



CENTRO DE INVESTIGACIONES BIOLÓGICAS  
DEL NOROESTE, S.C.

---

---

Programa de Estudios de Posgrado

**IDENTIFICACIÓN Y EVALUACIÓN DE FLUJOS DE  
AGUA SUBTERRÁNEA Y NUTRIENTES ASOCIADOS  
EN LA ZONA COSTERA AL SURESTE DE LA BAHÍA  
DE LA PAZ, B.C.S.**

**TESIS**

Que para obtener el grado de

**Maestro en Ciencias**

Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales  
(Orientación Biología Marina )

P r e s e n t a

**MABILIA URQUIDI GAUME**

La Paz, Baja California Sur, 9 Febrero de 2012.

## ACTA DE LIBERACIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B. C. S., siendo las 11:05 horas del día 23 del Mes de Enero del 2012, se procedió por los abajo firmantes, miembros de la Comisión Revisora de Tesis avalada por la Dirección de Estudios de Posgrado del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C., a liberar la Tesis de Grado titulada:

### IDENTIFICACIÓN Y EVALUACIÓN DE FLUJOS DE AGUA SUBTERRÁNEA Y NUTRIENTES ASOCIADOS EN LA ZONA COSTERA AL SURESTE DE LA BAHIA DE LA PAZ, B.C.S.

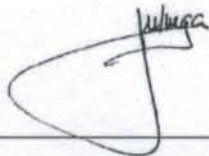
Presentada por el alumno:

#### MABILIA URQUIDI GAUME

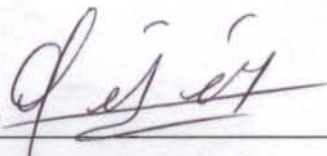
Aspirante al Grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN EL USO, MANEJO Y PRESERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES CON ORIENTACION EN **BIOLOGIA MARINA**

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron su **APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

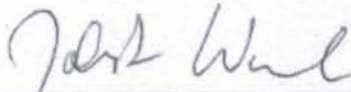
#### LA COMISION REVISORA



Dr. Carlos H. Lechuga-Devéze  
Centro de Investigaciones del Noroeste CIBNOR  
DIRECTOR DE TESIS



Dr. Saúl Chávez  
Centros de Investigaciones del Noroeste CIBNOR  
CO-TUTOR



Dr. Jobst Wurl  
Universidad Autónoma de Baja California Sur  
CO-TUTOR



Dr. Isaac Santos  
Centre for Coastal Biogeochemistry,  
Southern Cross University, Australia  
CO-TUTOR



DRA. ELISA SERVIERE ZARAGOZA,  
DIRECTORA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

## **COMITÉ TUTORIAL**

Dr. Carlos H. Lechuga-Devéze  
Director de Tesis  
Centro de Investigaciones Biológicas Del Noroeste (CIBNOR)

Dr. Saúl Chávez López  
Asesor  
Centro de Investigaciones Biológicas Del Noroeste (CIBNOR)

Dr. Jobst Wurl  
Asesor  
Universidad Autónoma de Baja California Sur (UABCS)

Dr. Isaac Santos  
Asesor  
Centre of Biogeochemistry, Southern Cross University, Australia (CCB, SCU)

## **COMITÉ REVISOR DE TESIS**

Dr. Carlos H. Lechuga-Devéze  
Dr. Saúl Chávez López  
Dr. Jobst Wurl  
Dr. Isaac Santos

## **JURADO DE LA DEFENSA DE LA TESIS**

Dr. Carlos H. Lechuga-Devéze  
Dr. Saúl Chávez López  
Dr. Jobst Wurl  
Dr. Isaac Santos

## **SUPLENTE**

Dr. Yolanda Maya Delgado

## I. RESUMEN

Existen flujos de agua subterránea (FAS) en casi todas las zonas costeras del mundo. Los FAS juegan un papel interesante en zonas áridas con escasos escurrimientos superficiales debido a que son un mecanismo de transferencia de nutrientes desde los sistemas terrestres a los marinos incidiendo en los procesos biogeoquímicos. El objetivo del trabajo consistió en identificar zonas de descarga de agua subterránea usando  $^{222}\text{Rn}$  como trazador geoquímico en la porción sureste de La Bahía de la Paz, así mismo este geotrazador permitió hacer estimaciones cuantitativas del FAS y de nutrientes asociados mediante un balance de masas. Para lograrlo se realizaron recorridos de 30 km, bimensuales (2010), sobre una embarcación menor, paralelos a la línea de costa (<50m) monitoreando continuamente (integrado en intervalos de 15 a 60 minutos) la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  así como otras variables fisicoquímicas, y se tomaron muestras de agua para la determinación de nutrientes ( $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{PO}_4$  y  $\text{SiO}_4$ ). La información generada se analizó mediante SIG y permitió establecer el área comprendida entre la Laguna de Balandra y El Merito como sitios con mayor concentración de  $^{222}\text{Rn}$  sobre la costa. En dichos sitios se llevaron a cabo mediciones en serie por 12 a 24 horas. Se evaluó también  $^{222}\text{Rn}$  y nutrientes en agua de pozos del acuífero El Coyote y en piezómetros sobre la zona intermareal del Merito. La concentración promedio de  $^{222}\text{Rn}$  para la franja costera evaluada fue de  $1.5 \text{ dpm L}^{-1}$ , aunque los recorridos mostraron gran variabilidad temporal y contraste entre invierno y verano. Se obtuvo un volumen de descarga de agua subterránea entre  $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y  $0.36 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Los flujos asociados de nutrientes fueron estimados para nitrógeno inorgánico disuelto de 4.2 a  $7.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , para fosfatos de 0.01 a  $1.86 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  y para silicatos de 13-  $26 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Los resultados son consistentes con otras zonas áridas y semi-áridas del mundo, aunque un sitio de medición en Balandra (Bal I) fue comparable con zonas más húmedas y que presentan una descarga mayor.

**Palabras clave :** Agua subterránea submarina, Radón  $^{222}\text{Rn}$ , Bahía de La Paz.

## II. ABSTRACT

Submarine Groundwater Discharge (SGD) occurs almost in every coastal zone of the world. SGD plays an interesting role in arid coastal zones where surface runoff water is negligible, this due to its role as a transfer mechanism of nutrients from land to the ocean influencing coastal biogeochemical processes. The objective of this work was set to identify submarine groundwater discharge sites using  $^{222}\text{Rn}$  as a geochemical tracer along the coast on the southeast portion of La Paz Bay. A mass balance model using the measured  $^{222}\text{Rn}$  also allowed to gain quantitative estimations of the SGD flux and the associated nutrients. Transects on board of small vessel were carried out bimonthly (2010), moving near to the water line (<50m) in a coast- parallel direction over 30 km of coast. In each transect  $^{222}\text{Rn}$  concentration was continuously monitored (integrated into 15 to 60 min. intervals), also physicochemical variables were monitored and water samples were taken for nutrient determination ( $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{PO}_4$  y  $\text{SiO}_4$ ).

The data generated was analyzed using GIS and it allowed to define the area between Laguna Balandra and El Merito as sites with higher  $^{222}\text{Rn}$  concentration are found on the coast line evaluated. In those sites  $^{222}\text{Rn}$  time series measurements of 12 to 24 h. were conducted.  $^{222}\text{Rn}$  and nutrient concentration was also measured in terrestrial groundwater from deep wells in El Coyote aquifer and with piezometers along the intertidal zone of El Merito beach. Average  $^{222}\text{Rn}$  concentration along the coast line evaluated was  $1.5 \text{ dpm L}^{-1}$ , although bimonthly transects showed temporal variability with special contrast between winter and summer values. The groundwater discharge volume was estimated to be between  $0.08 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$  and  $0.36 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Associated nutrient flux were estimated to be for inorganic dissolved nitrogen from  $4.2$  to  $7.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , phosphate fluxes in the order of  $0.01$  to  $1.86 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  and silica fluxes around  $13$ -  $26 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Results matched values of SGD reported for other arid and semi-arid coastal zones, however one specific site (Bal. I) presented values that could account to be comparable to more humid zones of the world and sites with higher discharge volumes.

**Key words:** Submarine groundwater discharge, Radon  $^{222}\text{Rn}$ , La Paz Bay.

### III. DEDICATORIA

*A mis padres y a mis amigos que son mi segunda familia,  
y una vez más a la vida por la fascinante oportunidad de  
seguir aquí.*

*Gracias!*

#### IV. AGRADECIMIENTOS

Agradezco a las siguientes instituciones por el apoyo económico brindado para la realización de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca (No. 337213) para la realización de los estudios de maestría, y por haberme otorgado una beca mixta para una estancia de investigación en el extranjero.

Al CIBNOR por ser institución que me aceptó y permitió formarme como Maestra en Ciencias. Por su comunidad compuesta por miembros altamente eficientes, amables y trabajadores. A Posgrado por su apoyo económico para realizar salidas a campo durante una estancia breve en Guaymas que me permitió aprender aspectos básicos de sedimentología, geología general e hidrogeología, también por su apoyo para el pasaje y por ende realización de una estancia de investigación en el extranjero cuya experiencia fue muy enriquecedora tanto a nivel académico como personal. Agradezco a CIBNOR por la oportunidad brindada.

Al mi director de tesis Dr. Carlos Lechuga Devéze por permitirme incorporarme al proyecto del cual se derivó esta tesis, sus conocimientos compartidos, por estar siempre abierto a escuchar mis ideas y sugerencias y por su apoyo para llevarlas a cabo, por su extraordinario ejemplo con su dedicación y compromiso siempre con la mejor disposición y ánimo posible. Gracias!

Al comité de asesores por todas las sugerencias para mejorar aspectos del trabajo de campo, análisis de la información y manuscrito de tesis: Dr. Saúl Chávez, Dr. Jobst Wurl, Dr. Isaac Santos.

A mis padres Marcela Gaume y Joaquin Urquidi.

A Miguel Aguilar y Juan José Ramírez (Johnny) por el trabajo de campo que realizamos juntos, su apoyo y dedicación.

A Iban Murillo Murillo y Celina Beltrán Camacho por su trabajo, enseñanzas y apoyo en el Laboratorio de Análisis Químico de Agua del CIBNOR.

A todas aquellos que me ayudaron a entender los conceptos correctamente, me hicieron preguntas y sugerencias, y me proporcionaron información que ayudó a mejorar el trabajo de la tesis: M. en C. Patricia Zamorano (CIBNOR), Joaquín Rivera-Rosas (CIBNOR), Antalia González (exalumna CIBNOR), Dr. Arturo Cruz Falcón (técnico Laboratorio de Hidrología e Irrigación), Agustín Velasco (alumno posgrado CIBNOR).

A Iván Moreno Castro por su apoyo con artículos, ideas, sugerencias, y trabajo de campo. Gracias.

A excepcionales amigos como Estrella Pérez, Alejandro Aldana, Alejandra Arceniega Oswaldo Rodríguez, Ondrej Bazant, Cristina González-Rubio, Matiss Valdmanis. Gracias.

**Agradezco a todas las personas que ya no alcance a mencionar aquí que me han brindado su amistad y apoyo.**

*Gracias*

## V. CONTENIDO DE LA TESIS

I	RESUMEN.....	iv
II	ABSTRACT.....	v
III	DEDICATORIA.....	vi
IV	AGRADECIMIENTOS.....	vii
V	CONTENIDO.....	viii
VI	LISTA DE FIGURAS.....	x
VII	LISTA DE TABLAS.....	xi
1	INTRODUCCIÓN.....	1
2	ANTECEDENTES.....	4
3	JUSTIFICACIÓN.....	5
4	HIPÓTESIS.....	6
5	OBJETIVO GENERAL.....	6
5.1	Objetivos específicos.....	7
6	ÁREA DE ESTUDIO.....	8
6.1	Localización y características generales.....	8
6.2	Geología.....	10
6.3	Características Hidrográficas e Hidrogeológicas.....	15
7	MATERIALES Y MÉTODOS.....	18
7.1	Trabajo de Campo.....	18
7.1.1	Recorridos paralelo a la línea de costa.....	18
7.1.2	Mediciones Intensivas de $^{222}\text{Rn}$ .....	20
7.1.3	Caracterización de agua subterránea en pozos terrestres.....	21
7.1.4	Caracterización de agua subterránea en sedimentos costeros.....	23
7.2	Medición del isotopo radiactivo $^{226}\text{Ra}$ en la columna de agua.....	23
7.3	Trabajo de gabinete.....	26
7.3.1	Análisis con sistemas de Información geográfica.....	26
7.3.2	Flujos de agua subterránea: Balance de Masas.....	27
8	RESULTADOS.....	33
8.1	Distribución de Radón en la Porción Costera al sureste de Bahía de La Paz.....	33
8.1.1	Recorridos Paralelos y actividad de $^{222}\text{Rn}$ en la Costa.....	33
8.1.2	Distribución Espacial de $^{222}\text{Rn}$ y Nutrientes Inorgánicos Disueltos.....	40
8.2	Muestreos Intensivos de $^{222}\text{Rn}$ : Series de tiempo de 12 y 24 horas.....	45



8.2.1	Intervalos de Concentración de $^{222}\text{Rn}$ y diferencias entre sitios. ....	45
8.2.2	$^{222}\text{Rn}$ , altura de la marea y variables físicoquímicas .....	48
8.2.3	Relación de la actividad de $^{222}\text{Rn}$ y nutrientes inorgánicos disueltos. ....	56
8.3	Caracterización de agua subterránea.....	62
8.4	Características Geohidrológicas del Área de Estudio.....	63
8.5	Balance de masas para el cálculo de Flujos de Agua Subterránea.....	67
8.5.1	Cálculo de la tasa de advección de agua subterránea ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) .....	67
8.5.2	Cálculo del potencial volumen total de agua subterránea descargado a la zona costera evaluada y flujo de nutrientes asociados.....	73
9	DISCUSIÓN .....	75
9.1	Recorridos Paralelos a la costa. $^{222}\text{Rn}$ y Nutrientes Inorgánicos Disueltos . ...	75
9.1.1	Variación Temporal en la Concentración de $^{222}\text{Rn}$ durante los Recorridos bimensuales.....	75
9.1.2	Actividad de $^{222}\text{Rn}$ en la franja costera.....	77
9.1.3	Nutrientes Inorgánicos Disueltos y Actividad de $^{222}\text{Rn}$ como indicadores de descarga de agua subterránea .....	79
9.1.4	Características geohidrológicas y zonas con descarga preferencial. ....	804
9.2	Muestreos Intensivos.....	84
9.2.1	Muestreos Intensivos; $^{222}\text{Rn}$ y altura de la marea, pulsos de agua subterránea y mecanismos de descarga y nutrientes asociados .....	84
9.2.2	Caracterización y comparación del agua subterránea entre pozos terrestres (acuífero El Coyote) y piezómetros (sedimentos costeros), en comparación con otras zonas del mundo.....	94
9.3	Volumen de descarga del agua subterránea a la costa y Flujos de Nutrientes Asociados.....	95
10	CONCLUSIONES.....	101
11	RECOMENDACIONES.....	102
12	LITERATURA CITADA .....	103
13	GIOSARIO.....	111
	ANEXO I.....	114
	ANEXO II.....	116
	ANEXO III.....	118

## VI. LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización geográfica del área de estudio. ....	9
<b>Figura 2.</b> Esquema tectónico Geológico de Baja California Sur. ....	14
<b>Figura 3.</b> Mapa de superficie que muestra características hidrográficas, fisiográficas y delimitación de cuencas naturales. ....	17
<b>Figura 4.</b> Sistema de medición continua de $^{222}\text{Rn}$ (RAD-7). ....	20
<b>Figura 5.</b> RAD-H <sub>2</sub> O para Medición en Pozos. A la derecha un pozo de agua de CNA ....	22
<b>Figura 6.</b> Localización de los muestreos intensivos, piezómetros, pozos terrestres muestreados y franja costera monitoreada durante los recorridos ....	25
<b>Figura 7.</b> Modelo Conceptual de las mediciones continuas de Radón para estimar la descarga de agua submarina subterránea en una zona costera. ....	27
<b>Figura 8.</b> Intervalos y valores de $^{222}\text{Rn}$ promedio encontrados durante los recorridos ....	33
<b>Figura 9.</b> Salinidad y $^{222}\text{Rn}$ durante los recorridos. ....	35
<b>Figura 10.</b> Altura de la marea de 2009 a 2010. Se muestra la altura durante bajamar en cada Recorrido y durante los muestreos en Balandra. ....	36
<b>Figura 11.</b> Precipitación anual BCS (CONAGUA, 2011b). ....	37
<b>Figura 12.</b> Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón durante R1 y R2 . ....	39
<b>Figura 13.</b> Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón durante R3 y R4 ....	40
<b>Figura 14.</b> Distribución espacial de Radón durante los 4 recorridos. ....	41
<b>Figura 15.</b> Análisis geoestadístico de HotSpots y geología del área de estudio. ....	42
<b>Figura 16.</b> Distribución espacial y comparación de la concentración de nutrientes y $^{222}\text{Rn}$ durante los recorridos. ....	44
<b>Figura 17.</b> Localización de los Muestreos Intensivos. ....	45
<b>Figura 18.</b> Actividad de radón en los muestreos intensivos. ....	46
<b>Figura 19.</b> Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón en Bal I y Bal II. ....	47
<b>Figura 20.</b> Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón en Merito ....	48
<b>Figura 21.</b> Correlación de Radón y salinidad en Balandra I. ....	49
<b>Figura 22.</b> Salinidad y $^{222}\text{Rn}$ durante la serie de tiempo de Balandra II. ....	51
<b>Figura 23.</b> Correlación entre Salinidad y Radón en la serie de tiempo de el Merito. ....	53
<b>Figura 24.</b> Concentración de Radón, Salinidad, Temperatura y Viento en Bal I y Bal II ...	54
<b>Figura 25.</b> Concentración de Radón, Salinidad, Temperatura y Viento en Merito. ....	55
<b>Figura 26.</b> Medias indicando el valor máximo y mínimo de Fosfatos, Nitratos y Silicatos en los muestreos intensivos. ....	57
<b>Figura 27.</b> Correlación entre Silicatos y Nitratos con Radón durante Bal I. ....	58
<b>Figura 28.</b> Correlación entre Silicatos y Nitratos Bal I y Bal II ....	59
<b>Figura 29.</b> Profundidad y Concentraciones de Nutrientes en Balandra I y Balandra II. ....	60
<b>Figura 30.</b> Profundidad y Concentraciones de Nutrientes en Merito ....	61
<b>Figura 31.</b> Aspectos de Geología, Hidrografía, Relieve y $^{222}\text{Rn}$ en el área de estudio ....	64
<b>Figura 32.</b> Corte Geológico. ....	65
<b>Figura 33.</b> Modelo Conceptual Geohidrológico. ....	66
<b>Figura 34.</b> Flujos de $^{222}\text{Rn}$ a la atmósfera, flujos de Mezcla, Flujo total de $^{222}\text{Rn}$ y flujos de agua subterránea en Bal I. ....	70
<b>Figura 35.</b> Flujos de $^{222}\text{Rn}$ a la atmósfera, flujos de Mezcla, Flujo total de $^{222}\text{Rn}$ y flujos de agua subterránea en Bal II. ....	71

<b>Figura 36.</b> Flujos de $^{222}\text{Rn}$ a la atmósfera, Flujos de Mezcla, Flujo total de $^{222}\text{Rn}$ y flujos de agua subterránea en Merito .....	72
<b>Figura 37.</b> Simulación del flujo total de agua fresca y salina a través del suelo marino por metro de longitud de costa (tomada de Michael <i>et al.</i> , 2005). .....	114
<b>Figura 38.</b> Modelo de descarga de agua subterránea fresca en la interfase tierra-costa de Robinson <i>et al.</i> (2007).....	118
<b>Figura 39.</b> Modelo de descarga de agua subterránea fresca a la costa calculado para sitios con acuíferos subterráneos parcial a bien mezclados y una amplitud en la altura de la marea de 2 metros.....	118

## VII. LISTA DE TABLAS

<b>Tabla II.</b> Recorridos Paralelos a la costa.....	18
<b>Tabla III.</b> Resultados de los Recorridos Paralelos a la línea de Costa.....	34
<b>Tabla IV.</b> Frecuencias de Actividad de Radón durante R1 en $\text{dpm L}^{-1}$ .....	38
<b>Tabla V.</b> Frecuencia de Actividad de Radón durante R2 en $\text{dpm L}^{-1}$ .....	38
<b>Tabla VI.</b> Frecuencia de Actividad de Radón durante R3 en $\text{dpm L}^{-1}$ .....	39
<b>Tabla VII.</b> Frecuencia de Actividad de Radón durante R4 en $\text{dpm L}^{-1}$ .....	39
<b>Tabla VIII.</b> Concentraciones Promedio de Nutrientes durante los Recorridos .....	43
<b>Tabla IX.</b> Resultados de las series de tiempo de 12 y 24 hr. en Balandra y Merito.....	46
<b>Tabla X.</b> Concentraciones Promedio de Nutrientes durante los muestreos intensivos ..	56
<b>Tabla XI.</b> Actividades de $^{222}\text{Rn}$ en Agua subterránea costera y terrestre.....	62
<b>Tabla XII.</b> Concentraciones de nutrientes en agua subterránea .....	63
<b>Tabla XIII.</b> Concentraciones de $^{226}\text{Ra}$ Radio.....	67
<b>Tabla XIV.</b> Balance de Masa para el cálculo del FAS a los sitios muestreados.....	68
<b>Tabla XV.</b> Flujo de Nutrientes asociados al FAS en la Bahía de La Paz.. .....	73
<b>Tabla XVI.</b> Flujos de Nutrientes en unidades estándar ( $\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) .....	74
<b>Tabla XVII.</b> Valores de $^{222}\text{Rn}$ en agua subterránea; pozos terrestres, piezómetros y columna de agua costera .....	116

## 1 INTRODUCCIÓN

El estudio de los flujos de agua subterránea a las zonas costeras ha adquirido reconocimiento por ser una importante conexión entre los sistemas terrestres y el océano. Existen flujos de agua subterránea en casi todas las zonas costeras del mundo (Zektser y Dzhamalov, 1981; Zektser, 2000; Burnett *et al.*, 2006). Estos flujos inciden en los procesos biogeoquímicos de la franja costera en una compleja zona de mezcla en el suelo marino a la que le atribuyen características químicas similares a las de un ambiente estuarino por lo que se ha nombrado a esta interfase “estuario subterráneo” (Moore, 1999).

Es importante definir que el término *flujo de agua subterránea submarina* abarca y es utilizado para describir más de un fenómeno. En el sentido más amplio un flujo de agua subterránea submarina es todo aquel fluido que sale desde el fondo marino a través del suelo marino y se incorpora a la columna de agua sobreyacente, el fenómeno puede ser también llamado intercambio de agua intersticial submarina. El flujo puede tener también dirección contraria (*i.e.* intrusión marina). Con referencia a éstos términos el agua subterránea puede estar compuesta por agua fresca (meteórica o magmática) comúnmente entrando al océano desde un acuífero terrestre costero, o puede consistir en agua subterránea salina recirculada que es agua marina que entró y salió de los sedimentos en el suelo marino debido a la acción del bombeo de marea u oleaje. En el sentido más estricto puede referirse únicamente al componente de agua fresca que fluye hacia el mar. Frecuentemente la descarga de agua subterránea es una mezcla de agua subterránea fresca y agua salina recirculada (Li *et al.*, 1999; Taniguchi *et al.*, 2002; Burnett *et al.*, 2003; SCOR-LOICZ, 2004).

Las descargas de agua subterránea fresca ocurren en lugares donde existe una conexión entre un acuífero costero y el océano (Johannes, 1980). Este flujo de agua subterránea llega a la zona costera dependiendo de las estructuras geomorfológicas, existencia de fallas y la presencia de rocas y sedimentos permeables (Tapia-Padilla, 2000). El movimiento de agua subterránea fresca con dirección hacia el océano es favorecido cuando el gradiente hidráulico del acuífero está por encima del nivel del mar (Johannes,

1980; Graniel *et al.*, 2004). La conformación geohidrológica determina que los flujos a las zonas costeras se den ya sea de manera difusa a través del suelo y de manera más puntual en parches o secciones de costa a través de manantiales o cenotes (Graniel *et al.*, 2004; Stieglitz, 2005).

En general existe poca información sobre flujos de agua subterránea a las zonas costeras y su evaluación cuantitativa, debido a que las mediciones son difíciles de realizar, ya que existe una notoria variabilidad temporal y espacial de los flujos y los sitios de descarga no son siempre obvios (Stieglitz, 2005; Dulaiova, 2005; Burnett *et al.*, 2006).

Varios métodos han sido utilizados para identificar y evaluar las descargas de agua subterránea a las zonas costeras como es el uso de infiltrómetros (*seepage meters*), piezómetros, trazadores geofísicos y geoquímicos y modelos matemáticos (Smith *et al.*, 1999; Burnett *et al.*, 2006). La utilización de trazadores geoquímicos naturales ha resultado útil para sobreponerse a la inherente variabilidad de los datos cuando se trabaja en escalas locales a regionales (Burnett *et al.*, 2006).

El Radón ( $^{222}\text{Rn}$ ) es un buen trazador geoquímico por varias razones; es un gas noble (no reactivo), por lo que se comporta conservativamente. Ocurre naturalmente en rocas y en suelos, este elemento escapa de las estructuras de las rocas, se disuelve en el agua subterránea y su concentración es típicamente entre 100 y 1000 veces mayor que en el agua de mar, tiene un tiempo de vida razonablemente corto ( $t_{1/2} = 3.83$  d) que permite identificar sitios con descarga significativa que están cercanos a la señal radioquímica (Cook y Herzeg, 2000; Burnett y Dulaiova, 2003). Además utilizar este geotrazador y método provee de información con alta-resolución en el tiempo, ya que puede ser medido continuamente, entre sus ventajas con respecto a otros métodos, es que sirve para revisar escalas espaciales más grandes (regionales) que el uso de infiltrómetros y no consume tanto tiempo, ya que los requerimientos logísticos son más sencillos (Cable *et al.*, 1996; Corbett *et al.*, 2000; Burnett *et al.*, 2001a,b; Lane-Smith *et al.*, 2002; Burnett y Dulaiova, 2003; McCoy *et al.*, 2007).

Por las razones anteriores, la presencia de radón sirve como indicador de la existencia de agua subterránea en la zona costera. La medición continua de la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  hace posible construir un balance de masas con el cual se calculan

los cambios en el tiempo del  $^{222}\text{Rn}$  en sus diferentes reservorios (agua de mar costera y oceánica, atmósfera, sedimentos, mezcla entre agua costera-oceánica) para inferir a partir de éstos la tasa de advección de agua subterránea, y obtener estimaciones cuantitativas del volumen de descarga de agua subterránea (Burnett y Dulaiova; 2003).

En general los estudios sobre este tema y con éste enfoque a nivel mundial en zonas áridas son recientes y no han sido muchos (Boehm *et al.*, 2006; Shellenbarger *et al.*, 2006; Swarzenski *et al.*, 2006; Weinstein y Shalem, 2007; Lamontagne *et al.*, 2008). Por lo que están poco entendidos los alcances de los procesos biogeoquímicos implicados y el papel ecológico que este mecanismo de transferencia de nutrientes representa en zonas áridas, dónde la precipitación es poca, la evaporación es alta, y las escorrentías superficiales suelen ser de carácter efímero indicando que el aporte superficial de agua fresca a la zona costera es despreciable. Sin embargo, el estudio de la descarga de agua subterránea a la zona costera no es trivial ya que el aporte de nutrientes puede llegar a ser significativo en algunas costas. Shellenbarger *et al.* (2006) en el Golfo de Aqaba (Israel) encontró que aunque el agua subterránea contribuía con un volumen de 1 a 2% del agua en la zona costera, la carga de nutrientes asociadas podría implicar entre 8 y 46% de los nutrientes disueltos en el agua de dicha zona costera. Es así, que se establece como objetivo del presente trabajo identificar zonas de descarga de agua subterránea usando  $^{222}\text{Rn}$  como trazador geoquímico en la porción sureste de La Bahía de la Paz y hacer mediante un balance de masas estimaciones cuantitativas del FAS y de nutrientes asociados para así comenzar a vislumbrar las implicaciones ecológicas de éstos procesos en la Bahía de La Paz.

## 2 ANTECEDENTES

Los estudios evaluando flujos de agua subterránea a la zona costera en México han sido pocos y centrados en la península de Yucatán debido a que las características geohidrológicas promueven que este sea un fenómeno notorio en los ambientes costeros de la zona, por lo que se han llevado a cabo distintas investigaciones en lagunas como Celestún, Chelem, Ría de Lagartos, Nichupte y Laguna Dzilam principalmente utilizando como geotrazador la salinidad y concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos, evaluando el flujo mediante modelos matemáticos y balances de masas (Smith *et al.*, 1999). Estudios más recientes han comenzado a evaluar los flujos subterráneos de esta zona mediante trazadores geoquímicos como isótopos estables de Oxígeno, Estronio o  $^{222}\text{Rn}$  y la aportación de nutrientes asociados a éstos flujos (Aranda-Cicerol *et al.*, 2006; Stalker *et al.*, 2009).

Existe un trabajo reciente en regiones áridas de México realizado por Santos *et al.* (2011a) en Bahía Concepción utilizando  $^{222}\text{Rn}$  como trazador geoquímico para encontrar y medir los flujos de agua subterránea en la zona. Estos investigadores encontraron manantiales hidrotermales en la zona costera, y reportaron un volumen de descarga de agua subterránea total para toda Bahía Concepción (282 km<sup>2</sup>) de 17.5 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>.

A la fecha se desconoce la relevancia y contribución del FAS a la zona costera de la mayor parte de la Península de Baja California. En particular en Bahía de La Paz hay poca información disponible sobre la existencia de FAS (Castro-Moreno, en proceso), sin embargo, existen sondeos realizados midiendo  $^{222}\text{Rn}$  que sugieren la existencia de descargas de agua subterránea (concentraciones >3 dpm L<sup>-1</sup>) al interior de una laguna costera somera (Laguna de la Paz) y sistema manglar de ésta. Adicionalmente se han detectado concentraciones aún superiores en el canal de comunicación con la Bahía de La Paz durante el ascenso de marea sugiriendo una fuente aún no identificada pero de origen externo a la laguna (*comm. Pers. Dr. Lechuga-Devéze, 2009*). Lo anterior sugeriría que existe una fuente o fuentes de este flujo subterráneo en la porción sur de la zona costera marina de la Bahía de La Paz, lo que podrá ser corroborado cuando se logre detectar mayor

actividad de  $^{222}\text{Rn}$  durante bajamar, cuando la presión hidráulica que ejerce el mar sobre el acuífero, sea menor y permita su descarga a la zona costera (Dulaiova *et al.*, 2008).

### 3 JUSTIFICACIÓN

Se ha reconocido la importancia de los flujos de nutrientes asociados al agua subterránea que llega a los ambientes costeros. La descarga de agua subterránea puede llegar a jugar un rol ecológico significativo, a pesar del pequeño volumen de descarga, debido a que la concentración de nutrientes en el agua subterránea suele ser más de un orden de magnitud mayor que en el agua marina superficial, y por ello, incluso una descarga pequeña de agua subterránea puede elevar las concentraciones costeras (Johannes 1980; Johannes y Hearn 1985; Valiela *et al.*, 1992; Li *et al.*, 1999; Rutkowski *et al.*, 1999; Slomp y Van Cappellen, 2004; Paytan *et al.*, 2006; Kroeger *et al.*, 2007; Shellenbarger *et al.*, 2006; Swarzenski *et al.*, 2007). Debido a esto, es posible que un flujo subterráneo sea un mecanismo importante de transferencia de nutrientes a la zona costera en zonas áridas o semi áridas como en la Bahía de La Paz donde los escurrimientos superficiales son muy escasos.

En diferentes sitios alrededor del mundo se ha observado que los nutrientes inorgánicos disueltos como el nitrógeno y el sílice, asociados al FAS en las zonas costeras pueden contribuir hasta en 50% o más de los nutrientes que son aportados por Ríos (Johannes, 1980; Volk *et al.*, 2006; Burnett *et al.*, 2007; Kroeger *et al.*, 2007). En zonas áridas y semiáridas son pocos los estudios midiendo FAS con trazadores geoquímicos. Shellenbarger *et al.* (2006) en Israel encontró que un FAS que contribuía con un volumen de 1-2 % del agua costera podría implicar una descarga de nutrientes de hasta 46% de los encontrados en esta zona costera marina.

Santos *et al.* (2011a) en Bahía Concepción calculó que los aportes de nitrógeno nuevo asociados al agua subterránea podían explicar al menos 15% de la productividad primaria de la bahía, sugiriendo que podría ser mayor que esto. Así mismo, algunos autores han mencionado que comunidades inusualmente productivas están asociadas a sitios con FAS (Herrera-Silveira, 1998; Bussmann *et al.*, 1999; Hays y Ullman, 2007) e incluso en algunos sistemas costeros las interacciones entre nutrientes asociados al FAS y los



componentes bióticos del sistema influyen la productividad y los cambios en el estado trófico del sistema (Valiela *et al.*, 1992; Herrera-Silveira, 1998). Estas investigaciones evidencian la relevancia de realizar estudios como el presentado en esta tesis, que sientan bases para entender la implicación de los FAS en la Bahía de la Paz, y a su vez puede derivar entendimiento de sus implicaciones en la productividad y funcionamiento general del sistema, así como su capacidad de procesamiento de cargas de nutrientes adicionadas tanto por procesos naturales como antropogénicos, entre otras cuestiones.

#### **4 HIPÓTESIS**

Se propone la siguiente hipótesis de trabajo

“Si en el litoral sureste de la Bahía de la Paz existen sitios con actividad de  $^{222}\text{Rn}$  mayor a  $2.5 \text{ dpm L}^{-1}$ , características que promueven el FAS (presencia de sedimentos, rocas permeables o fallamientos) y concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos característicos de agua subterránea, será posible relacionarlos con la actividad geohidrológica local y cuantificar los flujos y volúmenes de agua subterránea, así como las concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos aportados al agua de mar asociados a éste flujo”.

#### **5 OBJETIVO GENERAL**

- ◆ Identificar zonas de descarga de agua subterránea mediante la medición continua de  $^{222}\text{Rn}$  y cuantificar flujos de descarga así como la concentración de nutrientes asociados en la porción sureste de la Bahía de La Paz, B.C.S.

## 5.1 Objetivos específicos

- ◆ Realizar transectos paralelos midiendo actividad de  $^{222}\text{Rn}$  de manera continua en la porción sureste de Bahía de la Paz entre las coordenadas  $24^{\circ}19'40.01''$  N,  $110^{\circ}19'51.52''$ W y  $24^{\circ}13'50.48''$ N,  $110^{\circ}19'51.52''$ W para localizar puntos con la mayor actividad que pueden ser posibles sitios de descarga.
- ◆ Analizar la distribución espacial de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  en los transectos paralelos a la costa y mapear mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG) para localizar puntos con la mayor actividad de  $^{222}\text{Rn}$  que pueden ser posibles sitios de descarga.
- ◆ Realizar muestreos intensivos de medición continua de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  por periodos de 12 a 24 hrs sobre los sitios identificados como puntos de posible descarga de agua subterránea para analizar los intervalos de concentración o actividad del  $^{222}\text{Rn}$  y su influencia por la marea.
- ◆ Obtener muestras de agua de pozos de agua subterránea dentro del acuífero del Coyote, que sean más cercanos a los sitios de mediciones intensivas y determinar su composición química (salinidad, concentración de  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SiO}_4$  y actividad de  $^{222}\text{Rn}$ ).
- ◆ Obtener muestras de agua subterránea mediante piezómetros en los sedimentos de la zona costera en sitios cercanos a las mediciones intensivas y determinar su composición química (salinidad, concentración de  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SiO}_4$  y actividad de  $^{222}\text{Rn}$ ).
- ◆ Comparar la composición química del agua subterránea tanto de pozos terrestres como de los sedimentos costeros con las muestras de agua marina, obtenidas en los muestreos intensivos.
- ◆ Realizar un análisis mediante sistemas de Información Geográfica para identificar características hidrogeológicas que posiblemente promuevan un flujo diferencial de agua subterránea a la zona costera de estudio y relacionar con las zonas registradas con mayor actividad de radón.

- ◆ Evaluar cuantitativamente mediante un modelo matemático de balance de masas el flujo de agua subterránea durante los muestreos realizados y en los sitios que se logren reconocer como áreas de descarga.

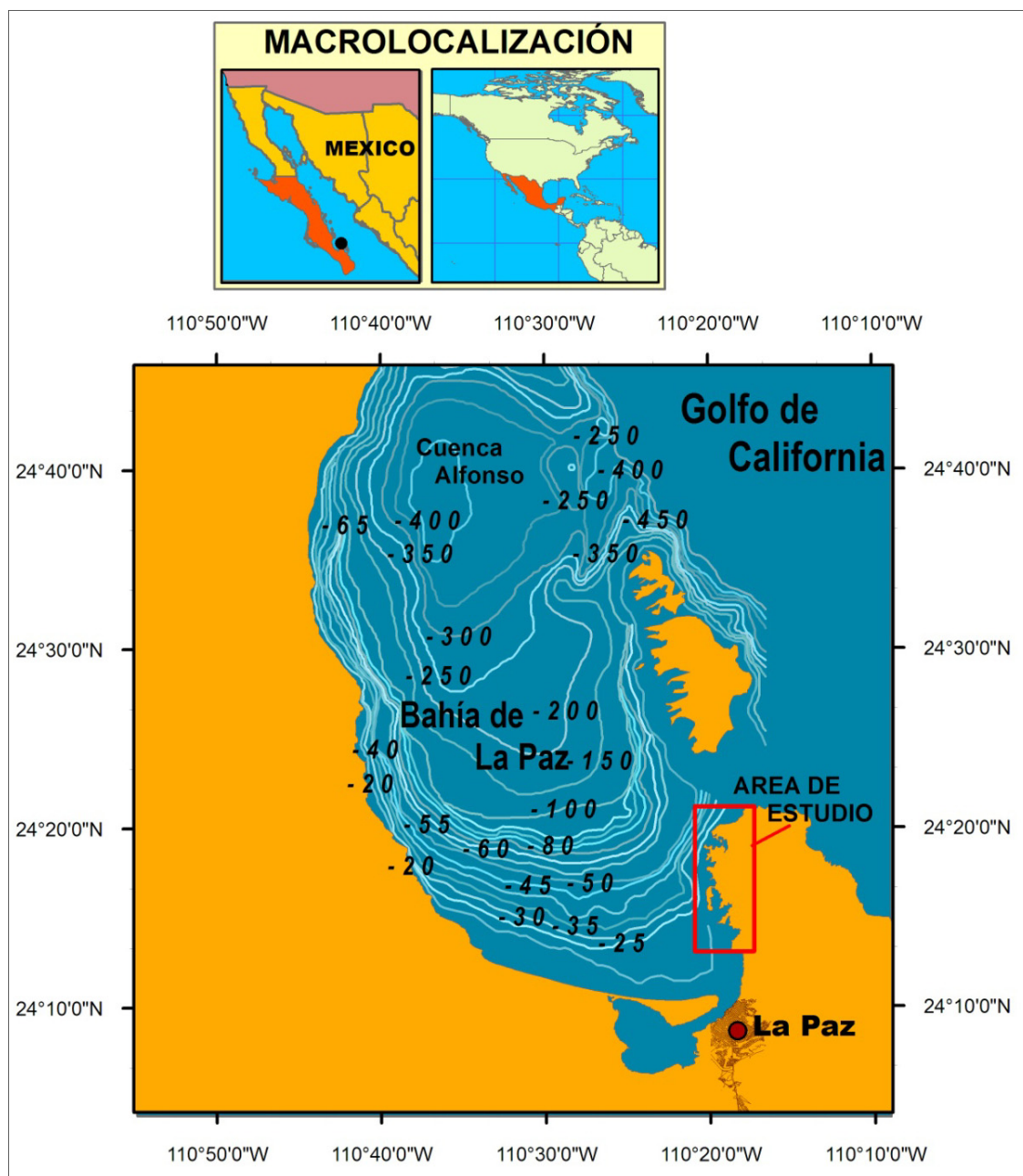
## 6 ÁREA DE ESTUDIO

### 6.1 Localización y características generales

El área de estudio se localiza en la porción sureste de La Bahía de La Paz ( $24^{\circ}11' - 24^{\circ}06' N$ , y  $110^{\circ}19' - 110^{\circ}25' W$ ) (Fig.1). La región presenta un clima seco desértico cálido con temperatura media anual entre  $22^{\circ}C$  y  $24^{\circ}C$  y temperaturas máximas en verano que oscilan entre  $36^{\circ}C$  y  $40^{\circ}C$  (García, 1964; Robles-Gil-Mestre, 1998). El área de estudio en su porción marina se encuentra influenciada por los aspectos hidrológicos e hidrodinámicos de la Bahía que mantiene comunicación permanente con el Golfo de California por dos bocas.

