de los 3600-3700 m se observó un incremento de temperatura de ~7-8°C, así como fluctuaciones de salinidad absoluta de ~0.26 gr kg m⁻¹ (34.7-34.96), y una disminución de la densidad de 27.7 a 26.7 kg m⁻³. Lo anterior estaría produciendo inestabilidades de la columna de agua.



Figura 15. Ídem que figura 14 pero para la estación 17.

El perfil vertical de la estación 23 (Fig. 16), en general, tuvo un comportamiento similar al de la estación 17 para la temperatura conservativa y la densidad potencial, como se observa en la señal de la termoclina y la picnoclina. Aunque las diferencias en la salinidad absoluta se dieron por arriba de los 150m de profundidad, presentando valores bajos ~34.7 gr kg⁻¹ en superficie, <34.4 gr kg⁻¹ alrededor de 50-60 m, con fluctuaciones de incremento hasta ~35.1 gr kg⁻¹, con un máximo de 34.95 gr kg⁻¹ alrededor de 140m.

Para los tres perfiles, a partir de profundidades entre 2200-2350m, se presentaron los cambios más relevantes. La temperatura conservativa aumentó de ~1.7 a 9 °C, la salinidad absoluta cambió ~0.25 a (34.7-34.95 gr kg⁻¹), la densidad mostró también fluctuaciones, pero destacó una disminución de 0.4 a (27.4-27.8 kg m⁻³). Para aguas más profundas que 2400 m la variabilidad fue mucho menor.



Figura 16. Ídem que figura 14 pero para la estación 23.

5.3 Perfiles de Transmitancia de luz (%): estaciones 17 y 23.

Con el propósito de observar si se presentaron cambios en el sensor de la transmitancia de luz, para las estaciones 17 y 23 donde ocurrieron los cambios

bruscos en aguas profundas, se graficaron perfiles verticales de esta variable. En la estación 17 (Fig. 17), en la superficie el porcentaje de transmitancia de luz fluctuó entre 73.5-86.9%. Aproximadamente a los 60 m de profundidad, la transmitancia de luz disminuyó hasta un 84.3% para después aumentar a 88.3% y se mantuvo relativamente constante entre los 3600-3700 m de profundidad, donde disminuyó hasta un 57%.



Figura 17. Perfil vertical de transmitancia de luz (%) para la estación 17.

En el lance de la estación 23 (Fig. 17), la transmitancia de luz tuvo un comportamiento ligeramente distinto. Se observó mayor porcentaje de transmitancia en la superficie del mar. Aproximadamente a los 45 m decreció hasta 86%, para después incrementar a 88%, y se mantuvo relativamente constante hasta los ~2200

m. Posteriormente, en los siguientes 100 m disminuyó, incluso alcanzando hasta un
0%, aunque después volvió aumentar hasta 86% a profundidades mayores.



Figura 18. Ídem que figura 17 pero para la estación 23.

5.4 Perfiles de Velocidad del sonido

Para el cálculo de la velocidad del sonido, los datos fueron promediados cada 1 metro. Se muestran perfiles verticales en las estaciones 1, 6, 23 y 25, donde se incluye en color el coeficiente de compresibilidad y la densidad potencial (Fig. 19). Como era de esperarse, en general en todas las figuras, los máximos de velocidad del sonido ocurrieron en la superficie y en las aguas más profundas, con un mínimo, donde se presenta la zona del canal del sonido, el cual varió un poco (a excepción de la estación 1) dependiendo de la ubicación de la estación en el GC. El efecto de la temperatura conservativa, la salinidad absoluta y la presión se vio reflejado en el comportamiento de la variabilidad de la velocidad del sonido, así como en el coeficiente de compresibilidad y la densidad.

