



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Estimación de la Densidad de
Corriente Eléctrica en el Golfo
de California Inducida por
Corrientes de Marea**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**F Í S I C A
P R E S E N T A:**

ROSALINDA MONREAL JIMÉNEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN
2014**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	3
1.1 Producción de Energía Eléctrica en los Océanos	9
<i>1.1.1 Energía Mareomotriz</i>	10
<i>1.1.2 Energía Mareomotérmica</i>	11
<i>1.1.3 Energía de las Olas</i>	12
1.2 Los mares de México	12
1.3 Inducción de Campos Eléctricos en el Océano	13
1.4 Campo Magnético de la Tierra	14
1.5 Conductividad del Agua de Mar	17
1.6 Corrientes de Marea	21
OBJETIVOS	31
Objetivo general	31
Objetivos particulares	31
CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDIO	32
CAPÍTULO 3 ANTECEDENTES	36
CAPÍTULO 4 MÉTODOS Y MATERIALES	38
4.1 Marco Teórico	38
4.2 Mareas en el Golfo de California	45
4.3 Modelo para calcular las velocidades en el Golfo de California	47
4.4 Conductividad del agua de Mar en el Golfo de California	48
4.5 Modelo para determinar el Campo Magnético del Golfo de California	50
4.6 Cálculo de la densidad de corriente	54
CAPÍTULO 5 RESULTADOS	56
5.1 Corrientes de Marea	56
5.2 Densidad de Corriente	66
5.3 Diferencia de Potencial	80
DISCUSIÓN	83
CONCLUSIONES	87
REFERENCIAS	89
ANEXO 1	96

RESUMEN

Se determinó la densidad de corriente eléctrica que se genera por efecto de las oscilaciones del agua de mar, inducidas por las mareas, en el Golfo de California y la presencia permanente del campo magnético de la Tierra. A partir del modelo World Magnetic Model (WMM) 2010 se determinó el valor de campo geomagnético en el Golfo de California. De datos de la velocidad de la corriente de marea en el golfo y conociendo el valor del campo magnético terrestre se calcularon las componentes del campo eléctrico producido en celdas horizontales de 9450×9450 m; así como, su magnitud. Con los datos de velocidad, las componentes del campo geomagnético y el espesor de la una de las capas se determinó el campo eléctrico producido en la vertical. Con base en los valores de campo eléctrico se obtuvo la densidad de corriente eléctrica y la diferencia de potencial que se produce en cada celda en el Golfo de California. Los resultados muestran un campo magnético $\vec{B} = (4476.3\hat{i} + 25788.4\hat{j} + 36453.2\hat{k}) \times 10^{-9} T$ en el Golfo de California, velocidades horizontales de la corriente por marea de hasta 0.60 m s^{-1} y valores máximos de densidad de corriente eléctrica de aproximadamente $10 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en la capa superior del golfo. La componente vertical de la densidad de corriente eléctrica presenta valores máximos de $8 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$, mientras que la componente horizontal oscila entre 6×10^{-5} y $10 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$. El valor absoluto de la densidad de corriente eléctrica muestra que ésta varía en el tiempo, con máximos en los momentos de flujo y reflujos de la corriente de marea. El análisis de porcentajes arroja que la capa superior aporta el 32% de la densidad de la corriente eléctrica producida en todo el ciclo de marea, mientras que la segunda capa aporta sólo el 14%. La diferencia de potencial tiene un comportamiento análogo. Las zonas potencialmente importantes se encuentran frente a la desembocadura del río Colorado y en la zona del archipiélago, en los canales de Ballenas y Salsipuedes. Las densidades de corriente eléctrica y las diferencias de potencial, toman valores positivos en ciertos instantes del ciclo de marea y en otros instantes negativos. Sin embargo, en ambos casos sus magnitudes son similares. Los resultados obtenidos se deben solo a la componente de marea M_2 , al considerar también la componente solar S_2 , cuando se producen las mareas vivas este valor puede aumentar aproximadamente 2.5 veces.

ABSTRACT

The electric current density in the ocean induced by the effect of the oscillations of sea water, generated by tides, and the permanent geomagnetic field in the Gulf of California was determined. From World Magnetic Models (WMM) 2010 model data the value of the Earth's magnetic field of the Gulf of California was determined. From data of the velocity of the tidal currents in the region and knowing the value of the geomagnetic field the components of the electric field were calculated along the horizontal cells of 9450×9450 m long, as well as the magnitude. With the velocity data, the geomagnetic field and the layer thickness the vertical component of the electrical field was determined. With the electrical field components computed, the electric current density and the electric potential difference were calculated for each cell in the Gulf of California. The results shows a magnetic field of $\vec{B} = (4476.3\hat{i} + 25788.4\hat{j} + 36453.2\hat{k}) \times 10^{-9} T$ in the zone, tidal currents of 0.60 m s^{-1} and maximum electric current density above $10 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ mainly in the upper Gulf, near the mouth of the Colorado River and in the archipelago zone, in the upper layer. The maximum in the vertical component of the electric current reach values of $8 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$, the horizontal components reach their maximums in values are between 6×10^{-5} and $10 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$. The absolute value of the electric current density shows that this varies over time, with peaks in the ebb and flow of the tidal current. The percentage analysis shows that the top layer provides 32% of the total electric current density, while the second layer provides 14%. The electric potential difference has a similar pattern. Potentially important areas are located in the upper Gulf of California, in the mouth of the Colorado River and in the archipelago area, in Ballenas and Salsipuedes channels. The electric current densities and electric potential differences take positive values in certain moments of the tidal cycle and in other these are negatives. In both cases, however, their magnitudes are similar. The results obtained represent only the component of M_2 tide, considering also the solar component S_2 , when the spring tides occur this value can be increased to approximately 2.5 times.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Hasta antes de la revolución industrial los sistemas mecánicos más complejos que se utilizaban para proporcionar energía eran los molinos de viento o de agua. El gran crecimiento de la industria, durante la revolución industrial, se debió a que se comenzaron a utilizar leña y carbón como fuentes de energía, entonces las máquinas se movían con vapor. Esto tuvo éxito gracias a la gran cantidad de bosques que había en todo el mundo. Debido a que la industria aceleró su crecimiento, cada vez fue necesario talar más árboles y los recursos que proveían los bosques disminuyeron hasta el punto en el que la demanda de energía era mayor que la que éstos podían producir. Con el fin de no desacelerar el crecimiento industrial se buscaron otras alternativas que pudieran suministrar la energía requerida.