La bahía presenta un gradiente batimétrico; siendo más somero al sur (con profundidades de hasta 10 m y más profundo al norte con una profundidad de hasta 450 m en la Cuenca Alfonso (Cruz-Orozco *et al.*, 1996) (Fig. 1). La estructura termohalina y la estabilidad de la columna de agua en la parte norte están fuertemente influenciadas por el Golfo de California mientras que en la parte sur los procesos locales dominan. El régimen de mareas que se presenta es mixto semidiurno (Obeso *et al.*, 1993; Obeso *et al.*, 2008).

La parte costera del área de estudio se encuentra influenciada por los aspectos geológicos e hidrográficos de la porción meridional de la Sierra de La Giganta se detallan en una sección posterior (Fig. 3).



**Figura 1.** Localización geográfica del área de estudio.

## 6.2 Geología

El área de estudio se encuentra en la porción meridional de la subprovincia fisiográfica Sierra La Giganta la cual limita al sur con la subprovincia Discontinuidad del Cabo (INEGI, 1996). La Sierra de la Giganta se encuentra integrada principalmente por rocas extrusivas de la Formación Comondú del Mioceno con secuencias de tobas, riolitas, brechas, areniscas y conglomerados volcánicos. El área de estudio, muestra la particularidad de encontrarse separada del resto de la subprovincia Sierra de la Giganta por la llanura aluvial de La Paz (Mina, 1957; Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1999) (Fig. 2).

La geomorfología en esta porción de la subprovincia, se encuentra integrada por la porción sur de la Sierra de la Giganta, y una angosta franja costera. La Sierra de la Giganta en esta área tiene una orientación NS, con elevaciones máximas de 460 msnm, formando picachos, presenta pendientes pronunciadas; su parteaguas condiciona que los escurrimientos de las cuencas de la vertiente Este drenen hacia el Arroyo El Coyote el cual sigue una dirección paralela a la Sierra y desemboca al Golfo de California (Fig. 3). Mientras que las cuencas de la vertiente Oeste drenan hacia la franja costera sur de la Bahía de La Paz.

La franja costera del área de estudio (vertiente Oeste), muestra una línea de costa irregular cuya geomorfología la integran caletas (playas encajadas) con acantilados y playas arenosas. En algunas de estas caletas como es el caso de Balandra, es posible diferenciar ambientes costeros como dunas, marismas y pantanos de manglar. La ubicación de estos últimos es de interés para el presente trabajo ya que como condición para su establecimiento y evolución, además de sedimentos finos y ambientes de baja energía hidrodinámica, requieren de cierto aporte de agua dulce (Shah *et al.*, 2007).

En el área de estudio los trabajos de estratigrafía son escasos, destacando los de Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988), Pedrín-Avilés *et al.* (1992) y Puy y Alquiza (2006), quienes describen la Formación Balandra (brecha -conglomerado Balandra) con edades del Pleistoceno como del Holoceno, por lo que esta Formación sobreyace de manera discordante a la Formación Comondú. Según los autores referidos, la Formación Balandra

se caracteriza por brechas volcánicas monolitológicas con estratificación burda y con capas que tienen una inclinación que llega a tener ángulos superiores a los 45°. Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988), señalan que en el área de Balandra existen elementos geomorfológicos que pueden interpretarse como edificios volcánicos destruidos parcialmente por la erosión y fallamiento, mientras que al sur hacia la zona del puerto de Pichilingüe, se caracteriza por una plataforma amplia compuesta por una secuencia de rocas piroclásticas y volcaniclásticas, inclinada suavemente hacia el oeste con la presencia de brechas volcánicas integrando un relieve de cerros con cima plana. Por su parte Pedrín-Avilés *et al.* (1992), refieren que los depósitos del Pleistoceno, se encuentran en la parte noroeste de Balandra, representados por una terraza marina. La cual consiste en un suelo de aluvión joven, un estrato de facies arrecifal, una facie de materiales limosos y arcillosos, una facie con restos de moluscos y la facie más reciente que consiste en turba de manglar. Este mismo autor menciona que al sudeste de Balandra hay una facie importante constituida por restos de corales y moluscos cementados débilmente.

Desde el punto de vista estructural, el área de estudio se ubica en una fosa tectónica de La Paz (Fig. 2), producto de una tectónica tensional, originada durante el Cenozoico la cual dio origen a la apertura del Golfo de California durante el Mioceno; época en la que probablemente, el Bloque de los Cabos, fue desprendido desde el occidente de México y añadido al extremo meridional de Baja California, y la posterior deriva peninsular a partir del Plioceno, cuya actividad continúa en la actualidad mediante el sistema de fallas de San Andrés. La intensa actividad tectónica se refleja en el basamento peninsular, mediante fallas normales, listicas y transcurrentes, cuya mejor expresión se da en la región comprendida entre la Paz y Los Cabos por numerosas fallas normales y laterales, de las que destacan por su expresión regional, las fallas de La Paz, El Carrizal, San Juan de Los Planes, Santiago y San José del Cabo, dando origen a estructuras tectónicas de fosas y pilares (Campa y Coney, 1983; CRM, 1999; Sawlan y Smith, 1984; Sedlock *et al.*, 1993), (Fig. 2).

Al este del área de estudio, destaca la falla de La Paz, la cual representa el límite estructural de la fosa tectónica del mismo nombre con el pilar del bloque de San José del Cabo, el CRM (1999), ubica la traza de dicha falla, afectando el valle del arroyo El Coyote

en dirección NW-SE, de tal manera que ésta divide tajantemente a la Subprovincia fisiográfica Sierra La Giganta de la Discontinuidad del Cabo, por lo que en la porción Oeste de dicha falla predominan las rocas volcanoclásticas Terciarias de la Formación Comondú, mientras que del lado Este predominan las rocas graníticas del Cretácico al que Ortega-Gutiérrez (1982), llama Complejo Cristalino de La Paz, y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995), Bloque de los Cabos, y el CRM (1999) bloque tectónico de San José del Cabo (Fig. 2; ver detalle).

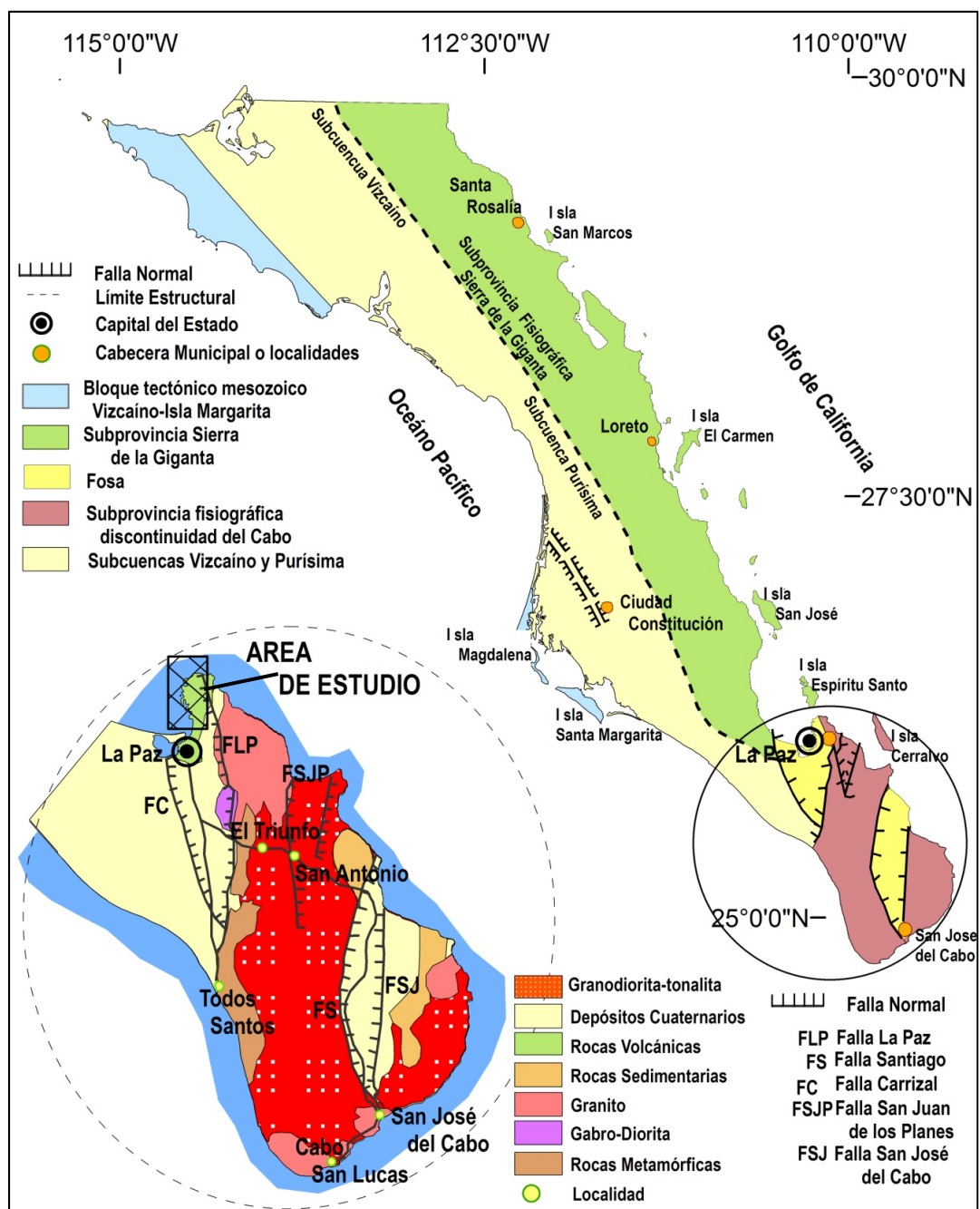
Estos aspectos estructurales cobran cierta importancia para el presente trabajo, puesto que en la porción de la Sierra de la Giganta que limita el área de estudio y en general en las sierras de la región, la actividad tectónica además del intenso fallamiento, se refleja también en sistemas de fracturamiento, lo que en conjunto condicionan lo que en hidrología se conoce como permeabilidad secundaria. Esta permeabilidad secundaria, permite la filtración de agua de lluvia al subsuelo para posteriormente ser liberada de manera gradual, hacia zonas topográficas más bajas, dando origen al manantialismo, el cual comúnmente se encuentra localizado en trazas de fallas y fracturas. De esta manera, la función geohidrológica de las sierras es el de zonas de recarga, y las zonas topográficas bajas en donde predominan los depósitos Cuaternarios, como zonas de almacenamiento con potencial para formar acuíferos (Chávez-López, 2010).

En la vertiente Este de La Sierra de la Giganta, se encuentra el valle del Coyote. Considerado como un área transicional entre la Sierra de la Giganta y la Región del Cabo y con estructura estratigráfica compleja, cuya frontera suroeste se extiende hasta encontrarse con el Valle de La Paz. Los principales depósitos sedimentarios en éste valle son de origen aluvial, y son precisamente a los cuáles se les atribuye buena factibilidad acuífera, constituyendo el reservorio de agua subterránea reconocido oficialmente por CONAGUA más cercano a nuestra área de estudio (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988; Sevilla-Unda, 1994; Alvarado-Gastelum, 2007; CONAGUA, 2010c).

Puy y Alquiza (2006) menciona que los depósitos El Coyote se caracterizan por presentar conglomerados, areniscas y lutitas (limos y arcillas) intercaladas con brechas volcánicas, depósitos de surges, depósitos de bloques y cenizas. Este mismo autor propone tres formaciones para el área del Coyote: La formación Santa Victoria, Formación Balandra

y Formación Coyote. Puy y Alquiza (2006) menciona que El Coyote consta de sucesiones que sugieren un modelo paleogeográfico de depositación de sedimentos por un sistema fluvial trenzado con depósitos de abanico aluvial. Con datos que sugieren una paleocorriente en dos direcciones preferenciales, uno hacia el SW (que es dónde nuestra área de estudio se encuentra localizada) y el otro hacia el SE. Alvaro-Gastelum (2007), considera que en ésta área las rocas más escasas son el granito y cuarzo, y describe un miembro (miembro Hornos) compuesto por diferentes facies de areniscas que provienen de depósitos eólicos (dunas e intradunas), areniscas conglomerádica (que provienen de depósitos fluviales), conglomerado (depósitos fluviales, limos y arcillas) y tobas.





**Figura 2.** Esquema tectónico Geológico de Baja California Sur. Se muestra en detalle la región La Paz-Los Cabo y dónde se señala el área de estudio. Figura tomada y modificada del Consejo de Recursos Minerales (1999).

### 6.3 Características Hidrográficas e Hidrogeológicas

El área de estudio se encuentra dentro de la Región Hidrológica No. 6. Baja California Sur-Este (6, 922.50 km<sup>2</sup>) en La Cuenca de La Paz-Cabo San Lucas. En particular la zona costera estudiada queda comprendida dentro del polígono oficial de CONAGUA que define la Subcuenca El Coyote que a su vez es una división de la cuenca La Paz-Cabo San Lucas, localizada en el municipio de La Paz (CONAGUA, 2010c). En esta cuenca sedimentaria se ubica el acuífero El Coyote con clave 0325 de CONAGUA. Este acuífero cubre un área de 320.98 km<sup>2</sup> y colinda al sur-suroeste con el acuífero de La Paz y al sur-sureste con el acuífero de Los Planes.

La zona se caracteriza por tener relativamente poca precipitación (100 mm año<sup>-1</sup>) (Farfán y Cortez, 2005) aunque esta puede llegar a variar de 100-200 mm anuales (UNAM, 1990). En caso particular del área de El Coyote los registros de la estación climatológica ubicada en El Cajoncito (periodo 1964-2007) que es la más próxima se tiene que la precipitación promedio anual es de 202 mm oscilando entre un máximo de 532.6 mm y mínimo de 4 mm. La máxima precipitación principalmente ocasionada por las tormenta tropicales que ocurren entre julio y octubre e implican entre el 80 y 90% de la precipitación anual (Mendoza *et al.*, 2006; CONAGUA, 2010b). La temperatura promedio anual es de 21.5 °C, presentando una temporada de calor de junio a septiembre con una temperatura máxima de 45 °C en el mes de julio y mínima de 4 °C en el mes de enero (CONAGUA, 2010b).

En época de lluvias los escurrimientos se originan principalmente en La Sierra de Las Cruces y son de carácter torrencial y efímero (CONAGUA, 2010ac). Los principales arroyos que drenan en el Valle de El Coyote son el arroyo El Coyote y el arroyo Las Vinoramas-Agua de Vázquez. Este último continúa con su escurrimiento superficial hasta el arroyo El Coyote. Los escurrimientos de estos arroyos principalmente drenan en el Golfo de California. El arroyo El Coyote tiene una longitud de 13.1 km con una pendiente promedio de 0.3° (Sevilla-Unda, 1994; Fig. 3).

El acuífero de El Coyote está delimitado hidrogeológicamente por dos fronteras de carácter poco permeable que son al oriente la Sierra de las Cruces y en el lado occidental por La Sierra de la Giganta (Formación Comondú) y la unidad definida como Brecha y Conglomerado Balandra (Sevilla-Unda, 1994).

Sevilla-Unda (1994) describe el acuífero de El Coyote como un acuífero libre constituido por cuatro unidades; A, B, C, D. La unidad más superficial (A) está conformada por conglomerados en una matriz areno-arcillosa (depósito fluvial) de espesor que va entre 100 y +/- 250 m. con permeabilidad alta y mala factibilidad acuífera, tiene la función de ser un buen transmisor del flujo vertical y su comportamiento es de acuitardo. La unidad que le subyace (C), está constituida por arenas, arcillas y gravas y hacia el norte y material areno-arcillosos no consolidados. Esta unidad funciona como acuífero y está delimitado por otras unidades poco permeables. La unidad B, compuesta por areniscas y limnolitas se considera como una frontera semipermeable, de espesor variable, cuya función es de capa sello y en algunas secciones como acuícludo. Finalmente la unidad D (300-250 m) subyacente a todas las anteriores, constituida por granito, de naturaleza impermeable, sólo retiene agua a través de un intenso fracturamiento en su superficie en ciertas secciones del Valle.

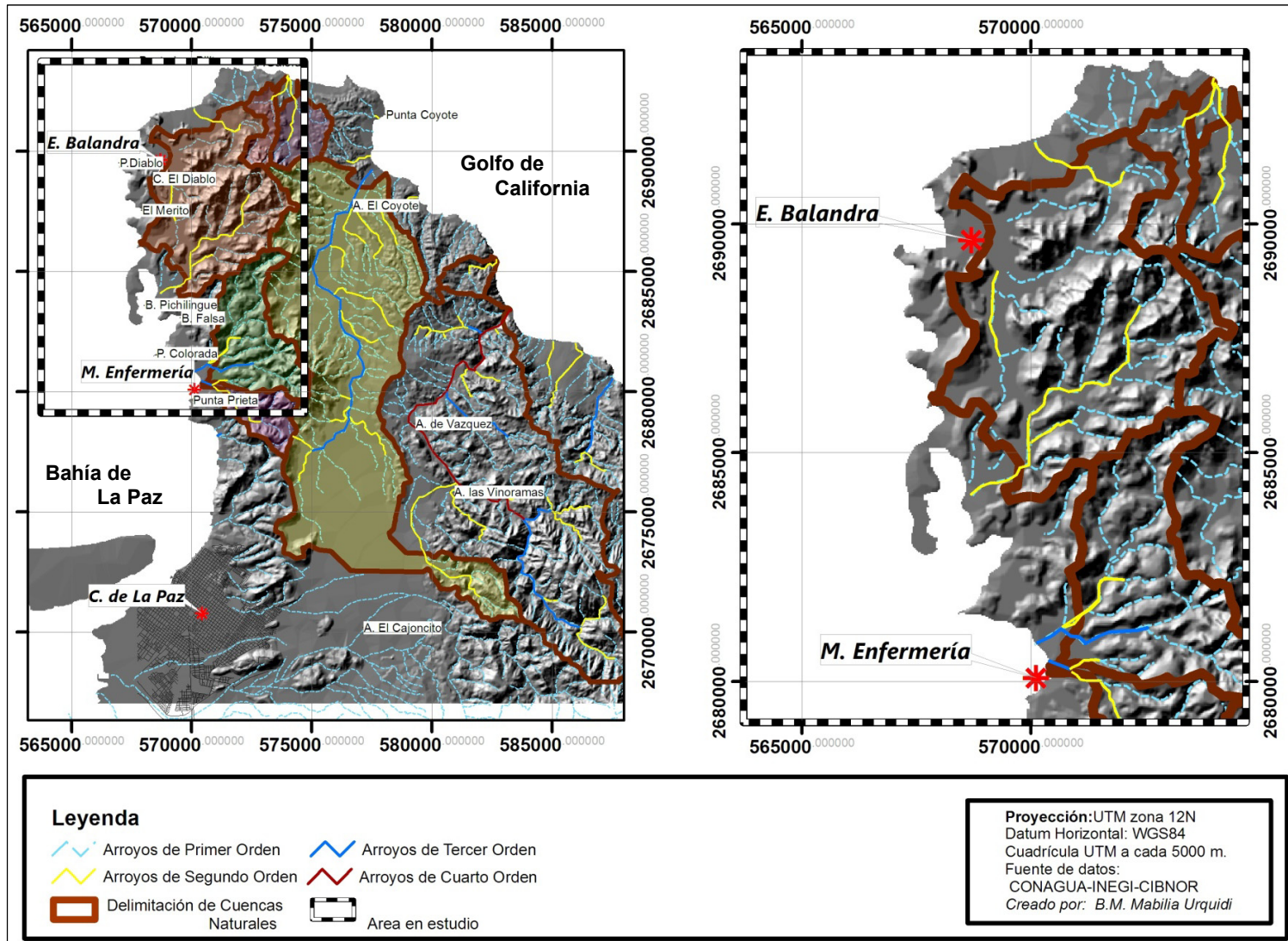


Figura 3. Mapa de superficie que muestra características hidrográficas, fisiográficas y delimitación de cuencas naturales.

## 7 MATERIALES Y MÉTODOS

### 7.1 Trabajo de Campo

#### 7.1.1 Recorridos paralelo a la línea de costa

El segmento de la costa sobre el cual se trabajó quedó comprendido entre las coordenadas 24°19'40.01"N, 110°19'51.52"W y 24°13'50.48"N, 110°19'51.52"W (Fig. 1 y 6).

Se realizaron 4 recorridos paralelos a la costa a no más de 50 km de la zona de rompiente (Fig. 6). Dependiendo de las condiciones meteorológicas el recorrido tuvo una duración de 5 a 9 hrs máximo. Cada uno de estos recorridos fue realizado en mareas muertas empezando en la pleamar mayor, para incrementar la posibilidad de detectar una señal de actividad de Radón, dado que el flujo es mayor durante mareas muertas.

Los primeros dos Recorridos (R1 y R2) fueron realizados en invierno y los otros dos recorridos entre primavera y verano (Tabla I). Los primeros tres recorridos fueron realizados iniciando en el Estero de Balandra y Recorriendo la costa en dirección Sur hasta llegar al punto de costa que se encuentra frente al Manglar Enfermería. El R4 realizado en junio se hizo abarcando una sección de costa más amplia desde Punta Galeras hasta la sección de costa frente a Enfermería (Fig. 6 y 14).

**Tabla I. Recorridos Paralelos a la costa**

<b>Recorridos</b>	<b>Fechas</b>	<b>Distancia(km)</b>	<b>Duración (h)</b>
<b>R1</b>	<b>08-Dic-2009</b>	<b>24</b>	<b>~5</b>
<b>R2</b>	<b>05-Feb-2010</b>	<b>24</b>	<b>~5</b>
<b>R3</b>	<b>21-Abr-2010</b>	<b>24</b>	<b>~5</b>
<b>R4</b>	<b>18-Jun-2010</b>	<b>30</b>	<b>~9</b>

La determinación de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  cercano a la costa se obtuvo utilizando un sistema llamado RAD 7 Durrige Co. (Fig. 4) para lograr mediciones continuas en agua marina que permiten registrar la distribución espacial así como su variación en el tiempo y definir la localización de estaciones fijas de muestreo.

Las mediciones a lo largo del recorrido paralelo a la costa fueron realizadas desde una embarcación menor tipo panga de 26 pies propiedad del CIBNOR. La embarcación

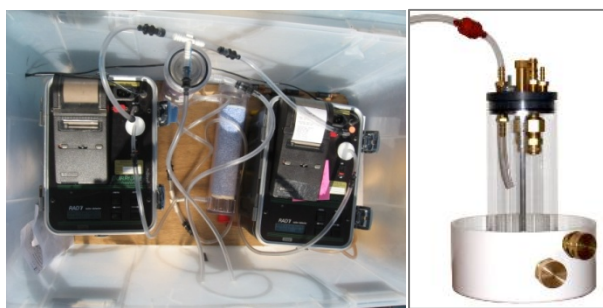
mantuvo una velocidad constante de  $5 \text{ km h}^{-1}$ . Con una bomba sumergible (de 1 caballo de fuerza) se bombeó agua marina superficial a través de un sistema de tubería conectado a una manguera que alimentó una cámara confinada de aire (AQUARAD). El flujo de agua marina bombeado se pasó a través de un dispersor en el AQUARAD donde se crea un sistema de intercambio agua-aire. El gas  $^{222}\text{Rn}$  se desolubiliza al interior de esta cámara y se deshumidifica pasándolo a través de dos columnas de material desecante antes de alimentar al sistema de conteo de  $^{222}\text{Rn}$  en el RAD-7 el cual determina la actividad mediante la recolección y medición de las partículas alfa emitidas  $^{214}\text{Po}$  y  $^{218}\text{Po}$  en el aire.

La concentración del  $^{222}\text{Rn}$  en el agua alcanza su equilibrio con el aire en la cámara de intercambio agua-aire principalmente determinado por la temperatura (Weigel, 1978). Este equilibrio entre la fase gaseosa y líquida de  $^{222}\text{Rn}$  se alcanza en ciclos de 15 a 20 minutos. El mecanismo de conteo interno del RAD-7 consiste en un detector semiconductor de silicón que mediante corriente crea un campo eléctrico a su alrededor que atrae las partículas hijas del radón del aire, ya que están cargadas positivamente ( $^{218}\text{Po}^+$ ). Cada contacto entre las partículas y el semiconductor libera una cantidad de energía que es detectada por el aparato. De este modo cada contacto con una partícula alfa es un conteo, que se traduce después a número de conteos por minuto (decaimientos por minuto o *dpm*) en un volumen dado de agua filtrada, teniéndose de este modo una medida de la concentración de  $^{222}\text{Rn}$ .

Se utilizaron Data Loggers conectados al sistema que registra la temperatura y salinidad del agua que está siendo bombeada y dispersada para la medición de radón por el RAD-7. Los dos RAD-7 y la bomba sumergible son alimentados eléctricamente por tres acumuladores portátiles.

Los ciclos de medición de la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  son cada 15 minutos al finalizar cada ciclo se registró la posición geográfica con un GPS (Garmin). Así mismo se registraron datos de salinidad y temperatura utilizando una sonda multiparamétrica YSI modelo 6117. En cada cierre de ciclo del RAD-7 se tomaron muestras de agua de mar superficial a una profundidad de  $\sim 1$  metros, se extrajeron 500 ml de agua filtrada a través de un filtro de fibra de vidrio de  $0.45 \mu\text{m}$  de luz para la determinación de nutrientes (silicatos, ortofosfatos, nitritos, nitratos y amonía) y se almacenaron en botellas de

polietileno debidamente etiquetadas y pre- lavadas con 0.5 M de ácido clorhídrico, también se enjuagaron por triplicado con agua de la muestra. Las muestras se conservaron en hielo y después fueron congeladas ( $-4^{\circ}\text{C}$ ) hasta su análisis en el *Laboratorio de Análisis Químico de Agua del CIBNOR* siguiendo la metodología propuestas de Strickland y Parsons (1972) y utilizando un autoanalizador de flujo segmentado Marca QuickChem  $^{\circ}\text{FIA}^+$  modelo LANCHAT.



**Figura 4.** Sistema de medición continua de  $^{222}\text{Rn}$  (RAD-7). A la derecha se muestra la cámara confinada donde se crea una interfase agua-aire para lograr el equilibrio de  $^{222}\text{Rn}$  denominada AQUA-RAD-y su posterior medición con el RAD-7 que se observa en la imagen de la izquierda.

### 7.1.2 Medición de $^{222}\text{Rn}$ en estaciones fijas, muestreos intensivos por ciclos de 12 y 24 h.

Se identificaron zonas con mayor concentración de  $^{222}\text{Rn}$  a lo largo de los 4 recorridos paralelos a la costa. Se seleccionaron los puntos de muestreo donde se registraron actividades de  $^{222}\text{Rn}$  mayor a  $2.5 \text{ dpm L}^{-1}$  (Desintegraciones por minuto por litro de agua) y se localizaron en mapas digitales mediante SIG. Los análisis en SIG indicaron dos sitios con concentraciones altas de  $^{222}\text{Rn}$  para realizar ahí mediciones intensivas. Estos fueron localizado en la Laguna de Balandra (Balandra I en  $24^{\circ}18'58.95 \text{ N}$ ;  $-110^{\circ}20'10'.6974 \text{ W}$  y Balandra II en  $24^{\circ}18'55.6338 \text{ N}$ ;  $-110^{\circ}19'40'.911 \text{ W}$ ) y en el estero conocido como El Merito II ( $24^{\circ}18'0.2016 \text{ N}$ ;  $-110^{\circ}19'49.044 \text{ W}$ ) (Fig. 6).

En los sitios seleccionados se realizaron mediciones continuas de actividad de  $^{222}\text{Rn}$  en series de tiempo siguiendo una metodología similar a la mencionada en la sección 7.1.1. La embarcación permaneció anclada en el sitio de muestreo monitoreando la concentración



de  $^{222}\text{Rn}$  cada hora durante 12 a 24 horas continuas. Las estaciones fijas se llevarán a cabo durante periodos de mareas vivas para observar la actividad de radón en todo el intervalo de cambio de la marea. Las muestras de agua de mar para la determinación de nutrientes y los parámetros de salinidad, temperatura y oxígeno fueron tomados cada hora. Se midió además la profundidad, temperatura y conductividad cada 5 minutos mediante el uso de un sensor de presión VAN ESSEN modelo DI-263.

Se buscaron correlaciones entre la concentración de nutrientes con respecto a las concentraciones de Radón y salinidad, utilizando además la prueba de hipótesis de coeficiente de correlación, para encontrar correlaciones estadísticamente significativas con un 95% de confianza de acuerdo al procedimiento indicado por Zar (1996). Se realizó una prueba de Kruskal Wallis para determinar diferencias entre las medias de la concentración de radón y nutrientes de los sitios, y una prueba *a posteriori* no paramétrica para distinguir las diferencias significativas entre las mismas.

### 7.1.3 **Caracterización de agua subterránea en Pozos terrestres; Nutrientes y $^{222}\text{Rn}$**

Se encontraron mediante un análisis en SIG pozos de agua subterránea terrestres de la CNA (Comisión Nacional del Agua) y pozos privados en el área de muestreo y cercanos a los sitios de muestreo intensivo. Se seleccionaron los pozos conocidos como Rancho Santa Inés ( $24^{\circ}12'15.236''\text{N}$ ,  $110^{\circ}15'43.881\text{ W}$ ; Pozo 1) y Rancho Los Naranjos ( $24^{\circ}17'13.066''\text{N}$ ,  $110^{\circ}15'5.592\text{ W}$ ; Pozo 2) que se encuentran en la figura 6 marcados con una cruz roja. Este muestreo fue realizado el día 18 de Octubre de 2010 durante un periodo de mareas vivas. Se extrajeron muestras de agua para analizar la actividad de Radón *in situ* y se guardaron muestras de 500 ml de agua que fueron congeladas hasta su análisis químico (concentración de silicatos, ortofosfatos, nitritos, nitratos y amonio) en las instalaciones de CIBNOR.

La medición de  $^{222}\text{Rn}$  en agua de pozos subterráneos se hizo mediante una modificación del procedimiento mencionado en el apartado 7.1.1. Se utilizó un sistema llamado RAD- $\text{H}_2\text{O}$  (botellas de vidrio portátiles de 250 ml (Fig. 5). El procedimiento consistió en extraer con una botella de Niskin de 5L agua de los pozos. Se virtió el agua



con una manguera a las botellas de 250 ml minimizando el contacto del agua con el aire (y la pérdida de Radón a la fase gaseosa). Se conectaron a las botellas un tubo aerador por un lado y por el otro lado a una manguera que presenta una válvula y que recolectó la fase gaseosa que se pasa a través de un tubo con material secante. Se conectó la salida del tubo secante al RAD-7. Se inyectó aire a través de un dispersor para llevar a cabo un desgasado y arrastrar al radón hacia la cámara de conteo del RAD-7. Luego, se esperó a que se alcanzara el equilibrio entre el radón y sus productos de decaimiento de período corto para que se iniciara el conteo. Los ciclos de conteo en este procedimiento fueron de 5 minutos.

El sistema del RAD-7 calculó el promedio de cuatro ciclos y arrojó automáticamente los niveles de Radón en el agua de las muestras.



**Figura 5.** RAD-H<sub>2</sub>O para Medición en Pozos. A la derecha un pozo de agua de CNA

#### **7.1.4 Caracterización de agua subterránea en sedimentos costeros (Piezómetros sobre la zona intermareal): Nutrientes y $^{222}\text{Rn}$**

En la playa conocida como Merito II, en la misma fecha en la que se realizó la serie de tiempo de  $^{222}\text{Rn}$  en agua de mar superficial (18 de Marzo 2011), se colectaron muestras de agua intersticial de los sedimentos costeros intermareal y supramareal mediante un piezómetro fabricado con policloruro de vinilo (PVC) de 7 cm de diámetro interno por 2 m. de longitud que se introdujo en un pozo somero. Tres pozos fueron realizados a distintas profundidades 50, 70, y 130 cm (Fig. 6). Se extrajo la muestra mediante una bomba peristáltica. Los pozos fueron realizados coincidiendo con marea baja. Las muestras de agua para determinación de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  fueron trasvasadas a un frasco de 250 para ser determinadas en el sistema llamado RAD- $\text{H}_2\text{O}$  previamente explicado. Valores de pH, conductividad eléctrica, oxígeno fueron medidos con un equipo YSI modelo 6117. Se filtró agua para el análisis de nutrientes (~400 mililitros) y estas fueron congeladas hasta su determinación en el laboratorio del CIBNOR.

#### **7.2 Medición del isotopo radiactivo $^{226}\text{Ra}$ en la columna de agua para alimentar el balance de masas**

Se obtuvieron mediciones de la actividad del isotopo  $^{226}\text{Ra}$  en columna de agua en tres sitios Balandra, Merito II y Enfermería. La obtención de la actividad de  $^{226}\text{Ra}$ , requiere que se realice una pre-concentración, ya que por lo general la actividad de  $^{226}\text{Ra}$  es baja en el agua de mar.

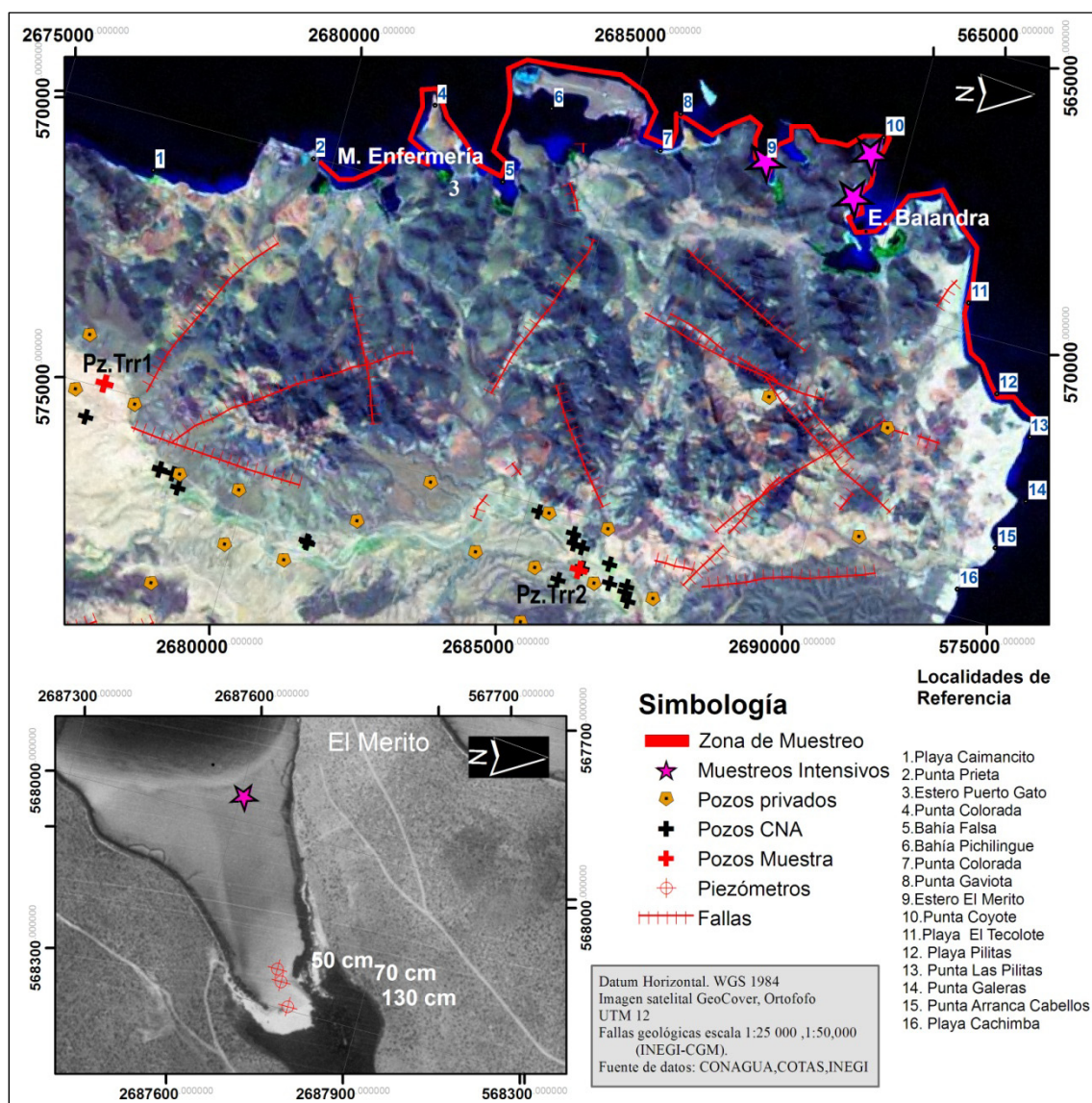
La pre-concentración de  $^{226}\text{Ra}$  en cada sitio se logró filtrando un volumen de agua de mar (200 L) lentamente (a una velocidad menor a  $1 \text{ L min}^{-1}$ ) a través de una columna que contenía fibras acrílicas impregnadas con  $\text{MnO}_2$  (2.0 a 3.5 gramos de fibra) las cuales cuantitativamente adsorben los isótopos disueltos de Radio. Estas fueron guardadas en bolsas plásticas hasta el momento de su análisis en el laboratorio.

En el laboratorio de Biogeoquímica de la Universidad Southern Cross, Australia, se realizó un lavado de las fibras con agua libre de Radón y Radio para remover todas las partículas (sedimentos, plancton, etc.). Se procedió a ajustar el contenido de agua en las

fibras, exprimiéndolas hasta dejar el mínimo posible. Después las fibras fueron colocadas dentro de un cartucho que contiene una cámara de aire que puede cerrarse herméticamente o puede estar conectada a tubería a través de unas válvulas. Se inyectó aire comprimido al cartucho durante 2 minutos, seguido a esto las fibras dentro del cartucho fueron selladas herméticamente. Se dejó ahí por 20 días para obtener la acumulación de su producto de decaimiento que es  $^{222}\text{Rn}$ , así como los isótopos hijos.

La medición del isótopo de  $^{226}\text{Ra}$  mediante esta técnica está basada en el hecho de que la fibra impregnada y saturada con  $\text{MnO}_2$  atrapa el  $^{226}\text{Ra}$ . Después al dejar las fibras confinadas, a partir del  $^{226}\text{Ra}$  adsorbido va a emanar isótopos de decaimiento como el  $^{222}\text{Rn}$  al aire contenido en el cartucho, siendo esto a una actividad o concentración directamente proporcional al contenido de  $^{226}\text{Ra}$  existente en la fibra. El sistema de detección es conocido como RaDeCC (Coincidence Counting System Method) y se siguieron los procedimientos descritos por Peterson *et al.*, (2009).

El sistema de RaDeCC consiste de un sistema de tuberías conectadas al cartucho con las fibras acrílicas impregnadas con  $^{226}\text{Ra}$  y a su vez conectadas a una Celda de Lucas. El aire es bombeado del cartucho hacia la celda de Lucas. La celda de Lucas consiste en una cámara cerrada herméticamente con paredes recubiertas de sulfuro de zinc activado con plata, la cual emite fotones al ser tocada por partículas  $\alpha$  de decaimiento. La celda de Lucas esta acoplada a un sistema PMT (Photo multiplier tube) y un sistema electrónico que puede discriminar las partículas de decaimiento de distintos isótopos de Radón basándose en el tiempo de decaimientos subsecuentes. RaDeCC realiza el conteo total en el sistema en respuesta al  $^{222}\text{Rn}$  en aire dentro del sistema de tuberías después de un periodo de 3-4 horas. En el sistema se emiten tres fotones por cada decaimiento de  $^{222}\text{Rn}$ , y de tener perfecta eficiencia en la medición se obtendrían 3cpm/dpm, es decir 3 conteos por minuto por cada decaimiento por minuto ocurrido. En la práctica la eficiencia del sistema es de 1.6 cpm/dpm.



**Figura 6.** Localización de los muestreos intensivos, piezómetros, pozos terrestres muestreados y franja costera monitoreada durante los recorridos. En el panel inferior se observa a detalle el punto de muestreo de los piezómetros.

## 7.3 Trabajo de gabinete

### 7.3.1 Análisis con sistemas de Información geográfica

La distribución espacial de la concentración de Radón se analizó realizando dos análisis geoestadísticos utilizando el Software Arc GIS 9.3: un análisis de autocorrelación espacial (Moran I) y un análisis de Hotspots (método de Getis- Ord  $G_i^*$ ). Esto se efectuó para definir áreas en la porción sureste de la costa de la Bahía de La Paz donde las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  obtenidas durante los recorridos paralelos a la zona costera indicaran mayor concentración y una potencial descarga de agua subterránea significativa.