La estación 1 presentó un perfil donde la velocidad del sonido disminuyó en superficie de 1523 a 1509 m s⁻¹, posteriormente, se mantuvo constante alrededor de 1509 m s⁻¹ hasta los 200 m, hasta alcanzar el mínimo (1503 m s⁻¹) a ~400 m de profundidad. En la estación 6, el máximo superficial fue de 1523 m s⁻¹ y el mínimo de ~1484 m s⁻¹ a ~900 m. En la estación 24 se detectó un incremento anómalo de la velocidad entre 1200-1300 m de profundidad Para las estaciones 23 y 25, que corresponden a los lances más profundos, el máximo superficial fue de ~1533 m s⁻¹, el mínimo fue de 1484 m s⁻¹ a ~900 m de profundidad. En todas las figuras el coeficiente de compresibilidad alcanzó los máximos valores alrededor de la zona del mínimo de velocidad del sonido. Lo anterior como una respuesta a que en la capa superficial el efecto de la temperatura alta es el de disminuir al coeficiente de compresibilidad y la densidad, mientras que en aguas profundas el incremento se debe a los efectos de presión.



Figura 19. Perfiles verticales de la velocidad del sonido en las estaciones 1, 6, 23 y 25. En el panel superior el color indica el coeficiente de compresibilidad (1/Pa) y en el panel inferior se muestra la densidad potencial – 1000 (kg m⁻³). La escala de los ejes se cambió a propósito para poder ver mejor los detalles en las figuras.

6. Discusión

La estructura vertical de las propiedades físicas del agua de mar, entre la región sur del Canal de Ballenas, y la entrada al GC fue descrita con datos de alta resolución vertical (cada 2 s, ~40 datos por m) medidos con un CTD instalado en el ROV y monitoreado desde el *R/V Western Flyer*.

Con el propósito de tener un panorama de la estructura vertical a lo largo del GC, se construyó una sección de isolíneas de las cuatro variables (Θ , S_A, O₂, ρ^{Θ}) desde la estación 1 hasta la 25 en los primeros 1000m de profundidad (Figs. 20 y 21). Para esto, los datos fueron promediados cada 1 m y posteriormente interpolados cada 5 m de profundidad. Se observó que, en las dos estaciones de las inmediaciones del Canal de Ballenas, las aguas se encontraron más templadas (15-16°C en superficie), alta salinidad y con menor estratificación a comparación de las estaciones más sureñas, en las que la temperatura superficial aumentó (>23°C) y la salinidad disminuyó (~34.5 g kg⁻¹).

Es interesante notar como las isolíneas de todas las variables (Θ , S_A, O₂, ρ^{Θ}) se doblan (hunden) al encontrarse en la zona de las primeras dos estaciones, al norte del umbral de San Lorenzo. Por ejemplo, la isoterma de 12°C se hundió de ~250 m en la estación 4, a ~580 m en la estación 1, de igual forma con la isohalina de 34.85 g kg⁻¹, la isopícna de 26.6 kg m⁻³ y la isolínea de oxígeno de 40 umol kg⁻¹ que mostraron comportamiento similar. Lo anterior está asociado a que estas estaciones están ubicadas en la zona del Canal de Ballenas, en donde ocurren una serie de procesos dinámicos, por ejemplo la intensa mezcla qué es inducida por la interacción de fuertes corrientes de marea (principalmente por la componente semidiurna), junto con los umbrales y la batimetría de la región (López *et al.* 2006). Dicha mezcla crea condiciones similares a una constante surgencia (Álvarez-Borrego, 2008). Además, López *et al.* (2006) encontraron lo que podría ser un flujo "medio profundo" en el umbral de San Lorenzo con dirección hacia dentro del GC. Dicho flujo es intenso en el fondo y controla la entrada sur del CB.

Otro rasgo interesante fue la distribución de la isohalina de 34.8 g kg⁻¹, la cual ascendió desde ~1000 m de profundidad en la estación 1, hasta la superficie cerca de la estación 19, donde se encontró con aguas de salinidad baja (<34.7 g kg⁻¹) del Pacífico. Notar que esta confluencia sugiere la presencia de un frente halino, que ocurre con frecuencia en la porción sur del GC (Collins et al., 2015; Lavín et al, 2009). La distribución de las aguas salinas (>35.0 g kg⁻¹) y cálidas (>14°C) formadas en el interior del GC, permitieron observar características de la circulación termohalina asociada al AGC descrita previamente (Bray, 1988b; Torrez-Orozco, 1993; Delgadillo-Hinojosa *et al.,* 2006).