Aunque el petróleo se utilizaba desde antes de la revolución industrial como combustible sólo se podía encontrar en raras ocasiones cuando el crudo llegaba a la superficie naturalmente. A mediados del siglo XIX, buscando nuevas formas de mantener el crecimiento de la industria, se comenzó a perforar en el Continente en busca de petróleo; en 1901 con el descubrimiento del yacimiento de *Spindletop* comenzó la era del petróleo, al demostrarse que su eficiencia para producir energía era muy alta y que éste nuevo recurso existía en cantidades suficientes para abastecer la demanda mundial (Hall, 1995).

Después de la revolución industrial el elemento más utilizado para obtener energía ha sido el petróleo, ya que la densidad energética del mismo no tiene comparación con las fuentes de energía antes utilizadas. Desde entonces se han desarrollado nuevas tecnologías que se basan en el uso del petróleo o sus derivados para su funcionamiento.

Aunque el uso del petróleo como fuente de energía ha permitido el desarrollo económico actual; éste, al igual que los bosques, es un recurso no renovable y está llegando al punto en el que ya no es suficiente para sostener los requerimientos energéticos mundiales, los cuales han crecido debido principalmente a tres factores: el crecimiento industrial, el crecimiento de la población, y el cambio en el estilo de vida de la misma que año con año demanda más energía (Palazuelos, 2008). Debido a eso es importante comenzar a buscar otras formas de obtener energía.

El consumo de energía en el mundo aumenta día con día (Fig. 1.1). La sociedad incrementa su demanda de energía; por un lado, debido al crecimiento natural de la población y por otro, por el acelerado desarrollo tecnológico, que depende fundamentalmente de la energía eléctrica. La mayor fuente de energía en esta época se basa en el petróleo (Fig. 1.1). El petróleo es el principal combustible por su alta densidad energética, fácil transporte y almacenamiento.

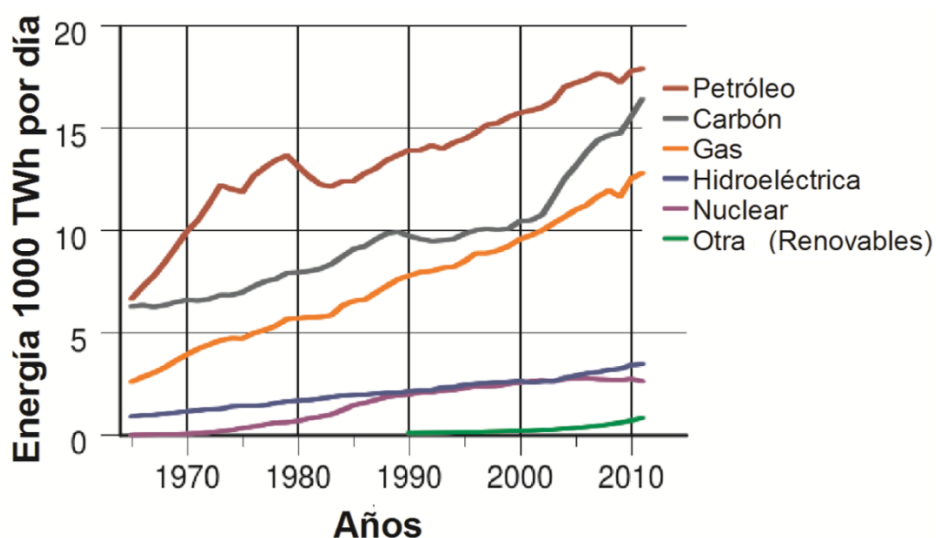


Figura 1.1. Consumo de energía mundial por diferentes formas de producción (Banco Mundial, 2012).

En la actualidad los hidrocarburos son la fuente de energía más utilizada, obteniendo de estos más del 80% de la energía que se utiliza en el planeta. La tasa de crecimiento de la población sigue en aumento y la mayoría de los yacimientos petroleros ya pasaron por su pico de máxima producción. Según estudios realizados por el Banco Mundial (2012), tomando como base los modelos matemáticos que predicen el flujo de energía generada a nivel mundial y la cantidad de energía requerida, se espera que dentro de diez años la demanda energética aumente 64% mientras que la producción del petróleo habrá disminuido 57% (Sapiña, 2006).

La demanda de energía eléctrica de México sigue en cierta forma el comportamiento mundial debido a su crecimiento poblacional (Fig. 1.2). En 2008 la población mexicana

rebasó los 100 millones de habitantes, pues de 1966 a 2008 se tuvo un crecimiento de aproximadamente 1.5×10^6 habitantes por año (Martínez Fernández, 2010).

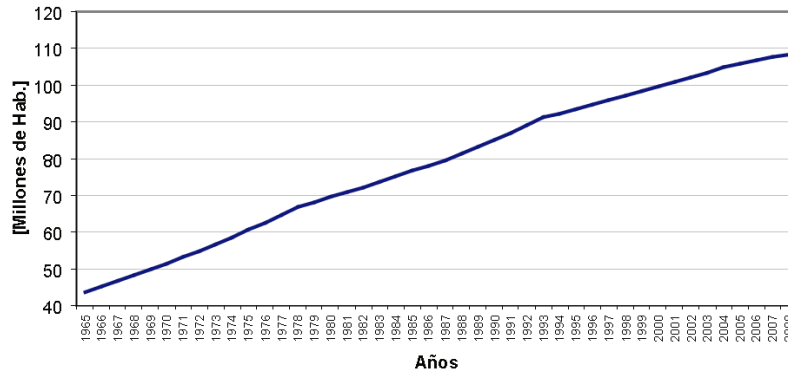


Figura 1.2 Crecimiento poblacional de México de 1966 a 2008 (Tomado de Martínez Fernández, 2010).

Otro factor que influye fuertemente es el crecimiento del producto interno bruto (Fig. 1.3), que refleja el crecimiento de la actividad económica e industrial del país. Éste pasó de poco menos de 2×10^{12} pesos hasta aproximadamente 10×10^{12} pesos, un crecimiento de 1.86×10^{11} pesos por año.

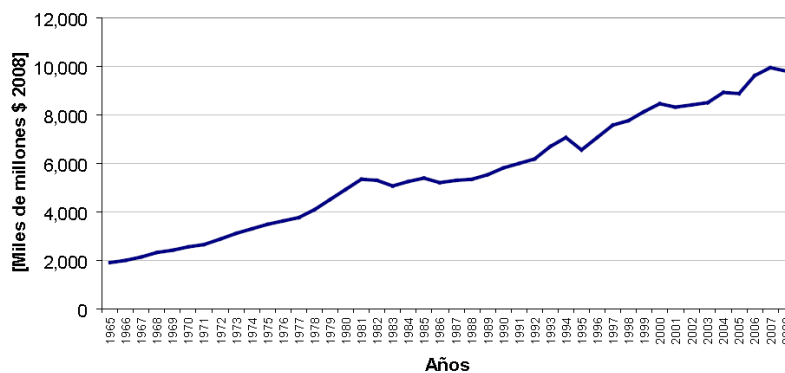


Figura 1.3 Crecimiento del producto interno bruto de México de 1966 a 2008 (Tomado de Martínez Fernández, 2010).