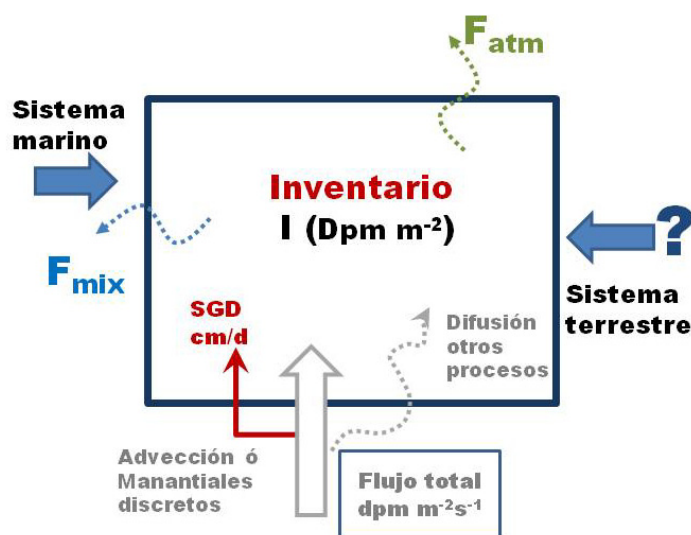
El análisis de autocorrelación espacial fue para indicar si existían datos agrupados por sus valores de concentración con respecto a una escala espacial. El programa hace la construcción de un semivariograma, y cuando los datos presentan una correlación espacial a determinada escala, el semivariograma marca diferencias de cuadrados menores y viceversa cuando los datos no muestran un patrón de agrupación espacial.

El análisis de HotSpots calcula estadísticos y relaciones geoespaciales para cada rasgo en un set de datos. Este da como resultado un valor Z que indica que existen datos ya sea con valores bajos o altos que se agrupan entre sí por sus valores y por sus relaciones espaciales. Este estadístico revisa cada rasgo dentro del contexto de los rasgos vecinos. Un rasgo con un valor alto puede ser interesante, pero no estadísticamente indicar un “hotspot”. Para que se identifiquen hotspots se requiere que un rasgo con valores altos este rodeado de otros rasgos con valores altos y esto sea estadísticamente significativo en su conjunto.

Se llevo a cabo una revisión biblio–cartográfica (digital y analógica). Se revisaron e integraron con ayuda de software especializado (ARCGIS, SURFER, GoogleEarth, etc.) en un SIG información con respecto a características fisiográficas (altitud del terreno, cerros, planicies costeras, dunas, playas, etc.), hidrografía (arroyos de primer, segundo, tercer, y cuarto orden, zonas de inundación), geología (tipos de rocas, fallamientos, etc.), hidrogeología (materiales y su potencial como acuífero, pozos terrestres, datos de piezometría) sobre el área de estudio. Esto con la finalidad de poder relacionarlo con los sitios de descarga de agua subterránea y explicar la existencia de este flujo.

### 7.3.2 Flujos de agua subterránea: Balance de Masas

La medición cuantitativa del FAS se obtiene mediante el establecimiento de un balance de masa. En la construcción de un balance de masa lo primero que se debe establecer es el modelo conceptual sobre el cual se basan las ecuaciones para el Balance de Masas (Fig.7). A partir del modelo conceptual, se definen los términos que se pueden medir directamente; Concentración de Radón atmosférico, concentración de  $^{222}\text{Rn}$  en el agua subterránea, concentración de  $^{222}\text{Rn}$  en la columna de agua de la zona costera, concentración de  $^{222}\text{Rn}$  en el agua marina fuera de la costa. A partir de éstos se pueden calcular los flujos que existen entre los diferentes reservorios; flujo entre la atmósfera y la zona marina costera ( $F_{\text{atm}}$ ) que representa una pérdida, Flujo de mezcla entre la costa-océano ( $F_{\text{mix}}$ ), Flujo de agua subterránea a la zona costera en la interfase terrestre-marina (SGD). la mezcla con agua oceánica de menor concentración. Se desprecia en el modelo las pérdidas de radón debidas al decaimiento radiactivo ya que se evalúan los reservorios en intervalos de 1 hora menores al tiempo de vida medio de  $^{222}\text{Rn}$ .



**Figura 7.** Modelo Conceptual de las mediciones continuas de Radón para estimar la descarga de agua submarina subterránea en una zona costera. El inventario se refiere a la cantidad total de  $^{222}\text{Rn}$  en exceso por unidad de área. El Decaimiento no es considerado porque los flujos son evaluados en una escala de tiempo muy corta (1-2 horas) en relación a la vida media del  $^{222}\text{Rn}$  (modelo tomado de Burnett y Dulaiova, 2003).

El principio de utilizar mediciones continuas de Radón para descifrar la tasa de infiltración de agua subterránea está basado en monitorear el inventario de  $^{222}\text{Rn}$  a lo largo del tiempo, conocer las pérdidas por la evasión atmosférica y la mezcla con agua de mar abierto que tiene concentraciones muy bajas, y de ésta manera cualquier otro cambio que no sea explicado por los flujos anteriores puede ser convertido a flujos de agua subterránea en la interfase terrestre-marina. Aunque el cambio de concentraciones de Radón en aguas costeras puede ser en respuesta a un número de procesos (resuspensión de sedimentos, corrientes costeras, etc.), se considera que el transporte advectivo de agua subterránea (agua intersticial enriquecida con  $^{222}\text{Rn}$ ) a través de sedimentos es el proceso usualmente dominante. Si el sistema está en Balance, la tasa con la cual el trazador se pierde del sistema por la mezcla con el agua oceánica debe igualar a la tasa con la cual está siendo adicionada al sistema (Burnett y Dulaiova, 2003).

Para realizar el balance de masas y el cálculo de los flujos de agua subterránea se siguieron los pasos sugeridos por Burnett y Dulaiova (2003):

1. Se obtuvieron las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  en ambos sitios donde se realizaron muestreos intensivos (Balandra y Merito) y se corrigieron por su solubilidad en agua, mediante el coeficiente de solubilidad de Oswald que es dependiente de la temperatura utilizando la ecuación de Weigel (1978):

$$a' = 0.105 + 0.405e^{-0.0502T} \quad [1]$$

Donde  $a'$  es la proporción de la concentración de Radón del agua sobre el aire que debe ser cercana 1:4 a temperatura ambiente, y  $T$  es la temperatura del agua en grados Centígrados (Burnet *et al*, 2001a).

2. Para alimentar el modelo se utilizaron datos de profundidad de la columna de agua, de temperatura del aire y del agua, de la velocidad del viento en intervalos de al menos 1 hora durante el periodo de realización de las mediciones intensivas (en series de tiempo), se utilizaron además datos de la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  en la Atmósfera. Los datos de



profundidad fueron obtenidos mediante un sensor de presión en unidades de CM WC *in situ*. Los valores atmosféricos de  $^{222}\text{Rn}$  fueron tomados de datos no publicados (Dr. Isaac Santos). Los datos de velocidad del viento fueron obtenidos de la estación climatológica más cercana al área de estudio (<http://www.wunderground.com/>) para los muestreos intensivos en Balandra y de una estación climatológica portátil *in situ* para los muestreos en el Merito.

3. Se realizó el cálculo del inventario de  $^{222}\text{Rn}$  en exceso en la columna de agua ( $^{222}\text{Rn}$  que no puede ser explicado por el decaimiento de  $^{226}\text{Ra}$ ) para cada intervalo de medición: Se obtuvo en primer término la concentración en exceso:

$$\text{Ex}^{222}\text{Rn} (\text{dpm m}^{-3}) = \text{total } ^{222}\text{Rn} - ^{226}\text{Ra} (\text{dpm m}^{-3}) \quad [2]$$

y en segundo término se calculó el Inventario en exceso:

$$I (\text{Bq/m}^2) = \text{Exc}^{222}\text{Rn} (\text{dpm m}^{-3}) \times \text{Pfm la profundidad del agua (m)} \quad [3]$$

para cada intervalo de tiempo de integración de la actividad de radón  $\Delta t$  (45 min-60 min).

Los inventarios  $\text{Ex}^{222}\text{Rn} (\text{dpm m}^{-3})$  en la columna de agua fueron estimados a partir de mediciones puntuales de  $^{226}\text{Ra}$ . Se requieren menos mediciones de  $^{226}\text{Ra}$ , ya que sus variaciones en la columna de agua suelen ser menores que las de Radón y sus actividades son típicamente menores.

4. Se realizó la normalización de los inventarios calculados, con respecto al nivel medio de marea, para remover el efecto de incrementos o decrementos de  $^{222}\text{Rn}$  debido a las variaciones en la altura de la marea. Esta normalización se hizo para cada intervalo de medición ( $\Delta T=1$  h) multiplicando la magnitud de cambio en la profundidad (m) por la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  alejado de la costa ( $^{222}\text{Rn\_Offshore}$  dpm  $\text{m}^{-3}$ ) durante el flujo y se multiplica por la actividad de Radón en la zona costera y cercana durante el reflujó ( $*^{222}\text{Rn\_Shore}$  dpm  $\text{m}^{-3}$ ).

$$I_{\text{nm}} = I (\text{dpm m}^{-2}) * (\text{Pfm}_0 - \text{Pfm}_1) ; \Delta T, ^{222}\text{Rn\_Offshore} \text{ dpm m}^{-3} \rightarrow \text{Flujo}; (\text{Pfm}_0 - \text{Pfm}_1) < 0 \quad [4]$$

$$I_{\text{nm}} = I (\text{dpm m}^{-2}) * (\text{Pfm}_0 - \text{Pfm}_1) ; \Delta T, *^{222}\text{Rn\_Shore} \text{ dpm m}^{-3} \rightarrow \text{Reflujó}; (\text{Pfm}_0 - \text{Pfm}_1) > 0 \quad [5]$$



Las correcciones del flujo son negativas (ya que los inventarios estarán incrementando solamente debido al incremento de la profundidad de la columna de agua). La corrección del reflujo es positiva.

5. Se corrigieron los inventarios normalizados por la altura de marea, calculando las pérdidas por evasión atmosférica durante cada intervalo de medición ( $\Delta T$ ).

$$I^* = I_{nm} (Dpm\ m^{-2}) - F_{atm} \quad [6]$$

Las pérdidas de radón a la atmósfera están gobernadas por la difusión molecular producida por el gradiente de concentración entre la interfase aire-agua, y también afectada por procesos de transferencia turbulenta que depende de procesos físicos primariamente gobernados por la velocidad del viento. El flujo de evasión atmosférica ( $F_{atm}$ ) se calculó con la fórmula presentada por Macintyre *et al.*, (1995) y Turner *et al.*, (1996):

$$F_{am} = k(C_w - \alpha C_{am}) \quad [7]$$

Donde  $C_w$  es la concentración del Radón en la superficie del mar y  $C_{atm}$  la concentración en el aire,  $\alpha$  es el coeficiente de solubilidad de Ostwald y  $k$  es el coeficiente de transferencia del gas. Este coeficiente está en función de la Viscosidad Cinemática, la difusión molecular, la turbulencia (asociado a la velocidad del viento).

Después de estos cálculos, los inventarios de Radón en la columna de agua quedaron corregidos para el contenido de Radón explicado por  $^{226}\text{Ra}$ , cambios en la altura del agua, y pérdidas atmosféricas. A este inventario corregido se le llama  $I^*$  ( $dpm\ m^{-2}$ ).

6. Se procedió a calcular los flujos Netos de  $^{222}\text{Rn}$  ( $F_{net}$ ), estos fueron estimados al evaluar los cambios a lo largo de los intervalos de tiempo ( $\Delta t$  de 45-60 min) en los inventarios corregidos ( $Dpm\ m^{-2}$ ):

$$F_{net} (Dpm\ m^{-2}s^{-1}) = \Delta I^* (Dpm\ m^{-2}) / \Delta t (s) \quad [8]$$

A estos flujos, se les hizo una corrección debida a la pérdida por mezcla con agua de mar oceánica que tiene menor concentración de  $^{222}\text{Rn}$ . Se considera que los flujos netos son valores mínimos, ya que están basados en el radón que ha permanecido en el sistema (aquellos que podemos medir) y mayores tasas de mezcla pueden ser compensadas por mayores flujos.

$$F_{\text{mix}} = -F_{\text{net}} \Delta t \quad [9]$$

Lo que se obtuvo en realidad son las pérdidas mínimas que pueden estimarse debidas al flujo de mezcla a partir de la inspección de los flujos netos a lo largo del tiempo. El  $F_{\text{mix}}$  basa sus valores en los flujos negativos máximos que están invariablemente presentes. Las pérdidas estimadas debidas al flujo de mezcla fueron adicionadas a los flujos netos para obtener una estimación de los flujos de  $^{222}\text{Rn}$  totales ( $F_{\text{total}}$ ) por ejemplo:

$$F_{\text{total}} (\text{Dpm m}^{-2}\text{s}^{-1}) = F_{\text{net}} + F_{\text{mix}} (\text{Dpm m}^{-2}\text{s}^{-1}) \quad [10]$$

Debido a que pérdidas por el flujo de mezcla de mayor magnitud pueden ser compensadas por flujos béticos más altos, las estimaciones realizadas deben de ser estimaciones conservativas.

No se contempló la difusión en las estimaciones de flujos debido a que se considera que la advección es un proceso que en todos los sistemas costeros estudiados ha sido dominante (por factores de 20 hasta 100 veces mayor que la difusión).

7. Para convertir flujos de radón a estimaciones de flujos de agua subterránea, se utilizaron las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  medidas en los pozos de terrestres (CNA) y los pozos costeros (piezómetros) y se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones y escenarios:

- a) En áreas en donde una filtración lenta a través de los sedimentos es el proceso dominante, es simplemente cuestión de extraer agua intersticial de los sedimentos de playa y medir  $^{222}\text{Rn}$ .

- b) Si el área está caracterizada por aportes mayores de agua subterránea (debido a manantiales, por ejemplo) se puede proceder midiendo la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  colectando agua de pozos profundos sobre la costa.

Finalmente, se convirtieron los flujos de Radón a flujos de agua subterránea ( $\omega$ , m/s) dividiendo el estimado total de flujos de  $^{222}\text{Rn}$  ( $\text{Dpm m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ) por la concentración del exceso de  $^{222}\text{Rn}$  ( $\text{Ex } ^{222}\text{Rn}_{\text{pw}}$ ,  $\text{Dpm m}^{-3}$ ) en los fluidos que entran al sistema (i.e muestras de los pozos):

$$\omega(\text{m/s}) = F_{\text{total}} / (\text{EX } ^{222}\text{Rn}_{\text{pw}}) \quad [11]$$

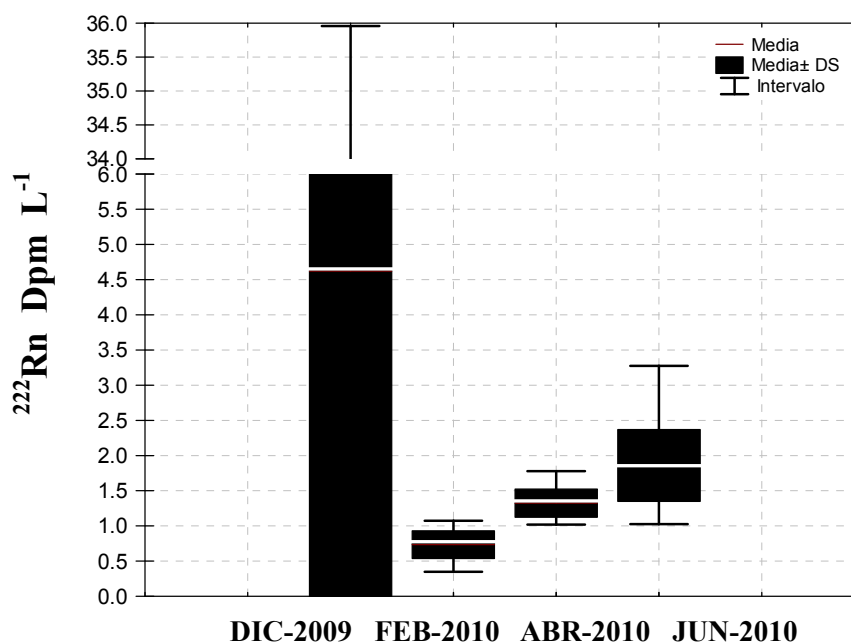
Se aplicaron varios factores de conversión de unidades para expresar los flujos de agua subterránea en  $\text{cm d}^{-1}$  ya que dichas unidades son convenientes.

## 8 RESULTADOS

### 8.1 Distribución de Radón en la Porción Sur de la costa Este de Bahía de La Paz

#### 8.1.1 Recorridos Paralelos y actividad de $^{222}\text{Rn}$ en la Costa

Se realizaron un total de 4 recorridos paralelos a la costa. Originalmente se había planeado realizar dos con la finalidad de confirmar los sitios que presentaran mayor actividad de Radón entre el primer y el segundo. Los resultados muestran la gran variabilidad encontrada en el intervalo de valores de actividad de  $^{222}\text{Rn}$  entre todos los recorridos realizados bimensualmente (Fig. 8). Cabe destacar la diferencia entre R1 y R2. Los resultados se resumen en las figuras 12 y 13 y la Tabla II. Los principales resultados con respecto a la distribución espacial de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  en la costa se resumen en las figuras 14 y 15.



**Figura 8.** Intervalo de actividades y valores promedio encontrados durante los recorridos. En R1 se están considerando valores extremos.

El intervalo de actividad de  $^{222}\text{Rn}$  durante los 4 recorridos fue desde  $0.35 \text{ dpm L}^{-1}$  hasta  $35.96 \text{ dpm L}^{-1}$ . Aunque los valores más altos se encontraron durante el R1 Diciembre 2009 incluyendo valores considerados como extremos siendo  $35.96, 18.20, 8.22 \text{ dpm L}^{-1}$  coincidiendo con un periodo después de la temporada de lluvia (Fig. 8). Dichos valores extremos no fueron utilizados en algunos de los cálculos ya que se requiere medir durante varias temporadas en diciembre bajo años con régimen de lluvias similares para verificar la validez de dichos datos. Con respecto a los recorridos realizados, los siguientes valores más altos fueron encontrados durante el R4 en Junio de 2010, lo cual se puede apreciar a partir de sus medias y medianas. Febrero fue el mes en que se registraron los valores más bajos de actividad de  $^{222}\text{Rn}$  (Fig. 8, Tabla II). El promedio general de todas las actividades de  $^{222}\text{Rn}$  obtenidas durante los cuatro muestreos, excluyendo los valores extremos mencionados fue de  $1.5 \text{ dpm L}^{-1}$ , por lo que se tomó como base para considerar registros de la actividad de Radón por encima de este valor como altos y se marcaron con mayor énfasis en el mapeo de la distribución espacial realizada con SIG (Fig. 14).

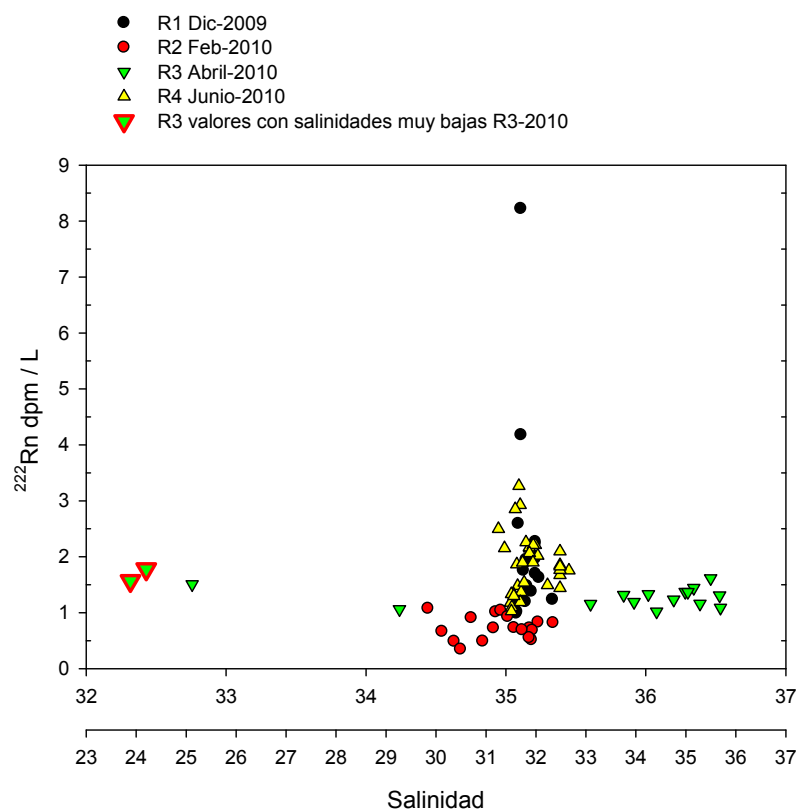
**Tabla II.** Resultados de los Recorridos Paralelos a la línea de Costa.

Recorrido	R1	R2	R3	R4
	08-Dic-2009	05-Feb-2010	21-Abr-2010	18-Jun-2010
Actividad Media de $^{222}\text{Rn}$ ( $\text{dpm L}^{-1}$ )	2.00*	0.73	1.32	1.86
Desviación Estandard	$\pm 1.70^*$	$\pm 0.21$	$\pm 0.21$	$\pm 0.53$
Mediana de $^{222}\text{Rn}$ ( $\text{dpm L}^{-1}$ )	1.73	0.73	1.31	1.52
Valor máximo	4.17	1.07	1.78	3.27
Valor mínimo	0.99	0.35	1.02	1.03
Temperatura media del agua marina sup( $^{\circ}\text{C}$ )	25.13	22.43	22.90	24.85
Salinidad media superficial (PSU)	$\pm 1.11$	$\pm 0.55$	$\pm 0.24$	$\pm 2.90$
Salinidad Max	34.28	34.84	35	35.16
Salinidad Min	$\pm 5.31$	$\pm 0.44$	$\pm 1.3$	$\pm 0.23$
No. De Observaciones Válidas	35.53	35.77	35.66	35.96
	34.42**	33.18	34.9	34.44
	17	18	17	33

\*Sin considerar valores extremos.

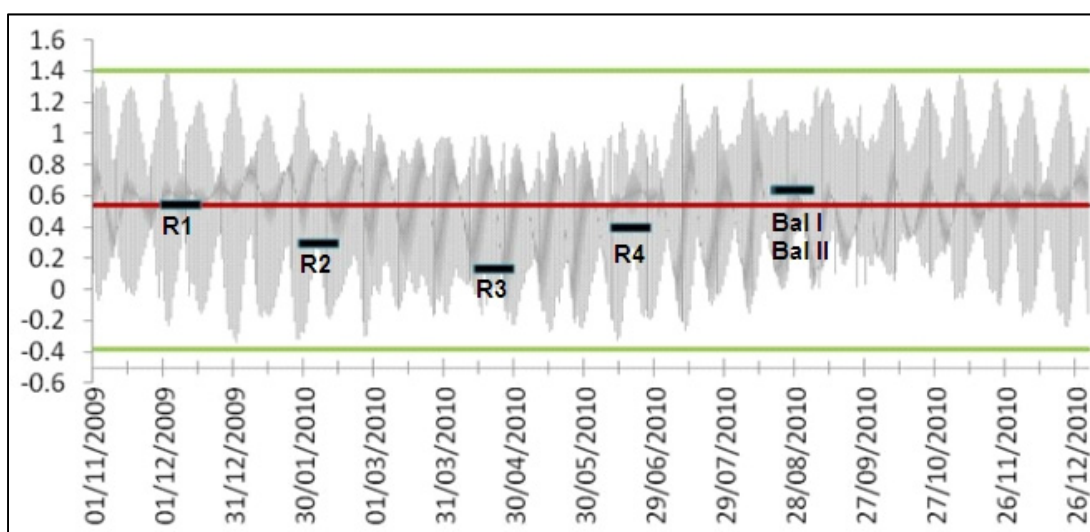
\*\* existieron dos mediciones que presentaron una salinidad de 0.07 los cuales se excluyen ya que son dudosos.

En la figura 9 se observa que durante diciembre los valores más altos de radón se encuentran asociados a salinidades 34.5-35.5. En abril el intervalo salinidad fue amplio durante el recorrido, aunque los valores de radón no son muy altos ( $>2$  dpm  $L^{-1}$ ), los dos valores más altos de dicho sondeo se encuentran asociados, uno a la salinidad muy baja, y el otro dato a una salinidad dentro de los valores altos para dicho muestreo. Los datos de junio muestran así mismo un intervalo de salinidades más estrecho y con una firma química sal-radón que tiende a ser similar a lo obtenido en diciembre. Sin embargo ninguno de estos datos mostró correlación estadística.



**Figura 9.** Salinidad y  $^{222}\text{Rn}$  durante los recorridos. El eje secundario en la horizontal corresponde a salinidad y sólo sirve de referencia para datos que son los triángulos verdes delineados con rojo por su baja salinidad.

Se incluyen en este apartado datos de la altura de la marea proporcionados por el programa de predicción de mareas MARV10 de CICESE ya que será necesario retomar como apoyo estas variables en la discusión. También se incluye información relacionada con valores de precipitación a lo largo de año durante los años de muestreo, ya que es una variable que está íntimamente relacionada con la descarga de agua subterránea hacia las zonas costeras (Fig.11). En este caso se obtuvo la información de CONAGUA en línea (<http://smn.conagua.gob.mx/>) datos que corresponden a precipitación de BCS diaria promedio por mes de 2009, 2010 y 2011(hasta julio 2011). Estos datos serán de utilidad al tratar de relacionar con la variación observada durante todos los recorridos a lo largo del año.



**Figura 10.** Altura de la marea de 2009 a 2010. Se muestra la altura durante bajamar en cada Recorrido y durante los muestreos en Balandra. No lograron obtener datos de 2011.

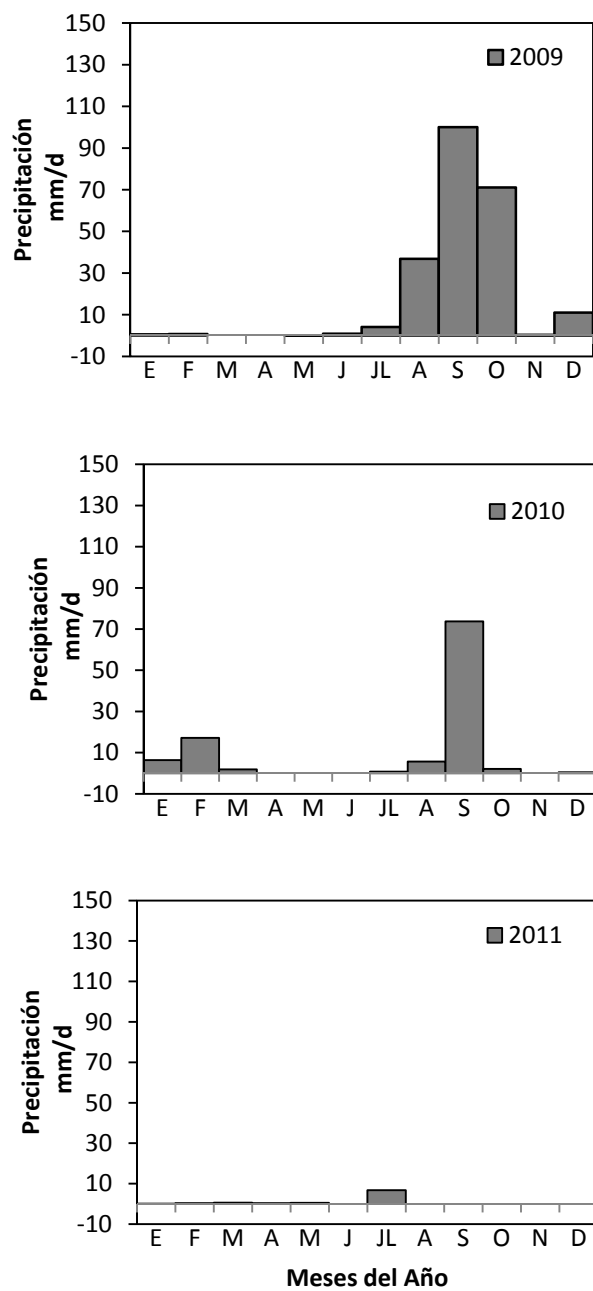


Figura 11. Precipitación anual BCS (CONAGUA, 2011b).



Se presenta a continuación la descripción estadística de la actividad de radón en cada uno de los recorridos. Esta descripción facilita determinar la distribución de los datos y observar cuáles valores son sobresalientes, así como aquellos valores menos frecuentes, para distinguirlos de actividades de  $^{222}\text{Rn}$  que caracterizan a la zona costera.

En la tabla III y figura 12 que describen la distribución de los datos de R1, se observa que 47% de los datos son mayores a 1.5 dpm L<sup>-1</sup> y sólo el 6% de los datos son mayores a 3 dpm L<sup>-1</sup>. En el R2 las actividades de  $^{222}\text{Rn}$  registradas fueron más bajas. La mayor parte de las observaciones (83%) presentan actividades entre 0 y 0.99 dpm L<sup>-1</sup> (Tabla IV). En este recorrido no se observan concentraciones mayores a 1.5 dpm L<sup>-1</sup>. Este contraste se observa claramente en la figura 12.

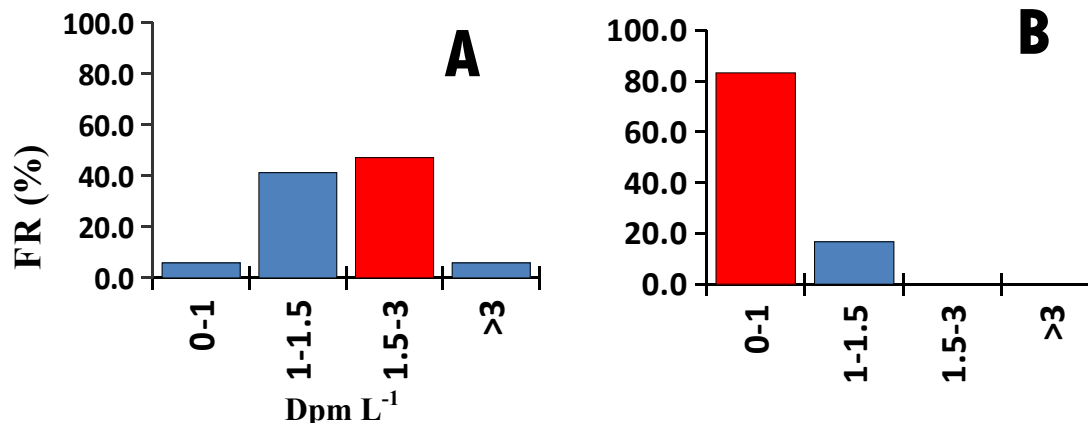
**Tabla III.** Frecuencias de Actividad de Radón durante R1 en dpm L<sup>-1</sup>.

<i>Clase</i>	<i>Frecuencia</i>	FR	FR (%)	FA	FA (%)
0-1	1	0.1	5.9	1.0	5.9
1-1.5	7	0.4	41.2	8.0	47.1
1.5-3	8	0.5	47.1	16.0	94.1
>3 *	1	0.1	5.9	17.0	100.0
	17	1.0	100.0		

\* excluidos datos extremos.

**Tabla IV.** Frecuencia de Actividad de Radón durante R2 en dpm L<sup>-1</sup>.

<i>Clase</i>	<i>Frecuencia</i>	<i>Fr</i>	<i>FR (%)</i>	<i>FA</i>	<i>FA (%)</i>
0-1	15	0.8	83.3	15.0	83.3
1-1.5	3	0.2	16.7	18.0	100.0
1.5-3	0	0.0	0.0	18.0	100.0
>3	0	0.0	0.0	18.0	100.0
	18.0	1.0	100.0		



**Figura 12.** Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón durante R1(A) y R2 (B).

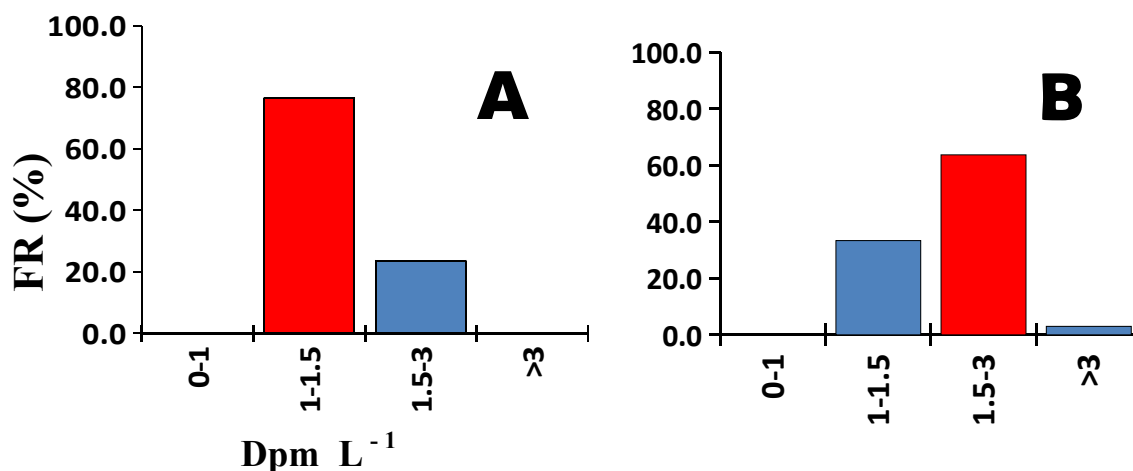
En R3 y R4 se encontraron valores de concentración de Radón mayores que en R2. En R3-Abril de 2010 la mayor parte de las observaciones (76%) se encontraron entre 1-1.5 dpm L<sup>-1</sup> (Tabla V). En R4 63.6 % observaciones se presentaron entre 1.5 y 3 dpm L<sup>-1</sup>, y un 3% de las observaciones presentó valores superiores a 3 dpm L<sup>-1</sup> (Tabla VI, Figura 13).

**Tabla V.** Frecuencia de Actividad de Radón durante R3 en dpm L<sup>-1</sup>

Clase	Frecuencia	Fr	FR (%)	FA	FA (%)
0-1	0	0.0	0.0	0.0	0.0
1-1.5	13	0.8	76.5	13.0	76.5
1.5-3	4	0.2	23.5	17.0	100.0
>3	0	0.0	0.0	17.0	100.0
	17.0	1.0	100.0		

**Tabla VI.** Frecuencia de Actividad de Radón durante R4 en dpm L<sup>-1</sup>

Clase	Frecuencia	Fr	FR (%)	FA	FA (%)
0-1	0	0.0	0.0	0.0	0.0
1-1.5	11	0.3	33.3	11.0	33.3
1.5-3	21	0.6	63.6	32.0	97.0
>3	1	0.0	3.0	33.0	100.0
	33.0	1.0	100.0		

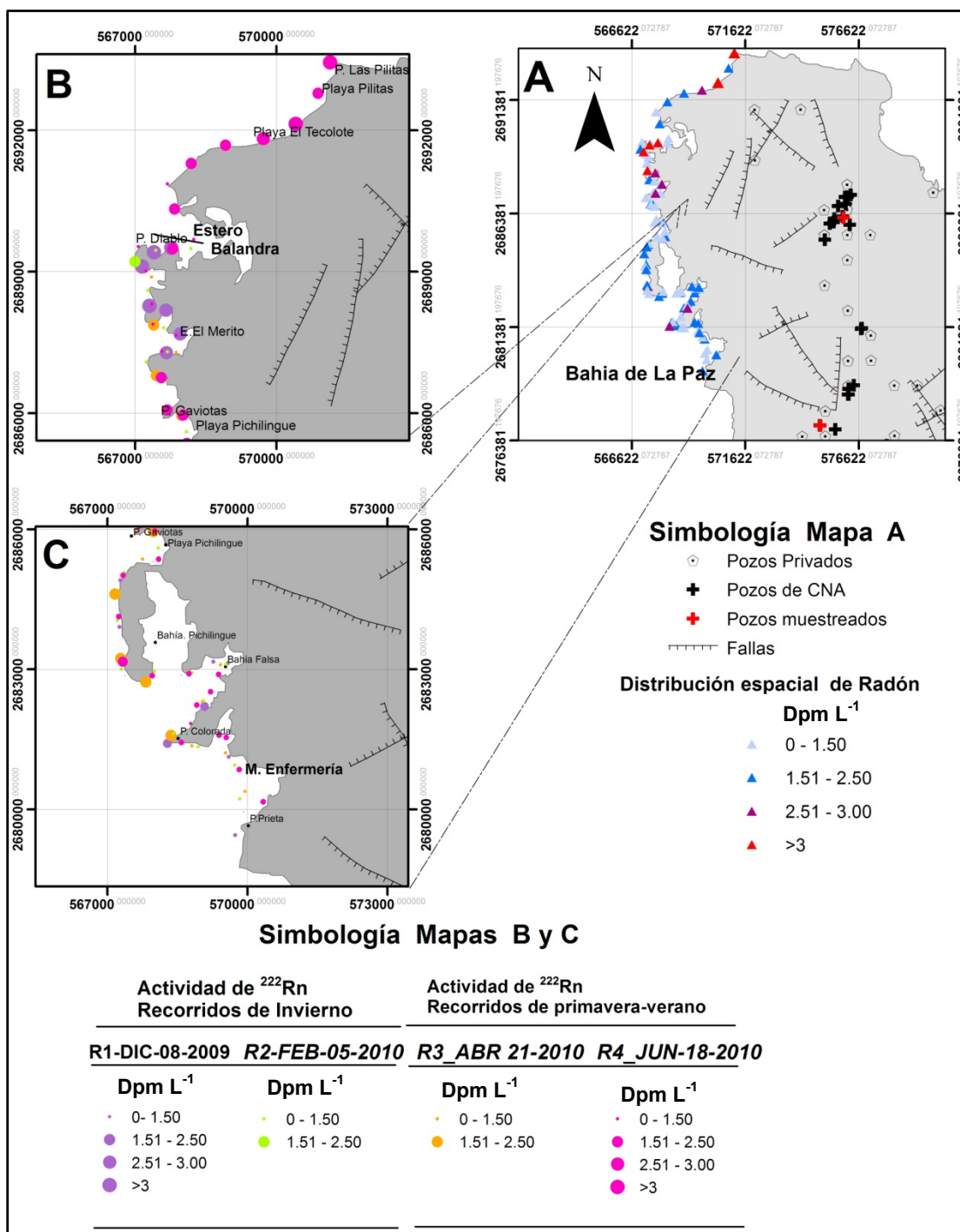


**Figura 13.** Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón durante R3 (A) y R4 (B).

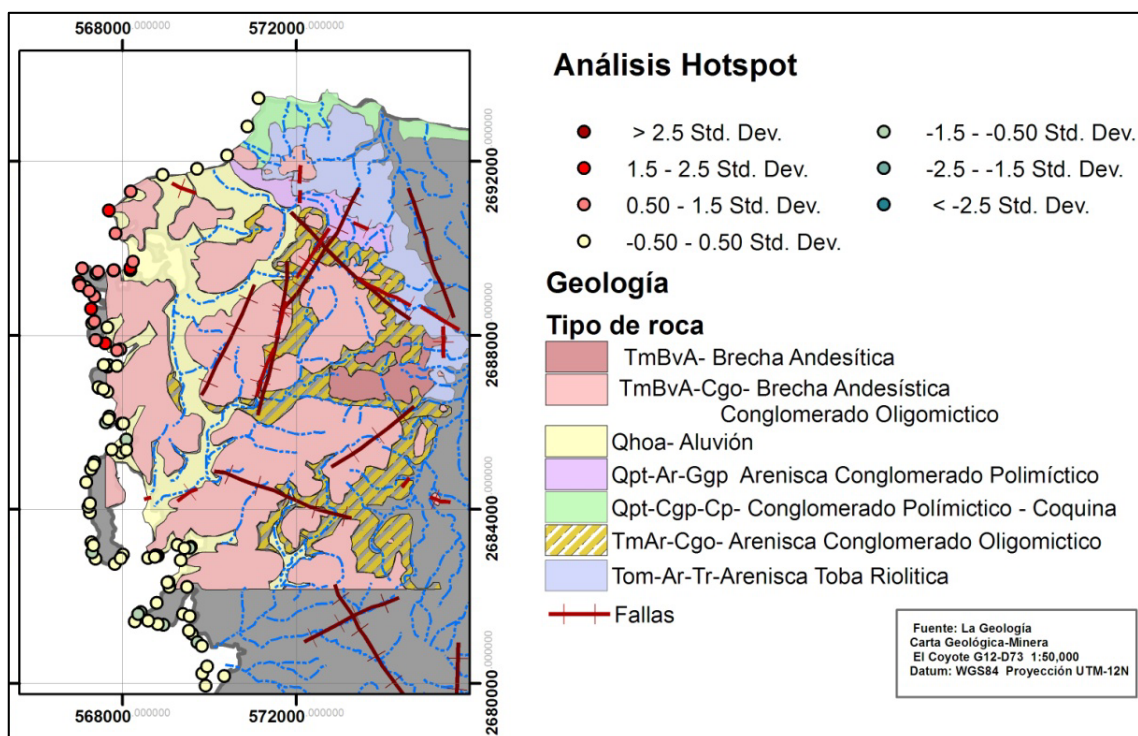
### 8.1.2 Análisis de la Distribución Espacial de las Actividades de <sup>222</sup>Rn y Nutrientes Inorgánicos Disueltos a lo largo de la costa

#### 8.1.2.1 Actividades de <sup>222</sup>Rn y definición de sitios para muestreos intensivos.

Los resultados del mapeo de la distribución espacial de las actividades de radón a partir de todos los recorridos se muestran en la figura 14. Las actividades superiores a 1.5 dpm L<sup>-1</sup> se enfatizaron en el mapa digital. La coincidencia de sitios con actividades superiores a 1.5 dpm L<sup>-1</sup> en al menos dos o tres muestreos fueron interpretadas como indicio de un sitio con posible descarga. El mapa de la figura 14 y 15 indica que los alrededores de Punta Diablo tanto por dentro del estero Balandra como por fuera, así como el estero El Merito fueron los sitios con concentraciones mayores de radón. El análisis geoestadístico de autocorrelación espacial muestra que los datos están estadísticamente agrupados (<0.01). El análisis de HotSpots muestra también que dicha área presenta los datos más altos que son estadísticamente diferentes de manera significativa (2σ) del resto de los datos y están correlacionados espacialmente entre sí en la zona indicada en la figura 15 con puntos más rojizos. Por esta razón se procedió a realizar los muestreos más intensivos (12-24 horas) en sitios seleccionados con éste criterio, Balandra y Estero el Merito.