Figura 20. Transecto de temperatura conservativa (Θ , °C) y salinidad absoluta (g kg⁻¹) a lo largo del GC denotando en la parte superior las estaciones de muestreo realizadas (ver Fig. 2). La barra de color indica la temperatura en °C(a) y la la salinidad en g kg⁻¹(b). En color negro se indica la posición aproximada del umbral de San Lorenzo.

Entre las estaciones 1-3, por arriba de los 300 m de profundidad, se presentó un ascenso las isopícnas 26-2-26.4 kg m⁻³, posiblemente asociado a una compensación baroclínica debido al hundimiento de las aguas por debajo de 400m de profundidad (Castro et al., 2017).

En cuanto al oxígeno disuelto (Fig. 20b), las concentraciones más altas (>200 umol kg⁻¹) se encontraron entre la estación 3 hasta la 25. Valores de 60 umol kg⁻¹ ocurrieron a 300 m de profundidad en la estación 1 y disminuyó hacia sur el alrededor de 100 m en la estación 25. En las primeras dos estaciones el oxígeno fue es alrededor de 150 umol kg⁻¹ en superficie y en aguas profundas, alrededor de los 40 umol kg⁻¹, lo que concuerda con otros autores (Delgadillo-Hinojosa *et al.,* 2006). En cambio, la ZMO se alcanzó a observar desde la estación 3 hasta la 25 y cada vez fue más somera, llegándose a encontrar desde ~150 m hasta los 1000 m desde la estación 6 hasta la 25.



Figura 21. (a) Transecto de densidad potencial (kg m⁻³) y (b) oxígeno (µmol kg⁻¹) a lo largo golfo, denotando en la parte superior las estaciones de muestreo realizadas (ver Fig. 2). La barra de color indica (a) indica la densidad en kg m⁻³ y la (b) el oxígeno en µmol kg⁻¹. La línea blanca (amarilla) discontinua indica la isolínea de 60 µmol kg⁻¹ (60 µmol kg⁻¹) y la línea amarilla continua 1.0 60 µmol kg⁻¹. En color negro y gris se indica aproximadamente la posición del umbral de San Lorenzo.

Respecto a los dos lances (17 y 23), los cuales presentaron cambios bruscos de las propiedades en las aguas profundas (3600 m y 2400 m), ambos fueron localizados en la cuenca Pescadero (Figs. 1 y 2) y consideramos que están en las inmediaciones de las chimeneas hidrotermales. Se ha reportado recientemente, que los fluidos emitidos por estas chimeneas están sobrecalentados y mantienen temperaturas de 290 °C en la estación 17 y de hasta 350 °C en la estación 23 (zona

de Alarcón Rise) (Paduan *et al.,* 2015). No se tiene reportado cuanto es el gasto de dichos flujos, pero consideramos que estas aguas de altas temperaturas se mezclan rápidamente con las aguas frías (~2°C) del APP, causando inestabilidad en la columna de agua, ya que la temperatura conservativa aumentó (6-8 °C) y la densidad potencial disminuyó (Figs. 15 y 16). Por otro lado, desconocemos que concentraciones de salinidad y oxígeno retienen estos flujos de las chimeneas hidrotermales. En salinidad se encontraron fluctuaciones hasta de 0.26 gr kg⁻¹.