Estos dos factores son los principales mecanismos impulsores de la demanda de energéticos en México, y en el mundo. La demanda en México de energía creció de

aproximadamente 1000 Peta Joules (PJ) hasta un poco más de 5000 PJ de 1965 a 2008, es decir 93 PJ por año (Fig. 1.4).

Las proporciones o tasas de crecimiento en cada uno de los rubros antes mencionados no son similares debido fundamentalmente a cuestiones intrínsecas de cada uno, y como resultado en algún momento ya no habrá suficiente petróleo para satisfacer las demandas de energía. Es por esto que en los últimos años se han explorado nuevas formas de producción de energía.

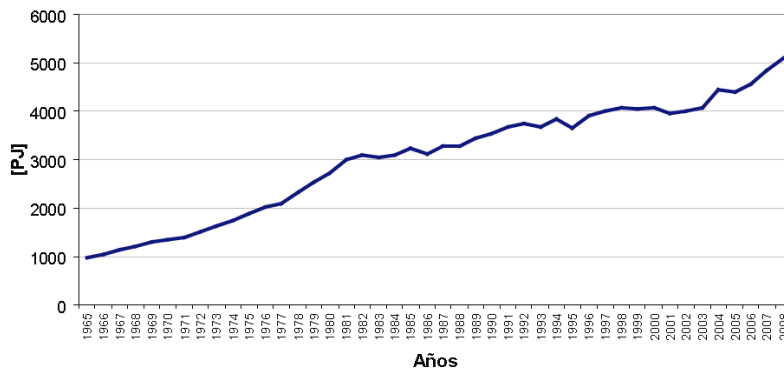


Figura 1.4. Consumo de energía en México (PJ) de 1965 a 2008 (Tomado de Martínez Fernández, 2010).

De los productos que se usan comúnmente para producir energía eléctrica en México; el petróleo, el carbón y el gas son los que han mantenido la mayor tasa de crecimiento; en tanto que el crecimiento de la producción de electricidad por métodos hidroeléctricos, nucleares y renovables se ha mantenido baja en comparación con los anteriores (Fig. 1.1). Los cuatro métodos más comunes de producir electricidad en México son el de ciclo combinado, la termoeléctrica convencional, la hidroeléctrica y de turbo gas (Fig. 1.5); los cuales producen un 85.61% de la energía total que se produce en el país.

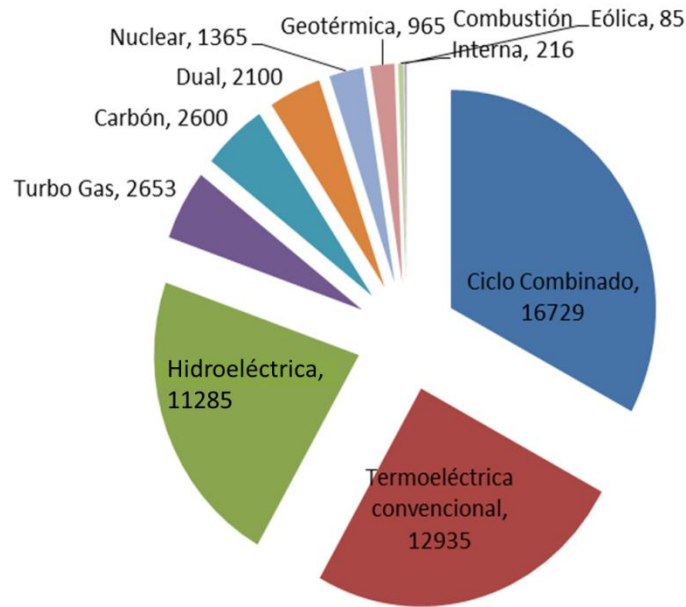


Figura 1.5. Principales métodos de producción de energía eléctrica (MW por año) en México (a partir de datos de CFE, 2013).

Los ciclos combinados, como su nombre lo indica, combinan dos ciclos termodinámicos en un mismo proceso, por lo general estos procesos son vapor de agua y combustión de algún gas. Las termoeléctricas convencionales funcionan mediante la combustión de derivados del petróleo, las hidroeléctricas usan las diferencias de nivel del agua para mover turbinas y generar una corriente eléctrica y, las de turbo gas queman gas para mover turbinas. En tres de los cuatro procesos mencionados se queman derivados del petróleo (Harper, 2009).

El petróleo tiene una densidad energética muy grande comparada con otras fuentes de energía y su costo es relativamente bajo; sin embargo, la contaminación que produce la quema de ésta sustancia, también es muy alta. Debido a que este recurso se ha estado usando durante casi un siglo sin restricciones, en la actualidad el índice de contaminación ha crecido en los centros industriales y poblacionales alrededor del mundo, a tal grado que es preocupante. Para tratar de corregir y prevenir que sigan creciendo los índices de contaminación se han creado organismos a nivel mundial y regional para regular las emisiones de gases contaminantes; así como organismos para buscar y explorar nuevas formas de producción de energía no solo renovables, sino libres de contaminantes (Martínez Atzaz y Díaz de Mera Morales, 2004).

Con el afán de disminuir la contaminación mundial y buscar nuevas formas de obtención de energía, la mayoría de los países del primer mundo han recurrido al uso de energías renovables como la solar, la eólica, la biomasa y la geotérmica, así como a la energía nuclear.

En los últimos años se habla constantemente sobre el posible agotamiento del petróleo y, por ende del cese de éste como fuente de energía. Debido a esto, se comenzaron a utilizar e investigar nuevas formas para producir energía a las cuales se les llama fuentes de energía alterna, entre ellas la más estudiadas son la energía solar fotovoltaica, energía solar de baja entalpía, energía solar de alta entalpía, bioenergía, energía eólica, energía geotérmica, energía hidráulica a pequeña escala, hidrógeno y energía nuclear de fisión y de fusión (Estrada Gasca e Islas Samperio, 2010).

La energía solar fotovoltaica se produce utilizando celdas solares, las cuales están hechas de un material semiconductor el que aprovecha la energía obtenida directamente de la radiación solar y la transforma en energía eléctrica (Pearce, 2002).