**Figura 14.** Distribución espacial de Radón durante los 4 recorridos.



**Figura 15.** Resultado del análisis geostatístico de HotSpots y geología del área de estudio.

### 8.1.2.2 Análisis de la Distribución Espacial de las los nutrientes inorgánicos disueltos y su correlación con las actividades de $^{222}\text{Rn}$ durante los recorridos

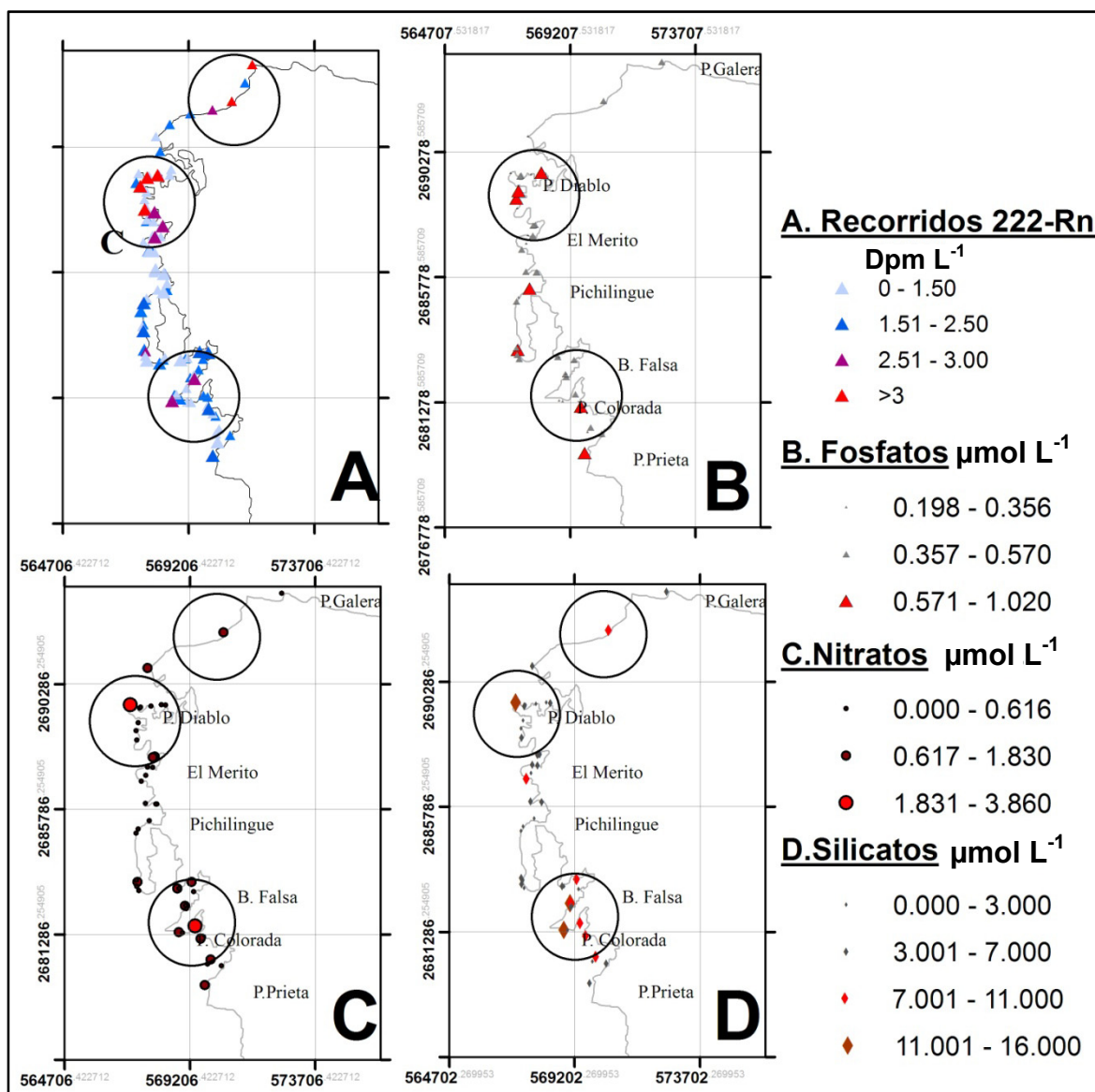
Las concentraciones promedio de los nutrientes durante los recorridos realizados se presentan en la Tabla VII. Los valores más altos de silicatos y fosfatos se obtuvieron en el Recorrido 4. Los valores de nitratos más altos se obtuvieron en R1, seguido por el valor obtenido en el R4. Las concentraciones de nitritos estuvieron por debajo del límite de detección en la mayoría de las muestras ( $>0.100$ ), excepto durante el R2. Mientras que también los valores de amonio presentaron de manera general valores por debajo del límite de detección ( $>0.500$ ). Los intervalos generales de nutrientes durante los recorridos para  $\text{NH}_4$  fueron de  $0.54\text{-}7.3 \mu\text{M L}^{-1}$ , para  $\text{NO}_2$  fueron de  $0.109\text{-}0.253 \mu\text{M L}^{-1}$ , para  $\text{NO}_3$  de  $0.07\text{-}3.86 \mu\text{M L}^{-1}$ , para  $\text{PO}_4$  de  $0.125$  a  $1.02 \mu\text{M L}^{-1}$  y para silicatos de  $1.62$  a  $16.85 \mu\text{M L}^{-1}$ .

**Tabla VII.** Concentraciones Promedio de Nutrientes durante los Recorridos ( $\mu\text{M L}^{-1}$ ).

R	NT	T (°C)	Salinidad (UPS)	NH <sub>4</sub> $\mu\text{M}$	NO <sub>2</sub> $\mu\text{M}$	NO <sub>3</sub> $\mu\text{M}$	PO <sub>4</sub> $\mu\text{M}$	SiO <sub>4</sub> $\mu\text{M}$
1	12	25.13	34.28	0.66±0	0.15±0	1.34±0.7	0.44±0.2	5.94±4.03
				<i>1</i>	<i>1</i>	<i>7</i>	<i>12</i>	<i>12</i>
2	11	22.43	34.84	2.9±2.73	0.17±0.1	0.26±0.2	0.38±0.3	3.98±2.4
				<i>5</i>	<i>9</i>	<i>3</i>	<i>11</i>	<i>7</i>
3	11	22.9	35.9	1.3±0.53	Nd	0.68±47	0.44±0.1	5.63±3.6
				<i>4</i>		<i>10</i>	<i>11</i>	<i>11</i>
4	10	24.85	35.16	0.79±0.2	Nd	1.17±1.3	0.47±0.1	6.11± 3.6
				<i>3</i>		<i>10</i>	<i>10</i>	<i>10</i>

La tabla VII muestra los promedios y su desviación estándar de salinidad, temperatura y nutrientes. Nd significa que los valores estuvieron por debajo del límite de detección. Debajo de cada promedio se señala el número de muestras que si fueron detectables y utilizadas para los cálculos. NT es el número total de muestras.

La representación de los resultados de la distribución espacial de los nutrientes en cada recorrido se presentan en un mapa digital (Fig. 16). En la misma figura se comparan las concentraciones de nitratos, silicatos y fosfatos durante todos los recorridos con la distribución de <sup>222</sup>Rn. no se encontró ninguna correlación estadística entre las concentraciones de los nutrientes y la salinidad o la actividad de <sup>222</sup>Rn al considerar todos los datos de los muestreos, sin embargo se señala que es posible observar en la figura una coincidencia entre sitios con mayor concentración de Radón y sitios con mayores concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos, el sistema de información geográfica comprueba que esto sucedió en más de un recorrido.



**Figura 16.** Distribución espacial y comparación de la concentración de nutrientes y  $^{222}\text{Rn}$  durante los recorridos.



## 8.2 Muestreos Intensivos de la Actividad de $^{222}\text{Rn}$ : Series de tiempo de 12 y 24 horas

### 8.2.1 Intervalos de Concentración de $^{222}\text{Rn}$ y diferencias entre sitios

Los resultados generales de la actividad de Radón de las tres series de tiempo realizadas, de 12 horas en Balandra, las cuales fueron llamadas Balandra I y Balandra II y un muestreo circadiano en el Estero El Merito se muestran en la Tabla VIII. Los muestreos intensivos en Balandra se realizaron en dos secciones de 12 horas dado que la señal de actividad de Radón con valores iguales o mayores a  $>1.5 \text{ dpm L}^{-1}$  fue amplia (más de 600 metros en dicha área) durante los recorridos paralelos y se encontraba extendida a lo largo de áreas con configuración distinta, un área de mayor profundidad y más externa (Balandra I), donde predominan las rocas y un área somera donde existe playa y dunas (Balandra II), que además se encuentra localizada hacia la parte media del Estero Balandra (Fig. 17).



**Figura 17.** Localización de los Muestreos Intensivos.

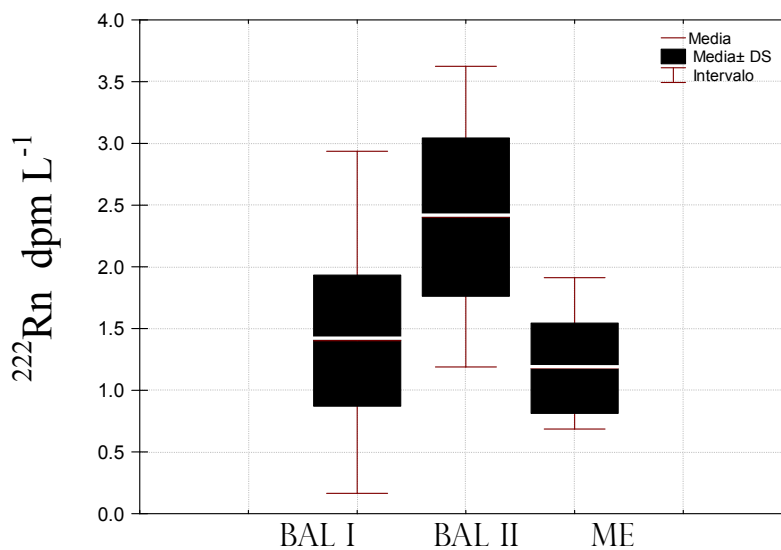
Se utilizó la prueba de Kruskal Wallis para comparar los datos de las tres series de tiempo. La prueba de Kruskal-Wallis dio como resultado que los datos de los circadianos son estadísticamente diferentes entre sí ( $H=54$ ,  $p<0.05$ ) y mediante una prueba de U de Mann-Whitney se encontró que Balandra II es estadísticamente diferente ( $p<0.001$ ) de los datos



en Balandra I y Merito. Entre los datos de Balandra I y Merito no existen diferencias estadísticamente significativas. Esto se representa gráficamente en la figura 18.

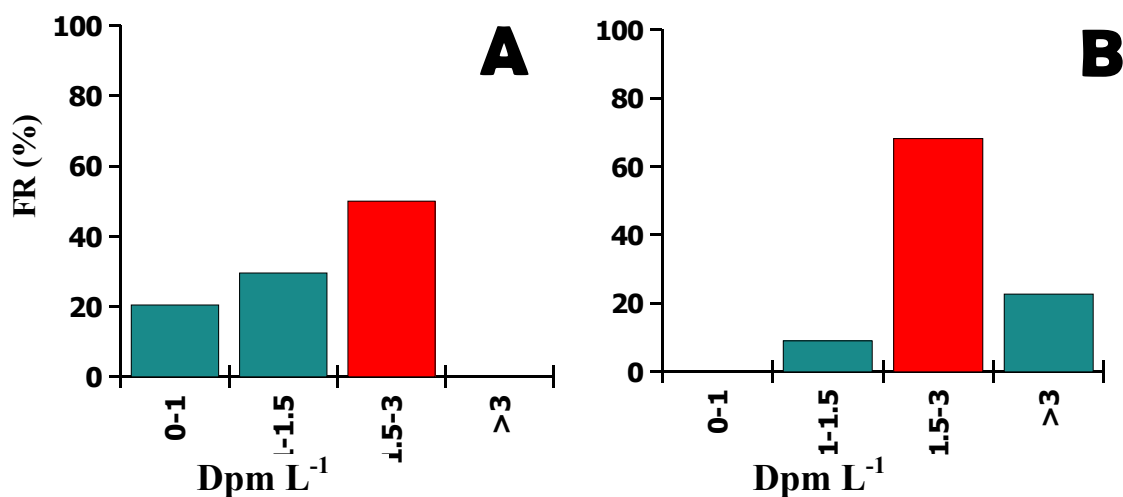
**Tabla VIII.** Resultados de las series de tiempo de 12 y 24 h. en Balandra y Merito

Recorrido	Balandral 26-Ago-2010	Balandra II 27-Ago-2010	Merito II 18-19-Marz-2011
<b>Promedio <math>^{222}\text{Rn}</math> (Dpm L<sup>-1</sup>)</b>	1.4	2.5	1.2
<b>DS</b>	±0.35	±0.5	±0.4
<b>Mediana</b>	1.46	2.45	1.09
<b>Valor máximo</b>	2.93	3.62	1.9
<b>Valor mínimo</b>	0.17	1.19	0.68
<b>No. De Obs.</b>	44	44	23
<b>Salinidad media Superficial</b>	34.9±0.11	34.7±0.16	36.6±0.3
<b>Salinidad media fondo</b>	35.2±0.2	32.5±3.8	35.7±0.6
<b>Temp. media °C Superficial</b>	27.8±1.18	28±1.20	21.15±1.2
<b>Temp. media °C fondo</b>	28.1±0.7	28.2±0.7	21.3±1.30



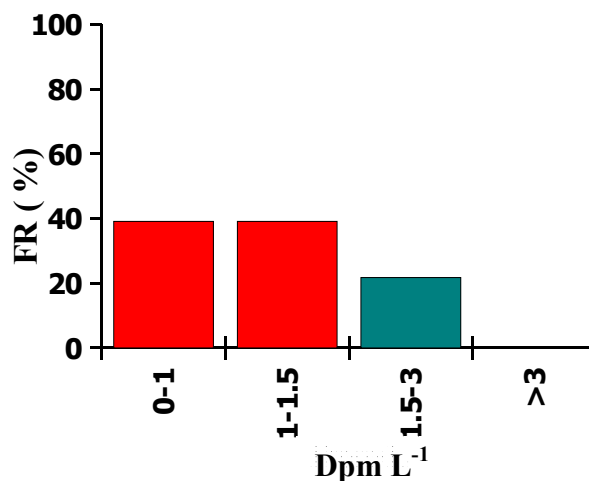
**Figura 18.** Actividad de radón en los muestreos intensivos.

En la serie de Tiempo de Balandra I se encontraron el mayor número de observaciones (50%) en el intervalo de concentración de 1.5-3 dpm L<sup>-1</sup>, de manera similar en Balandra II la mayor parte de las observaciones (68.18%) se encontraron en el mismo intervalo de concentración. En Balandra II ~23% de las observaciones presentaron valores superiores a 3. Cabe destacar que en la serie de tiempo de Balandra II no se midieron actividades menores a 1 dpm L<sup>-1</sup> (Figura 19).



**Figura 19.** Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón durante Bal I (A) y Bal II(B)

La serie de tiempo realizada en el Merito II presentó un 78% de las observaciones de la actividad de radón con valores por debajo de 1.5 dpm L<sup>-1</sup>, y no se encontraron actividades mayores a 3 dpm L<sup>-1</sup> (Fig. 20).



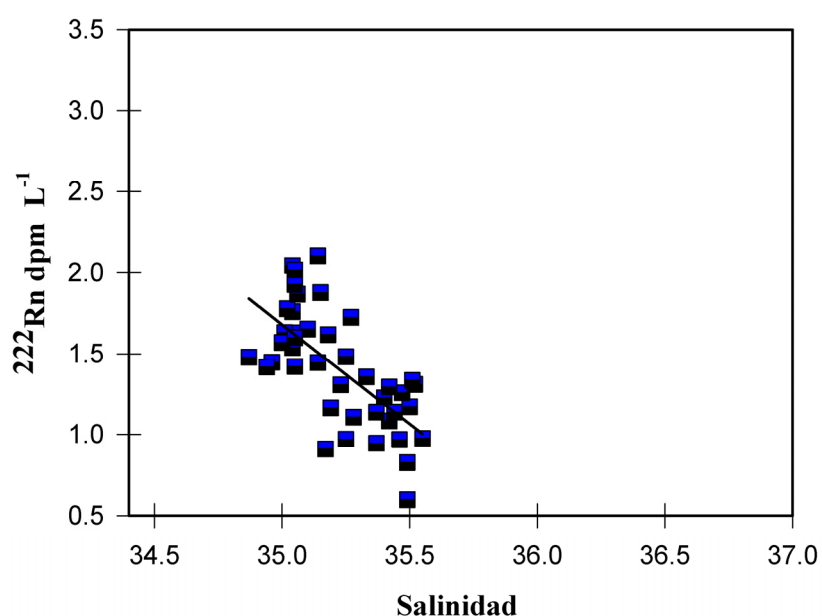
**Figura 20.** Frecuencia relativa (%) de la actividad de Radón en Merito

### 8.2.2 Relación de la actividad de <sup>222</sup>Rn con la altura de la marea y variables fisicoquímicas

En Balandra I, la concentración de Radón mostró una tendencia general a aumentar con la altura de la marea. Se encontró una correlación estadística significativa entre la altura de la marea y la concentración de radón ( $r= 0.73$ ,  $p< 0.05$ ). Los valores más altos se observaron alrededor de las 21:14 (1.88 dpm L<sup>-1</sup>), y a la mitad de la marea vaciante entre las 0:00 y 1:00 hrs (2.10 dpm L<sup>-1</sup>). El viento osciló entre 0 y 3.5 ms<sup>-1</sup> durante las primeras horas del muestreo, después de las 22:00 se mantuvo constante a 3 ms<sup>-1</sup> hasta finalizar dicha serie de tiempo. Los valores altos de radón coincidieron con ausencia de viento alrededor de las 21:00 hrs. No se encontró correlación significativa entre el radón y la velocidad del viento (Fig. 24-A, C).

En esta misma serie de tiempo la temperatura superficial y de fondo se mantuvo oscilando entre 27.4 y 29 °C. La temperatura del fondo tendió a ser un poco mayor que la superficial. En ambos casos la tendencia general fue a incrementar durante el bajamar y a disminuir con el flujo y la entrada de agua de la Bahía de la Paz. En particular esto último fue más notorio en la temperatura superficial durante la pleamar (Fig. 24C).

La salinidad superficial osciló entre 34.6 y 35.1 psu. Los valores de salinidad superficial fueron menores que los valores de fondo en  $\sim 0.5$  psu aunque cabe destacar que esta diferencia no fue constante (Fig.24B). Se obtuvo la correlación negativa entre radón y salinidad en el fondo la cual resultó significativa estadísticamente ( $r= -0.62$ ,  $p<0.01$ ), indicando menor salinidad a mayor actividad de radón (Fig. 21). Así mismo existe una correlación entre la altura de la marea y la salinidad que resulto significativa ( $r= -0.69$ ,  $p<0.05$ ) mostrando que existe menor salinidad cuando incrementa la altura de la marea.



**Figura 21.** Correlación de Radón y salinidad en Balandra I.

En Balandra II, la tendencia general de la concentración de radón fue a incrementar durante el bajamar y disminuir durante el pleamar (Fig. 24A). La correlación calculada entre la altura de la marea y el radón es negativa, siendo estadísticamente significativa ( $r= -0.40$ ,  $p< 0.01$ ). Los valores más altos de concentración de radón se observaron a las 6:30 hrs ( $3.31 \text{ dpm L}^{-1}$ ) y a las 8:25 hrs ( $3.25 \text{ dpm L}^{-1}$ ). Además cabe destacar que se observó un despunte de radón durante la pleamar entre las 10:21 y 11:00 hrs ( $2.71 \text{ dpm L}^{-1}$ ). La velocidad del viento fue menor a  $4 \text{ m s}^{-1}$  durante la bajamar, y comenzó a incrementar a partir de las 7:00 hrs hasta llegar a  $10 \text{ m s}^{-1}$  cerca de las 15:00 que se finalizó la serie de tiempo. La velocidad del viento en esta serie de tiempo sí presentó una correlación

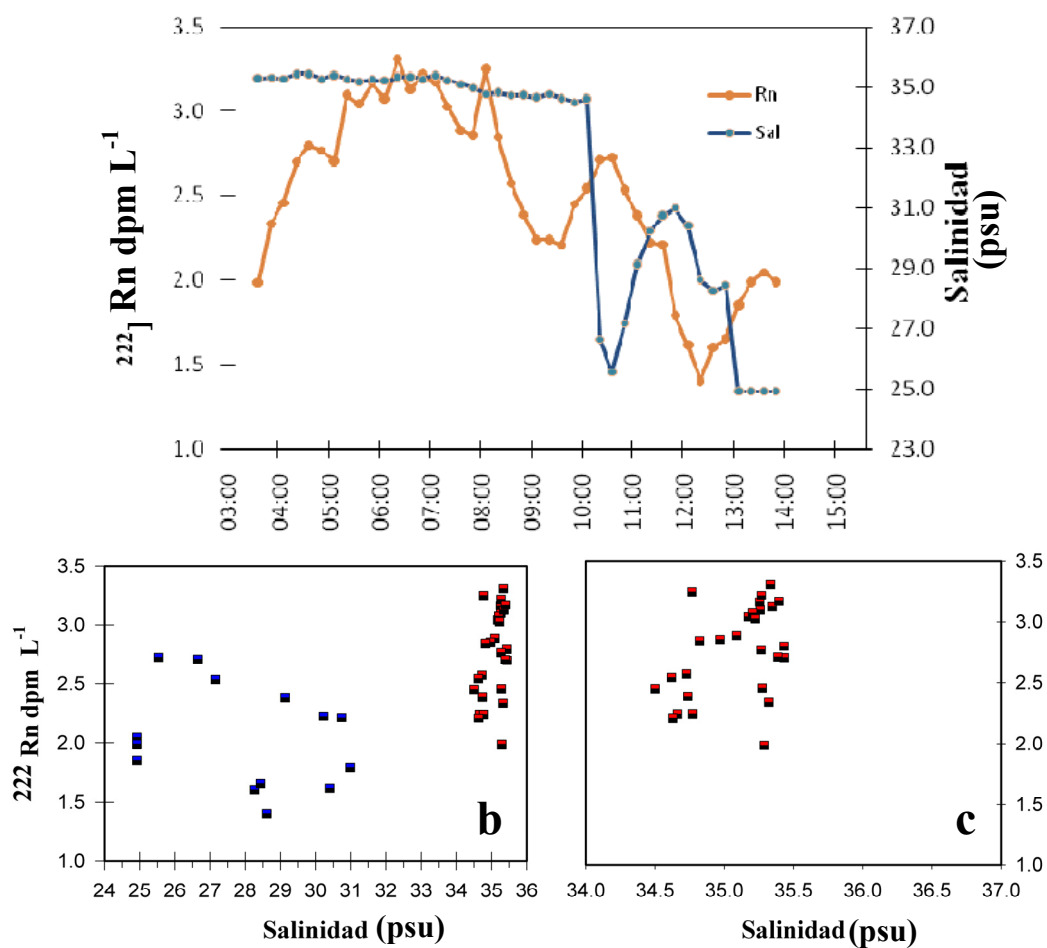
significativa con la concentración de radón ( $r = -0.65$ ,  $p < 0.05$ ) indicando que a mayor viento menor concentración de radón.

La salinidad superficial se mantuvo relativamente constante oscilando entre 34.4 y 35 psu, y siendo ligeramente menor que en el fondo (Fig. 24). Cabe destacar aquí, que alrededor de las 10:30 hrs se observó una notoria caída de la salinidad en el fondo de 34.6 a 25.5 psu, que rápidamente incrementó y posteriormente se vuelve a observar una disminución similar de la salinidad entre 12- 13:00 hrs (de 28 a 24.6 psu). El primer evento en los que se observa caída de la salinidad ocurre durante el pleamar y el proceso sigue estando presente durante la marea vaciante (Figura 24B). En la figura 22 se muestra a detalle la salinidad del fondo contra la actividad de Radón es posible observar que el radón incrementa coincidiendo con la abrupta disminución de salinidad en ambos eventos señalados con flechas. Independientemente de estos eventos puntuales en el tiempo la correlación para todos los datos (las 12 horas) de esta serie de tiempo entre salinidad y radón fue positiva y estadísticamente significativa, esto indica que en general la mayor actividad de radón es encontrada a mayor salinidad ( $r = 0.60$ ,  $p < 0.05$ ). En la figura 24B y C se observa que la mayor parte de los datos de  $^{222}\text{Rn}$  más altos de esta serie de tiempo se encuentran asociados a las salinidades más altas durante la bajamar.

En la temperatura presentó una tendencia muy general a aumentar durante el bajamar y a disminuir en pleamar (Fig. 24). La temperatura superficial y de fondo se mantuvieron oscilando entre 29.6 y 27.4°C. La temperatura superficial fue ligeramente superior a la del fondo hasta las 7:00 horas, cuando se observó una caída en la temperatura superficial con el inicio de la marea entrante de 28°C a 24°C. Después de este evento la temperatura del fondo fue ligeramente mayor que la superficial. Un detalle a destacar es que se encontró un ligero incremento en la temperatura del agua en el fondo a las 10:36 hrs que coincide con el inicio de la marea vaciante, la abrupta caída en la salinidad y un despunte de la actividad de radón (Fig. 24).

Una correlación con todos los datos de Bal II entre salinidad y altura de la marea indican que existe una correlación negativa significativa ( $r = -0.49$ ,  $p < 0.01$ ) donde a menor profundidad se observa mayor salinidad. En la figura 22 en los paneles inferiores se pueden distinguir claramente dos masas de agua, una con salinidad baja (24-31 psu) y

mayor concentración de Radón (b), y una masa de agua que conforme tiene mayor alinidad presenta mayor concentración de Radón (c).

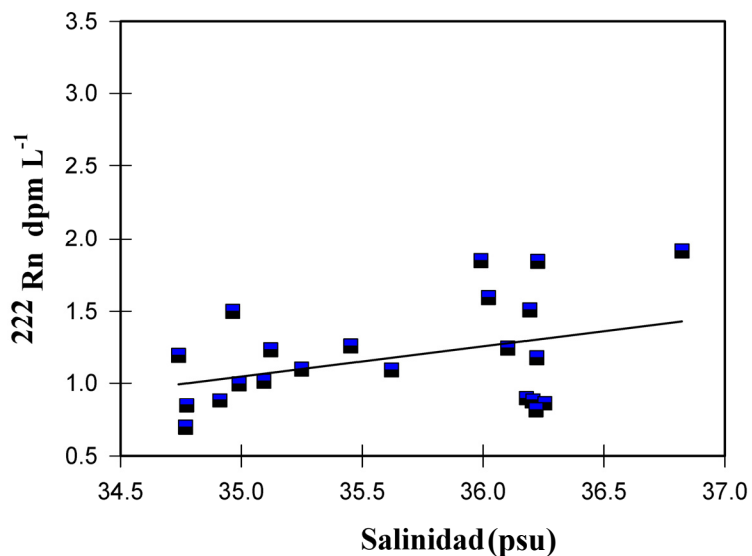


**Figura 22.** Salinidad y  $^{222}\text{Rn}$  durante la serie de tiempo de Balandra II ( 27-Agosto de 2010). En el panel superior se muestra el comportamiento de ambas variables en relación al tiempo y la marea. En el panel inferior izquierdo se muestran todos los datos de salinidad de Bal II con respecto a la concentración de Radón. En el panel derecho se muestra a detalle los datos de Radón y salinidad observados antes de las 10:00 hrs.

En la serie de tiempo realizada en Merito la concentración de radón claramente mostró una tendencia a incrementar durante la bajamar. Los valores más altos de esta serie se observaron durante la noche entre las 0:00 y las 2:00 hrs ( $1.91 \text{ dpm L}^{-1}$ ) y los segundos valores más altos durante la primer bajamar a las 14:00 hrs ( $1.5 \text{ dpm L}^{-1}$ ). La correlación entre la altura de la marea y la concentración de radón fue negativa y estadísticamente significativa ( $r = -0.42$   $0.01 < p < 0.05$ ), evidenciando que a menor altura de la marea se presentó estadísticamente más radón. Durante esta serie de tiempo el viento estuvo oscilando entre  $2$  y  $3 \text{ ms}^{-1}$  y disminuyó entre las 0:00 y 5:00 hrs. No se encontró una correlación significativa entre ambos (Fig. 25A, D).

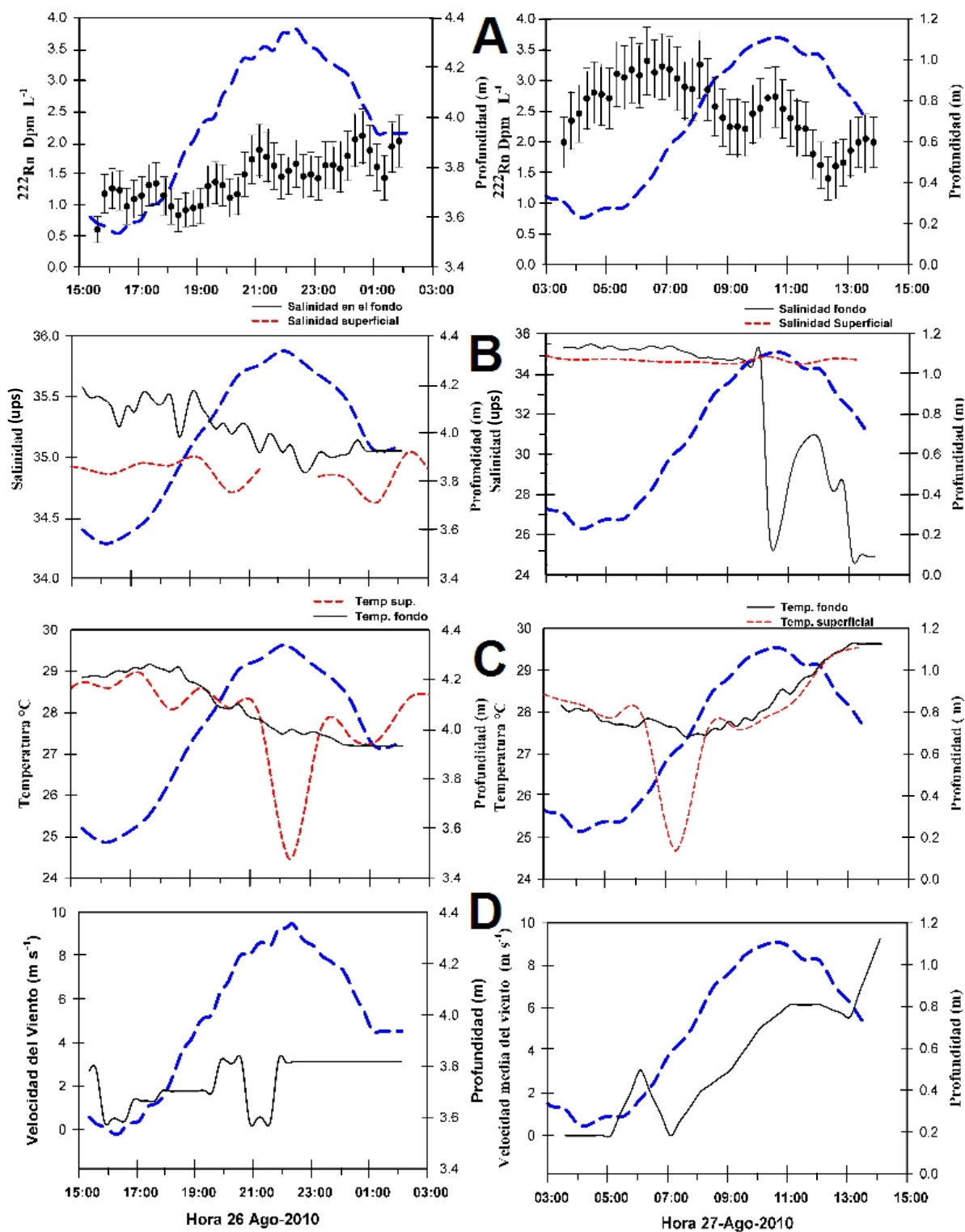
La salinidad superficial se mantuvo oscilando entre  $36$  y  $37.7$  psu. La salinidad del fondo fue un poco menor que la salinidad superficial y osciló entre  $34.7$  y  $36.8$  psu. La tendencia más general de la salinidad fue a incrementar durante la bajamar y a disminuir durante la pleamar. Se observa un incremento en la salinidad durante el bajamar del 19 de marzo alrededor de las 2:00 hrs. Después de este despunte en la salinidad, la diferencia entre la salinidad superficial y la del fondo fue más pequeña y tendiendo a permanecer en valores constantes (alrededor de  $\sim 36$ ). Es interesante destacar que la salinidad del fondo a partir de las 0:00 hrs hasta el final de la serie de tiempo fue mayor que lo observado durante las primeras 12 hrs de la serie de tiempo (Fig. 25B). En cuanto a las correlaciones calculadas, no se encontró correlación entre la salinidad y la altura de la marea, pero sí una correlación débil ( $r = 0.36$ ,  $p < 0.10$ ) entre radón y salinidad, siendo la tendencia a tener mayor concentración de radón a mayor salinidad (Fig. 23). La amplitud del intervalo de las salinidades fue mayor a la encontrada en Balandra I (Fig. 21) y del agua salina en Balandra II (Fig. 22c).

En el caso de la temperatura, ésta se mantuvo similar entre superficie y fondo. Con una tendencia a incrementar en bajamar y disminuir en la pleamar. Osciló entre 19.5 °C y 24°C. Incrementó hasta 24°C durante las primeras horas de la serie de tiempo de 12:00 a 15:00 coincidiendo con la primer bajamar. Más tarde la temperatura bajó de manera notoria hasta 19.5 °C a las 3:00 hrs (Fig. 25C).

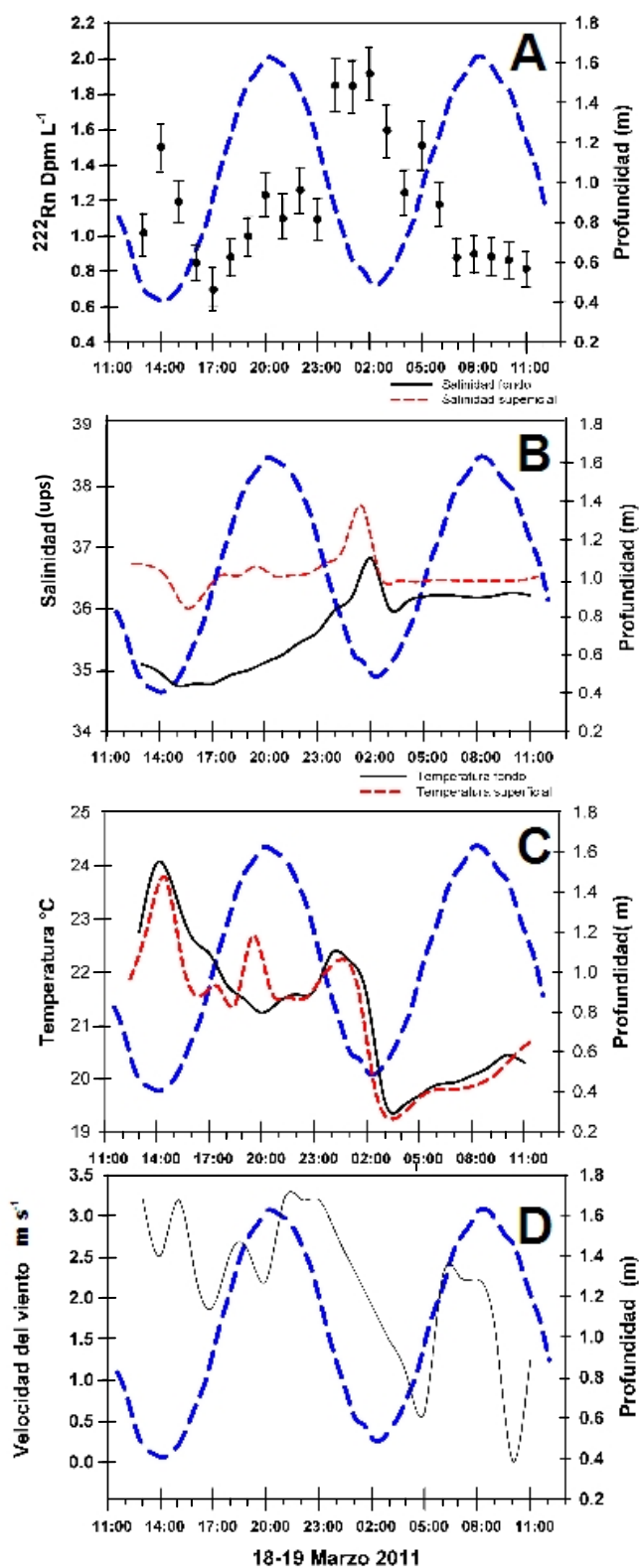


**Figura 23.** Correlación entre Salinidad y Radón durante la serie de tiempo en el Merito.





**Figura 24.** Concentración de Radón (A), Salinidad (B), Temperatura (C) y Viento (D) durante la serie de tiempo en Bal I ( izquierda) Bal II ( derecha).



**Figura 25.** Concentración de Radón (A), Salinidad (B), Temperatura (C) y velocidad del Viento (D) durante la serie de Tiempo en Merito.