Otro detalle importante fue aportado por el comportamiento de la transmitancia de luz en la columna de agua (Figs. 17 y 18), dicha variable disminuyó de 85-88% hasta donde fueron encontradas las chimeneas hidrotermales. En la estación 17 ubicada en la Cuenca Pescadero, donde la transmitancia de luz disminuyó hasta 57 % a ~3700 m de profundidad, es la zona donde la emisión fue de flujos claros con ciertas concentraciones de minerales (carbonatos, barita, sulfuros, hidrocarburos aromáticos, etc.) (Paduan et al., 2015). En cambio, en la estación 23 (Fig. 18) donde la transmitancia de luz disminuyó hasta 0% a 2300 m de profundidad. Se considera que estas chimeneas hidrotermales son de campos con flujos vigorosos de humo negro "black smokers" y tienen concentraciones diferentes de minerales (son ácidas, elevado sodio, zinc, sulfuros de cobre) (Padua et al., 2015). Es importante notar que, en este lance la transmitancia de luz disminuyó a 0% entre 2300-2350 m de profundidad, pero luego aumentó a más de 80% entre los 2500-2600 m. Es posible que el ROV detectó el esparcimiento del flujo hidrotermal a unos 200-300 m del fondo, una vez que este se esparció en las vecindades de la chimenea.

Campbell y Gieskes en el 1984, mediante el vehículo sumergible de investigación oceanográfica ALVIN, muestrearon alrededor de la cuenca de Guaymas, donde encontraron chimeneas hidrotermales. Midieron temperatura, salinidad y transmitancia de luz hasta los 2000 m. En los datos registrados por ellos no se observan cambios relevantes como en este estudio; los cambios fueron poco notables en temperatura y en salinidad, aunque la transmitancia de luz fue alrededor de 73% en superficie, aumentó en aguas profundas hasta los 1700 m a 84% y después decreció notablemente a 71% a los 2000 m.

Como se comentó previamente, las mediciones de este crucero fueron realizadas condiciones EI Niño en de 2015-2016 (http://ggweather.com/enso/oni.htm). Con el propósito de comparar los datos de este estudio con condiciones de otros periodos (no El Niño), se construyó un diagrama Θ -S_A y Θ -O₂ de una sección con 18 lances hidrográficos de la entrada del GC realizada durante abril de 2013 del crucero Pescar-24 (Fig. 24) (Castro et al., 2017), en conjunto con el lance de la estación 17 de este estudio (Figs. 22 y 23). La temperatura conservativa y la salinidad absoluta se comportaron de la misma manera en las aguas profundas, a excepción del efecto de las chimeneas hidrotermales que no se detectaron en abril de 2013. Sin embargo, en aguas superficiales, la salinidad absoluta tuvo mayor variación en el crucero de abril de 2013 (34.32-35.42 g kg⁻¹) a comparación de la estación 17 del ROV, la cual fue de 34.6-35.39 g kg⁻¹). La temperatura conservativa en aguas superficiales fue de 25.59 °C para la estación 17 y de 22.59 °C para abril de 2013, por lo que hubo una diferencia de ~3°C entre los dos cruceros. En el diagrama de O-O₂ el

comportamiento fue muy similar a excepción de las aguas más calientes desde aproximadamente 14°C (~150 m de profundidad, ver Fig. 15) en abril de 2015. Por otro lado, Castro et al. (2000) encontraron que durante un crucero de noviembre de 1997 (El Niño 1997–1998) en la Cuenca Pescadero hubo un hundimiento de 50 m en la termoclina.



Figura 22. Diagrama de temperatura conservativa (°C) vs. Salinidad absoluta (g kg⁻¹). Los puntos de color rojo es la estación 17 de este estudio realizada el 23-24 de abril de 2015 y los puntos en azul son los lances del crucero PESCAR24 entre el 19-20 de abril de 2013.



Figura 23. Diagrama de temperatura conservativa (°C) vs. Oxígeno disuelto (µmol kg⁻¹). Los puntos de color rojo es la estación 17 de este estudio realizada el 23-24 de abril de 2015 y los puntos en azul son los lances del crucero PESCAR24 en entre el 19-20 de abril de 2013.



Figura 24. Locación de los lances hidrográficos realizados en la entrada del GC durante el crucero PESCAR24 en abril de 2013. (Castro *et al.*, 2017)

Finalmente se compararon dos imágenes de temperatura superficial del mar para un promedio de marzo y abril de 2013 y marzo-abril 2015 (https://www.ecmwf.int/). Los datos de la temperatura de la superficie del mar se obtuvieron del "*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*" (ECMWF), en particular, del producto de reanálisis global ERA-5 (https://software.ecmwf.int/wiki). / display / CKB / ERA5 + datos + documentación). La resolución horizontal fue de 31x 31 km y diarios.