La energía solar de baja entalpía se produce mediante una placa llamada captor solar, el cual captura la radiación solar y la convierte en energía térmica que transmiten a unos tubos metálicos, los cuales a su vez transmiten el calor al fluido que contienen dentro, normalmente se utilizan como calentadores de agua o calefactores, debido a que la temperatura que se alcanza es baja, inferior a los 95°C.

La energía solar de alta entalpía es muy similar a la de baja entalpía, con la diferencia de que la radiación solar es concentrada por espejos para lograr altas temperaturas, mayores a 600 °C; con ésta temperatura el vapor generado se puede conectar a turbinas de vapor y producir electricidad (Cartlidge, 2011).

La bioenergía consiste en aprovechar la materia orgánica generada por residuos de seres vivos; ésta biomasa se aprovecha usándola como combustóleo directamente u obteniendo de ella, a partir de procesos industriales, sustancias que se puedan aprovechar como combustibles (de Lucas Martínez *et al.*, 2004).

La energía eólica como su nombre lo indica, se obtiene a partir del viento, esta energía se recoge por medio de aerogeneradores que al moverse por efecto de las corrientes de aire generan energía cinética, la que se aprovecha para producir energía eléctrica. El éxito de esta forma de obtener energía yace en el hecho de que en algunos lugares, debido a las corrientes

de aire, es más barato producir energía de este modo y además es una forma de proporcionar electricidad en regiones remotas que no cuentan con red eléctrica (Gasch y Twele, 2013).

Otra forma de energía renovable es la energía geotérmica, en la que se obtiene energía aprovechando el calor que viene del interior de la Tierra. Debido a las altas temperaturas que presenta la Tierra en su interior, donde el agua llega hasta las capas profundas, el agua se calienta y asciende. En algunos casos este vapor de agua se manifiesta como fuentes termales; y en otros, la tecnología actual permite aprovechar esta energía perforando y bombeando el agua desde capas inferiores. Dependiendo de la temperatura de salida que se tenga se utilizan distintas técnicas para convertir el vapor en energía eléctrica (Pous, 2004).

En muchos países, principalmente los más desarrollados, se utilizan y desarrollan los métodos antes descritos; en México se utilizan algunas fuentes alternas para producir energía de forma renovable, por ejemplo en 2013 se generaron 1050 MW por procesos geotérmicos y eólicos. Sin embargo, esto solo representa el 2.06% del total producido ese año (CFE, 2013).

En México, no se han implementado ampliamente estas formas de obtención de energía pese a que nuestro yacimiento más grande de petróleo, Cantarell, ya pasó su momento de mayor producción. Por tanto, se requiere del estudio de nuevas posibilidades de generar electricidad por otros medios, de preferencia renovables, su capacidad de producción de energía y que tan redituables resultarían.

En la Tierra, por cada litro de agua que hay en la atmosfera hay 33 litros de agua dulce, 1,500 de hielo concentrados en los polos y 90,000 en los océanos; por esto resulta importante estudiar la capacidad que tiene el océano de producir energía (Ávila, 2003).

1.1 Producción de Energía Eléctrica en los Océanos

Los océanos son recolectores de energía de diferentes formas. La radiación que reciben del sol es almacenada como calor produciéndose un gradiente térmico vertical y horizontal, las variaciones verticales de temperatura, que son las más intensas, se puede aprovechar para generar energía eléctrica mediante plantas llamadas Convertidores Térmicos

de Energía Oceánica. Por otro lado, el viento induce el oleaje el cual se ha aprovechado mediante el uso de diversos sistemas para generar electricidad y, finalmente, la atracción gravitacional del Sol y la Luna generan las mareas, las cuales también se aprovechan en algunos lugares para obtener energía eléctrica. Para que estos sistemas sean aplicables las regiones donde se pretendan instalar deben cumplir ciertos requisitos mínimos, por lo que es necesario realizar un estudio para conocer sus características y poder determinar qué tan redituables y convenientes resultarían (Amorocho, 2000).

1.1.1 Energía Mareomotriz

La energía mareomotriz se genera a partir de las mareas. Generalmente en los mares y océanos se tienen dos mareas altas y dos bajas al día, las cuales se generan por la fuerza resultante de la atracción gravitacional entre la Luna, el Sol y la Tierra; y la fuerza centrífuga, aunque también influyen la profundidad y la forma del fondo. La amplitud de la marea que se registra normalmente está entre 1 y 3 m, aunque hay lugares donde es muy baja, entre 15 y 30 cm y otros donde llega a medir de 12 a 15 m (Godin, 1988).

La potencia aprovechable de las mareas a escala mundial oscila entre los 60 y 70 millones de KW anuales, que es equivalente a 2000 millones de toneladas de carbón. Aunque estas cifras son muy elevadas, en realidad la capacidad de producción real es muy limitada debido a que no en todas las regiones es redituable colocar plantas mareomotrices para captar ésta energía (IES Teguestre, 2013).

Las principales características que debe cumplir una región para poder colocar una de estas plantas es que la altura de sus mareas debe ser mayor a cinco metros y la costa debe tener una forma tal que sea fácil colocar diques. Normalmente, éstas características se cumplen en estuarios o bahías. La forma en la que se produce la electricidad es por medio de turbinas de palas orientables, las cuales se conectan a un alternador. Al subir y bajar la marea las palas de las turbinas se mueven, produciendo una corriente que se aprovecha al máximo al conectar las turbinas al alternador. Como en todos los métodos de producción de energía se tienen ventajas y desventajas. Una de las ventajas es que se trata de energía producida por una fuente renovable y todo el año está disponible. Sin embargo, su uso puede afectar el

ecosistema de la zona y el costo de instalación de la planta es muy elevado y no siempre resulta redituable a corto plazo (Charlier y Finkl 2009).

La única central mareomotriz que actualmente se encuentra en funcionamiento está en La Rance, Francia, donde las alturas de marea llegan hasta los 12 m. Hay otras dos que se encuentran abandonadas una en Canadá y otra en Gran Bretaña.

1.1.2 Energía Maremotérmica

Debido a que la energía solar calienta el agua de las capas superiores del mar, se crea un gradiente térmico entre esta zona y las zonas más profundas; encontrando algunas veces diferencias de temperatura de hasta 25 °C. Para aprovechar este gradiente de temperatura se utilizan motores térmicos los cuales funcionan entre dos focos que se encuentran a diferente temperatura. La energía se transforma de térmica a eléctrica mediante el Ciclo de Rankine. Dicho ciclo consiste en utilizar el agua de la superficie y evaporarla a baja presión para que con el vapor generado se accionen turbinas para producir energía, al final del ciclo el agua se vuelve a licuar y se reincorpora al mar. Otra forma de llevarlo a cabo es mediante una variante conocida como ciclo de Rankine cerrado; en este caso se tiene un flujo de bajo punto de ebullición dentro de la planta, el cual con la temperatura de la superficie se evapora y así se mueven las turbinas, para que el fluido se enfríe y condense se bombea agua profunda y vuelve a comenzar el ciclo (Manzano, 2008).