### 8.2.3 Relación de la actividad de $^{222}\text{Rn}$ y nutrientes inorgánicos disueltos

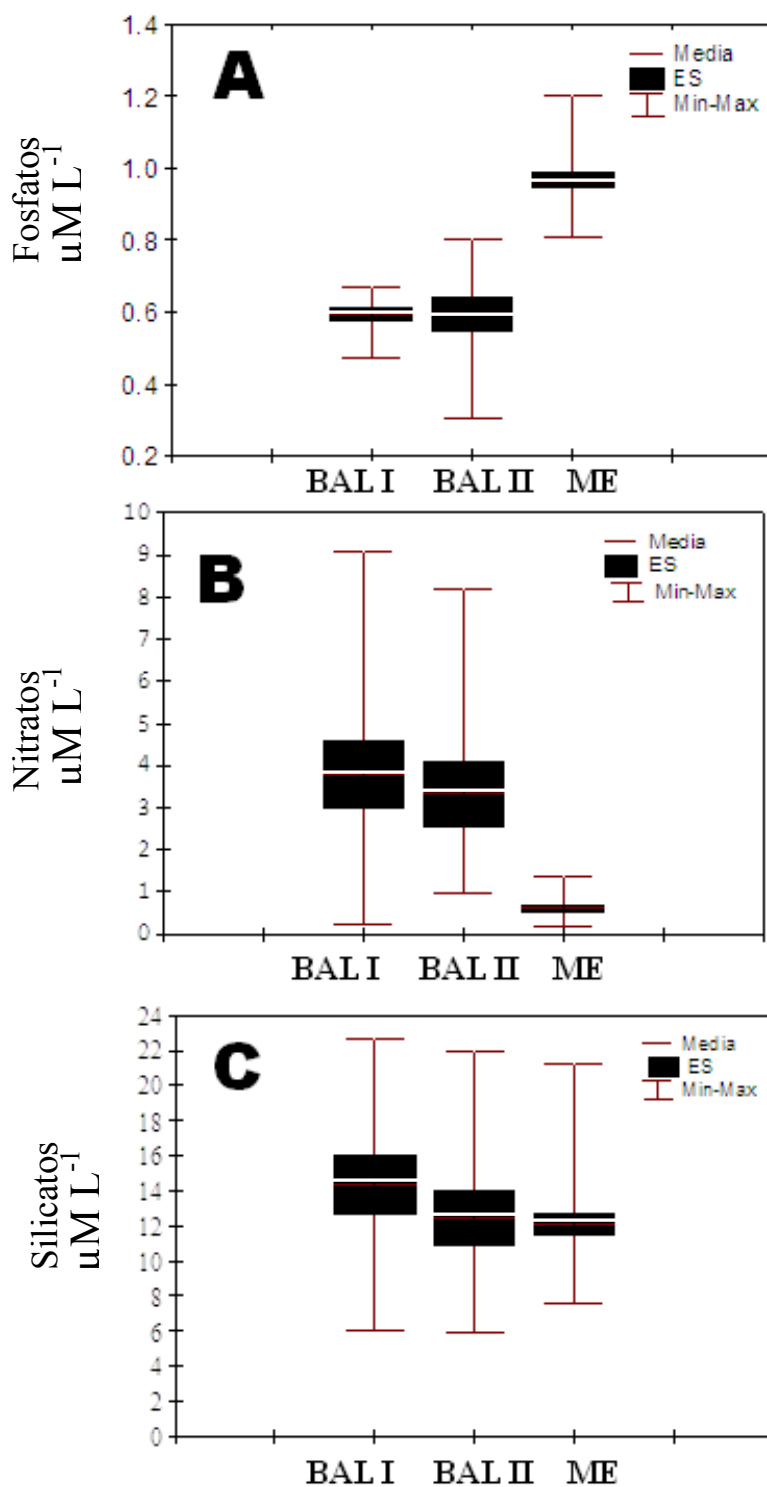
Las concentraciones de nutrientes durante las series de tiempo realizadas en los muestreos intensivos muestran que las mayores concentraciones en promedio de silicatos y nitratos se encontraron durante Balandra I, mientras que en promedio fueron más bajas en la serie de tiempo Merito, particularmente en lo que respecta a nitratos. De manera contraria los valores más altos de fosfatos fueron observados en Merito y los más bajos en Balandra I. Cabe destacar que no existió mucha variación en los intervalos de valores para silicatos entre los tres muestreos intensivos. La prueba estadística de Kruskal Wallis indica que hay una diferencia estadística significativa ( $<0.01$ ) en los promedio de los tres sitios tanto para nitratos como fosfatos. En cambio no existe una diferencia significativa en los valores de silicatos (Fig. 26).

La Tabla IX muestra todos los nutrientes determinados en los muestreos intensivos. Las concentraciones de nitritos estuvieron por debajo del límite de detección ( $<0.10 \mu\text{M L}^{-1}$ ) tanto en Balandra I como Balandra II y así mismo la mayoría de las muestras tampoco presentó valores de Amonio por arriba del límite de detección ( $>0.500 \mu\text{ML}^{-1}$ ) en cambio en merito las 24 muestras presentaron valores detectables y su promedio se indica en la tabla.

**Tabla IX.** Concentraciones Promedio de Nutrientes durante los muestreos intensivos ( $\mu\text{ML}^{-1}$ )

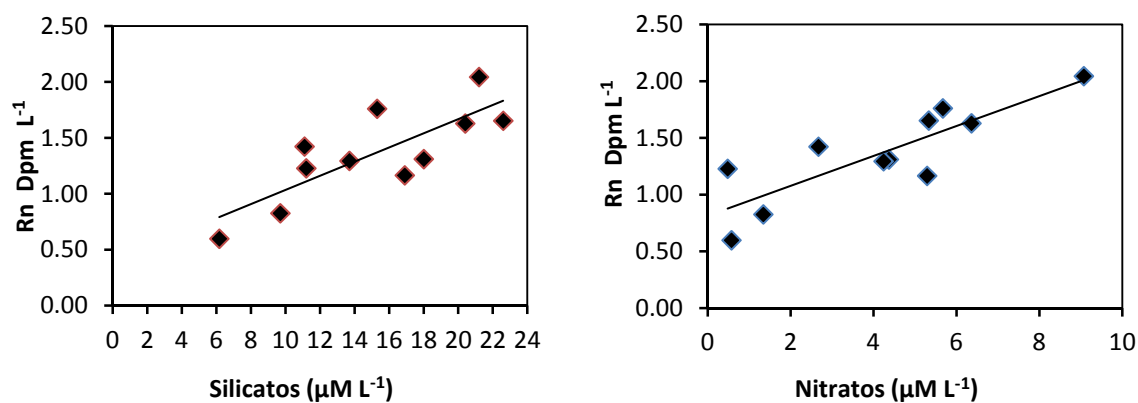
<b>Muestreo</b>	<b>NT</b>	<b>NH<sub>4</sub></b>	<b>NO<sub>2</sub></b>	<b>NO<sub>3</sub></b>	<b>PO<sub>4</sub></b>	<b>SiO<sub>4</sub></b>
<b>Bal I</b>	12	<b>0.92±0</b>	ND	<b>3.80±2.77</b>	<b>0.59±0.7</b>	<b>14.35±5.7</b>
		<i>1</i>	<i>12</i>	<i>12</i>	<i>12</i>	<i>12</i>
<b>Bal II</b>	11	<b>1.47±0.97</b>	ND	<b>3.34±2.54</b>	<b>0.6±0.16</b>	<b>12.50±5.44</b>
		<i>2</i>	<i>12</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>12</i>
<b>Merito</b>	24	<b>1.32±0.38</b>	<b>0.13±0.02</b>	<b>0.60±3.5</b>	<b>1.03±0.16</b>	<b>12.10±2.94</b>
		<i>24</i>	<i>9</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>

NT es el número total de muestras recolectadas y debajo de cada promedio, se presenta el número de muestras que presentaron valores por arriba del límite de detección y que pudieron ser utilizadas para el promedio.

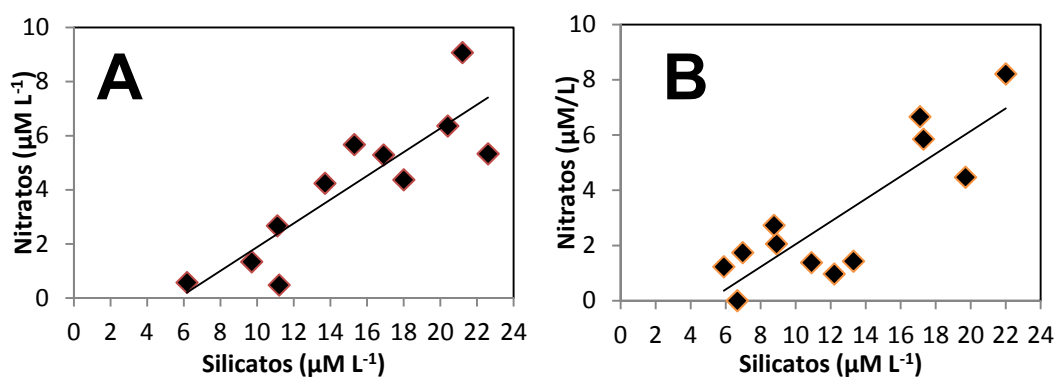


**Figura 26.** Medias indicando el valor máximo y mínimo de Fosfatos (A), Nitratos (B) y Silicatos (C) durante los tres muestreos intensivos.

Las concentraciones de nutrientes durante las series de tiempo realizadas en Balandra I mostraron una tendencia similar a la actividad de Radón con respecto a la altura de marea en particular para Silicatos y Nitratos (Figs.26 A y C). Se encontró una correlación positiva y significativa entre Radón y Nitratos ( $r= 0.84$   $p<0.01$ ) y entre radón y silicatos ( $r= 0.80$   $p<0.01$ ) indicando que a mayor radón se encuentra mayor concentración de nitratos y silicatos (Fig. 27). No se encontró ninguna correlación entre radón y fosfatos. En la figura 29 se observa cómo estos nutrimentos siguen un patrón similar a la concentración de radón dada la altura de marea durante Bal I. Esto puede ser un indicio de una señal consistente de descarga de agua subterránea. En contraste en Balandra II esta señal no fue clara. No se encontró ninguna correlación entre la concentración de radón y la concentración de nitratos, silicatos y fosfatos (Fig. 29). En Balandra I y Balandra II se obtuvieron correlaciones significativas entre nitratos y silicatos de  $r= 0.87$  y  $r= 0.85$  ( $p<0.01$ ) respectivamente (Fig. 28).

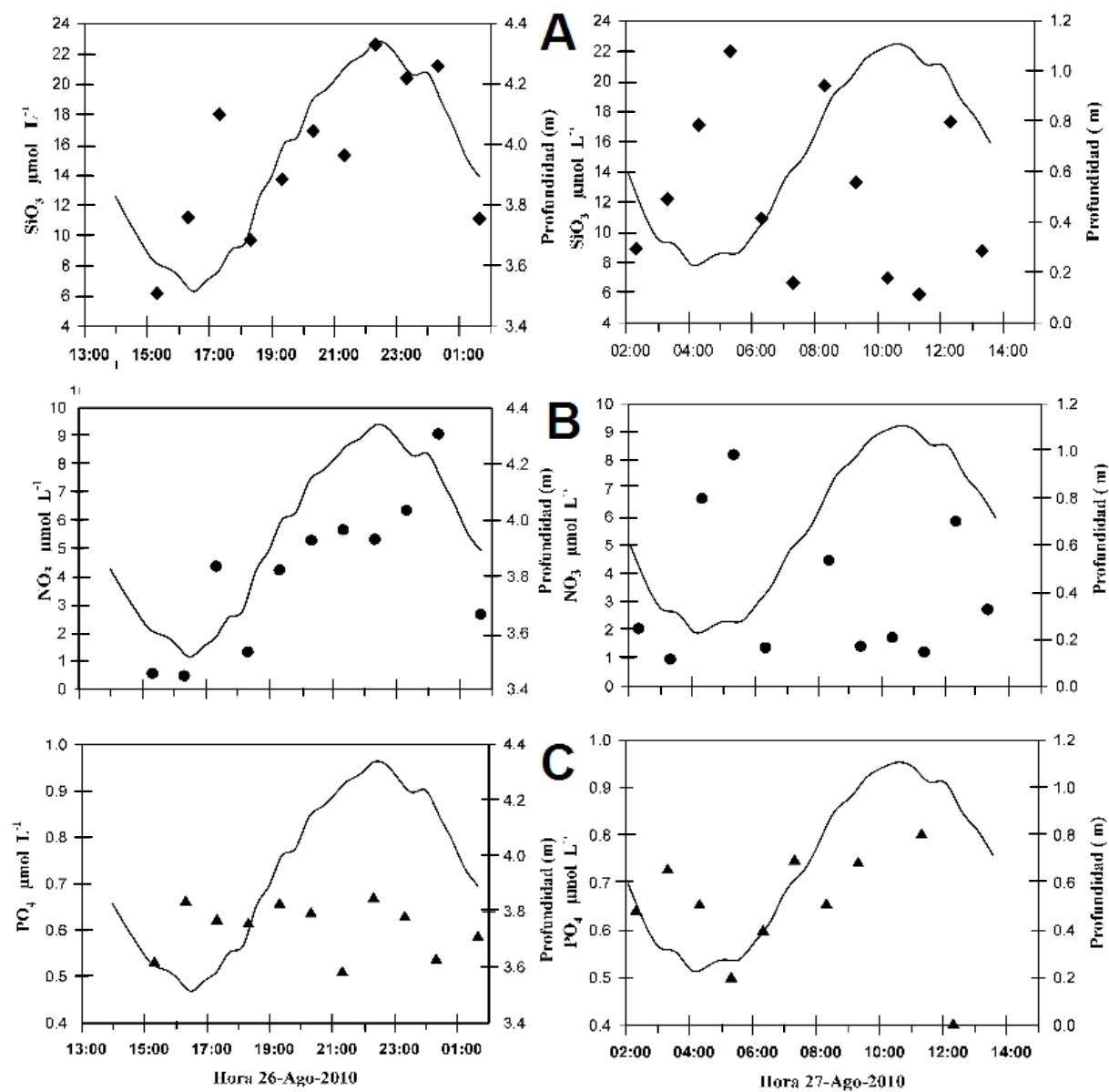


**Figura 27.** Correlación entre Silicatos y Nitratos con Radón durante Bal I.

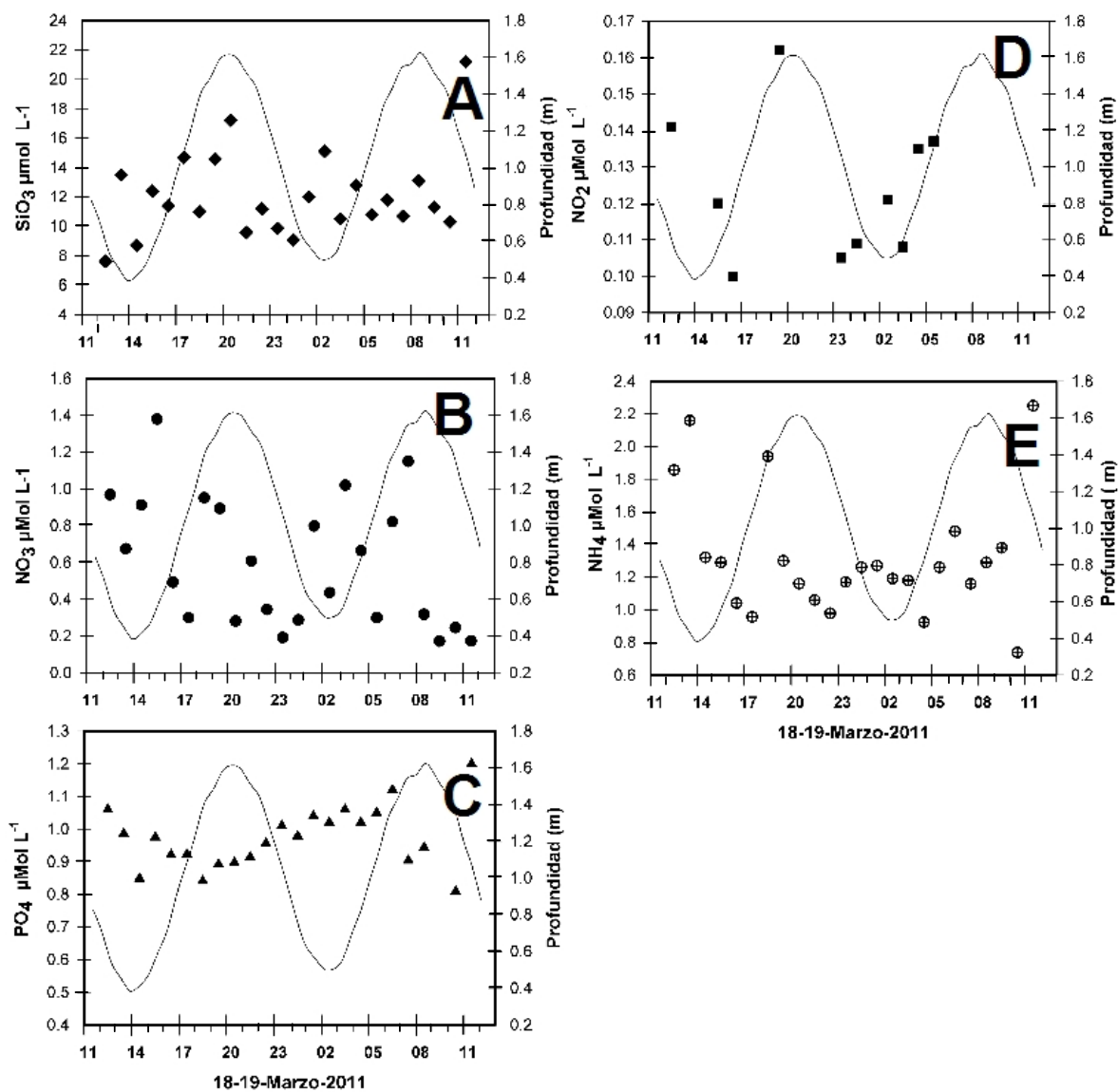


**Figura 28.** Correlación entre Silicatos y Nitratos Bal I (A) y Bal II ( B)

En el muestreo de Merito no se encontró ninguna correlación significativa entre Radón y los valores obtenidos de amonio, nitritos, fosfatos y silicatos. Se encontró únicamente una correlación significativa y negativa entre salinidad y nitratos ( $r = -0.42$ ,  $p < 0.05$ ) que indica que a menor salinidad mayor es la concentración de nitratos. También se trataron de correlacionar los datos dividiéndolos por marea baja y marea alta, y por periodos nocturnos y periodos diurnos para encontrar correlaciones entre radón y los nutrientes, pero ninguna de las correlaciones fue significativa (Fig. 30).



**Figura 29.** Profundidad y Concentraciones de Nutrientes en Balandra I (izquierda) y Balandra II (derecha). Silicatos (A), Nitratos (B) y Fosfatos (C).



**Figura 30.** Profundidad y Concentraciones de Nutrientes en Merito Silicatos (A), Nitratos (B), Fosfatos (C), Nitritos (D) y Amonio (E)



### 8.3 Caracterización de agua subterránea en sedimentos costeros (piezómetros) y pozos terrestres (CNA); $^{222}\text{Rn}$ y Nutrientes

Los datos de concentración de radón de los piezómetros y los pozos terrestres son necesarios para alimentar el modelo de balance de masas y obtener estimaciones de los flujos de agua subterránea. Los resultados sobre concentraciones de Radón se resumen en la Tabla X. Se observa que el agua subterránea de los pozos terrestres (PzTrr) está enriquecida en radón al menos 10 veces más que en los piezómetros costeros (Pz). A su vez el agua de los pozos terrestres es al menos 105 veces más concentrada en radón que el valor máximo obtenido durante los muestreos intensivos ( $3.6 \text{ dpm L}^{-1}$ ), y el radón en los piezómetros es al menos 7 veces mayor que el valor mencionado.

**Tabla X.** Actividades de  $^{222}\text{Rn}$  en Agua subterránea costera y terrestre.

Muestra	Fecha	Long	Latitude	Prof (m)	Salinidad (ups)	Temp (°C)	$^{222}\text{Rn}$ (Dpm L <sup>-1</sup> )
Pz Trr 1	18-10-10	-110°15'43.84"	24°12'15.27"	20	—	—	511.8±41
Pz Trr 2	18-10-10	-110°15'5.59"	24°17'13.07"	11	—	—	367.2±43
Pz1	18-03-11	-110°19'39.23"	24°19'39.23"	0.50	37.48	22.1	Np
Pz2	18-03-11	-110°19'38.52"	24°18'4.77"	0.70	37.37	22.0	33.84±8
Pz3	18-03-11	-110°19'37.14"	24°18'5.52"	1.30	34.28	19.8	25.08±12

\*Se presentan los valores de actividad de  $^{222}\text{Rn}$  con su desviación estándar. Np significa que no se evaluó radón.

La concentración de nutrientes para cada pozo se muestra en la Tabla XI. En esta misma se puede observar claramente que las concentraciones de silicatos y nitratos en el agua s de los pozos terrestres fue superior a lo obtenido en los muestreos intensivos y en los piezómetros. También la concentración más alta de nitratos en los piezómetros está en el más profundo a 130 cm. Este mismo piezómetro (Pz3) tiene menos salinidad que en los pozos más superficiales y que el agua marina superficial en la costa (Fig. 25B), aunque no tiene e valor más alto de Radón. Los fosfatos y las concentraciones de amonio son bajas en el agua subterránea de los pozos terretsres y superiores en los piezómetros. En nitritos la tendencia no es clara. Además no se pueden describir gradientes verticales marcados, más bien muy débiles, siendo apenas más claros para silicatos y nitratos.

**Tabla XI.** Concentraciones de nutrientes en agua subterránea ( $\mu\text{M L}^{-1}$ ).

<b>M</b>	<b>Fecha</b>	<b>NH<sub>4</sub></b>	<b>NO<sub>2</sub></b>	<b>NO<sub>3</sub></b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>PO<sub>4</sub></b>
Pz Trr1	18-10-10	0.89	0.47	259	935	0.20
Pz Trr2	18-10-10	1.28	0.44	328	1060	0.22
Pz1	18-03-11	2.61	1.01	7.36	29.6	5.18
Pz2	18-03-11	14.8	0.209	6.02	44	5.61
Pz3	8-03-11	4.42	0.2	10.14	39.6	4.9

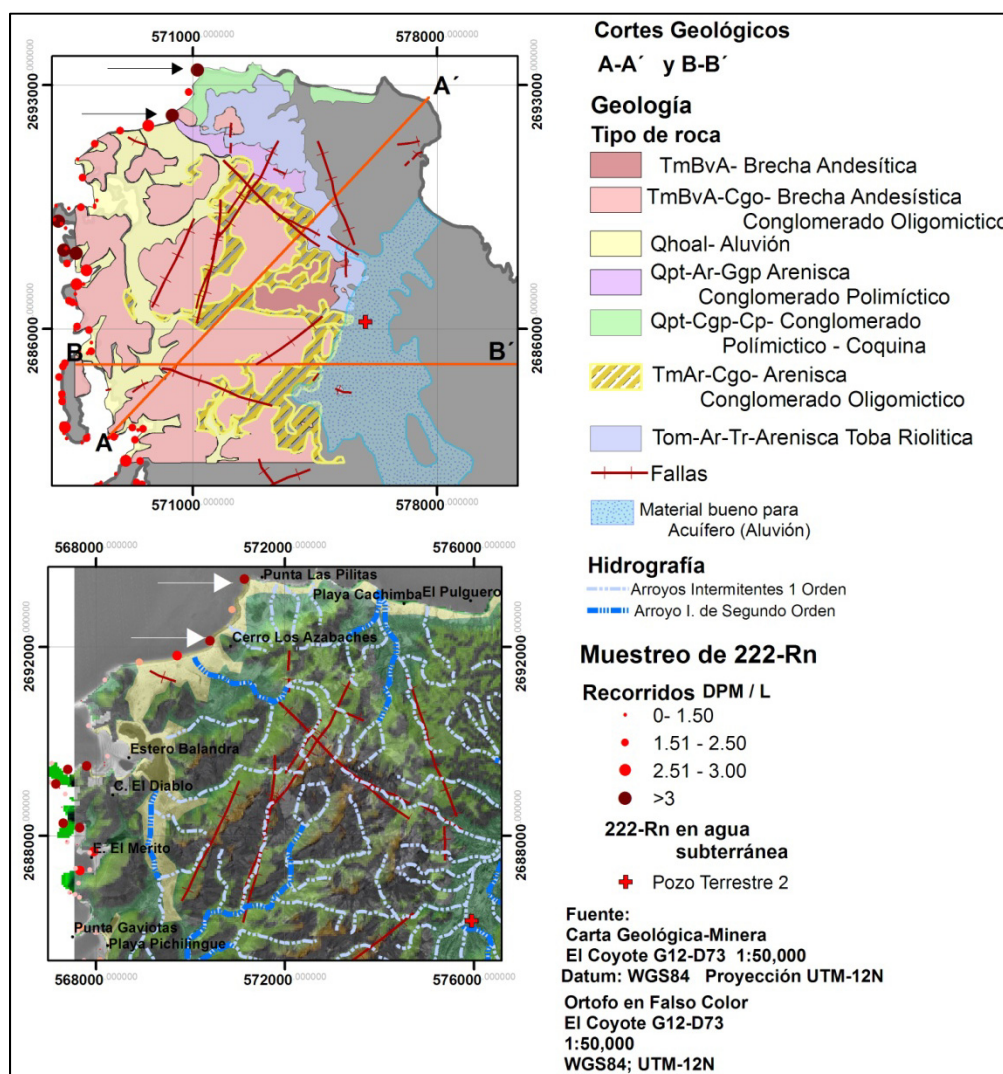
#### 8.4 Características Geohidrológicas del área de Estudio

El área de estudio se puede analizar desde el punto de vista hidrográfico (superficial). El área comprende dos unidades; un fragmento de La Sierra de la Giganta y una franja costera muy angosta (Fig. 3, 31). Como ya se había mencionado antes, los escurrimientos sobre el área de estudio están condicionados por el parteaguas de la Sierra de La Giganta en la vertiente Oeste y se dan a través de las cuencas que desembocan a la estrecha franja costera en la parte sureste de La Bahía de La Paz.

Las cuencas son bastante pequeñas, y considerando que las cuencas son el área de captación de aguas pluviales, su tamaño influencia los caudales superficiales y también capacidad de almacenaje. Por esta razón dado la pequeña área de éstas cuencas y corto trayecto desde el parteaguas hasta su desembocadura en la zona marina se considera que existe poca factibilidad para la formación de un acuífero de agua dulce en dicha vertiente de la Sierra de la Giganta. Aunque cabe destacar que en la figura 3 se muestran las distintas cuencas existentes sobre esta franja y es precisamente la cuenca de mayor tamaño la que coincide con el área que estadísticamente presentó mayor concentración de  $^{222}\text{Rn}$  sobre la línea costera monitoreada (Fig. 15, 31).

Existe una franja de aluvión detrás Merito y Balandra. La carta de Agua Subterránea (escala 1:250,000) indica que ésta franja está constituida por materiales no consolidados con factibilidad acuífera media. La figura 31 indica que existen arroyos de primer y segundo orden que corren durante época de lluvias hacia esta franja que es el área topográficamente más baja de la cuenca, y por lo tanto favorece su estancamiento en dicha

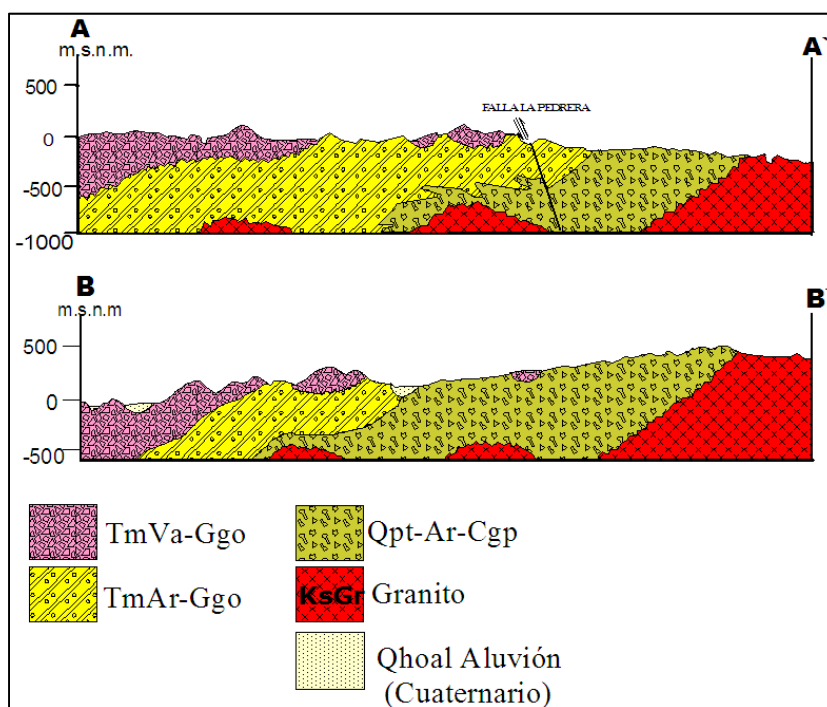
área, condiciones que así mismo favorecen la percolación y almacenaje de un volumen de agua probablemente muy pequeño. Adicionalmente otra característica a considerar es el sistema de fracturamiento acoplado sobre todo lo mencionado anteriormente, en general se observa que algunos de los valores más altos de  $^{222}\text{Rn}$  durante los recorridos (Fig. 31 ver flechas) coinciden con tener una distancia mínima que fue de 2.5 kilómetros con respecto a los fallamientos.



**Figura 31.** Aspectos de Geología, Hidrografía, Relieve y  $^{222}\text{Rn}$  en el área de muestreos intensivos.

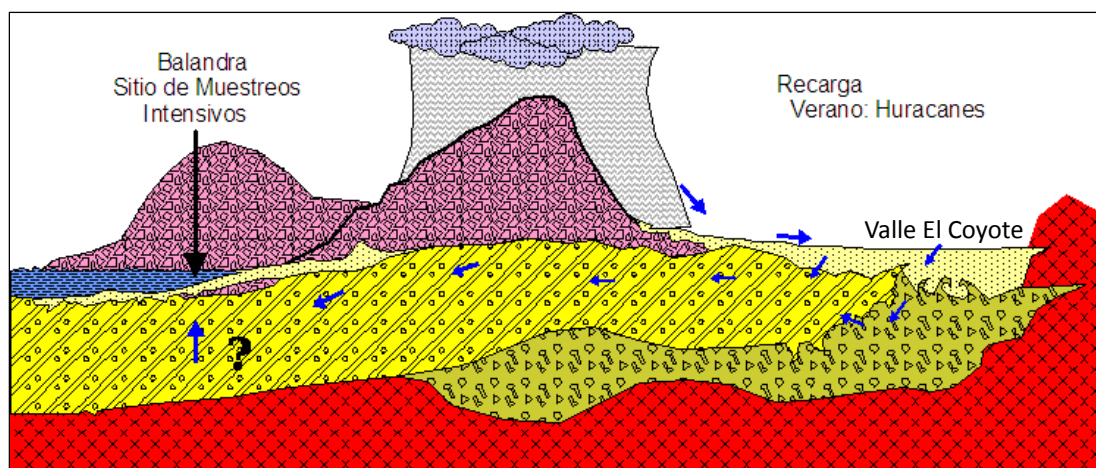
Lo mencionado anteriormente no parece explicar del todo los valores altos de  $^{222}\text{Rn}$  y nutrientes encontrados y sobre todo la presencia de agua dulce en Balandra. Así que haciendo un análisis desde el punto de vista geohidrológico. Se considera que existen características que sugieren una conexión entre el acuífero El Coyote y la zona costera en estudio.

CONAGUA (2010c) menciona que el acuífero que se explota en El Coyote principalmente está conformado por material del Cuaternario Aluvión (Qhaol) y material del Terciario que es Arenisca-Conglomerado (TmAr-Cgo). La figura 32 señala el perfil de un corte geológico de B a B' y de A a A' (ver Fig. 31) que muestran una posible conexión entre agua del acuífero El Coyote a través del contacto de éste con el material arenisca-conglomerado (TmAr-Cgo) (factibilidad acuífera media) que se interdigitan por debajo del Conglomerado de roca Andesítica (con baja permeabilidad) hacia la zona costera comprendida entre Balandra y Pichilingüe.



**Figura 32.** Corte Geológico.

Tomando en consideración este último aspecto, es muy probable que exista una conexión entre el acuífero El Coyote y la zona costera, a través de los conglomerados de Areniscas, que tienen una factibilidad acuífera media y gran capacidad de transmisividad horizontal, pudiendo conducir el agua por debajo de los fragmentos de Sierra (con muy baja permeabilidad) que separan el acuífero El Coyote de la franja zona costera que es la zona de estudio. Por ello se propone un modelo geohidrológico señalado en la figura 33 en el que se muestra que el flujo de agua subterránea pudiera darse a través de éste contacto y que además explicaría consistentemente las concentraciones de Radón encontradas, los factores de dilución y la presencia de agua de agua dulce. Sin embargo si existen fallas debajo de la Laguna de Balandra o en el cerro de Punta Diablo, o existen afloramientos de éstos conglomerados de areniscas que entran en contacto con la superficie en dicha zona y promueven los flujos de agua subterránea encontrados es algo que no puede ser resuelto con la información generada por esta Tesis.



**Figura 33.** Modelo Conceptual Geohidrológico. Muestra la posible conexión entre el acuífero El Coyote y la zona costera que explica los FAS obtenidos.

## 8.5 Balance de masas para el cálculo de Flujos de Agua Subterránea

### 8.5.1 Cálculo de la tasa de advección de agua subterránea ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ )

Las concentraciones del isótopo  $^{226}\text{Ra}$  en tres sitios se muestran en la Tabla XIII. Estos resultados sirven como línea base del  $^{222}\text{Rn}$  que se puede generar como producto del decaimiento del  $^{226}\text{Ra}$  desprendido de los sedimentos y que aportan una concentración de  $^{222}\text{Rn}$  a la columna de agua marina típica dependiendo del tipo de sedimentos presentes. Este dato es necesario para corregir y alimentar el balance de masa.

**Tabla XII.** Concentraciones de  $^{226}\text{Ra}$  Radio

Muestra	Fecha	$^{226}\text{Ra}$ (Dpm 100L <sup>-1</sup> )
Balandra	09-Feb-11	16.89±0.70
Merito II	16-Feb-11	13.59 ± 0.53
Enfermería	12-Feb-11	9.77 ± 0.38

Con las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  en las series de tiempo, datos obtenidos de  $^{226}\text{Ra}$  y mediante el modelo matemático descrito en secciones anteriores se obtienen los inventarios de radón con respecto a la columna de agua, con respecto a la atmósfera y con respecto al agua subterránea considerando dos escenarios de descarga de agua subterránea a la zona costera. En el primer escenario se considera que existe un flujo directo a la zona costera sin retención considerable en los sedimentos, para este caso se utiliza como miembro extremo (reservorio de agua subterránea) los valores de radón y nutrientes en los pozos terrestres. El segundo caso, se asume que el FAS sucede como un proceso de advección, es retenido en los sedimentos y enriquecido de  $^{222}\text{Rn}$  en el agua debido a este proceso, y se utiliza como miembro extremo las características del agua subterránea de los piezómetros costeros.

El modelo matemático con la información proporcionada arroja estimaciones de: 1) flujos de ganancia o pérdida de radón llamado *flujo de mezcla* (debidos al flujo y reflujo de la marea), flujos de pérdida atmosféricos debidos principalmente al viento y al gradiente de  $^{222}\text{Rn}$  entre mar-atmósfera y con ello se puede hacer el balance de masa y con ello obtener los flujos totales de agua subterránea a la zona costera. En la tabla XIII se resumen el balance de masa calculado para este trabajo considerando ambos escenarios. Los flujos totales de radón se presentan en unidades de  $\text{dpm m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , que se convierten tasas de

advección del agua subterránea al dividir las por las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  en el miembro terminal de agua subterránea (pozos terrestres o piezómetros) y se presentan con unidades de  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-2} \text{d}^{-1}$  (volumen de agua x área x tiempo) que se abrevian en la literatura como  $\text{cm d}^{-1}$ .

**Tabla XIII.** Balance de Masa para el cálculo del FAS a los sitios muestreados.

	Balandra I. 12h 26-Ago-2010		Balandra II. 12h 27-Ago-2010		Merito II 24 h 18-Mrz-2011	
	Pzs. Terr.	Piezómetros	Pzs. Terr.	Piezómetros	Pzs. Terr.	Piezómetros
Temp. del agua ( $^{\circ}\text{C}$ )	28.1±0.7	28.1±0.7	28.1±0.7	28.1±0.7	21.3±1.30	21.3±1.30
Salinidad (ups)	35.2±0.2	35.2±0.2	32.5±3.8	32.5±3.8	35.7±0.6	35.7±0.6
Velocidad del Viento ( $\text{ms}^{-1}$ )	2.21±1.06	2.21±1.06	3.4±3	3.4±3	2.2±0.9	2.16±0.9
$^{222}\text{Rn}$ (dpm $\text{L}^{-1}$ )	1.4±0.35	1.4±0.35	2.5±0.05	2.5±0.05	1.2±0.1	1.2±0.1
Pérdidas $^{222}\text{Rn}$ en mezcla min-max (dpm $\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )	-478/+115	-490/+115	-489/+93	-170/+49	-529/+100	-529/+103
Pérdida $^{222}\text{Rn}$ atmósfera (dpm $\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )	26±13	27±13	88±44	88±44	18±9	18±9
Flujo Total de $^{222}\text{Rn}$ promedio (dpm $\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )	3,197±674	3275±688	654±261	651±258	221±64	221±64
Flujo de agua subterránea promedio ( $\text{cm d}^{-1}$ )	17.5±4.2	267±128	3.6±1.5	53±31	1.6±0.4	18±10

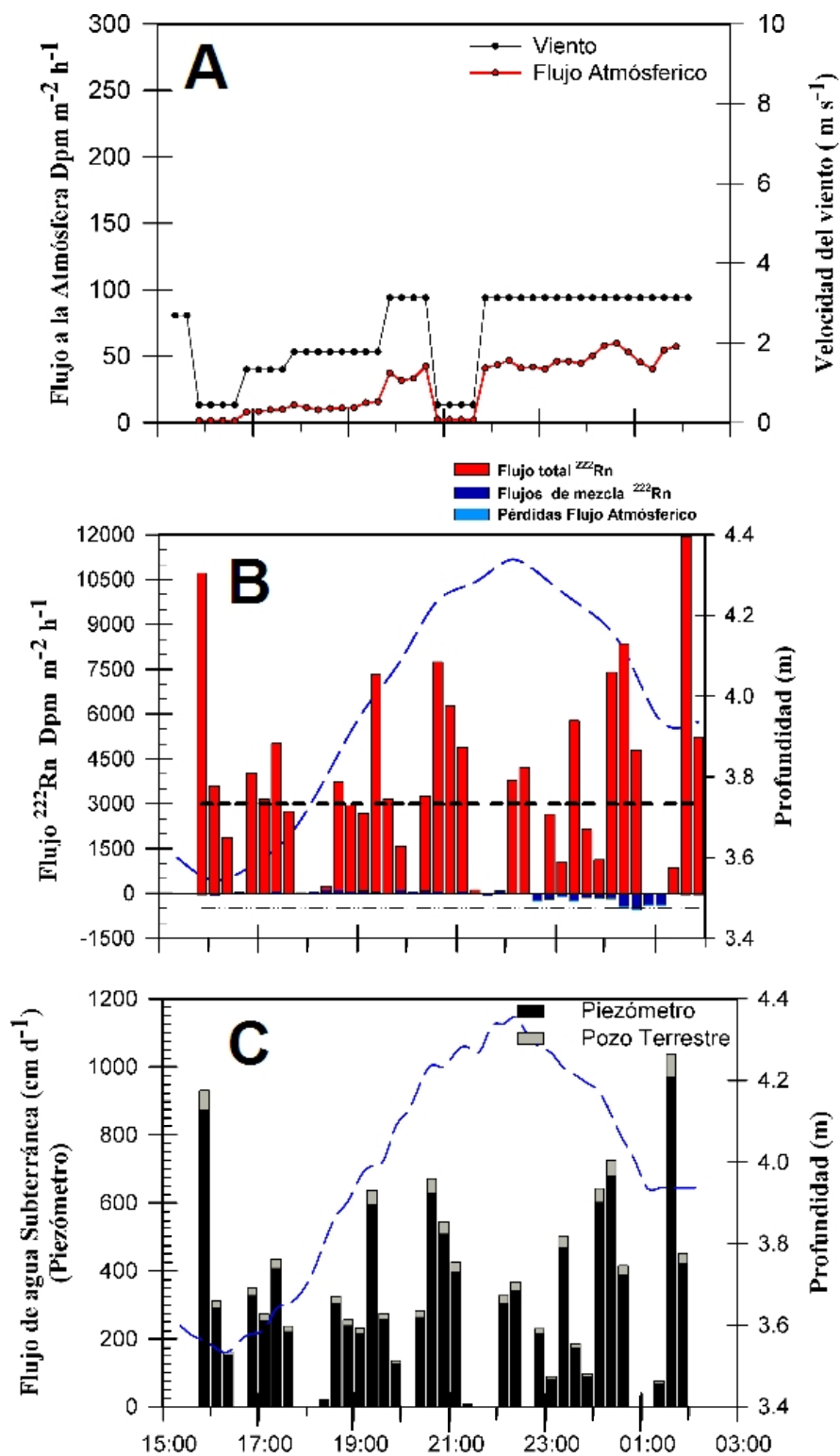
En el área donde se realizó el muestreo intensivo de Balandra I el modelo matemático estima que el flujo de radón partir del agua subterránea es mayor a lo que se pierde debido a la mezcla y a la desgasificación hacia la atmósfera (Fig. 34 A y B). Se observa que el modelo matemático señala que el FAS en dicha área es superior a lo observado en Bal II y Merito (Fig. 35C y 36C, nótese escala del eje Y positivo). También cabe destacar que aunque el modelo estima flujos de  $^{222}\text{Rn}$  totales y flujos de agua subterránea superiores a los demás muestreos, los flujos de mezcla están en un intervalo similar a lo obtenido en Balandra II y Merito (alrededor de 480-500 dpm  $\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ) (Fig. 34 B, nótese línea punteada en eje Y negativa).