En el promedio de la temperatura superficial del mar (TSM) durante el 2013 (a) se observó para la región norte la presencia de aguas más templadas en comparación del 2015 (b). En 2013 la isoterma de 19 °C se encontró alrededor de los ~24°N y dentro del GC cerca del CB y la Región de las Grandes Islas, mientras que la isoterma de 24°C se encuentra entre los 17-22°N (Fig. 25a). En el año 2013 la TSM varió desde los 19-22°C. En comparación, en el año 2015 la isoterma de 19°C se encontró más al norte del océano Pacífico (~27-28°N) y la de 24°C desde los 19-24°N. En la figura 25b se observa la presencia de aguas cálidas al sur del área de estudio: dentro del GC ya no se observó la isoterma de 19°C, la TSM fue aproximadamente de 20-25°C por lo que la diferencia fue de 3°C. Lo anterior coincide con la diferencia de TSM analizada en el crucero de Pescar-24 en el 2013 y el del ROV en el 2015 (Fig. 22). Donde su comportamiento es relativamente igual y la diferencia es en superficie debido al calentamiento de la TSM.



Figura 24. Temperatura superficial del mar del océano Pacífico durante marzo-abril de 2013 (a) y marzo-abril de 2015, durante el evento de El Niño. La isoterma de color negro es de 19°C y la de color blanco es de 24°C.

7. Conclusión

Este trabajo muestra las observaciones realizadas en el Golfo de California a través de la Expedición Oceanográfica 2015 por MBARI. Para esto se realizaron observaciones de alta resolución vertical de las propiedades fisico-químicas del agua de mar a través de vehículos monitoreados de forma remota, desde la región sur del Canal de Ballenas hasta la entrada al Golfo de California.

La temperatura (salinidad) superficial del mar aumentó (disminuyó) de la región del Canal de Ballenas hacia las estaciones más sureñas. La baja salinidad en la cuenca Pescadero fue debido a la intersección del agua formada en el golfo con Agua Transicional y Agua de la Corriente de California. Las estaciones de las inmediaciones del GC, tuvieron aguas más cálidas y salinas, menor estratificación a profundidades mayores de 200 m, que las aguas de la Cuenca de Guaymas hacia el sur.

Asociado a la circulación fue posible observar las características termohalinas y niveles de oxígeno disuelto a lo largo del GC de las distintas masas de aguas: Agua del Golfo de California, Agua Subsuperficial Subtropical, Agua Intermedia del Pacífico, Agua Profunda del Pacífico y Agua de la Corriente de California. Lo niveles más bajos de oxígeno (hipoxia) disuelto fueron en el Agua Intermedia del Pacífico, con un notable incremento en el Agua Profunda del Pacífico.

Las concentraciones de oxígeno disuelto en el Canal de Ballenas fueron alrededor de 30-170 umol kg⁻¹, sin embargo, al norte de la Cuenca de Guaymas se observó la presencia de la zona de mínimo oxígeno (ZMO) a los ~400 m y se

extendió hasta las estaciones más sureñas, donde la ZMO fue cada vez más somera.

La presencia de chimeneas hidrotermales alteró la columna en aguas profundas (>2300 m): la temperatura aumentó (~1.5-9 °C, la salinidad cambió entre 34.7-34.95 gr kg⁻¹, las concentraciones de oxígeno disuelto disminuyeron 71-88 μ mol kg⁻¹ y la densidad fluctuó entre 27.4-27.8 kg m⁻³. La transmitancia de luz mostró porcentajes bajos en estas zonas de las chimeneas debido al flujo de minerales y a la turbulencia asociada.

Además, se puede asociar las anomalías positivas de TSM a la presencia de El Niño 2015-2016, lo cual concuerda con los datos de este estudio (febrero-mayo, 2015), ya que resultaron condiciones más cálidas (~3°) que las observaciones durante el 2013 en la cuenca Pescadero.