Estas plantas siempre producen energía eléctrica y cuando se utiliza el ciclo abierto también generan agua potable e hidrógeno. Además, las zonas en donde se instalan se convierten en zonas propicias para la acuicultura, debido la cantidad de nutrientes que se acarrearán de aguas subsuperficiales al bombear el agua para enfriar el sistema (Márquez Moreno, 2009).

A pesar de todo esto, existen algunos problemas debido a que se requiere energía para bombear el agua profunda y las plantas sufren muchos problemas de corrosión por lo que el mantenimiento resulta muy caro (Miguélez Pose, 2010).

1.1.3 Energía de las Olas

Las olas son generadas principalmente por los vientos, debido a su irregularidad no se puede tener un buen aprovechamiento de ellas, además su rendimiento es muy bajo y la zona sufre gran impacto ambiental al colocar un captor de este tipo de energía.

A la fecha existen dos tipos de captores de olas, que aún se encuentran en fase experimental. Los captadores activos tienen en su estructura elementos que se mueven en respuesta a las olas y la energía se genera gracias al movimiento relativo entre las partes móviles y las fijas. Los captores pasivos están formados por una estructura fija en el fondo y la energía se extrae directamente del movimiento de las partículas del agua (Mujal Rosas, 2003), o de corrientes generadas por el oleaje.

1.2 Los mares de México

En teoría, los mares de México, presentan condiciones para instalar cualquiera de las plantas antes mencionadas; sin cerrar la posibilidad de buscar otras formas de obtener energía del océano para lugares específicos dependiendo de su morfología, ubicación y características físicas.

México cubre una superficie total de 1,964,375 km² y 3,269,386 km² de agua en su zona económica exclusiva (ZEE), es decir 1.6 veces más de superficie en mares y océanos que en continente. Tiene 11,122 km de litorales continentales y ocupa el segundo lugar, en América en extensión de costas, solo después de Canadá. Por lo anterior se debe explorar la posibilidad de poner plantas para generar energía utilizando sus zonas marinas (Cortina Segovia *et al.*, 2007).

Las costas y mares en México están repartidas en el oeste en el Océano Pacífico y Golfo de California y en el este en el Golfo de México y Mar Caribe (Martín del Campo, 2007). En cada lugar, dependiendo de sus características físicas, condiciones topográficas, y ubicación, se debe determinar cuál de las formas de producción de electricidad es la mejor opción y para esto es importante hacer estudios y estimaciones de la cantidad de energía que se puede producir.

1.3 Inducción de Campos Eléctricos en el Océano

La ley de inducción electromagnética o ley de inducción de Faraday, enuncia que en un circuito eléctrico que interactúa con un campo magnético se produce una fuerza electromotriz (Sadiku, 2003). Por otra parte la fuerza de Lorentz, dice que si una partícula con carga se mueve en presencia de campos magnéticos experimenta una fuerza debida al campo, esta fuerza hace que los electrones se desvíen y se cree una diferencia de potencial dentro del medio en el que se mueven, es decir, se induce un campo eléctrico (Jackson, 1999).

El agua de los océanos no es totalmente pura, ésta se compone de aproximadamente 96.5% de agua y el resto de otras sustancias disueltas, que se introducen al agua por procesos químicos, físicos y biológicos que se dan entre la atmosfera, los océanos y el subsuelo. Son las otras sustancias las que la hacen conductora y le dan sus características específicas, muy distintas a las del agua pura (Riley y Chester, 1989).

Gracias al fenómeno físico, conocido como inducción de fem por movimiento, se produce energía debida al movimiento del océano en presencia del campo magnético terrestre. Actualmente, esto se utiliza para medir algunas de las propiedades físicas del agua de mar, como la conductividad o la velocidad con la que se mueven las corrientes. Es importante calcular la magnitud y dirección del campo eléctrico que se produce y a partir de éste estimar otras propiedades como la densidad de corriente y la diferencia de potencial que se generan en diversas regiones, para así poder determinar qué tan viable y redituable resulta buscar una forma de recoger la energía eléctrica que se produce.

1.4 Campo Magnético de la Tierra

Los electrones tienen un momento magnético intrínseco (espín) y debido a su movimiento orbital alrededor del núcleo de un átomo se crea un momento magnético orbital (Beiser, 2002). Sin embargo, no siempre se heredan estas propiedades magnéticas a los materiales, normalmente en un material los electrones están orientados aleatoriamente y las propiedades magnéticas no se presentan. Dependiendo de la estructura de cada material la configuración de sus electrones puede darse de forma distinta. En los materiales ferromagnéticos se da de tal modo que la mayoría de los electrones están orientados en una dirección, creando entonces una fuerza magnética y dándole al material propiedades como campo magnético. Algunos de los materiales que presentan propiedades magnéticas fácilmente detectables son el hierro, níquel y sus aleaciones (Feynman *et al.*, 1987).

La Tierra se compone principalmente de 8 elementos: hierro (32%), oxígeno (30%), silicio (15%), magnesio (14%), azufre (3%), níquel (1.8%), calcio (1.5%) y aluminio (1.5%); el 1.2% restante se compone en pequeñas cantidades de los otros elementos (Morgan y Anders, 1980).

Estudiar las capas interiores de la Tierra directamente es imposible ya que solo se puede tener acceso directamente unos pocos kilómetros por debajo de la superficie, es por esto que se usan métodos indirectos. Existen principalmente dos modelos que explican la estructura interior de la Tierra: el modelo estático que lo hace dependiendo de la composición química de las capas, y el modelo dinámico que se basa en el comportamiento mecánico de los materiales. No obstante, ambos coinciden en muchos puntos (Karato, 2008).

Cuando inició la sismología como una ciencia se empezó a explorar la estructura interior de la Tierra, estudiando cómo la energía de los terremotos viaja a través de la Tierra -midiendo la velocidad de propagación de las ondas-. Con un modelo dinámico fue posible definir, por su diferencia de densidad, cinco capas de la superficie al centro de la Tierra; en general la densidad de estas capas aumenta con la profundidad. La capa externa es la corteza; las siguientes capas se conocen como manto superior y manto inferior y las últimas son el núcleo externo e interno (Fig. 1.4.1). El núcleo interno por su densidad se piensa que es sólido y el núcleo externo se asume que está compuesto de un fluido relativamente homogéneo (Tanimoto, 1995).