En Balandra II y Merito es posible observar que hay mayor influencia de pérdida de la señal del agua subterránea por mezcla y por evasión atmosférica. Posiblemente asociado a su menor profundidad. En la figura 35 A y B se observa que en particular durante

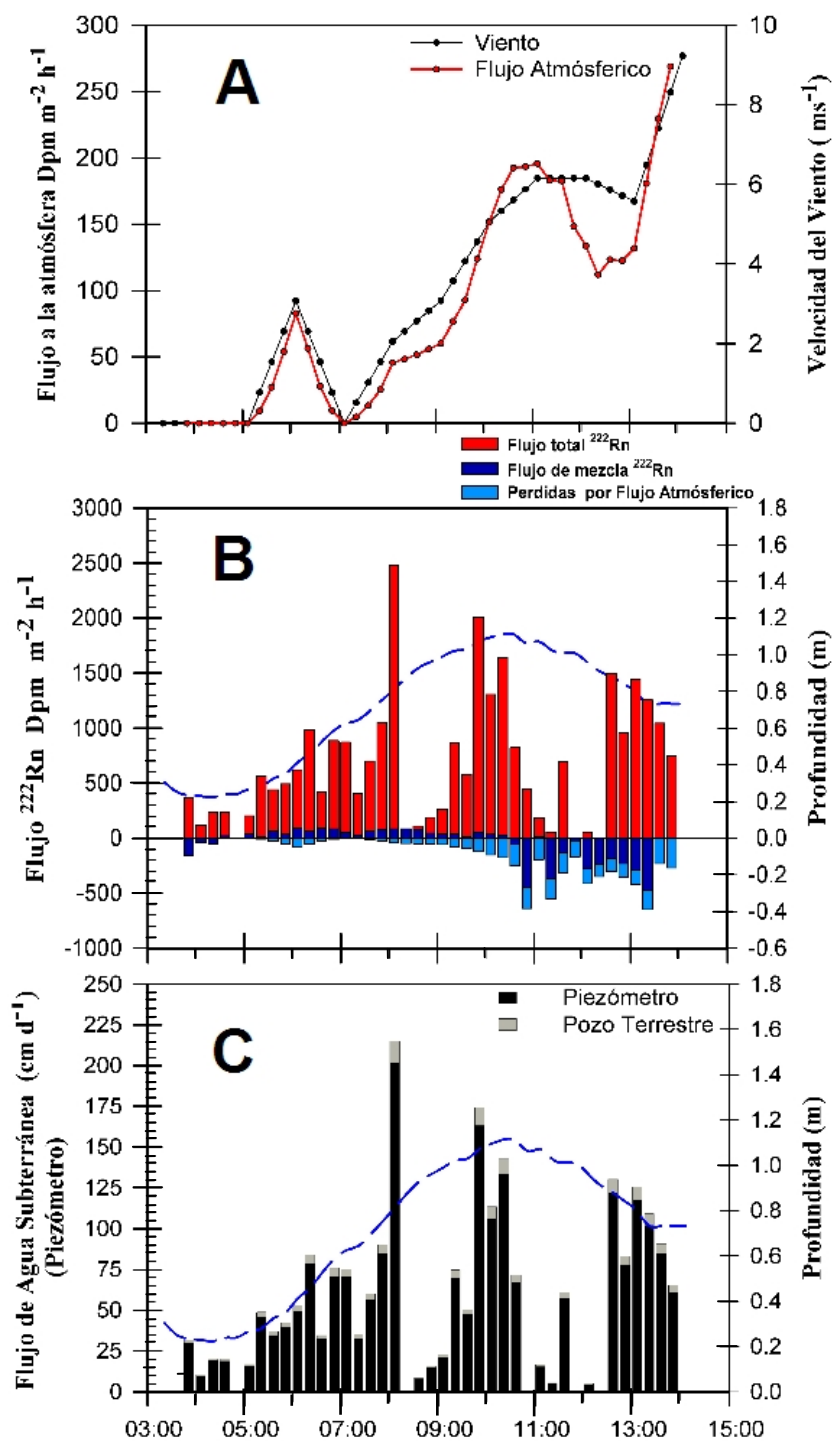
Balandra II hay más evasión atmosférica que en los demás muestreos y en Merito principalmente hay pérdida y aporte debido a la mezcla (Fig. 36).

En todos los casos los FAS calculados utilizando los datos de los pozos de terrestres equivalen a  $\sim 7$  % de los flujos calculados asumiendo el escenario 2 (advección) y utilizando los datos de los piezómetros. De acuerdo con el modelo matemático de balance de masas los flujos de agua subterránea fueron menores en el sitio del Merito, seguidos por Balandra II y finalmente los flujos más intensos se obtuvieron en Balandra I.

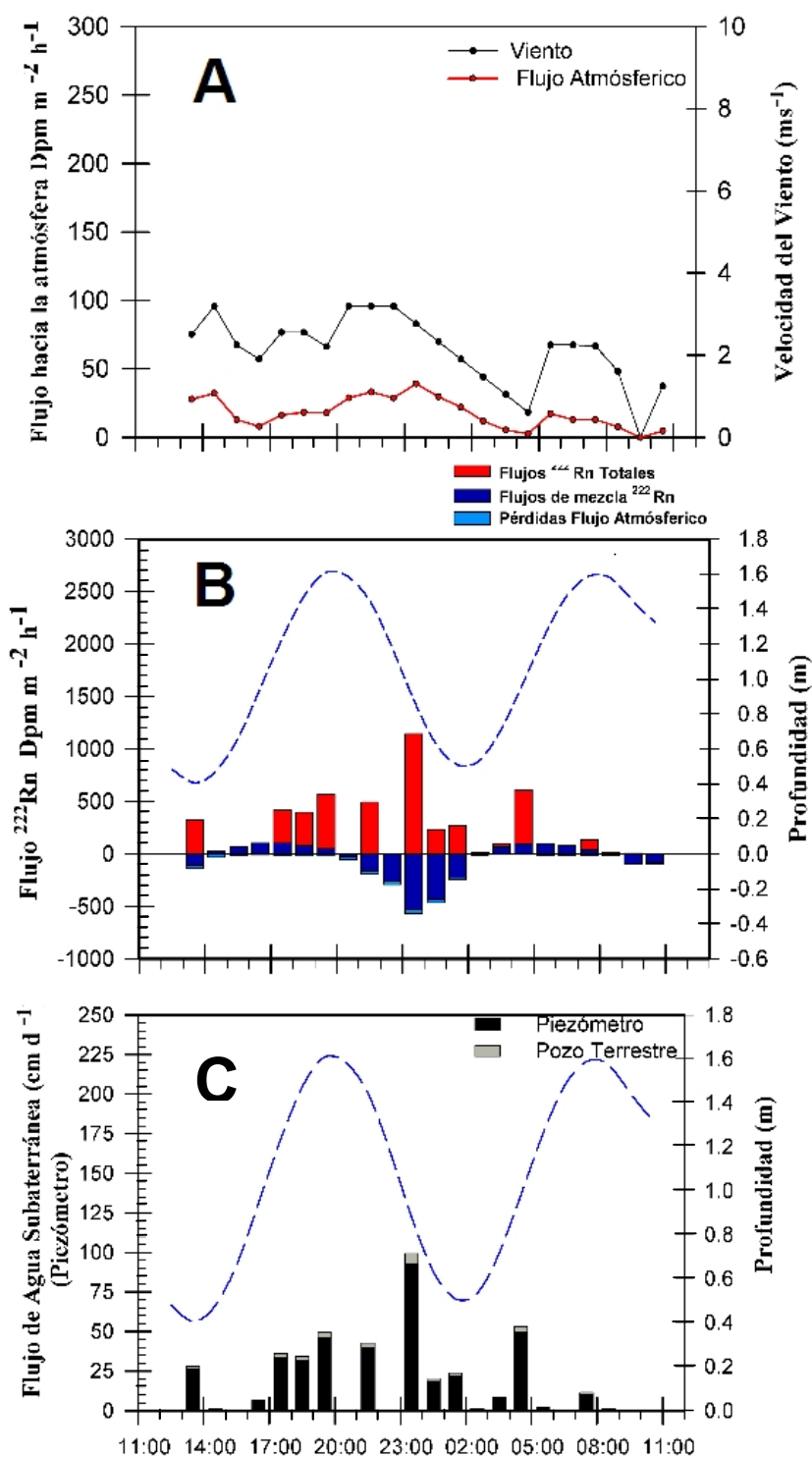




**Figura 34.** Flujos de  $^{222}\text{Rn}$  a la atmósfera (A), flujos de Mezcla y Flujo total de  $^{222}\text{Rn}$ (B) y flujos de agua subterránea (C) durante Bal I.



**Figura 35.** Flujos de  $^{222}\text{Rn}$  a la atmósfera (A), flujos de Mezcla y Flujo total de  $^{222}\text{Rn}$  (B) y flujos de agua subterránea (C) durante Bal II.



**Figura 36.** Flujos de  $^{222}\text{Rn}$  a la atmósfera (A), flujos de Mezcla y Flujo total de  $^{222}\text{Rn}$ (B) y flujos de agua subterránea (C) durante el muestreo de Merito

### 8.5.2 Cálculo del potencial volumen total de agua subterránea descargado a la zona costera evaluada y flujo de nutrientes asociados

Para efectos del cálculo del volumen total de agua subterránea por línea de costa siguiendo el trabajo de Santos *et al.*, (2011a) se asumió que el flujo por advección se da en los primeros 100 m perpendiculares a la costa. La longitud total de la costa donde se observó la mayor señal de  $^{222}\text{Rn}$  fue desde el estero Balandra y hasta Punta Colorada, considerando únicamente las secciones donde se observó señal durante los recorridos a la zona costera se tiene una longitud de costa total de 14.55 km. Sin embargo, la señal más fuerte fue localizada entre Balandra, Punta Diablo y Merito con una longitud de línea de costa equivalente a 6.7 km, que se multiplica por los 100 metros. Esto nos da un área de descarga de 1.455 y 0.67 km<sup>2</sup> respectivamente. Utilizando los resultados del balance de descarga de agua de pozos profundos (0.08 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>) para calcular el volumen de agua descargado total en una superficie de 0.67 km<sup>2</sup> se obtuvo que resultó en 0.59 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> y de 1.27 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> para 1.455 km<sup>2</sup>. Mientras que a partir del balance masas con los datos de los piezómetros (0.36 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>) un volumen de 2.8 y un máximo de 6 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> respectivamente (0.67 y 1.4 km<sup>2</sup>) en la costa de la porción sur de la Bahía de La Paz. Con estos volúmenes de agua subterránea se obtuvieron los flujos de nutrientes asociados que se resumen en la Tabla XIV.

**Tabla XIV.** Flujo de Nutrientes asociados al FAS en la porción sureste de Bahía de La Paz. Las unidades son mol d<sup>-1</sup>.

Nutrientes inorgánicos	Cálculo del flujo advectivo asociado a:			
	Datos en Piezómetros		Datos Pozos Terrestres	
	0.67 km <sup>2</sup>	1.455 km <sup>2</sup>	0.67 km <sup>2</sup>	1.455 km <sup>2</sup>
<i>NID</i> ( $\text{NH}_4$ , $\text{NO}_2$ , $\text{NO}_3$ )	2,820	6,109	14,995	32,482
<i>PO<sub>4</sub></i>	1,247	2,701	11	23
<i>SIO<sub>4</sub></i>	8,998	19,490	50,698	109,820

En la Tabla XV se muestran valores los valores de flujos de nutrientes estandarizados por  $\text{m}^2$  en este estudio comparativamente con otros estudios. El intervalo superior tanto en flujos de nitrógeno inorgánico disuelto como en flujos de Silicatos corresponde a cálculos realizados con el FAS desde pozos terrestres (más concentrados, pero menor en volumen). En agua de los pozos terrestres tiene bajas concentraciones de fosfatos por ello representan el intervalo inferior de los flujos asociados. En cambio las muestras de agua en los piezómetros (Merito) estaban enriquecidas en fosfatos por ello representan el intervalo superior de los flujos asociados. Cabe destacar que es probable que los límites superiores de los flujos de fosfatos sean una sobrestimación.

Se omitió utilizar la tasa de advección en Balandra I desde los sedimentos costeros ( $267 \text{ cm d}^{-1}$ ) equivalentes a  $2.67 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ya que dado la comparación con sitios del mundo se puede inferir que este valor es improbable. Se considera entonces que es apropiado establecer que en Balandra I el miembro terminal del balance de masas es el agua del pozo terrestre.

**Tabla XV.** Flujos de Nutrientes en unidades estándar ( $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )

Lugar	FAS $\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$	Flujo NID	Flujo PID	Flujo $\text{SiO}_4$	
Eilat, Israel	0.6-0.26	2.9-10	0.02-2.0	—	Shellenbarger <i>et al.</i> 2006
Huntington Beach, California	0.06-0.92	0.7-12	0.04-0.54	—	Boehm <i>et al.</i> , 2004
Jeju, South Korea	0.44	21.4	0.16	—	Hwang <i>et al.</i> , 2005
North Inlet, S. Carolina	0.3	2.42	0.91	—	Krest <i>et al.</i> , 2000
Pettaquamscutt, Rhode Is.	0.002-0.02	0.17-0.49	0.01-0.04	—	Kelly y Moran, 2002
Spencer Beach, Hawaii	0.12-0.17	3.3-4.4	0.11-0.15	—	Street <i>et al.</i> , 2008
Kapauaiwa Grove, Hawaii	0.37-0.39	6.8-7.0	0.42-0.45	—	Street <i>et al.</i> , 2008
Mahinahina, Hawaii	0.7-0.20	13-37	0.06-0.18	—	Street <i>et al.</i> , 2008
<b>Balandra I, B.C.S, Mexico</b>	<b>0.18</b>	<b>2.07-51.63</b>	<b>0.04-0.92</b>	<b>6.6-175</b>	<b>Este estudio</b>
<b>Balandra II B.C.S, Mexico</b>	<b>0.04-0.53</b>	<b>6.3-10.6</b>	<b>0.01-2.77</b>	<b>20-36</b>	<b>Este estudio</b>
<b>Merito, B.C.S, Mexico</b>	<b>0.02-0.18</b>	<b>2.13-4.72</b>	<b>0.003-0.94</b>	<b>6.8-16</b>	<b>Este estudio</b>

## 9 DISCUSIÓN

### 9.1 Recorridos Paralelos a la costa, $^{222}\text{Rn}$ y Nutrientes Inorgánicos Disueltos a lo largo de la porción sureste de la zona costera de la Bahía de La Paz

#### 9.1.1 Variación Temporal en la Concentración de $^{222}\text{Rn}$ durante los Recorridos bimensuales

La variabilidad encontrada en los valores de  $^{222}\text{Rn}$  durante los 4 recorridos fue notable. En diciembre se obtuvieron datos extremos (8.22, 18.20 y 35.96 dpm L<sup>-1</sup>)(Fig. 8). Considerando que los recorridos se realizaron en condiciones similares, de marea muertas, esta variabilidad debe ser explicada por razones distintas. Michael *et al.* (2005) en particular describió el patrón estacional en los FAS a las zonas costeras; Existe un desfase entre el flujo de agua subterráneo y el ciclo de recarga del acuífero, en diferentes condiciones hidrogeológicas, el agua de lluvias tarda en percolar a través de la zona insaturada, ocasionando la elevación del nivel freático con respecto al nivel del mar aún meses después del punto máximo en la recarga. Una vez que el nivel freático se eleva esta condición favorece la descarga de agua subterránea a las zonas costeras. El tiempo del desfase entre la altura máxima del nivel freático con respecto el valor pico en la recarga se ha estimado que sea de 0 a 5 meses (Changnon *et al.*, 1988; Eltahir y Yeh, 1999; Michael *et al.*, 2005) (Anexo I).

De acuerdo con datos históricos proporcionados por CONAGUA, la precipitación de B.C.S. en los últimos 46 años indica que los meses de mayor precipitación son julio, agosto, septiembre y octubre. Siendo septiembre el mes con máxima precipitación como consecuencia de fenómenos meteorológicos. Diciembre es el tercer mes después del valor máximo en el ciclo de recarga anual, siendo consistente con la predicción del modelo de Michael *et al.* (2005). La máxima señal de descarga de agua subterránea (tanto salina como de agua fresca) fue observada en ese lapso. Esto explica y sustenta los valores altos de  $^{222}\text{Rn}$  obtenidos en R1-2009 (Fig. 8 y 14). Que a su vez muestran una tendencia a asociarse

a salinidades entre 34.5-35.5 (Fig. 9). También es consistente con el trabajo de Moore (1997) que presentó la mayor descarga de agua subterránea al océano durante el invierno, siendo la recarga máxima en verano (Monzones). En el caso de este trabajo los eventos de precipitación más importantes del año ocurren en verano asociados a fenómenos meteorológicos como tormentas tropicales y huracanes.

La tendencia de incremento de los valores  $^{222}\text{Rn}$  de febrero-2010 a junio-2010 (Fig. 8), sobre todo en los valores promedio es una cuestión a discutir. Al eliminar los valores extremos obtenidos durante el R1-Dic-09 (Tabla II), se tiene que los valores promedio entre diciembre y junio son similares. CONAGUA reporta precipitaciones invernales durante enero, febrero y marzo de 2010 con un total acumulado de 26 mm, siendo febrero el pico de dicha temporada. Junio coincide con ser el cuarto mes después de este episodio de lluvias invernales. La modelación de Michael *et al.* (2005) podría ser también una explicación para ese incremento. No se continuaron recorridos paralelos para los meses de julio a diciembre de 2010, por lo que se desconoce la tendencia anual y posterior a junio.

Finalmente está bien documentada la interacción entre el FAS y la altura de la marea. Se han reportado ciclos de corto plazo (diurno) y de largo plazo (bisemanal o mensual) en las descargas de agua subterránea moduladas por la altura de la marea (Kim y Hwang, 2002; Taniguchi, 2002; Dulaiova *et al.*, 2006; Burnett *et al.*, 2008). En las distintas zonas del mundo midiendo FAS, la tendencia general es a encontrar altas concentraciones del trazador químico durante la bajamar y vice versa durante la pleamar. Esto es explicado por dos procesos: 1) Cambio en el gradiente hidráulico dado entre el nivel freático y el nivel del mar. Al disminuir la altura del mar, bajamar, el gradiente hidráulico es mayor y ocasiona la descarga de agua subterránea a la zona costera. 2) Durante la marea baja, la presión hidrostática disminuye, y esto ocasiona que toda aquella agua marina que fue forzada a entrar a los sedimentos del acuífero superficial costero en respuesta al bombeo de marea, corrientes, oleaje o procesos de convección (salina o termal) salga de los sedimentos y se incorpore de nuevo a la columna de agua. Siendo que esta agua salina “recirculada” se enriqueció del radón que se desprende de los sedimentos, así como de la mezcla con agua

subterránea ocasionando una señal del trazador (Burnett *et al.*, 2006; Dulaiova *et al.*, 2006; Burnett *et al.*, 2008).

Una parte de la variabilidad entre los recorridos puede atribuirse a la compleja interacción entre los parámetros hidrológicos terrestres y la dinámica de variación en los gradientes hidráulicos con la altura de la marea. Todos los recorridos fueron realizados en condiciones similares; mareas muertas y en vaciante, sin embargo de un mes a otro a lo largo del año las amplitudes de la marea son distintas. La altura de la marea durante el bajamar era distinta (Figura 10). En diciembre las amplitudes de la marea son máximas y esto también favorece una mayor descarga (Taniguchi e Iwakawa, 2004). En cambio en junio la altura del agua durante bajamar era mayor al resto los muestreos, pero las amplitudes de la marea fueron mayores al resto de los muestreos excepto diciembre. Indicando que otros factores son también importantes.

### 9.1.2 Actividad de $^{222}\text{Rn}$ en la franja costera

La variabilidad en los valores de  $^{222}\text{Rn}$  ya discutida incrementó la dificultad para definir un intervalo de concentraciones que reflejaran un sitio preferencial con descarga de agua subterránea. Por ello, uno de los criterios considerados fue obtener en tres muestreos concentraciones  $>1.5 \text{ dpm L}^{-1}$  coincidiendo sobre el mismo sitio. El análisis geoestadístico de SIG permitió localizar las áreas con valores estadísticamente diferentes y mayores al resto ( $>2\sigma$ ) y espacialmente relacionados (Fig. 15).

Las características áridas y las rocas con baja permeabilidad que existen en el área de estudio (Sevilla-Unda, 1994; CONAGUA, 2010ac) sugerían que la descarga debía ser insignificante y por ello la señal de Radón muy baja. Sin embargo, los resultados fueron contrastantes. Al comparar las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  encontradas con otras zonas costeras áridas del mundo, los datos del presente trabajo tienen intervalos similares, o comparables (Anexo II). Pero también se obtuvieron concentraciones de Radón que comparables con fenómenos de manantialismo.



En comparación con estudios realizados en zonas áridas a semi-áridas del mundo, Los valores en ésta tesis son superiores a los obtenidos por Lamontagne *et al.* (2008) en el Golfo de St. Vincent, Adelaide (clima semi-árido y estuario-inverso) y cuando no se consideran los valores altos de diciembre, los datos tanto de los recorridos como de los muestreos intensivos no sobrepasan los 4 dpm L<sup>-1</sup> menor a lo reportado por Swarzenski *et al.* (2006) y Weinstein y Shalem (2007) en la Bahía de Dor en Israel (Anexo II). Aunque hay que considerar que en estos casos el marco hidrogeológico es distinto, y en el caso de Israel el acuífero del área está conformado por arenisca calcárea con diversas fracturas lo cual promueve un flujo mayor.

En esta tesis el promedio y la mayor parte de la zona costera muestra valores similares a los de zonas áridas, sin embargo el intervalo total de los datos generados en esta tesis (Fig. 8) fue amplio en comparación con lo reportado para zonas áridas (Anexo II). En estudios realizados en ambientes kársticos se presentan intervalos de valores notoriamente más altos con respecto a zonas áridas, pero que comprenden datos como los observados en este trabajo durante diciembre (Anexo II). Las zonas costeras que consisten en acuíferos conformados por basamentos de roca cristalinas cubiertas por sedimentos y que presentan un sistema de fallas reportan intervalos amplios, y mucha variabilidad tanto espacial como temporal (Garrison *et al.*, 2003; Burnett *et al.*, 2008). Burnett *et al.* (2008), en una zona costera con un acuífero acoplado a un sistema de fallas consideró como criterio para definir sitios de descarga concentraciones superiores a 1.7 dpm L<sup>-1</sup>, poco mayor a lo que se consideró como criterio en este estudio (1.5 dpm L<sup>-1</sup>). Dicho todo lo anterior, el criterio utilizado para definir sitios de descarga y los intervalos de concentraciones en ésta tesis son consistentes con lo reportado en trabajos alrededor del mundo.

El valor promedio de los datos en los recorridos (1.5 dpm L<sup>-1</sup>), considerado representativos de la porción costera sureste de La Bahía de La Paz fue igual al reportado en la franja costera de Bahía Concepción por Santos *et al.* (2011a). Esto es interesante, ya que Bahía Concepción es una zona donde existen manantiales hidrotermales que descargan agua subterránea en las playas a través de fallas (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Canet *et al.*, 2005). En esta tesis los intervalos de valores de <sup>222</sup>Rn en diciembre fueron de 0.99 a 35.96

dpm L<sup>-1</sup>, mientras que en el resto de los recorridos los valores caen entre 0.35 y 3.27 dpm L<sup>-1</sup>. Santos *et al.* (2011a) reportaron en playas con FAS identificados Coyote y Santispac y en un sitio con manantiales hidrotermales, Playa Agua Caliente, intervalos de <sup>222</sup>Rn similares a los nuestros (Anexo II). Los valores extremos de diciembre que se localizaron en la playa de Balandra son similares a los obtenidos en Agua Caliente. Esto denota lo contrastante de los resultados y sugiere que el aporte del FAS puede llegar a ser significativo. Esto será discutido a detalle más adelante Cabe recordar que las mediciones intensivas fueron realizadas principalmente en verano antes de la temporada de lluvias cuando la señal es menor.

### **9.1.3 Nutrientes Inorgánicos Disueltos y Actividad de <sup>222</sup>Rn como indicadores de descarga de agua subterránea durante los recorridos**

Los resultados indican que no hay correlación estadística entre nutrientes (nitratos, silicatos y fosfatos) y salinidad o <sup>222</sup>Rn en los recorridos. Sin embargo en la figura 16 se observa coincidencia entre sitios con altas concentraciones de radón y nutrientes (nitratos y silicatos). Varios autores han demostrado que la presencia conjunta de trazadores químicos (i.e. la salinidad, radón, radio) y altas concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos (como silicatos, nitratos y fosfatos) en agua costera con respecto al océano sirven como un buen indicador de flujos de agua subterránea (Johannes y Hearn, 1985; Garrison *et al.*, 2003; Hwang *et al.*, 2005; Glenn *et al.*, 2006; Povinec *et al.*, 2008; Street *et al.*, 2008). Los silicatos ha sido uno de los nutrimentos que mejor ha servido como trazador de agua subterránea, generalmente están concentrados en ella, debido a la disolución de los silicatos minerales de las rocas (Visher y Mink, 1964). Esto lo refuerzan trabajos como los de Povinec *et al.* (2008), Garrison *et al.* (2003), Street *et al.* (2008) y Hwang *et al.* (2005) en zonas costeras a las que fluye agua subterránea a través de fracturas en acuíferos rocosos y que han registrado altas concentración de silicatos y nitratos bien correlacionados con un trazador geoquímico y los flujos de agua subterránea asociados.

Povinec *et al.* (2008), en Ubatuba, Brasil obtuvieron valores de silicatos altos (2 a 14  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) aunque no tan altas para fosfatos (0.1 a 0.9  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) y nitratos (0.05 a 0.9

$\mu\text{mol L}^{-1}$ ) asociadas al FAS. En la bahía de Kahana, O‘ahu, en Hawaii, Garrison *et al.* (2003) el agua subterránea en los sedimentos costeros estaba enriquecida en silicatos ( $7.38$  a  $14.22 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) en contraste con el agua marina ( $0.7$  a  $3.7 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). Dichos valores en agua subterránea descargada a la zona costera son comparables con los intervalos obtenidos durante los recorridos; para silicatos ( $1.6$  a  $17 \mu\text{mol L}^{-1}$ ), fosfatos ( $0.13$  a  $1.02$ ) y para nitratos ( $0.07$  a  $3.86$ ). Además cabe destacar que R1 y R4 en promedio presentaron tanto los valores más altos de silicatos y nitratos (Tabla VII) como en actividades de  $^{222}\text{Rn}$  (Fig. 8) denotando que existe una relación entre ambas variables.

Por otra parte, Cervantes-Duarte *et al.* (2003) reporta valores promedio de nutrientes inorgánicos disueltos en el agua de La Bahía de La Paz; para silicatos entre  $1.31$  (septiembre) y  $8.72 \mu\text{mol L}^{-1}$  (noviembre), para fosfatos entre  $0.33$  (Sep.) y  $0.67$  (Jun.) y para nitrógeno inorgánico disuelto ( $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ ) de  $0.35$  (jun) a  $1.65 \mu\text{mol L}^{-1}$  (enero). Por lo que en promedio, las concentraciones de nutrientes disueltos durante los recorridos, tienen valores dentro del intervalo del agua superficial de la Bahía, pero así mismo presenta valores superiores a ese intervalo, que de acuerdo a la figura 16 se encuentran coincidiendo espacialmente con los datos altos de Radón. Esto representa un elemento más que da evidencia para sustentar la presencia de agua subterránea en ciertos puntos de la costa sureste de La Bahía de La Paz.

#### **9.1.4 Características geohidrológicas y zonas con descarga preferencial**

Los aspectos geohidrológicos relacionados con los resultados son interesantes. Hay tres aspectos que se pueden discutir; 1) el papel que juegan las fallas o fracturamientos ocasionando permeabilidad secundaria y que se ha demostrado ocasionan fenómenos de manantialismo en otros sitios de BCS (Chávez-López, 2010), 2) La condiciones geodrológicas de escala pequeña que influyen la presencia de agua dulce como son el tamaño de la cuenca, los arroyos efímeros y su desembocadura, las áreas propicias para inundación y reserva de agua, y 3) La posible conexión entre el acuífero El Coyote y la zona de estudio.

Las figura 31 muestra el tipo de geología en el área de estudio y los sedimentos de aluvión que son potencialmente favorables para constituir el principal reservorio acuífero El Coyote. CONAGUA (2010c) reporta datos que indican un FAS que sigue la trayectoria del arroyo intermitente El Coyote hacia el Golfo de California en dirección Noreste (Fig. 3). Sin embargo, los datos del Recorrido 4 señalados con flechas en la figura 31 fueron los más altos de  $^{222}\text{Rn}$  (3.27 y 2.93 dpm L<sup>-1</sup>) indicando que también existe FAS hacia el Noroeste. Estos datos coinciden en la planicie costera con desembocaduras de arroyos intermitentes de primer y segundo orden. Además el dato que esta frente al cerro de los Azabaches esta alineado con un sistema de fracturas que se encuentra a 2 km y también está alineado con rocas de tipo arenisca-conglomerado (TmAr-Cgo), que de acuerdo con Sevilla-Unda (1994), se trata de una unidad hidrogeológica con alta permeabilidad, buen transmisividad y tiene factibilidad acuífera media. Los otros valores altos de  $^{222}\text{Rn}$  al oeste de la playa tecolote (ver flechas Fig 31) se ubican sobre el aluvión a un radio entre 300 y 500 metros de una fractura y coincidieron también presentando valores relativamente altos de nitratos y silicatos (Fig. 16). Los nutrientes altos (silicatos y nitratos) indican la presencia de un FAS con un componente de agua dulce notable y poco modificado.

Aunque no se puede evaluar una relación lineal entre éstas variables, es posible inferir que exista influencia de las fallas cuando se traslapan con material geológico que tiene buena conductividad hidráulica. Algo similar fue observado por Jacob *et al.* (2009), en India haciendo mediciones de agua subterránea utilizando  $^{222}\text{Rn}$  como geotrazador. Gainon *et al.* (2007), menciona que muchas veces se observan manantiales alineados a fallas o ubicados en sus intersecciones. Mencionando también que el patrón del flujo de agua subterráneo puede estar fuertemente dirigido por las propiedades hidráulicas y orientación de las fracturas en interacción con el gradiente hidráulico regional. En la publicación de CONAGUA (2010c) para el área de El Coyote se definió que el acuífero se aloja en los sedimentos aluviales, fluviales y conglomerados del área y que sin embargo, a mayor profundidad las rocas volcánicas y sedimentarias fracturadas aportan caudales significativos cuando se interceptan los sistemas de fracturamiento. Explicado lo anterior y

por la cercanía de los datos a los sistemas de fracturas se espera que esto inflencie de alguna forma la señal de agua subterránea observada obtenida.

Así mismo, Sevilla-Unda (1994) menciona que el conglomerado del El Coyote se encuentra en el contacto de la falla con el granito de la Sierra de las Cruces e infiere filtraciones horizontales a través del granito saturando los sedimentos adyacentes al conglomerado. Esto indica la interacción entre el flujo del agua subterráneo, los fracturamientos y flujo horizontal hacia los conglomerados que pueden explicar su descarga desde los conglomerados hacia la zona costera (por ejemplo al norte del área de estudio por Punta Pilitas se puede inferir dado los valores altos de  $^{222}\text{Rn}$  indicados con flechas en Fig. 31).

El análisis geoestadístico de HotSpots mostró que los datos alrededor de Balandra, Punta Diablo y Merito (Fig. 15) están geoespacialmente agrupados por sus valores altos en  $^{222}\text{Rn}$  ( $2\sigma$ ) con respecto al resto de los datos de manera estadísticamente significativa (0.01). La cuestión a resolver es ¿por qué en esta área en particular?. Algunos aspectos hidrogeológicos pueden estar relacionados. La figura 3 muestra que la cuenca más grande de la zona estudio limita precisamente con estas zonas. Entre mayor sea la cuenca, mayor es la posibilidad de captación de agua y la existencia de un flujo de agua subterráneo que se pueda enriquecerse de radón en su paso lento a través de las rocas hasta llegar al área topográficamente más baja.

Por otra parte, existe un corte geológico de B a B' y de A a A' (Fig. 31) que indican cierta pendiente de este a oeste e inclinación de los sedimentos hacia la porción Este del área de estudio, en particular en la unidad de conglomerados de areniscas que tienen buena transmisividad (Fig. 32). Existe un sistema de fallas y fracturas (Falla Balandra) sobre los cerros y laderas que entran en contacto con el aluvión que rodea la cuenca de Balandra y el Cerro del Merito. Así como los cortes geológicos sugieren una posible conexión entre agua del Acuífero El Coyote a través del contacto de éste con el material arenisca-conglomerado (TmAr-Cgo) y su transmisión por debajo del Conglomerado de roca Andesítica (de poca permeabilidad) hacia el aluvión justo atrás de Balandra o incluso por debajo de Punta

Diablo y su contacto con la zona costera en estudio (Figs.32 y 33). Un mecanismo de descarga como tal sería consistente para explicar la presencia de agua dulce, las altas concentraciones de silicatos en las muestras de agua subterránea de los piezómetros y del agua marina en los muestreos intensivos. Además los valores promedio de  $^{222}\text{Rn}$  tanto en agua marina como en los pozos terrestres serían consistentes con los reportado por Swarzenski *et al.* (2006) y Weinstein y Shalem (2007) en un acuífero constituido por areniscas (Anexo II).

Algunos procesos muy locales también pueden discutirse. De acuerdo con Sevilla-Unda (1994) el aluvión que está rodeando a Balandra y por detrás del cerro del Merito está formado por una matriz arenosa-arcillosa con buena factibilidad acuífera, y además se puede notar de la figura 31 (ortofoto) que este aluvión es receptor de varios arroyos efímeros de primer y segundo orden que se interceptan en el camino con el sistema de fallas y fracturas. Esta sección de planicie tiene poca pendiente y en dirección de la laguna de Balandra, lo cual favorece que el tránsito de agua sea lento sobre estos sedimentos o que se llegue a estancar. Esta área recibe el agua de la pequeña cuenca pues el punto más bajo cercano a la costa, pero esta franqueado por el cerro El Diablo y Cerro del Merito, así como los cerros adyacentes que están constituidos principalmente por Conglomerados oligomicticos de brechas andesíticas (baja permeabilidad).

Sevilla-Unda (1994), describe a estos conglomerados de Balandra por su matriz arenosa y arcillosa se convierten en fronteras poco permeables, que provocan aún más la disminución del flujo subterráneo, y finalmente estas condiciones probablemente favorezcan su infiltración lateral a los conglomerados y ocasionando sitios de descarga acentuada por factores como la diferencia de gradientes hidráulicos en escalas muy locales, y para ciertos puntos de la línea de costa. Haitjema y Mitchell-Bruker (2005), menciona que el nivel freático puede replicar la elevación de la topografía sobre todo en presencia de sedimentos con baja permeabilidad (factibilidad acuífera baja) y aún más, esto es favorecido aunque no exista mucha precipitación pluvial, cuando existen condiciones de humedales o agua estancada lo cual eleva sustancialmente las tasas de recarga. Similar a las

condiciones muy localizadas del aluvión que se encuentra detrás de los cerros El Diablo y Cerro del Merito.

Todos los aspectos discutidos sobre las condiciones hidrogeológicas son factibles para explicar porqué la zona entre Balandra y Merito (Fig. 15) presentó mayor señal de descarga que el resto de la costa evaluada. Entre ellos el más consistente con los resultados es la posible conexión entre el acuífero El Coyote y la zona costera por lo que se propuso como modelo hipotético para explicar el FAS a la zona de estudio (Fig. 33).

## **9.2 Muestreos Intensivos**

### **9.2.1 Muestreos Intensivos; $^{222}\text{Rn}$ y altura de la marea, pulsos de agua subterránea y mecanismos de descarga y nutrientes asociados**

Los muestreos intensivos realizados en Balandra II y Merito, mostraron algunos patrones y tendencias similares. Cabe enfatizar que ambos sitios se caracterizan por ser someros (~2m) con sedimentos arenosos que van de arenas gruesas a finas y cercanos a la línea de costa. En ambos sitios se obtuvo una correlación negativa y significativa entre la altura del mar y  $^{222}\text{Rn}$  (Figs. 24 y 25), también mostraron tendencia general a tener valores más altos de radón asociados a salinidades más altas (Figs. 22 y 23), y no se obtuvieron correlaciones entre las concentraciones de nutrientes inorgánicos disueltos y Radón en éstos sitios.

El geotrazador utilizado,  $^{222}\text{Rn}$ , mide el flujo total de agua subterránea a la zona costera, sin embargo este flujo puede estar compuesto por una mezcla de agua subterránea fresca y agua salina “recirculada”, las características propias de cada tipo de agua subterránea descargada en la zona costera diferirán en la relativa contribución de cada componente, y en el tiempo que permanezcan en contacto con las rocas y sedimentos del acuífero (Povinec *et al.*, 2008; Street *et al.*, 2008). En el presente trabajo la información generada por el  $^{222}\text{Rn}$  no permite hacer distinción entre éstos componentes. Tanto en Merito como Balandra II existieron correlaciones positivas entre el  $^{222}\text{Rn}$  y salinidad (Figs. 22 y 23). Esto es evidencia para inferir que en dichas zonas el componente de agua salina “recirculada” esta dominando el flujo.

Algunos trabajos han encontrado que cuando el agua salina “recirculada” domina el flujo de agua subterránea, no es posible encontrar la correlación negativa esperada entre baja salinidades y altas concentraciones de un geotrazador de agua subterránea, y la tendencia es a observar valores altos del geotrazador asociados a salinidades altas (Boehm *et al.*, 2006; Mulligan y Charette, 2006; Street *et al.*, 2008) y tampoco se encuentran correlaciones positivas claras con las concentraciones de nutrientes (Shellenbarger *et al.*, 2006; Street *et al.*, 2008; Povinec *et al.*, 2008). Siendo consistente con los resultados obtenidos en Merito y Balandra II. Por el contrario, en trabajos como los de Garrison *et al.* (2003) y Hwang *et al.* (2005), se ha notado que entre mayor sea la aportación de agua meteórica al FAS, se tienen correlaciones negativas evidentes entre la salinidad con respecto al geotrazador y la concentración de nutrientes (N, Si y P).

Un ejemplo además interesante para explicar esto, es el trabajo de Street *et al.* (2008), en las islas de Hawaii. Ellos midieron nutrientes, salinidad y geotrazadores de agua subterránea (Ra) y técnicas que les permitían distinguir la contribución de agua meteórica y agua salina. Midieron los FAS en 14 diferentes ambientes costeros (playas arenosas o rocosas, expuestas o protegidas, etc.) y encontraron notable heterogeneidad espacial en la señal química de agua subterránea, incluso logrando clasificarla en tres tipos: 1) Sitios con muy baja salinidad (1-12 ups), altas concentraciones de silicatos y moderadas concentraciones del geotrazador 2) sitios con salinidades intermedias (13-33), valores altos del geotrazador y silicatos muy variables, 3) grupo con salinidad alta ( $>34.5$ ), moderadas concentraciones del geotrazador y bajas a moderadas concentración de silicatos ( $11-57 \mu\text{mol L}^{-1}$ ). Concluyendo que en el grupo 3 el FAS estaba completamente dominado por agua salina recirculada, otros sitios tenían una contribución simultánea de ambos tipos de agua subterránea, aunque el agua salina llegaba a contribuir entre 49 y 77%. Finalmente interpretaron que en el grupo 1, la contribución del agua meteórica era mayor, y así mismo observaron correlaciones negativas buenas entre silicatos y salinidad (80-90%), sugiriendo que la fuerza de estas correlaciones indicaba que la dilución domina la concentración de sílice, y superaba las variaciones atribuidas a otros procesos no conservativos (i.e. biológicos).



El muestreo de Balandra I las tendencias fueron opuestas a los otros muestreos. Una correlación positiva entre la altura de la marea y  $^{222}\text{Rn}$ , observando incremento de radón en la pleamar y vaciante (Fig. 24). Además hubo correlación negativa entre salinidad y radón (Fig. 21), y una correlación positiva y estadísticamente significativa con nutrientes; de radón con nitratos (70%) y con silicatos (64%) (Fig. 27), aunque ninguna correlación con fosfatos. También se obtuvo una correlación significativa entre silicatos y nitratos (75%) (Fig. 28). La correlación significativa y positiva entre nutrientes (Si y N) con el radón puede interpretarse como indicio de la presencia de agua subterránea con un mayor componente de agua fresca, como lo indican los trabajos de Garrison *et al.*, 2003 y Hwang *et al.* (2005).