8. Referencias

Álvarez-Borrego, S. 1983. Gulf of California, in: Ketchum, B. H. (Ed) Estuaries and enclosed seas. Ecosystems of the world. Elsevier, Amsterdam. 427-449.

Álvarez-Borrego, S. 2008. Oceanografía de la región de las grandes islas. Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 45-65.

Álvarez-Borrego, S. y R. A. Schwartzlose. 1979. Masas de agua del Golfo de California. Ciencias Marinas. 6 (1 y 2): 43-63.

Baumgartner, T. y N. Christensen. 1985. Coupling of the Gulf of California to largescale interannual climatic variability. Journal of Marine Research. 825-848.

Bray, N. A. 1988a. Thermohaline circulation in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 93 (C5). 4993-5020.

Bray, N. A. 1988b. Water mass formation in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 93 (C8). 9223-9240.

Berón-Vera, F. J. y P. Ripa. 2000. Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 11441-11457.

Berón-Vera, F.J. y P. Ripa. 2002. Seasonal salinity balance in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research: Oceans banner. 15-1 – 15-15.

Campbell, A.C. y J. M. Gieskes. 1984. Water column anomalies associated with hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California. Elsevier Science Publishers. 68. 52-72.

Castro, R., Lavín, M. F. y P. Ripa. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 3249-3261.

Castro, R., Mascarenhas, Durazo, R. y CA Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance of the Gulf of California, Mexico. Ciencias Marinas. 26(4): 561-583.

Castro R., Durazo, R., Mascarenhas, Collins CA y Trasviña A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the Southern portion of the Gulf of California. Deep Sea Res. I. 53 (1): 188–200.

Castro, R., C. A., Collins, T. A. Rago, T. Margolina y L. F. Navarro. 2017. Corrientes, transportes y variabilidad termohalina en la entrada al golfo de California (19-21 de abril de 2013). Ciencias Marinas. 43(3): 173-190.

Cepeda-Morales, J. C. A., Gaxiola Castro, G., Beier, E. J. y V. M. Godínez Sandoval. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen mínimum zone in the Eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 76. 1-12.

Clague, D., Caress, D., Dreyer, B., Lundsten, L., Paduan, J., Portner, R., Spelz-Madero, R., Bowless, J., Castillo, P., Guardado-France, R., Le Saout, M., Martin, H., Santa Rosa-del Río, M. y R. Zierenberg. 2018. Geology of the Alarcón Rise, Southern Gulf of California. 1-31.

Collins, C. A., Garfield, N., Mascarenhas y M. G. Spearman.1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 102: 20927-20936.

Delgadillo-Hinojosa, F., J.A. Segovia-Zavala, M.A. Huerta-Díaz y H. Atilano-Silva. 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. Deep-Sea Research. 1301-1319.

Granados-Gallegos, M. L. 1974. Distribución de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en el Golfo de California, en noviembre de 1972. Tesis para obtener el título de oceanólogo. Escuela Superior de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B.C. 56 pp.

Griffiths RC. 1968. Physical, chemical, and biological oceanography at the entrance to the Gulf of California: Spring 1960. US Fish Wildlife Serv. Spec. Sci. Rep. Fish., 573: 1–47. IOC/SCOR/IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 56, UNESCO, 196 pp.

Koski, R.A., Lonsdale, P.F., Shanks, W.C., Berndt, M. E. y S. S. Howe. 1985. Mineralogy and Geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California. Journal of Geophysical Research, 6695-6708

Lavín, M. F. y S. Organista. 1988. Surface heat flux in the northern Gulf of California. Journal of Geophysical Research. 14033-14038.

Lavín, M. F. y S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. 173-204.

Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E. J. y V. M Godinez Sandoval. 2013. Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: characteristics and interaction with the wind stress. Journal of Geophysical Research. Oceans. 118(3). 1367-1381.

Lonsdale, P. and K. Becker. 1985. Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the Southern Trough of Guaymas Basin. Earth and Planetary Science Letters 73: 211-225.