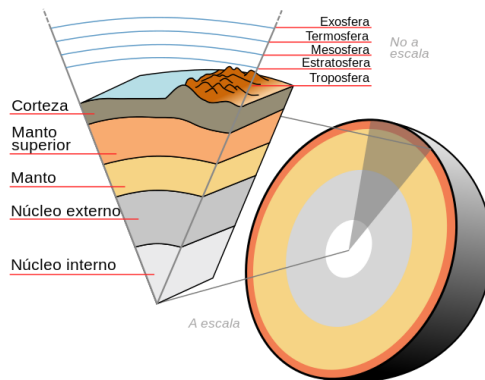


Figura 1.4.1 Capas geológicas del interior de la Tierra (tomado de Jordan, 1979).

El poder dividir la Tierra en estas cinco capas permitió calcular la densidad tanto del planeta como de cada una de las capas. La densidad del planeta se calcula en 5.50 g cm^{-3} aproximadamente. Se sabe que la densidad de los materiales de la corteza terrestre es de aproximadamente 2.65 g cm^{-3} , mientras que a partir de la estructura interna de la Tierra y la evidencia sísmica se calcula la densidad del centro de la Tierra en 16.26 g cm^{-3} (Espíndola, 1989).

La corteza está compuesta principalmente por oxígeno y rocas de silicio, magnesio y aluminio. El manto, al igual que la corteza, está compuesto de materiales rocosos de mayor densidad, compuestos de silicio, magnesio, aluminio, calcio y azufre. El núcleo de la Tierra por su densidad y la presión a la que se encuentra se cree que es sólido y que está compuesto principalmente de hierro y níquel (Tanimoto, 1995).

La Tierra, debido a su composición, principalmente a la del núcleo, genera un campo magnético, que según registros geológicos ha existido por millones de años. Si se toma en cuenta el tamaño y la conductividad eléctrica del centro de la Tierra el campo magnético debió desaparecer algunas decenas de miles de años después de que se formó, ya que la temperatura en el centro de la Tierra es muy alta, comparable con la temperatura en la superficie del sol. La respuesta más aceptada al porque el campo magnético de la Tierra no se ha disipado es que en el centro de la Tierra, entre el núcleo interno y el externo, se llevan a cabo mecanismos de convección que junto con la fuerza de Coriolis, hacen que el núcleo

externo se mueva, lo que genera un campo magnético con el que se puede compensar el que se va perdiendo (Glatzmaier y Roberts, 1995).

El campo magnético de la Tierra, campo geomagnético, se puede comparar en general con el de un imán de barra. Si se deja suspendido un objeto con propiedades magnéticas en cualquier punto del planeta este oscilará libremente hasta orientarse con la línea más fuerte del campo geomagnético que pase por ese lugar; así, se observa que los polos del campo geomagnético no son los mismos que los polos geográficos. El polo sur magnético está situado aproximadamente en $73^\circ \text{ N} - 100^\circ \text{ W}$ y el polo norte en $78^\circ \text{ S} - 110^\circ \text{ E}$ (Fig. 1.4.2a). Sin embargo, los polos no siempre han estado ahí, estos se mueven y han llegado a invertirse, aunque estos movimientos solo son perceptibles en escalas de miles de años (Fig. 1.4.2b). Con la información que se tiene actualmente no es posible predecir cuándo ocurrirá la próxima inversión. Por convención, las líneas de fuerza del campo magnético se pintan saliendo del norte magnético y apuntando al sur (Wallace Hall, 2003).

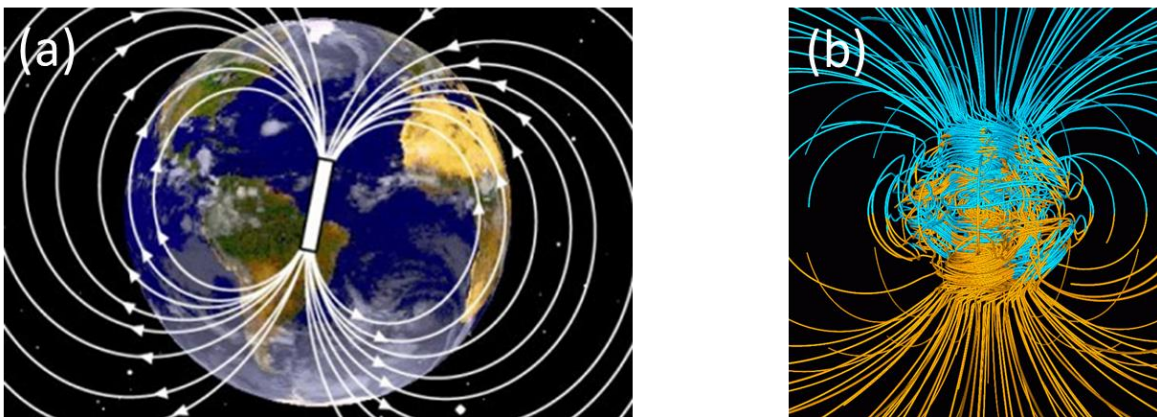


Figura 1.4.2 a) Líneas de campo magnético de la Tierra si se supone que hay una barra de imán en el centro de ésta con el norte magnético en el hemisferio sur (tomado de <http://davidhuerta.typepad.com/.a/6a01347ff0d110970c014e8bf96388970d-popup>). (b) Simulación de las líneas de campo magnético de la Tierra en un periodo estándar entre inversiones, usando el modelo Glatzmaier-Roberts con amarillo las líneas de campo que salen de la Tierra y con azul donde se cierran al volver a entrar (Glatzmaier y Roberts, 1996).

La magnitud del campo magnético de la Tierra varía entre $25 \mu\text{T}$ y $65 \mu\text{T}$, siendo más fuerte en los polos, normalmente está dirigido hacia abajo y hacia el norte, formando un

ángulo de aproximadamente 10° respecto al eje de rotación del planeta; aunque realmente la magnitud y dirección de este varían un poco dependiendo del lugar. La aproximación de un campo dipolar supone alrededor de un 80 – 90% del campo total en la mayor parte de las localizaciones (Merrill., 1998).

1.5 Conductividad del Agua de Mar

El agua de mar es una solución, resultado de la mezcla de agua pura y un gran número de elementos y compuestos químicos. La química fundamental del agua de mar es relativamente constante, no así sus características físicas; éstas varían en todas direcciones, dimensiones, geográficamente y además son función de las corrientes y masas de agua. La siguiente explicación de las propiedades del agua de mar se basa en las notas de clase de Oceanografía Física impartidas por Salas de León y Monreal Gómez (2013).