Los porcentajes de correlación radón- nutrientes aquí presentes son menores a los reportados por Street *et al.* (2008). Sin embargo, estas correlaciones brindan evidencia para inferir la presencia del agua subterránea. Los valores de silicatos en Balandra I ( $6.17\text{-}22.6 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) están por arriba de los esperado para el agua de la Bahía de la Paz durante el verano ( $1.31 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) (Cervantes-Duarte *et al.* 2003). La probabilidad de que se trate de un proceso de remineralización de un florecimiento de fitoplacton o de que provenga de agua de surgencia es baja, dado que dicho muestreo fue el realizado el 26- agosto. De acuerdo con Reyes-Salinas *et al.* (2003) durante el verano la estratificación de la Bahía de la Paz es máxima, y aunque el viento tiende a mezclar las capas superficiales, su efecto no llega a la capa profunda. No existe un intercambio que permita fertilizar las capas superficiales durante esta época, y por ésta misma razón es cuando se observan los valores más bajos en la productividad primaria.

Las correlaciones significativas con la salinidad para Balandra I, son difíciles de evaluar. La salinidad no arroja información interpretable al respecto. El trabajo de Cervantes-Duarte *et al.* (2003) reporta una salinidad promedio en agua marina de la Bahía de La Paz en junio de 35.38 y en septiembre de 35.09. La figura 17 muestra que los datos se encuentran en intervalos muy similares. Existió una correlación significativa y negativa entre la altura de la marea y el agua menos salada. Sin embargo, el muestreo fue hecho en verano, es de esperarse que la salinidad tienda a aumentar por efecto de la evaporación al

interior del cuerpo costero, Balandra, y que la salinidad que proviene de la bahía sea menor, esto puede explicar la correlación obtenida. Pero no explica la correlación inversa entre radón y la salinidad. Esta información más bien podría interpretarse como agua con menor salinidad y mayor radón que está entrando con el flujo de la marea, y pudiera provenir del exterior.

Es importante resaltar que hay una correlación inversa típica entre radón y altura de la marea, en la cual la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  incrementa durante la marea baja y ha sido encontrada en la mayor parte de los estudios de diferentes zonas del mundo (Kim and Hwang, 2002; Burnett *et al.*, 2006; Mulligan y Charrete, 2006). En Balandra II y Merito tenemos esta tendencia clara mientras que en Balandra I es opuesta (Figs. 24 y 25). Sin embargo, trabajos como el de Santos *et al.*, (2009b) que realizaron largas series de tiempo de  $^{222}\text{Rn}$  observaron que el patrón típico en ocasiones podía invertirse o estar ausente. Weinstein *et al.*, (2007) y Weinstein y Shalem (2007) en Israel observaron una desviación de la correlación negativa típica entre radón y altura de marea en la parte más somera y arenosa de su área de estudio. Así mismo, trabajos en donde el FAS sucede a través de fracturas en un acuífero rocoso o un acuífero kárstico mencionan no obtener el patrón típico de descarga (Povinec *et al.*, 2006b; Weinstein *et al.*, 2007; Weinstein y Shalem, 2007; Povinec *et al.*, 2008)

En Balandra II durante la pleamar y vaciante se observaron dos pulsos de agua subterránea fresca. El  $^{222}\text{Rn}$  despuntó asociado a caídas en las salinidad (hasta 24.6 ups) en el agua cercana a los sedimentos (Fig. 22). Coincidiendo a las 13 horas con un incremento en el valor de silicatos y nitratos (17 y 6  $\mu\text{mol L}^{-1}$  respectivamente) y las salinidades más bajas. Este pulso de agua subterránea claramente se trata de agua fresca aunque mezclada con agua más salina. Los valores de salinidad superficial no mostraron la disminución, indicando que son pulsos de volumen pequeño que se homogenizan rápidamente antes de llegar a la superficie. En contraste, el detector de radón y las muestras para nutrientes del agua superficial lograron detectar la señal asociada.

Este último, indica que aunque en Balandra II y Merito los resultados sugieren que la descarga de agua subterránea está dominada por agua salina recirculada, al menos en Balandra II hay evidencia de un aporte de agua fresca.

Robinson *et al.* (2007) caracterizaron mediante modelaciones matemáticas los mecanismos generales de descarga de agua subterránea en zonas costeras, una amplitud de marea sea  $>0.5$  m, y un FAS moderado a bajo, se generará tres áreas distinguibles en la zona intermareal, 1) un área donde exista una celda de circulación superficial constituida por agua salina recirculada (en la zona supralitoral y mesolitoral), que fue forzada a entrar a los sedimentos por la acción de las mareas, 2) un área de la playa donde se forma un “flujo conducto” que descarga agua subterránea meteórica (zona mesolitoral) poco alterada geoquímicamente y que a su vez queda franqueada por, 3) el área donde se forma la cuña salina de agua salada del mar y que conforma una celda de circulación profunda en los sedimentos. Aunque esto puede diferir del modelo cuando se trata de un acuífero heterogéneo (Anexo III). Además entre la zona 2 y las otras zonas se da un área de mezcla. Swarzenski *et al.* (2007) con series de tiempo midiendo resistividad a lo largo de la playa en Merrimont y observaron que precisamente en esa zona de mezcla podían encontrarse oscilaciones en escalas espaciales de decímetros en respuesta a fluctuaciones del nivel del agua dirigidas por la marea. Esto puede explicar en parte, los dos tipos de masas de agua observados en Balandra II.

En la figura 37 (Anexo III) obtenida a partir de las modelaciones matemáticas Robinson *et al.*, (2007), se tiene que en un ambiente costero con una amplitud de marea de 2 m, el área de descarga de agua subterránea meteórica con poca alteración se da aproximadamente a una distancia de 20 a 40 metros alejados de la playa, cerca de la línea que marca la marea baja. Coincidiendo con la investigación en este trabajo de tesis, la estación de muestreo Balandra II se situó a 39 metros de distancia de la playa, y la amplitud de la marea de acuerdo con los pronósticos de marea dados por CICESE durante el mes de agosto fue de 1.5 m. Esto es consistente con los resultados, pues nos indican que lo más probable es que se haya muestreado en la zona de transición entre el área de descarga de agua meteórica (2) y la descarga de agua salina (3). Dependiendo de la cantidad de la descarga, de la intensidad del oleaje y corrientes, es en esta frontera donde el modelo de Robinson *et al.* (2007) pronostica que si el FAS es suficiente, para mantener la condición de un estuario subterráneo parcialmente mezclado se observarán salinidades entre 15 a 25

(psu), que coincide precisamente con la salinidad obtenida en campo durante un pulso de agua subterránea (Fig. 22 y 37; notar escala de salinidad).

Las oscilaciones del nivel de la marea, ocasionan que la zona de descarga de agua subterránea meteórica se amplie o contraiga, también generan las variaciones en la magnitud de los flujos del acuífero costero, en escalas de tiempo cortas y un incremento en la dispersión hidrodinámica, que en ocasiones provoca la penetración irregular y difusión del agua salina en las zonas de agua dulce o viceversa (Robinson *et al.*, 2007), o procesos de convección que incrementan el intercambio entre el agua salina y el agua subterránea meteórica en la zona intermareal de transición (Cable *et al.*, 2004; Santos *et al.*, 2011b).

Con relación a porqué se observaron los pulsos de agua fresca durante la pleamar o vaciante en Balandra II (figura 18 y 20). Santos *et al.*, (2011b) menciona que los procesos de convección se generan debidos a gradientes de densidad o temperatura: el primer mecanismo se da cuando el agua más salina sobre la interfase de los sedimentos ocasiona una diferencia de densidad que induce a pequeños pulsos de agua más densa y salina a entrar a los espacios intersticiales en los sedimentos y liberar agua intersticial a la columna generando flujos de agua subterránea de hasta  $14 \text{ cm d}^{-1}$ . En el segundo mecanismo, los sedimentos se calientan durante la marea baja al estar expuestos y cuando el flujo de la marea acarrea agua más fría y esta entra en contacto con los sedimentos, por diferencias de densidad debidas a la temperatura, se logran súbitos intercambios de agua intersticial con la columna generando flujos que pueden alcanzar valores entre 9 y  $90 \text{ cm d}^{-1}$ .

Todo lo anterior ofrece fundamento teórico para explicar porque en Balandra II, existe un flujo simultáneo de agua salina y agua fresca, siendo predominante el flujo de agua salina desde los sedimentos, y posibles explicaciones para la temporalidad del flujo de agua dulce.

En Balandra II, la concentración de radón fue estadísticamente superior al resto de los muestreos (Fig.18). Esto no implica mayor descarga en el sitio, ya que el cálculo de los flujos indica que el volumen fue mayor en Balandra I (Tabla XIII, figura 34). Pero en Balandra II muy probablemente se muestreó sobre la zona de transición agua fresca/agua

salina que es una zona de gran reactividad biogeoquímica (Robinson *et al.*, 2007). Dónde se dan procesos biogeoquímicos complejos (interacciones entre salinidad, potencial redox, presencia de hidróxidos de Mn y Fe y acumulación de  $^{226}\text{Ra}$ ) que favorecen el enriquecimiento de radón asociado a salinidades altas (del agua intersticial en sedimentos), por lo que en ésta zona de transición el agua subterránea puede tener una firma de radón diferente (Dulaiova *et al.*, 2008).

La figura 22b muestra que existen dos masas de agua en esta zona; una con salinidades entre 24 y 31 ups y valores de radón moderados oscilando 1.8 y 2.8 dpm L<sup>-1</sup> y otra masa de agua con salinidades entre 34.5 y 36 asociados a valores un poco más altos de radón entre 1.8 y 3.5 dpm L<sup>-1</sup>. Esta puede ser una de las explicaciones por las cuales existen masas de agua con mayor salinidad y valores más altos de radón, incluso que los valores de radón asociados a las salinidades más bajas.

De manera interesante, aunque las concentraciones de radón sean estadísticamente diferentes entre Balandra I y II y aunque no existan correlaciones entre radón-nutriente en Balandra II, si existió una correlación significativa entre silicatos y nitratos de un 73% similar al valor en Balandra I. En contraste, en Merito ninguna correlación fue encontrada. En las series de tiempo Balandra I y Balandra II existieron horas donde las concentraciones de silicatos alcanzaron valores entre 21 y 22.6  $\mu\text{mol L}^{-1}$  que es entre el 47 y 51% de las concentraciones en el agua subterránea de los piezómetros, indicando el aporte del agua subterránea.

Cabe destacar que cerca de Balandra II existe un área de la laguna que permanece siempre más profunda, como una poza (Figura 17) y los datos más extremos de diciembre se reportaron entre el sitio de Balandra I y II, un dato muy extremo de 120 dpm L<sup>-1</sup> sobre esta poza profunda, que se consideró error de muestreo originalmente. Esta poza, pudiera estar indicando una fractura o canal preferencial de descarga, que la han mantenido durante años sin signos evidentes de azolvamiento. Pero los datos generados en esta tesis no permiten discutir nada al respecto. Más investigación sobre dicho sitio en específico deberá ser llevada a cabo, para entender su conexión con la información generada por esta tesis.

El caso particular de Balandra I, el cálculo de los flujos (Tabla XIII; Fig. 27 y 28) y la evidencia de las correlaciones de nutrientes indican una mayor descarga en dicho sitio.

La mayor parte de los trabajos mencionan que la descarga de agua subterránea ocurre en los primeros 100 metros alejados de la playa (Burnett *et al.*, 2006). Pero Balandra I se encuentra a una distancia de ~850 metros con respecto a Balandra II, es mayor la profundidad, carece de playa, y está en contacto directo con el cerro llamado Punta Diablo (Fig. 17). Bratton (2010) menciona que existe otras escalas de descarga de agua subterránea menos estudiadas; a nivel bahía o lagunas o a nivel de plataformas continentales. Las descargas a escalas de lagunas o bahías se dan cuando existe un acuífero más complejo que este conformado de una unidad confinada más profunda. Esta puede descargar agua subterránea (fresca o salina) desde un sistema de flujo regional a una distancia alejada de la costa, desde 10 m hasta 10 km) y además se consideran que son flujos dominados por la topografía. Hay que considerar que la hidrogeología del área de estudio es heterogénea y compleja (Sevilla-Unda, 1994).

Los datos en el sitio de Balandra I son pocos como para concluir algo al respecto. Sin embargo, es interesante notar que las correlaciones entre nitratos y silicatos fueron similares entre Balandra I y II. La coincidencia de pulsos de agua dulce durante pleamar y vaciante en Balandra II, y el evidente incremento de radón durante pleamar y vaciante, así como las correlaciones entre el geotrazador y nutrientes (Si y N) en Balandra I. También cabe resaltar que en diciembre se observaron los valores extremos de radón en el mismo punto, tanto por dentro de Balandra ( $35 \text{ dpm L}^{-1}$ ) como por el otro lado del Cerro Punta Diablo (de  $18 \text{ dpm L}^{-1}$ ) (Fig. 14). Un trabajo de monitoreo bimensual por un año de concentraciones nutrientes ( $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$  y  $\text{PO}_4$ ) en la misma porción sureste de Bahía de La Paz, notó previamente que en los alrededores de la caleta de Punta Diablo existía una predominancia de valores altos de fosfatos, y así mismo el balance biogeoquímico de dicha caleta dio como resultado, ser un sitio muy heterotrófico (mayor consumo de oxígeno que producción, es decir, dominancia de consumidores secundarios) sin poder ser explicados mediante las importaciones y exportaciones contempladas en el balance de masas (CIBNOR, 2007). Esto sugiere que si la descarga de agua subterránea no se da alrededor de Punta Diablo entonces sucede en algún punto no muy alejado costa afuera.

Por otra parte, la geomorfología de la costa puede estar influenciando el punto de mayor descarga en Balandra I, al ocasionar diferencias muy locales en el gradiente hidráulico. Mulligan y Charette (2006) y las investigaciones más recientes de Smith (2009) indican evidencia de encontrar mayor descarga de agua subterránea con un componente dominante de agua dulce en sitios adyacentes a elevaciones en terrenos como cerros, acantilados y promontorios rocosos en comparación con la descarga subterránea en la superficie de playa. Mulligan y Charette (2006) concluyeron que la topografía terrestre para su área de estudio ejercía un control significativo en la variabilidad espacial de la descarga de agua dulce.

Esto puede ser un factor a considerar para explicar los datos de Balandra I, aunque el mecanismo por el cual se da la descarga es poco claro. Santos *et al.*, (2001) en Bahía Concepción en una playa con manantiales hidrotermales obtuvieron, a partir de un balance de masas usando como miembro terminal concentraciones ( $^{222}\text{Rn}$  y nutrientes) de un pozo terrestre, valores del flujo de descarga de  $16.2 \text{ cm d}^{-1}$ , mientras que en este trabajo, usando el mismo tipo de miembro terminal en el balance, se estimó un valor de  $17.5 \text{ cm d}^{-1}$ . Denotando que el modelo matemático también refuerza la idea de una descarga de agua mayor en esta zona.

Finalmente, en el sitio Merito, existió información tanto de radón como de nutrientes que indicaban un FAS notable. Sin embargo, durante el muestreo intensivo de Marzo de 2011 la señal de descarga de agua subterránea fue muy débil. El muestreo presentó los valores más bajos de los tres sitios (Tabla XIII; Fig. 18 y 36). Esto puede estar relacionado con la precipitación. La precipitación anual en mm acumulados en la estación Meteorológica vigente de CNA más cercana “El Cajoncito” reporta un valor de 287 mm en 2009 y desafortunadamente no se cuenta con datos más recientes (2010-2011) para esa estación, pero en un sentido comparativo la precipitación acumulada de todo el estado de B.C.S en 2009 fue de 225 en contraste 108 en 2010 (Fig. 11), es decir un poco menos de la mitad (48%). Lo cual puede explicar en parte la menor señal. Además la serie de tiempo en Merito se llevó a cabo en marzo de 2011.

Por otro lado, el hecho de no encontrar ninguna correlación entre los nutrientes y el geotrazador y ni siquiera entre silicatos y nitratos. Con respecto a esto, por una parte la

poca pendiente que hay en la playa del Merito favorece un tiempo de permanencia mayor del agua en los sedimentos ocasionando altas tasas de evaporación y mayor salinidad (Fig. 23) y más tiempo para que todo tipo de procesos biogeoquímicos se den en los sedimentos. Y por la otra parte, los datos en Merito sugieren la influencia que ejercen el ecosistema de manglar presente en dicho sitio (Fig. 17). Al menos en el agua colectada tanto en columna como en los piezómetros.

Ya se ha observado que los manglares cambian las firmas hidrogeológicas en el agua que circula por el humedal y además juegan un papel complejo ya sea como sumideros o como fuente de nutrientes (Kjerfve *et al.*, 1999; Sánchez-Carrillo *et al.*, 2009). Los resultados mostraron mayor concentración de  $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_2$  y  $\text{PO}_4$  en Merito. Con respecto a  $\text{PO}_4$  fue estadísticamente diferente y mayor del resto de los muestreos y estadísticamente menor en  $\text{NO}_3$  (Tabla IX; Fig. 26A, B). Se conoce que los manglares con suelos en condiciones reductoras promueven altas tasas de desnitrificación y el amonio se convierte en la especie química de nitrógeno dominante y también favorecen la liberación de fosfatos tras la reducción del Fe. La exportación de estos nutrientes es favorecida, si en el manglar predominan condiciones reductoras, ya que el ión amonio tiene menor adsorción a los sedimentos del manglar y es movilizado con mayor facilidad por el bombeo de marea (Reef *et al.*, 2010). Esto puede explicar los valores altos de fosfatos y la mayor concentración de amonio en dichas muestras. Los valores bajos de nitratos y valores detectables de nitritos (24 muestras) (Tabla IX) da un buen indicio del ambiente reductor existente.

Los silicatos en cambio no mostraron diferencia significativa con los otros sitios (Fig. 26C). Este comportamiento más conservativo, con respecto a las especies químicas de P y N ya había sido reportada en otros sistemas con descarga de agua subterránea y manglar asociados (Mwashote *et al.*, 2005).



### **9.2.2 Caracterización y comparación del agua subterránea entre pozos terrestres y piezómetros. $^{222}\text{Rn}$ en agua subterránea del acuífero terrestre El Coyote y la costa de la Bahía de la Paz en comparación con otras zonas del mundo**

Los valores de radón en los pozos terrestres y los piezómetros están dentro del intervalo de los datos reportados por Santos *et al.* (2011a). Finalmente el intervalo de valores es parecido al que se reporta en otras zonas áridas a semi-áridas del mundo con un marco hidrogeológico distinto (Anexo II).

Es interesante destacar que la modelación matemática de Robinson *et al.* (2007) describe con experimentos de transporte y dilución de químicos a través de un estuario subterráneo que las concentraciones de salida de cualquier trazador químico serán un orden de magnitud más baja que la fuente original de agua subterránea (agua fresca) debido a la mezcla con el agua salina recirculada. Esto quiere decir que las concentraciones disminuyen al menos 10 veces la concentración original. En la tabla del anexo II se puede observar que en cuanto a la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  esto se cumple en algunos sitios del mundo, encontrándose en los sedimentos costeros un equivalente al 10% de la concentración original de pozos terrestres. En el caso de esta tesis los datos de  $^{222}\text{Rn}$  en los piezómetros equivalen entre un 7 y 9.3% de la concentración en los pozos terrestres siendo consistente con resultados en otras partes del mundo.

La misma idea de Robinson *et al.* (2007) se aplica para nutrientes inorgánicos disueltos y se puede notar que se esperaba encontrar en las muestras de los piezómetros concentraciones de silicatos y nitratos, entre 93-106 y 26-33  $\mu\text{mol L}^{-1}$  respectivamente mientras que se encontraron valores poco más bajos (Tabla XI). Luego entonces esto indica que los patrones de dilución y concentraciones de especies químicas corresponden con las del agua subterránea de los pozos terrestres, sugiriendo como un elemento más de evidencia para comprender que existe una conexión de este acuífero y esta agua subterránea con el sistema costero.

### 9.3 Volumen de descarga del agua subterránea a la costa sureste de la Bahía de La Paz y Flujos de Nutrientes Asociados

El principal problema para obtener una estimación acertada del FAS a la zona costera, es identificar la concentración de  $^{222}\text{Rn}$  representativa del agua subterránea. Dulaiova *et al.* (2008) menciona que utilizar valores de nutrientes y  $^{222}\text{Rn}$  de pozos terrestres alejados por varios metros del sitio de muestreo pueden dar una estimación adecuada sólo si los sedimentos son homogéneos en el camino del flujo. En caso contrario, cuando los sedimentos son más heterogéneos, estos mismos autores recomiendan la utilización de las concentraciones en agua intersticial de sedimentos costeros para obtener resultados más precisos.

En la tabla XIII se presentan los flujos de agua subterránea calculados mediante el balance de masas para dos escenarios: 1) Considerando un flujo de agua fresca desde el acuífero terrestre alejado 2) A partir de las concentraciones en los sedimentos costeros que muy probablemente representan un flujo con un mayor componente de agua salina recirculada. Aunque el método utilizado no permite discernir entre agua salina o agua fresca en la discusión se presentaron las líneas de evidencia que permitieron inferir que el flujo subterráneo está fuertemente influenciado por agua salina. La principal zona de descarga, Balandra, consta de estratigrafía heterogénea (Pedrín-Avilés *et al.*, 1992) y dadas las recomendaciones de Dulaiova *et al.* (2008) se considera más apropiado utilizar los datos de los piezómetros costeros para los sitios de Balandra II y Merito. Mientras que en Balandra I es más difícil evaluar esto, pues existe evidencia de que el aporte de agua subterránea o es muy grande o tiene un componente de agua dulce mucho mayor. Para mantener una estimación conservadora, se considera en este caso, permanecer con los flujos calculados a partir de las concentraciones en pozos terrestres que son menores en volumen.

De manera comparativa, cuando los flujos se dan por procesos convectivos en zonas costeras someras pueden alcanzar valores en un rango entre 9 y 90  $\text{cm d}^{-1}$  (Santos *et al.*, 2011b). Considerando los datos en la tabla XIII mediante el balance de masas a partir de agua en pozos terrestres observamos que los flujos son menores a 9  $\text{cm d}^{-1}$ , a excepción de

Balandra I donde se indica un valor de  $17.5 \text{ cm d}^{-1}$ . En cambio el balance con datos de los piezómetros indica valores del flujo entre  $18$  y  $53 \text{ cm d}^{-1}$ , que entran en el intervalo de  $9$  a  $90 \text{ cm d}^{-1}$ . Además se ha considerado que los flujos de agua subterráneos que han sido reportados como significativos típicamente están entre  $10$ - $100 \text{ cm d}^{-1}$  (Burnett y Dulaoiva, 2003b). Por lo que los datos aquí reportados pueden ser considerados como una descarga significativa cuando se toma en cuenta cálculo el intercambio del agua intersticial (datos piezómetros), más no necesariamente cuando se calcula usando como miembro terminal del balance de masas el agua de los pozos terrestres. Los valores por debajo de  $5 \text{ cm d}^{-1}$  son considerados flujos de agua subterránea muy bajos.

Finalmente el modelo matemático, muestra claramente que aunque en Balandra II, las concentraciones de radón fueron superiores, los flujos de agua subterránea sólo corresponden al 20% de los flujos en Balandra I. En consistencia con lo mencionado previamente en la sección transectos intensivos sobre los mecanismos por los cuáles se dan flujos de agua subterránea mediante procesos convectivos, se observa en las figuras 24 y 34, que los flujos más altos se dieron con el flujo entrante, ahí se liberó agua salina recirculada intersticial (se observa un despunte en la salinidad del fondo) posiblemente favoreciendo que en los pulsos posteriores se diera un FAS más fresca durante la pleamar y vaciante. En Balandra I el modelo matemático indica flujos más altos (80%), distinto de la tendencia del radón a incrementar con la pleamar (Figs. 24 y 34), el modelo indica que los flujos de descarga son superiores durante bajamar y en marea vaciante, aunque también hay flujos menos altos durante toda la serie de tiempo indistintamente del nivel del agua (Figura 34). En Merito el flujo fue menor, durante marea vaciante y con valores que equivalen al 48% de los flujos en Balandra II. Coincidiendo con el hecho de que la precipitación de BCS en 2010 equivale también al 48% de la ocurrida en 2009. Es posible que en Merito se observe principalmente la señal durante la noche como consecuencia de que hay una menor influencia de las actividades metabólicas del manglar (Figura 25 y 36).

Otra cuestión que cabe destacar, es que la gran variabilidad espacial de los flujos subterráneos en varios sitios ha sido asociada a sistemas de acuíferos rocosos. Bokuniewicz *et al.* (2008), observaron diferencias entre flujos de agua subterránea medida con

infiltrómetros encontraron que en sitios cercanos a las costa los flujos eran menores de 8.2 a 43.4 cm d<sup>-1</sup> mientras que en otros sitios podían registrarse flujos de 90 a 378 cm d<sup>-1</sup>. Similar a lo que se observó entre Balandra I y Balandra II.

Para efectos del cálculo del volumen total de agua subterránea por línea de costa siguiendo el trabajo de Santos *et al.* (2011a) se asumió que el flujo por advección se da en los primeros 100 m perpendiculares a la costa. La longitud total de la costa donde se observó la mayor señal de <sup>222</sup>Rn fue desde el estero Balandra y hasta Punta Colorada, considerando únicamente las secciones donde se observó señal durante los recorridos a la zona costera se tiene una longitud de costa total de 14.55 km. Sin embargo la señal más fuerte fue localizada entre Balandra, Punta Diablo y Merito con una longitud de línea de costa equivalente a 6.7 km, que se multiplica por los 100 metros esto nos da un área de descarga de 1.455 y 0.67 km<sup>2</sup> respectivamente.

La tasa de descarga promedio de los tres sitios muestreados considerando como miembro extremo el agua de los pozos terrestres señalan un flujo de 0.08 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> (80 L m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>) y a partir de los datos de los piezómetros, sin Balandra I para mantener una estimación conservadora, se obtiene un cálculo de 0.36 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> (360 L m<sup>2</sup> d<sup>-1</sup>)

Shellenbarger *et al.* (2006), en el golfo de Aqaba, Israel, encontró valores de 0.06– 0.26 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> y Boehm *et al.* (2006) obtuvieron flujos de 0.06–0.9 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> en Huntington Beach, California, similares a los aquí obtenidos, y donde el agua salina domina el FAS. La tasa de advección calculada a partir del agua de los pozos terrestres equivale aprox. a 7% de la tasa de advección calculada con datos de los piezómetros. El trabajo de Street *et al.* (2008) en Hawaii obtuvo un flujo total que variaba de 0.12–0.39 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> en playas donde entre el 49 y 77% eran descarga de agua salina. Estimaciones a escala regional han indicado que típicamente el agua fresca contribuye en un 10% al flujo total de agua subterránea en diferentes sitios del alrededor del mundo (Beck *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2009a; Taniguchi *et al.*, 2008). Aunque los datos obtenidos no permiten distinguir entre agua salina y agua fresca, se puede sugerir que los flujos calculados a partir de datos de pozos terrestres interpretan una descarga subterránea principalmente del flujo de agua fresca a la zona costera, pues coincide numéricamente con lo observado en otras partes del mundo.

Finalmente se tiene que a partir de los flujos calculados en el balance de descarga de agua de pozos profundos ( $0.08 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) un volumen de agua total de  $0.59 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  en una superficie de  $0.67 \text{ km}^2$  y un volumen de  $1.27 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en  $1.455 \text{ km}^2$  de la costa en la porción sur de la Bahía. Mientras que a partir de la tasa de advección a partir de los datos de los piezómetros ( $0.36 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ), se ha estimado un volumen de 2.8 y un máximo de  $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  para la porción sureste de la Bahía respectivamente ( $0.67$  y  $1.4 \text{ km}^2$ ). El único trabajo publicado con una metodología similar en Baja California Sur y México de Santos *et al.* (2011a) reportan un volumen de descarga de agua subterránea total para toda Bahía Concepción ( $282 \text{ km}^2$ ) de  $17.5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Esto indica que el volumen de agua calculado con ambos balances es mayor por  $\text{m}^2$  que lo que se podría esperar comparativamente, a partir de la descarga dada en Bahía Concepción.

El volumen calculado en el balance de masa con datos de pozos terrestres (flujos advectivos de menor magnitud) resulta en un flujo anual de agua (sin datos de Balandra I) de  $6 \text{ hm}^3/\text{año}$ , cálculo realizado sólo para la porción de Balandra a Merito. CONAGUA (2010c) para el año 2009 indican una salida subterránea hacia el mar de  $2.8 \text{ hm}^3/\text{año}$ , flujo necesario para mantener la posición de la interfase marina. Esto puede indicarnos que aún los flujos advectivos calculados con datos de pozos terrestres pueden estar sobreestimados.

Considerando los flujos de nutrientes aportados a la Bahía, el balance con datos de pozos terrestres muestra que a pesar de ser descargas de menor volumen la magnitud de los nutrientes asociados es mucho mayor en cuánto a silicatos y nitratos (Tabla XIV). Los flujos de nutrientes calculados a partir del balance de masas con datos de los piezómetros indican que el volumen del flujo es mayor pero menor en nutrientes asociados (Tabla XIV). Por esta razón las estimaciones moderadas (datos piezómetros) constituyen el límite inferior de los flujos de nutrientes y como el límite superior la estimación del flujo de nutrientes a partir de los datos de pozos terrestres (Tabla XV). Esto dado que ya se discutió que existe evidencia de que si existe un enriquecimiento de nutrientes asociado a los sitios donde hay evidencia de descarga de agua subterránea (Fig. 16).

La tabla XV muestra los flujos de nutrientes estandarizados por unidad de área y su comparativo con otras costas del mundo. Si tomamos el promedio del límite superior

en los tres sitios para nitrógeno inorgánico disuelto ( $22.3 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) que representa un resultado del balance de masa con datos de pozos terrestres (muy concentrados en nutrientes). Al tratar de interpretar la magnitud de este flujo, escalándolo mediante la razón de Redfield de C: N de 6.6 para estimar productividad primaria que podrían ser sustentada con dichos nutrimentos se tiene que representaría  $73.67 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , y cuando no se considero el dato extremo de Balandra I se tiene una productividad primaria de  $25.31 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

Al contrastar esto con el dato de la productividad primaria de la Bahía de la Paz reportado por Reyes-Salinas *et al.* (2003) promedio máximo mensual de  $138 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (Abril de 1996-1998). Los flujos de nitrógeno inorgánico asociados a flujos de agua subterránea podrían contribuir hasta 53% y sin el dato extremo de Balandra I hasta un 18-20% de la productividad primaria reportada ( $138 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ). Aunque la productividad primaria de la Bahía de la Paz y de la Laguna de la Paz varia bastante a lo largo del año ( $16\text{—}347 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ) y se reporta que los valores más frecuentes están entre 42 y  $125 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  (Gilmartin y Revelante, 1978; Lechuga *et al.*, 1986; Barreiro-Güemes *et al.*, 1993; Reyes-Salinas *et al.*, 2003). En cambio, en el límite inferior del flujo de nitrógeno resultado del Balance con datos de los piezómetros indica en promedio un flujo de  $3.5 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$  representando una productividad primaria de  $11.5 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  y equivalente al 8% de  $138 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ .

En relación al flujo de fosfatos asociado al agua subterránea, el límite inferior está representado por el balance con datos de pozos terrestres pues estaban menos concentrados (Tabla XI) y el promedio de los tres sitios escalado con una razón de Redfield C:P de 106 indica que pueden contribuir a sostener una productividad primaria de  $0.84 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ . En contraste, los flujos de fosfatos asociados a los datos de los piezómetros mucho más enriquecidos en fosfatos indican que puede sostenerse una productividad primaria de  $81.77 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  equivalente al 59% de  $138 \text{ mg de C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$  reportado por Reyes-Salinas *et al.* (2003). Cabe recordar que los datos en los piezómetros resultaron muy enriquecidos en fosfatos como consecuencia de la influencia biogeoquímica del manglar en la zona adyacente, por ello se debe considerar que dicho flujo muy probablemente consiste en una sobre estimación de los fosfatos asociados a un flujo de agua subterráneo.

Street *et al.* (2008) midió el aporte de nutrientes a partir de agua subterránea con diferentes características (salina, salobre y fresca) señaló que el flujo de nutrientes era mayor en sitios con un componente meteórico notable, sin embargo encontró evidencia para sostener que también el flujo de de agua salina recirculada a través del acuífero costero representa una ruta importante de transferencia de especies químicas entre un acuífero no confinado y la zona costera, en consistencia con otros estudios (Li *et al.*, 1999; Boehm *et al.*, 2006; Shellenbarger *et al.*, 2006). En este estudio lo que es posible inferir es que los flujos de nutrientes asociados al agua subterránea pueden contribuir a sostener 8 a un 20% de la productividad primaria de la Bahía, aunque la aportación puntual de sitios como Balandra I con descargas significativas incrementen las cifras mencionadas. Además los muestreos intensivos fueron realizados durante verano y a pesar de ello existió evidencia de agua subterránea fresca en el flujo, indicando que este mecanismo de transferencia puede tomar mayor relevancia en las épocas del año cuando otros mecanismos de transferencia de los nutrientes son más escasos.

## 10 CONCLUSIONES

La distribución espacial de la actividad de  $^{222}\text{Rn}$  permitió la identificación de sitios con una descarga diferencial de agua subterránea en la porción sureste de la Bahía de la Paz, entre Punta Pilitas y Punta Prieta. La zona más importante de descarga se encontró en La Laguna de Balandra, a los alrededores del cerro conocido como Punta Diablo tanto por dentro como al exterior de la laguna.

Se identificaron distintos procesos de descarga desde flujos advectivos hasta infiltración a lo largo de la línea de costa. Los flujos fueron tanto de agua dulce como agua salina recirculada.

Existió gran variabilidad temporal en las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  durante los muestreos bimensuales 2009-2010. La señal de agua subterránea inferida mediante las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  fue mayor en invierno ( $0.99\text{-}35 \text{ dpm L}^{-1}$ ) que en verano ( $0.17 - 3.62 \text{ dpm L}^{-1}$ ). La concentración promedio de  $^{222}\text{Rn}$  para la franja costera al sureste de la Bahía de la Paz fue de  $1.5 \text{ dpm L}^{-1}$ .

El volumen de descarga estandarizado por  $\text{m}^2$  para la porción sureste de la Bahía de la Paz resultó entre  $0.08 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$  y  $0.36 \text{ m}^3\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Comparable con otras zonas áridas y semi-áridas del mundo. En Balandra I se obtuvieron tasas de advección comparables con una playa con manantial hidrotermal de Bahía Concepción denotando la significativa descarga.

Una estimación de los flujos de nutrientes asociados al FAS sin considerar los valores extremos de Balandra I resultan en flujos de nitrógeno inorgánico disuelto ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$  y  $\text{NH}_4$ ) de  $4.2$  a  $7.7 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , flujos de fosfatos ( $\text{PO}_4$ ) de  $0.01$  a  $1.86 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$  y un flujo de silicatos de  $13\text{-}26 \text{ mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Una estimación conservadora indica que los flujos de nitrógeno y fosfatos pueden llegar a explicar entre el 8 y 20% de un promedio mensual máximo de productividad primaria reportado en la Bahía de La Paz. La relación entre las características hidrogeológicas y la zona diferencial de descarga encontrada entre Balandra y Punta Diablo, es compleja y no logró resolverse completamente en este documento. La información analizada sugiere que existe una conexión entre el acuífero El



Coyote y la zona costera en estudio. Por lo que se sugieren más estudios enfocados a estos aspectos.

## 11 RECOMENDACIONES

En futuros estudios sobre el tema se sugiere utilizar técnicas que permitan distinguir la contribución al flujo de agua subterráneo de agua salina recirculada y agua fresca (ya sea de origen meteórico o magmático) como puede ser utilizando proporciones de isotopos de Radio ( $^{223}\text{Ra}$ ,  $^{224}\text{Ra}$  y  $^{226}\text{Ra}$ ). También se sugiere enfocar dichos estudios principalmente contrastando épocas de verano (antes de la época de lluvias) e Invierno (Diciembre-Enero) dada la notable variabilidad encontrada en el presente trabajo.

Se sugiere considerar aspectos para disminuir la incertidumbre de los cálculos del balance de masas realizado. Como son: Incrementar el número de muestras de agua subterránea en piezómetros y pozos terrestres. Se aconseja además realizar experimentos de equilibrio sedimentos-columna para medir las contribuciones de  $^{222}\text{Rn}$  y  $^{226}\text{Ra}$  y lograr disminuir la incertidumbre.

En el caso particular del área de Balandra se recomienda realizar un muestreo sobre la poza de Balandra para descartar o confirmar la presencia de un manantial.

Estudios geofísicos en el área entre Balandra, Punta Diablo y Merito podrían ayudar a resolver la relación entre características hidrogeológicas y la zona diferencial de FAS encontrada en el área de manera que esto ayude a mejorar el entendimiento del origen y presencia del agua dulce observada en dichos sitios.

## 12 LITERATURA CITADA

- Alvarado-Gastelum, R. 2007. Estratigrafía de capas rojas y unidades adyacentes en el área de Punta Coyote, Baja California Sur. México. Tesis de Licenciatura, Geología. Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México. 86 pp.
- Aranda-Cirerol, N., J.A Herrea-Silveira, F.A. Comin. 2006. Nutrient water quality in a tropical coastal zone with groundwater discharge, northwest Yucatán, Mexico. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 68(3-4): 445-454.
- Aranda-Gómez, J.J. 1982. El basamento metamórfico en la región de Todos Santos, B.C.S. Informe preliminar, México. DF. Soc. Geol. Mexicana. Convención Nacional. Programa y Resúmenes. 103-104 pp
- Aranda-Gómez, J.J. y J.A. Pérez-Venzor. 1988. Estudio Geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología.* 7: 1-21.
- Aranda-Gómez, J.J. y J.A. Pérez-Venzor. 1995. Reconocimiento geológico en el límite-occidental del bloque de los Cabos, Baja California Sur. UABCS. 3<sup>a</sup> Reunión internacional sobre geología de la península de Baja California.
- Barreiro-Güemes. M. T., C.H. Lechuga-Deveze, J. Bustillo-Guzmán. 1993. Variabilidad diurna de la producción primaria en la boca de la Ensenada de La Paz, B.C.S. *Hidrobiologica.* 3(1-2): 17-27.
- Beck, A.J., J.P Rapaglia, J.K. Cochran, H.J. Bokuniewicz, S. Yang. 2008. Submarine groundwater discharge to Great South Bay, N.Y., estimated using Ra isotopes. *Mar. Chem.* 109(3-4): 279-29.
- Boehm, A.B., A. Paytan, G.G. Shellenbarger, K.A Davis. 2006. Composition and flux of groundwater from a California beach aquifer: Implications for nutrient supply to the surf zone. *Cont. Shelf Res.* 26: 269-282.
- Bokuniewicz H., M. Taniguchi, T. Ishitoibi, M. Charette, M. Allen, E.A. Kontar. 2008. Direct measurements of submarine groundwater discharge (SGD) over a fractured rock aquifer in Flamengo Bay Brazil. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 76: 466-472.
- Bratton, J.F. 2010. The Three Scales of Submarine Groundwater Flow and Discharge across Passive Continental Margins. *The Journal of Geology.* 118: 565-575.
- Burnett, W.C., P.K. Aggarwal, A. Aureli, H. Bokuniewicz, J.E. Cable, M.A. Charette, E. Kontar, S. Krupa, K.M. Kulkarni, A. Loveless, W.S. Moore, J.A. Oberdorfer, J. Oliveira, I.N. Ozyurt, P. Povinec, A.M.G. Privitera, R. Rajar, R.T. Ramessur, J. Schollten, T. Stieglitz, M. Taniguchi, J.V. Turner. 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Sci. Total Environ.* 367: 498-543.
- Burnett, W.C., H. Bokuniewicz, M. Huttel, W.S. Moore, M. Taniguchi. 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry.* 66: 3-33.
- Burnett, W. C. y H. Dulaiova. 2003. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *J. Environ. Radioac.* 69(1-2): 21-35.