López, M., Candela, J. y M. L. Argote. 2006. Why does the Ballena Channel have the coldest SST in the Gulf of California?. Geophysical Research Letters. 33, L11603.

López, M., Candela, J. y J. García (2008). Two overflows in the Northern Gulf of California. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113, C08023.

MBARI (Monterey Bay Aquarium Research Institute). 2015. Deepest hightemperature hydrothermal vents discovered in Pacific Ocean.

Paden, C. A., M. Abbot y C. Winant. 1991. Tidal and Atmospheric Forcing of the Upper Ocean in the Gulf of California, 1, Sea Surface Temperature Variability. Journal of Geophysical Research. 96. 18337-18359.

Paduan, J., Clague, D., Caress, D., Lundsten, L., Zierenberg, R., Troni, G., Wheat,C. y R. Spelz. 2015. Seafloor Hydrothermal Activity in the Southern Gulf of California.AGU FALL MEETING.

Portela, E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godinez, E. Palacios-Hernández, P.C. Fiedler, L. Sánchez-Velasco y A. Trasviña. 2016. Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. Journal of Physical Oceanography. 3069-3081.

Robles, J.M. y S.M. Marinone. 1987. Seasonal and interannual thermohaline variability on the Guaymas Basin in the Gulf of California. Cont. Shelf. Res. 715-733.

Roden, G. I. 1964. Oceanographics aspects of the Gulf of California. In: Tj.H. Van Andel and G.G. Shor Jr. Marine Geology of the Gulf of California: a Symposium, Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 3:30-58.

Rosenberg, D. H. 1969. Distribution of temperature, salinity and oxygen. In: Environmental Impact of Brine Effluents on Gulf of California. U.S. Dep. Interior Res. Dev. Progr. Rep. 387: 16-40

Sverdrup HU. 1941. The Gulf of California: Preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. 6th Pacific Science Congress Procedures. 3: 161–166.

Tarbuck, E.J. and F. K. Lutgen. 2005. Earth: An Introduction to Physical Geology: New Jersey. USA., Pearson Prentice Hall. 686 pp.

Torres-Orozco, E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. 80 pp.

Villaseñor-Casales, A. 1974. Hidrología de la parte norte del Golfo de California. Tesis para obtener el título de oceanólogo. Escuela Superior de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada, B.C. 50 pp.

9. Apéndice

Área de estudio donde se incluyen las estaciones restantes de muestreo realizadas por el ROV a bordo del R/V Western Flyer.



Figura A1. Área de estudio donde se incluyen las estaciones de muestreo realizadas por el ROV a bordo del *R/V Western Flyer* en el golfo de California. Los números indican solo las estaciones que no se analizaron en este estudio.

Diagramas de temperatura conservativa (Θ , °C) vs. oxígeno disuelto ($O_{2,}$ µmol kg⁻¹) y salinidad absoluta (g kg⁻¹).



Figura A2. Diagramas de temperatura conservativa (°C) vs. oxígeno disuelto (μ mol kg⁻¹) y salinidad absoluta (g kg⁻¹) en la estación 8. La barra de color indica la profundidad en m.



Figura A3. Ídem que la figura A2 pero para la estación 9.



Figura A4. Ídem que la figura A2 pero para la estación 10.



Figura A5. Ídem que la figura A2 pero para la estación 11.



Figura A6. Ídem que la figura A2 pero para la estación 12.



Figura A7. Ídem que la figura A2 pero para la estación 13.



Figura A8. Ídem que la figura A2 pero para la estación 14.



Figura A9. Ídem que la figura A2 pero para la estación 15.



Figura A10. Ídem que la figura A2 pero para la estación 16.



Figura A11. Ídem que la figura A2 pero para la estación 18.



Figura A12. Ídem que la figura A2 pero para la estación 20.



Figura A13. Ídem que la figura A2 pero para la estación 21.



Figura A14. Ídem que la figura A2 pero para la estación 22.



Figura A15. Ídem que la figura A2 pero para la estación 24.



Figura A16. Ídem que la figura A2 pero para la estación 26.