Las propiedades químicas del agua de mar son en gran parte resultado de la estructura de la molécula de agua; la cual consiste en un átomo de oxígeno combinado con dos de hidrógeno. Ya que el oxígeno tiene seis electrones en su última capa, se puede enlazar con dos átomos de hidrógeno, compartir con cada uno un electrón y formar una molécula estable (Fig. 1.5.1a). La estructura resultante de esta unión tiene un ángulo de enlace entre los dos átomos de hidrógeno de 105° . Aunque el agua es eléctricamente neutra la partícula tiene un lado positivo y otro negativo y se dice que es una molécula polar (Fig. 1.5.1b).

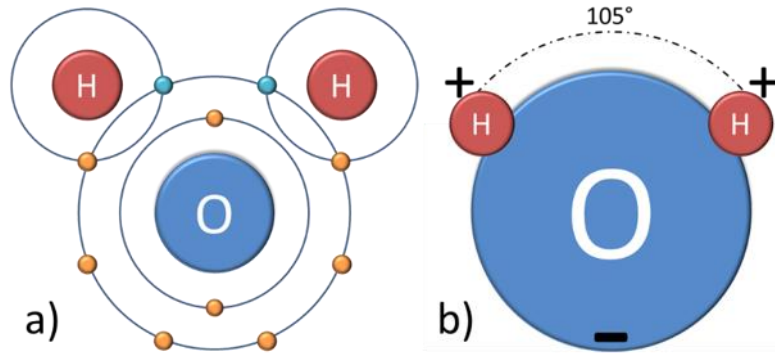


Figura 1.5.1 (a) Esquema del acomodo de los electrones en la molécula del agua. (b) molécula del agua parcialmente positiva en el extremo de los hidrógenos y parcialmente negativa en el oxígeno, lo que muestra su naturaleza polar.

Gracias a que la molécula de agua es polar el agua es un excelente solvente; es decir el agua tiene una gran capacidad de disolver sales. Esto explica la abundancia de sales disueltas en el agua de mar (Peña *et al.*, 2004).

En la Tierra, el agua se presenta en tres estados: líquido, sólido y gas (Fig. 1.5.2) en las condiciones que prevalecen en la superficie terrestre, dependiendo de la temperatura y presión (Ghislain, 2003).

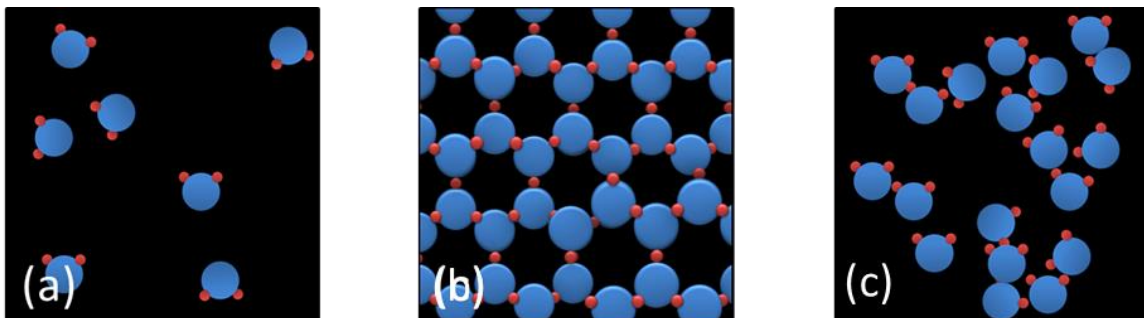


Figura 1.5.2 Organización de las moléculas de agua en (a) gas, (b) sólido, (c) líquido.

En su fase gaseosa, vapor de agua (Fig. 1.5.2a), las moléculas se encuentran independientes unas de otras, es por esto que el compuesto no tiene tamaño ni forma específica, puede tomar la forma y ocupar todo el volumen del recipiente que lo contiene;

ejerciendo en él una presión proporcional a la cantidad de moléculas que hay y a la temperatura a la que se encuentra el sistema.

En su fase sólida; hielo (Fig. 1.5.2b), las moléculas se encuentran atrapadas en una posición relativa a las partículas de los alrededores, se dice entonces que tiene estructura cristalina; lo cual le da al hielo forma y tamaño específico. Los anillos de seis lados que definen la estructura del hielo hacen que éste no sea tan denso como el agua y le permiten flotar sobre ella.

Su fase líquida (Fig. 1.5.2c) es la intermedia entre vapor y hielo, el agua no se puede expandir para llenar un recipiente y sus moléculas se encuentran juntas pero no atrapadas en una posición fija y no tienen una estructura regular. Las moléculas en el agua se encuentran tanto solas como agrupadas, unidas por puentes de hidrógeno, con los extremos de los hidrógenos con carga positiva con el oxígeno de otra molécula con carga negativa (Rodríguez y Martín, 1999).

Por cada litro de agua en la atmósfera, en la Tierra hay 33 litros de agua dulce, 1,500 de hielo, concentrados en los polos, y 90,000 de agua en los océanos. El agua de los océanos no es cien por ciento pura, tiene aproximadamente 3.5% de impurezas disueltas. Son esas otras sustancias las que dan las características específicas del agua marina (Colin, 2004).

Algunas de las características y propiedades importantes del agua de mar son la temperatura, salinidad, presión, conductividad térmica, conductividad eléctrica, compresibilidad, transparencia óptica, índice de refracción, tensión superficial, absorción de la luz, velocidad del sonido, entre otras. Todas ellas relacionadas entre sí, siendo de las más importantes medidas directamente, la temperatura, la salinidad y, la presión; con las que se calcula la densidad del agua de mar.

El agua pura tiene una conductividad eléctrica extremadamente baja debido a la asimetría de la distribución de las cargas eléctricas dentro de la molécula de agua. Las moléculas se agrupan, unidas por puentes de hidrógeno, los extremos de los hidrógenos con carga positiva con el oxígeno de otra molécula con carga negativa. Así prácticamente no existen partículas libres para transmitir la corriente y por ese motivo el agua tiene una gran capacidad como solvente de sales (Fig. 1.5.3).