- Burnett, W., G. Kim, D. Lane-Smith. 2001a. A continuous monitor for assessment of  $^{222}\text{Rn}$  in the coastal ocean. *J. Radioanal Nucl. Chem.* 249(1): 167-172.
- Burnett WC, R. Peterson, W.S. Moore, J. Oliveira. 2008. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge - results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 76: 501-511.
- Burnett, W.C., M. Taniguchi, J. Oberdorfer. 2001b. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *J. Sea Res.* 46: 109–116.
- Burnett W.C., Wattayakorn G., M. Taniguchi, H. Dulaiova, P. Sojisuporn, S. Rungsupa, T. Ishitobi. 2007. Groundwater-derived nutrient inputs to the Upper Gulf of Thailand. *Cont. Shelf Res.* 27: 176-190.
- Bussmann, I., P.R. Dando, S.J. Niven, E. Suess. 1999. Groundwater seepage in the marine environment: role for mass flux and bacterial activity. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 178: 169-177.
- Cable, J.E., W.C. Burnett, J.P. Chanton, G.L. Weatherly. 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using Radon-222. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 144(3-4): 591-604.
- Cable, J. E., J.B. Martin, P.W. Swarzenski, M.K. Lindenberg, J. Steward. 2004. Advection within shallow pore waters of a coastal lagoon, Florida. *GroundWater.* 42: 1011-1020. doi:10.1111/j.1745-6584.2004.tb02640.x.
- Campa, M.F. y P.J. Coney. 1983. Tectono-stratigraphic terrones and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20:1040-1050.
- Canet, C., R.M. Prol-Ledesma, J. Proenza, M.A. Rubio-Ramos, M.J. Forrest, M.A. Torres-Vera, A.A. Rodríguez-Díaz. 2005. Mn-Ba-Hg mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Chem. Geol.* 224(1-3): 96–112.
- Carta Geológica Minera (**CGM**). 1999. Monografía geológico-minera del estado de Baja California Sur. Consejo de Recursos Minerales. Pachuca, 237 p.
- Carta Geológica Minera (**CGM**). 2008. Consejo de Recursos Minerales. Pachuca, México. Escala 1:50,000. El Coyote G12-D73
- Castro-Moreno, J.I. (En proceso, 2010): Evaluación de la importancia de los flujos de agua subterránea ingresando a la Ensenada de La Paz y sus efectos en el balance de masa. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California Sur.
- Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste. Programa de Acuicultura. (**CIBNOR**). 2007. Dimensionamiento y Sustentabilidad de Ranchos Atuneros. Evaluación Ambiental Integral, Bahía de La Paz junio 2006-mayo 2007. Reporte Técnico Proyecto CIBNOR 936-0. 164 pp.
- Cervantes-Duarte, R., A. Reyes-Salinas, G. Verdugo-Díaz, J.E. Valdez-Holguín. 2003. Efecto de la concentración de clorofila a y sestón superficial sobre la transparencia del agua de mar en una región costera del Golfo de California, México. *Oceánides.* 18(1):1-11.
- Chávez-López, S. 2010. Hidrología de la Reserva de la Biosfera del Vizcaíno, B. C. S., Pp 35-52. In Valoración Hidrosocial en la Reserva de la Biosfera del Vizcaíno, B. C. S.; México. Beltrán Morales, L.F. Chávez López, S. y Ortega Rubio, A. (Ed). CIBNOR, S.C., La Paz, B. C. S. México.

- Changnon, S.A., F.A. Huff, C.F., Hsu. 1988. Relations between precipitation and shallow groundwater in Illinois. *J. Clim.* 1: 1239–1250.
- Comisión Nacional del Agua (**CONAGUA**). 2010a. Estadísticas del Agua en México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT). México. 258 pp.
- Comisión Nacional del Agua (**CONAGUA**). 2010b. Base de datos proporcionada.
- Comisión Nacional del Agua (**CONAGUA**). 2010c. Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero 0325 El Coyote, Estado de Baja California Sur. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. 25 pp.
- CRM. 1999. Consejo de Recursos Minerales, Monografía Geológico-Minera del Estado de Baja California Sur. Pachuca, Hgo. Méx. 237 pp
- Cook, P.G. y A. L. Herzeg. 2000. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publisher, USA: 529 pp
- Cook P.G., T. Stieglitz, J. Clark. 2004. Groundwater Discharge from the Burdekin Floodplain Aquifer, North Queensland. CSIRO Land and Water Technical Report No 26/04. 120 pp.
- Corbett, D.R., K. Dillon, W.C. Burnett, J. Chanton. 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers,  $^{222}\text{Rn}$  and  $\text{CH}_4$ . *Limnol. Oceanogr.* 45: 1546–1557.
- Cruz-Orozco, R., C. Martínez-Noriega, A. Mendoza-Maravilla. 1996. Batimetría y sedimentos de la Bahía de La Paz, B.C.S., México. *Oceánide*. 11: 21-27.
- Dulaiova, H. 2005. Multiple Isotopic Tracers for Study of Coastal Hydrological Processes. Tesis de Doctorado. Universidad de Florida. Colegio de Artes y Ciencias. 132 pp.
- Dulaiova, H., W.C. Burnett, J.P. Chanton, W.S. Moore, H.J. Bokuniewicz, M.A. Charette, E. Sholkovitz. 2006. Assessment of groundwater discharge into West Neck Bay, New York, via natural tracers. *Cont. Shelf Res.* 26(16): 1971-1983.
- Dulaiova, H., M.E. Gonnee, P.B. Henderson, M.A. Charette. 2008. Geochemical and physical sources of radon variation in a subterranean estuary. Implications for groundwater radon activities in submarine groundwater discharge studies. *Mar. Chem.* 110: 120-127.
- Eltahir, E.A.B. y P.A.J.F. Yeh. 1999. On the asymmetric response of aquifer water level to floods and droughts in Illinois. *Wat. Resour. Res.* 35: 1199–1217.
- Gainon, F., N. Goldscheider, H. Surbeck. 2007. Conceptual model of the origin of high radon levels in spring waters- the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences*. 100(2): 251-262.
- García, E. 1964. Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la república mexicana). Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F. 217 pp.
- Garrison G.H., C.R. Glenn, G.M. McMurtry. 2003. Measurement of submarine groundwater discharge in Kahana Bay, O'ahu, Hawaii. *Limnol. Oceanogr.* 48: 920-928.
- Gilmartin, M. y N. Revelante. 1978. The phytoplankton characteristics of the barrier Island lagoons of the Gulf of California. *Estuarine Coastal Mar. Sci.* 7(1): 29-47.
- Glenn, C.R., A.G. Johnson, W.C. Burnett, R. Peterson, H. Dulaiova, E.E. Grossman, P. Lucey. 2006. Thermal Infrared Surveys and Nutrients Reveal Substantial Submarine

- Groundwater Discharge Systems Emanating from the Kona Coast of Hawaii, *Eos Trans. Ocean Sci. Meet. Suppl. AGU*, 87(36). Abstract OS46N-13.
- Grael, E., V.M. Irany, L. González-Hita. 2004. Dinámica de la interfase salina y calidad del agua en la costa nororiental de Yucatán. *Ingeniería*. 8-3: 15-25.
- Haitjema, H.M, S. Mitchell-Bruker. 2005. Are Water Tables a Subsided Replica of Topography? *Groundwater*. 43(6): 781-786.
- Hays, R.L. y W.J. Ullman. 2007. Direct determination of total and fresh groundwater discharge and nutrient loads from a sandy beachface at low tide (Cape Henlopen, Delaware, USA). *Limnology & Oceanography*. 52: 240-247.
- Herrera-Silveira, J.A. 1998. Nutrient-phytoplankton production relationship in a groundwater influenced tropical coastal lagoon. *Aquatic Ecosystem Health & Management*. 1(3-4): 373-385.
- Hwang D-W, G. Kim, Y.W. Lee, H.S. Yang. 2005. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Mar. Chem.* 96: 61-71.
- INEGI. 1996. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Estudio Hidrológico del Estado de Baja California Sur. Aguascalientes, Ags. Méx. 205 pp.
- Jacob N, D.S.S. Babu, K. Shivanna. 2009. Radon as an indicator of submarine groundwater discharge in coastal regions. *Curr. Sci.* 97: 1313-132.
- Johannes, R.E. 1980. The ecological significance of the submarine groundwater discharge. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 3: 365-373.
- Johannes, R.E. y C.J. Hearn. 1985. The effect of submarine groundwater discharge on nutrient and salinity regimes in a coastal lagoon off Perth, Western Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 21: 789-800.
- Kim G. y D.W. Hwang. 2002. Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine Rn-222 and CH<sub>4</sub> monitoring. *Geophys. Res. Lett.* 29(14): 23:1-4.
- Kjerfve, B., L. Drude de Lacerda, C.E. Rezende, A.R. Coelho Ovalle. 1999. Hydrological and hydrogeochemical variations in mangrove ecosystems. p. 71-82. En: A. Yáñez-Arancibia y A.L. Lara-Domínguez (eds.). *Ecosistemas de Manglar en América Tropical*. Instituto de Ecología A.C. México, UICN/ORMA, Costa Rica, NOAA/NMFS Silver Spring MD USA. 380 p.
- Lamontagne S., C. Le Gal La Salle, G.J. Hancock, I.T. Webster, C.T. Simmons, A.J. Love, J. James-Smith, A.J. Smith, J. Kämpf, H.J. Fallowfield. 2008. Radium and radon radioisotopes in regional groundwater, intertidal groundwater, and seawater in the Adelaide Coastal Waters Study area: Implications for the evaluation of submarine groundwater discharge. *Mar. Chem.* 109: 318-336.
- Lane-Smith, D., W. Burnett, H. Dulaiova. 2002. Continuous Radon-222 measurements in the coastal zone. *Sea Technology*. 43: 37-45.
- Lechuga-Deveze, C.H, J. García-Pámanes, J.J. Bustillo-Guzmán. 1986. Condiciones ecológicas de una laguna costera de la costa oeste del golfo de California, turbiedad y clorofila a. *Ciencias Marinas*. 12(1): 19-31.
- Li, L., D.A. Barry, F. Stagnitti, J.P. Parlange. 1999. Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea *Water Resour. Res.* 35: 3253-3259.
- Macintyre, S., R. Wanninkhof, J.P. Chanton, 1995. Trace gas exchange across the air-sea interface in freshwater and coastal marine environments. In: Matson, P.A., Harris,

- R.C. (Eds.), *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Blackwell Science Ltd. pp 52–97.
- McCoy, C.A., D.R. Corbett, J.E. Cable, R.K. Spruill. 2007. Hydrogeological characterization and quantification of submarine groundwater discharge in the southeast Coastal Plain of North Carolina. *J. Hydrol.* 339: 159–171.
- Mendoza-Salgado, R.A., C.H. Lechuga-Devéze, A. Ortega-Rubio. 2006. Influence of rainfall on a subtropical arid zone coastal zone. *Journal of Arid Environments.* 66: 247-256.
- Michael H.A., A.E. Mulligan, C.F. Harvey. 2005. Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean. *Nature.* 436: 1145-1148.
- Mina-Uink, F. 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la baja California. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.* 9: 139-270.
- Moore, W.S. 1997. High fluxes of radium and barium from the mouth of the Ganges-Brahmaputra river during low river discharge suggest a large groundwater source. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150: 141-150.
- Moore, W.S. 1999. The subterranean estuary: a reaction zone of groundwater and sea water. *Mar. Chem.* 65: 111-126.
- Mulligan, A.E. y M.A. Charette. 2006. Intercomparison of submarine groundwater discharge estimates from a sandy unconfined aquifer. *J. Hydrol.* 327: 411-425.
- Mwashote, B.M., B.O. Ohowa, P.O. Wawiye. 2005. Spatial and temporal distribution of dissolved inorganic nutrients and phytoplankton in Mida Creek, Kenya. *Wetlands Ecol. Manage.* 13: 599–614.
- Obeso-Nieblas, M., A.R. Jimenez-Illescas, S. Troyo-Diequez. 1993. Modelación de la marea en la Bahía de la Paz, B.C.S. *Investigaciones Marinas.* 8(1): 13-22.
- Obeso-Nieblas, M., B. Shirasago-Germán, J. Gaviño-Rodríguez, E. Pérez-Lezama, H. Obeso-Huerta, A. Jiménez-Illescas. 2008. Variabilidad hidrográfica en Bahía de La Paz, Golfo de California, México (1995-2005). *Revista de Biología Marina y Oceanografía.* 43(3): 559-567.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1982. Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de la Paz, Baja California Sur, México. *DF. Sociedad Geológica, Convención Nacional. Programa y Resúmenes,* 90 pp.
- Paytan, A., G.G. Shellenbarger, H.J. Street, E.M. Gonneea, K.A. Davis, B.M. Young, W.S. Moore. 2006. Submarine groundwater discharge: An important source of new inorganic nitrogen to coral reef ecosystems. *Limnol. Oceanography.* 51: 343-348.
- Pedrin-Avilés, S., G. Padilla-Arredondo, L. Sirkin, R. Stucknath. 1992. Estadigrafía del Pleistoceno Superior-Holoceno en el área de la laguna Costera de Balandra, Baja California Sur. *Univ. Nal. Autón. México. Insti. Geología.* 9(2): 170-176.
- Povinec, P.P., P.K. Aggarwal, A. Aureli, W. Burnett, E.A. Kontar, K.M. Kulkarni, W.S. Moore, R. Rajar, M. Taniguchi, J.F. Comanducci, G.H. Dulaiova, L. Gatto, M. Groening, S. Hauser, I. Levy-Palomo, B. Oregioni, Y.R. Ozorovich, A.M.G. Privitera, A.A. Schiavo. 2006a. Characterization of submarine groundwater discharge offshore south-eastern Sicily. *J. Environ. Radioac.* 89: 81-101.
- Povinec P.P., J.F. Comanducci, I. Levy-Palomo, B. Oregioni. 2006b. Monitoring of submarine groundwater discharge along the Donnalucata coast in the south-eastern Sicily using underwater gamma-ray spectrometry. *Cont.Shelf Res.* 26: 874-884.

- Povinec PP, J. de Oliveira, E.S. Braga, J.F. Comanducci, J. Gastaud, M. Groening, I. Levy-Palomo, U. Morgenstern. 2008. Isotopic, trace element and nutrient characterization of coastal waters from Ubatuba inner shelf area, south-eastern Brazil. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 76: 522-542
- Prol-Ledesma, R.M., C. Canet, M.A. Torres-Vera, M.J. Forrest, M.A. Armienta. 2004. Vent Fluid Chemistry in Bahía Concepción coastal submarine Hydrothermal system, Baja California Sur, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 137(4): 311-328.
- Puy y Alquiza, M.J. 2006. Caracterización de facies, Ambientes Sedimentarios y procesos de depósito de la sucesión Volcanosedimentaria El Coyote, Baja California Sur, México. Tesis de Doctorado. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas-IPN. 253 pp.
- Reef R., I.C. Feller, C.E. Lovelock. 2010. Nutrition of Mangroves. *Tree Physiol.* 30: 1148-1160.
- Reyes-Salinas, A., R. Cervantes-Duarte, R.A. Morales-Pérez, J.E. Valdez-Holguín. 2003. Variabilidad estacional de la productividad primaria y su relación con la estratificación vertical en la bahía de la Paz, B.C.S. *Hidrobiológica.* 13(2): 103-110.
- Robinson C, L. Li, D.A. Barry. 2007. Effect of tidal forcing on a subterranean estuary. *Adv. Water Resour.* 30: 851-865.
- Robles Gil-Mestre, SMG. 1998. El Clima en la ciudad de la Paz, Baja California Sur. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México, 229 pp.
- Rutkowski, C.M., W.C. Burnett, R.L. Iverson, P. Chanton. 1999. The effect of groundwater seepage on nutrient delivery and seagrass distribution in the Northeastern Gulf of Mexico. *Estuaries.* 22: 1033-1040.
- Sánchez-Carrillo, S., R. Sánchez-Andrés, L.C. Alatorre, D.G. Angele, M. Álvarez-Cobelas, J.A. Arreola-Lizárraga. 2009. Nutrient fluxes in a semi-arid microtidal mangrove wetland in the Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 82: 654-662.
- Santos, I.R., D.E. Bradley, M. Huettel. 2011b. The driving forces of porewater and groundwater flow in permeable coastal sediments: A review. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 98: 1-15.
- Santos, I.R., W.C. Burnett, J. Chanton, N. Dimova, R. Peterson. 2009a. Land or ocean?: Assessing the driving forces of submarine groundwater discharge at a coastal site in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 114: C04012.
- Santos, I. R., N. Dimova, R.N. Peterson, B. Mwashote, J. Chanton, W.C. Burnett, 2009b. Extended time series measurements of submarine groundwater discharge tracers ( $^{222}\text{Rn}$  and  $\text{CH}_4$ ) at a coastal site in Florida. *Mar. Chem.* 113:137-147.
- Santos I.R., C. Lechuga-Deveze, R.N. Peterson, W.C. Burnett. 2011a. Tracing submarine hydrothermal inputs into a coastal bay in Baja California using radon. *Chem. Geol.* 282(1-2): 1-10.
- Sawlan, M.G. y Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, México, In: Frizzell, V.A., Jr, (ed), 1984. *Geology of the Baja California Peninsula.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. 39: 237-251.
- Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) y Land Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ). *Submarine Groundwater Discharge. Management*

- Implications, measurements and effects. IHP-VI Series on Groundwater No. UNESCO (Sc-2004/WS/4). 35 pp.
- Sedlock, R.L., F. Ortega-Gutiérrez y R.C. Speed. 1993. Tectono-stratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America Special Paper. 278: 153pp.
- Shah, A.A., I. Kasawani, J. Kamaruzaman. 2007. Degradation of Indus Delta angroves in Pakistan. *International Journal of Geology*. 1(3): 27-34.
- Shellenbarger, G.G., S.G. Monismith, A. Genin, A. Paytan. 2006. The importance of submarine groundwater discharge to the nearshore nutrient supply in the Gulf of Aqaba (Israel). *Limnol. Oceanogr.* 51: 1876–1886.
- Sevilla-Unda, V.E. 1994. Reconocimiento Hidrogeológico del Valle el Coyote, Baja California Sur. México. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California Sur. 101 pp.
- Slomp, C.P., y P. Van Cappellen. 2004. Nutrient inputs to the coastal ocean through submarine groundwater discharge: controls and potential impact. *Journal of Hydrology*. 295: 64–86.
- Smith, S.V., J.I. Marshall Crossland, C.J. Crossland. 1999. Mexican and Central American Coastal Lagoon Systems: Carbon, Nitrogen and Phosphorus Fluxes (Regional Workshop II), LOICZ Reports y Studies No. 13, 115 pp. LOICZ IPO, Texel, The Netherlands.
- Smith, C.G. 2009. Submarine Groundwater Discharge Along the West Florida Shelf: Is Groundwater an Important Nutrient Source for Florida's Red Tides? SoundWaves. FY(116) <http://soundwaves.usgs.gov/2009/07/index.htm>.
- Stalker, J.C. R.M. Price, V.H. Rivera-Monroy, J. Herrera-Silveira, S. Morales. 2009. Determining hydrological inputs including submarine groundwater discharge to a subtropical estuary using geochemical tracers, Celestún, Yucatán, México. Portland GSA Annual Meeting, Octubre 18-21.
- Stieglitz, T. 2005. Submarine groundwater discharge into the near-shore zone of the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Pollution Bulletin* 51(1-4): 51-59.
- Strickland, J.D., y T.R. Parsons. 1972. A Practical Handbook of Seawater Analysis. Bull. Fish. Res. Bd. Canada. 167: 311 pp.
- Street J.H., K.L. Knee, E.E. Grossman, A. Paytan. 2008. Submarine groundwater discharge and nutrient addition to the coastal zone and coral reefs of leeward Hawaii. *Mar.Chem.* 109:355-376.
- Swarzenski, P.W., W.C. Burnett, W.J. Greenwood, B. Herut, R. Peterson, N. Dimova, Y. Shalem, Y. Yechieli, Y. Weinstein. 2006. Combined time-series resistivity and geochemical tracer techniques to examine submarine groundwater discharge at Dor Beach, Israel. *Geophys. Res. Lett.* 33: L24405, doi: 10.1029/2006GL028282.
- Swarzenski P.W., F.W. Simonds, A.J. Paulson, S. Kruse, C. Reich. 2007. Geochemical and geophysical examination of submarine groundwater discharge and associated nutrient loading estimates into Lynch Cove, Hood Canal, WA. *Environ. Sci. Technol.* 41: 7022-7029.
- Taniguchi, M. 2002. Tidal effects on submarine groundwater discharge into the ocean. *Geophys. Res. Lett.* 29(12): 1561, doi:10.1029/2002GL014987



- Taniguchi M., W.C. Burnett, J.E. Cable, J.V. Turner. 2002. Investigation submarine groundwater discharge. *Hydrol. Proc.* 16: 2115–29.
- Taniguchi M. y H. Iwakawa. 2004. Submarine groundwater discharge in Osaka Bay, Japan. *Limnol.* 5:25-32.
- Taniguchi, M., T. Ishitobi, J. Chen, S.I. Onodera, K. Miyaoka, W.C. Burnett, R. Peterson, G. Liu, Y. Fukushima. 2008. Submarine groundwater discharge from the Yellow River Delta to the Bohai Sea, China. *J. Geophys. Res.* 113: C06025, doi: 10.1029/2007JC004498
- Tapia-Padilla, G. 2000. Formulación de un modelo preliminar y para el estudio de intrusión salina en el acuífero del Valle de Guaymas. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sonora, División de Ingeniería. 54 pp.
- UNAM, 1990. Atlas nacional de México. Carta de Climas IV.4.9. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F.
- Valiela I, K. Foreman, M. Lamontagne, D. Iersh, J. Costa, Peckol, B. Demeo-Andreson , C. D'Avanzo, M. Babione ,C.H, Sham, J. Brawley, K. Lajtha.1992.Couplings of watersheds and coastal waters: Sources and consequences of nutrient enrichment in Waquoit Bay, Massachusetts. *Estuaries.* 15: 443–457.
- Visher, F.N. y J.F. Mink. 1964. Groundwater resources in southern Oahu. U.S.Geological Survey Water-Supply Paper. 1778. 133 p.
- Weigel, F., 1978. Radon. *Chemiker Zeitung.* 102: 287.
- Weinstein, Y., W.C. Burnett, P.W. Swarzenski, Y. Shalem, Y. Yechieli, B. Hericut. 2007. The role of coastal aquifer heterogeneity in determining groundwater discharge and seawater recycling: an example from Carmel Coast, Israel. *J. Geophys. Res.* 112: C12016, doi:10.1029/2007JC004112
- Weinstein, Y., y Y. Shalem. 2007. Temporal variability of submarine groundwater discharge: assessments via radon and sea level meters, the southern Carmel Coast, Israel. *Water and Energy Abstracts.* 17(4): Print ISSN 0021-1672.
- Zektser, I.S., 2000. *Groundwater and the Environment.* Lewis, Boca Raton. 150 pp.
- Zektser, I.S. y R.G. Dzhamalov. 1981. Groundwater discharge to the Pacific Ocean. *Hydrol. Sci. Bull.* 26: 271-279.
- Zar, J. 1999. *Bioestatistical Analysis.* Prentice Hall. EUA. 212 pp.

### 13 GLOSARIO.

**FAS:** Flujo(s) de agua submarina subterránea

**Acuífero:** Formación geológica permeable que es capaz de almacenar agua en cantidad apreciable, transmitir cantidades aprovechables de agua, y permite que circule a través de ella con facilidad.

**Acuífero confinado:** acuífero limitado superior o inferiormente por formaciones impermeables o casi impermeables, o menos permeables que el propio acuífero.

**Acuífero kárstico:** Formación geológica que se caracteriza por la formación de cavidades debidas a la disolución de rocas fácilmente solubles como yeso, calizas, dolomitas, y sal. Causado por la actividad del agua superficial y subterránea.

**Acuífero libre:** acuífero que contiene agua con una superficie piezométrica libre y presenta una zona no saturada. El agua se encuentra rellenando los poros o fisuras por gravedad. La superficie hasta donde llega el agua se denomina superficie freática. En los acuíferos libres habla de espesor saturado, que será menor o igual que el espesor del estrato o formación geológica correspondiente.

**Agua Meteórica:** Porción del agua subterránea que se deriva de la precipitación que se infiltra en el terreno. Esta agua forma la mayor parte de las aguas subterráneas.

**Agua Magmática:** La que se encuentra y se ha originado en el interior de magmas de poca profundidad.

**Acuicludo:** Formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable y que no permite que el agua circule a través de ella.

**Balance de Masa:** es el resultado de los cálculos de variables específicas ( Radón, agua, sal, nitrógeno, fósforo, carbono, etc.) en un área geográfica. Calculando el cambio en la masa de estas variables en un periodo de tiempo definido.

**Bajamar:** Nivel mínimo alcanzado por una marea vaciante o reflujo. La marea vaciante es el periodo de la marea entre la pleamar y la bajamar.

**Dpm L<sup>-1</sup>.** Se refiere a las unidades utilizadas para medir radiactividad. Estas unidades son unidades de actividad y cuantifican la radiación emitida por una fuente de radiación dada, esto se logra midiendo la cantidad de material emitido (fotones o partículas) que son las

desintegraciones por minuto que se abrevia como DPM. El RAD7 en el caso de esta tesis mide la actividad de Radón presente en un volumen de agua, por lo tanto las unidades son decaimientos por minuto por litro.

**Flujo:** es el transporte de material o energía a través de un área conocida expresada por unidad de tiempo y/o espacio.

**Flujo advectivo (advección):** se refiere al movimiento pasivo de solutos disueltos en el agua descrito por la ecuación  $F_A = q \cdot C$ . Donde "q" es el flujo de Darcy y C es la concentración en la disolución.

**Flujo de Mezcla:** es el volumen de agua que se desplaza o mezcla con el ciclo de mareas. Esto ocurre cuando el agua se desplaza o fluye de la bajamar a la pleamar o viceversa. También es referente al volumen de agua que se mezcla entre diferentes secciones de una alguna o bahía por acción del viento o corrientes marinos.

**Mareas Muertas:** 1. Mareas de menor amplitud que ocurren cuando el Sol y la Luna forman un ángulo recto con la Tierra (cuadratura). 2. Es una marea de poca amplitud sin aumento por corriente u oleaje. Las atracciones se contrarrestan al máximo (cuarto menguante o creciente). Las más acusadas son las que corresponden a los solsticios de verano e invierno.

**Mareas Vivas:** Marea de gran amplitud que se produce cuando el Sol y la Luna se encuentran en línea recta con la Tierra (sicigias), es decir, en conjunción o en oposición (Luna llena o nueva). Las más acusadas corresponden a los equinoccios de Primavera y Otoño (sicigias equinocciales).

**Modelo:** Herramienta que nos permite conceptualizar, integrar y generalizar el conocimiento científico. Para este trabajo es una representación simplificada de algunos aspectos del mundo real.

**Nivel Freático:** Plano Horizontal definido por el límite de la capa de tierra totalmente saturada con agua. Debajo del nivel freático todos los espacios están llenos de agua; arriba de ella, algunos espacios están vacíos permitiendo que el agua escurra a través de los mismos. Determina la posición del nivel estático y está relacionada con la elevación de la superficie de pantanos, lagos y corrientes permanentes e incluso con la amplitud de contaminación de aguas subterráneas en tierra. La tierra con un alto nivel freático, es más

susceptible a la contaminación que aquellos que están debajo de la superficie del terreno. Nivel de agua subterránea. Nivel de saturación.

**Partículas alfa:** Partícula cargada positivamente emitida por un núcleo y compuesta de dos protones y dos neutrones. Es idéntica en todas las propiedades medibles con el núcleo de un átomo de helio

**Piezómetro (abierto):** Existen diversos tipos de piezómetros, para efectos del presente documento. Se trata de un instrumento de campo, que consiste en un tubo hueco, con un extremo que termina en punta y el otro extremo queda abierto, y tiene una sección de las paredes porosa cerca del extremo en punta. Este instrumento se entierra en el suelo a diferentes profundidades y a través de la sección porosa se filtra agua intersticial encontrada en el suelo que se acumula al interior del tubo y puede ser extraída mediante una bomba para la recolección de una muestra de agua subterránea.

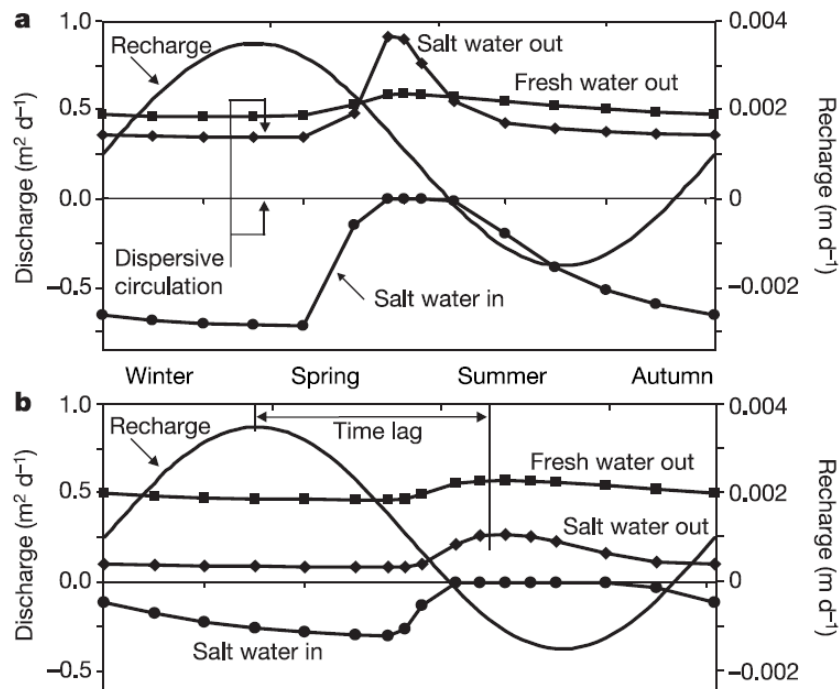
**Pleamar:** Nivel máximo alcanzado por una marea vaciante creciente o flujo. La marea creciente es el periodo de la marea entre la bajamar y la pleamar consecutiva.

**Presión Hidrostática:** 1. Presión en un punto de un fluido en reposo, debida al peso del propio fluido.

**Razón de Redfield:** Después de los trabajos de Redfield (1943 y 1958) se refiere a las razones de Carbono (106), nitrógeno (16) y fósforo (1) existente en los tejidos del fitoplancton, los cuales tienden a ser constantes.

**Transmisividad:** En hidrogeología es el parámetro que nos indica la factibilidad del agua para circular horizontalmente por una formación geológica es una combinación de la permeabilidad y del espesor del acuífero.

## ANEXO I.



**Figura 37.** Simulación del flujo total de agua fresca y salina a través del suelo marino por metro de longitud de costa (tomada de Michael *et al.*, 2005).

Explicación del trabajo realizado por Michael *et al.* (2005). El trabajo de este autor midió gradientes hidráulicos y flujos sobre la costa de Waquoit Bay, Massachusetts, los cuáles combino y realizó una modelación matemática generalizada para los sistemas acuíferos costeros. Su modelación mostró que existe un cambio en la zona de encuentro del acuífero terrestre con la costa, en la interfase de mezcla entre agua fresca-agua salina. Este cambio esta controlado por cambios estacionales en la elevación del nivel freático, que a su vez puede explicar grandes descargas de agua subterránea salina que están desfasadas de los ciclos de recarga en la zona terrestre. Ellos observaron que el agua marina avanza en dirección terrestre y entra al acuífero costero cuando la zona de mezcla se mueve en dirección terrestre durante el invierno aunque es la principal época de lluvias, y por el contrario se descarga de nuevo agua subterránea hacia la zona costera cuando la zona de mezcla se mueve en dirección del océano durante el verano, lo que indica que el agua tarda en percolar hasta ser descargada la zona costera desde invierno hasta verano. Sugiriendo

una importante conexión entre las estaciones de los ciclos hidrogeológicos terrestres y la descarga de agua subterránea salina en la zona costera.

La figura 37 representa la modelación hidrogeológica de los flujos totales de agua subterránea fresca y salina en la zona costera. Las estaciones en la figura son aproximadas para un año típico en E.U.A. Se presentan resultados sobre un año simulado. La modelación incluye parámetros fijos como el grosor del acuífero (100 m), una recarga promedio de  $0.001 \text{ m d}^{-1}$ , una dispersividad longitudinal de 2m, una dispersividad transversal de 0.1 m. Los modelos presentados se indican para dos valores de conductividad hidráulica  $K=5 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (a) y  $K= 1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$  (b).

## ANEXO II. Comparación de Actividades de $^{222}\text{Rn}$ en distintas costas del mundo.

Tabla XVI. Valores de  $^{222}\text{Rn}$  en agua subterránea de pozos terrestres, piezómetros (intermareales) y columna de agua.

$^{222}\text{Rn}^a$	Dist.	$^{222}\text{Rn}$ mar	$^{222}\text{Rn}$ PZP	$^{222}\text{Rn}$ PTP	Lugar	Ambiente Hidrogeológico	Técnica	Ref
0.5-3.3	<100 m	0.1-0.2	10–23	85-486	Bahía Concepción BCS, México	Clima semi-árido. Complejo de rocas metamórficas, volcánicas y sedimentarias con un sistema de fallas. Zona de Playa Manantial Hidrotermal	RAD-7 piezómetros	Santos <i>et al.</i> , 2011a
2-30	<100 m	0.1-0.2	10 –23	85-486	Bahía Concepción			
0.1-6.5	<100 m	–	19–50	235–510	Bahía Dor, Israel	Clima árido; Arenisca Calcárea con fracturas, arenas no consolidadas	RAD-7 Piezómetros	Swarzenski <i>et al.</i> , 2006. Weinstein y Shalem, 2007
0.3-0.5	<500 m	<0.24	35.4 –126	354–1440	Golfo St. Vincent , Adelaide, Australia	Clima semi-árido; Aluvión Terciario y Cuaternario, Roca caliza y Cuarzo	LKB Quantullus, piezómetros	Lamontagne <i>et al.</i> 2008
0.2-3.6	<500 m	0.35	25–34	367–512	Bahía de La Paz, México		RAD-7	Este estudio
1–4.75	<2km	–	3.68–8.9	64–413	Bahía Kahana, Hawaii, EUA	Basalto con fracturas en basamento, sedimentos aluviales volcánicos, sedimentos calcáreos arrecifales.	Extracción Criogénica, Celdas Lucas	Garrison <i>et al.</i> , 2003
0.7–1	<100	0.3	–	67–708	Vizhinjam, Costa Suroeste de India	Sedimentos no consolidados del Holoceno (Arenas Teri), Aluvion del terciario, arenas y arcillas, Rocas cristalinas con fallas.	RAD-7, Pozos terrestres	Jacob <i>et al.</i> 2009
0.1–6	<100 m	0.1-0.8	138–288	240-1500	Ubatuba, Sao Paulo, Brasil	Sedimentos Cuaternarios, aluvión, y Rocas Graníticas y migmatitas con un alto grado de fallamiento	RAD-7, Piezoetros	Burnett <i>et al.</i> 2008 Povinec <i>et al.</i> 2008
720–1140	<20m	6	42–960	–	Donnalucata, Sicilia	Basamento de Roca Caliza, Manantiales en playa	infiltrómetros, NaI(Tl)	Povinec <i>et al.</i> 2006a Povinec <i>et al.</i> 2006b
6–12	<100 m	–	–	–	St. George Sound, Florida, EUA	Acuífero superficial somero de arenas, arcilla, limos. Roca caliza y dolomía en basamento	RAD-7, Piezómetros	Lambert y Burnett 2003
1.8 – 6 (>11*)	<10 km	1.8	–	–	Biscayne Bay, Florida, EUA	Estuario. Acuífero de roca caliza	RAD-7	Swarzenski <i>et al.</i> 2004
0.5–29	<10 m	–	129–158	–	Lynch Cove, WA, EUA	Estuario tipo fjordo, Acuífero formado por Aluvión reciente y depósitos glaciales	RAD-7, piezómetros	Swarzenski <i>et al.</i> 2007
0.4–2.3	<200	–	20-140	–	Che sapeak Bay, EUA	Planicie Costera; Estructura hidrogeológica conformado por Arcillas Consolidadas, Aluvión permeable, y sedimentos no consolidados arenosos o franco-arenosos.	Extracción en Carbón y detección en celdas de SZn	Hussain-Church 1999
0.2–2.5	<1 km	0.4-0.9	–	164-2025	Bahía Bowling Green, Australia	Clima tropical-seco, ambiente con Ríos superficiales desembocando a la costa, planicie costera ,	LKB Quantullus piezómetros	Cook <i>et al.</i> , 2004

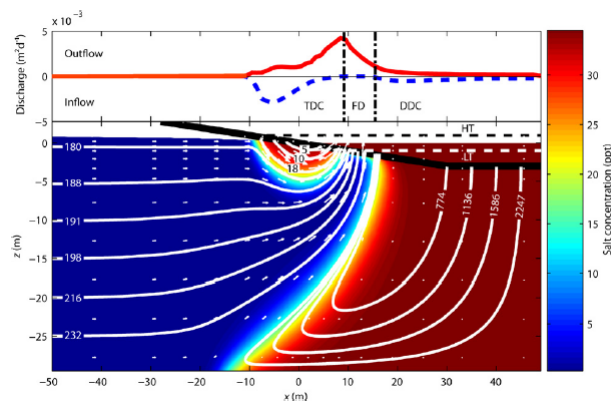
Continuación.

**Explicación de la tabla XVI.**

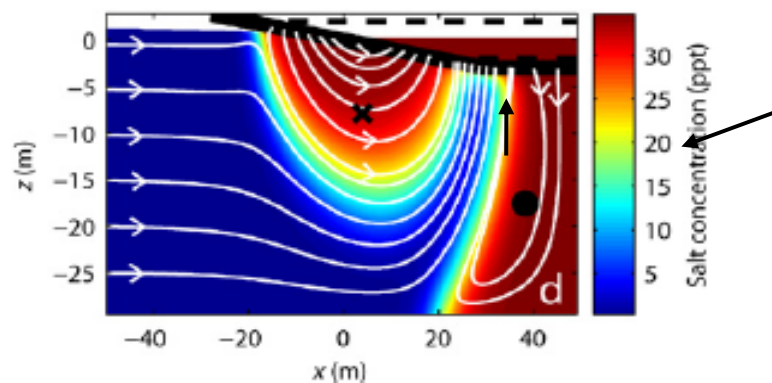
$^{222}\text{Rn}$ -mar se refiere a la concentración oceánica o más alejada de la costa.  $^{222}\text{Rn}^a$  hace referencia a la concentración en agua costera superficial. Todas las concentraciones de  $^{222}\text{Rn}$  están expresadas en  $\text{dpm L}^{-1}$  y en algunos casos tuvieron que ser convertidas de sus unidades originales para poderlas comparar en la presente tabla. La distancia (**Dist**) se refiere a las mediciones realizadas de  $^{222}\text{Rn}^a$ .  $^{222}\text{RnPZP}$  se refiere tanto a valores tomados en piezómetros sobre la zona intermareal, como a agua subterránea intersticial de sedimentos costeros tomada con infiltrómetros.  $^{222}\text{Rn PTP}$  se refiere a valores de agua subterránea en pozos terrestres (agua dulce) alejados entre 1 y 10 km de distancia con respecto a la costa. El valor de 3.62 en  $^{222}\text{Rn}^a$  reportado por la presente tesis es considerando a partir de los muestreos intensivos. \* indica que el dato de  $11 \text{ dpm L}^{-1}$  fue un valor máximo que se presentó sobre la zona costera en un sitio donde se sabía que existía un canal preferencial debido a la geología kárstica de Florida.



## ANEXO III.



**Figura 38. Modelo de descarga de agua subterránea fresca en la interfase tierra-costa de Robinson *et al.*(2007).** Los contornos coloreados indican la concentración de sal, las líneas con flechas indica flujos con la dirección que llevan los vectores para un modelo base en estado cuasi-estacionario. La tasa de advección de los flujos netos de entrada y salida en la interfase acuífero costero-oceánico se muestran en el panel superior. Se muestra un patrón de intercambio asimétrico y como el flujo de entrada en la interfase esta dividido en dos: La circulación dirigida por la marea y oleaje (TDC) y la circulación dirigida por la densidad ( DDC). Ambas zonas con flujos de entrada al acuífero costero están separadas or una zona de descarga de agua subterránea fresca (FD). HT y LT muestran las marcas dadas para la marea alta y marea baja respectivamente.



**Figura 39. Modelo de descarga de agua subterránea fresca a la costa calculado para sitios con acuíferos subterráneos parcial a bien mezclados y una amplitud en la altura de la marea de 2 metros.** Los centroides de masa para la pluma de agua salina recirculada en la parte superior se indican con una **x** y para la circulación por densidad profunda se indica con una **●**. (Robinson *et al.*,2007). Las flechas indican a que distancia se muestreo en esta tesis y las salinidades que se obtuvieron.