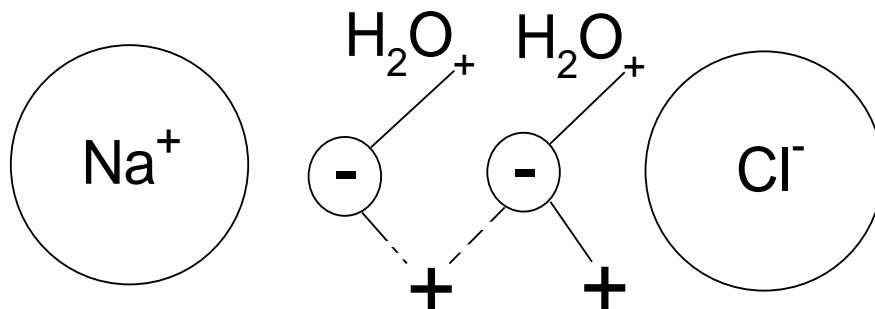


Figura 1.5.3. Los átomos de hidrógeno con su exceso de carga positiva son atraídos por el ion negativo (Cl^-) y el oxígeno de una molécula vecina formando un puente de hidrógeno, mientras que el oxígeno es atraído por el ion positivo (Na^+).

De ese poder de disolución resulta que el agua de mar contiene siempre iones libres que se pueden desplazar, aumentando la conductividad eléctrica extraordinariamente. Por esa razón el agua de mar tiene una conductividad eléctrica relativamente elevada, aproximadamente mil veces mayor que el agua potable y su valor aumenta con la temperatura como una función casi lineal, aumentando también con la salinidad (Tabla 1.5.1).

Tabla 1.5.1

Conductividad eléctrica del agua de mar en $\text{ohms}^{-1} \text{cm}^{-1} \times 10^{-5}$, dependiendo de la salinidad y temperatura.

S	T °C		
	0	15	25
10	923	1378	1712
20	1747	2594	3214
30	2528	3740	4626
40	3276	4834	5967

La materia conduce en mayor o menor grado la corriente eléctrica, A esa propiedad se conoce como conductividad eléctrica de la materia y su valor es el recíproco de la resistividad eléctrica. La resistividad se mide en $(\Omega \text{ m})$ y por lo tanto, la conductividad se mide en $(\Omega \text{ m})^{-1}$.

En vista de la relación tan marcada que existe entre la conductividad y las sales disueltas en el agua de mar, se puede utilizar este factor como indicador de la salinidad, si se conoce su temperatura; y con base en la salinidad y temperatura se puede determinar también la conductividad. Recientemente, con el desarrollo de la electrónica, se han logrado instrumentos que permiten la determinación de la salinidad mediante la valoración rápida y exacta de la conductividad eléctrica, cuando se conoce la temperatura de la muestra.

La cantidad de sal no es la misma en todo el océano, en ciertas zonas es mayor debido a la evaporación. Al evaporarse el agua de mar lo que se evapora es fundamentalmente agua pura, por lo que se queda la sal que estaba contenida en dicha cantidad de agua, resultando con esto en zonas de mayor salinidad. Por el contrario, en las regiones costeras, donde llega el agua de los ríos disminuye la cantidad de sal del agua de mar ya que el agua de los ríos es agua con salinidades muy bajas. Esto resulta en un campo de salinidad no homogéneo en los océanos y por ende también de la conductividad.

1.6 Corrientes de Marea

El problema físico de las mareas llamó la atención de grandes filósofos, científicos y matemáticos como Galileo, Descartes, Bacon, Kepler, Newton, Bernoulli, Euler, Young, Whewell, Airy, Kelvin, Darwin, Lamb, Legendre entre muchos otros (Cartwright, 2001). El ascenso y descenso periódico del nivel del mar era una situación conocida desde hace mucho tiempo por la mayoría de los pobladores de las regiones próximas a la costa, su relación con la Luna, el Sol y otros astros, es lo que se desconocía.

La ley de la atracción gravitacional universal postulada por Newton, enuncia que la presencia de una partícula de masa M_L en el espacio genera un campo gravitacional y, que si hay otra masa M_B en el espacio, se generará una fuerza de atracción entre ambas, cuya magnitud está dada por:

$$F = \frac{GM_L M_B}{R_{LB}^2} \quad (1.6.1)$$

dónde $G (= 6.658 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2})$ es la constante universal de gravitación y R_{LB} es la distancia entre los dos cuerpos. Si la partícula M_B es sometida a un campo de fuerza adicional debido a otra masa (M_T), la fuerza ejercida sobre la masa M_B será la fuerza de atracción gravitacional debida a la masa M_L más la fuerza de atracción debida a la masa M_T (Fig. 1.6.1).

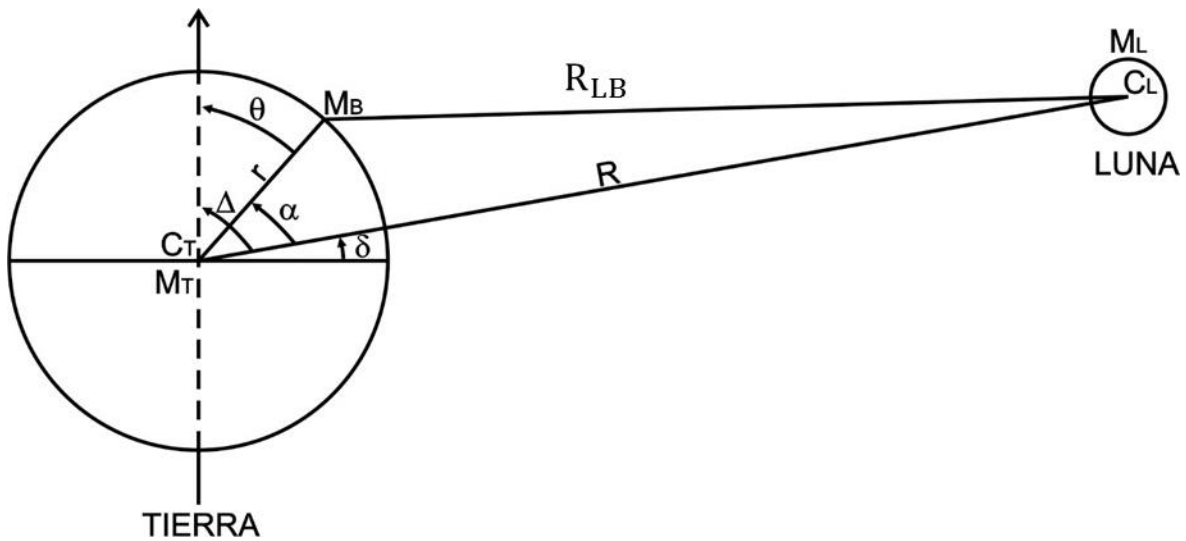


Figura 1.6.1 Sistema Tierra-Luna. M_B representa la masa de una partícula sobre la superficie de la Tierra, M_T es la masa de la Tierra, M_L la masa de la Luna, r el radio promedio de la Tierra, R la distancia media del centro de la Tierra al centro de la Luna.

Ronday (1976) establece que la relación de la fuerza gravitacional entre los astros, en el sistema Tierra-Luna es balanceada por la fuerza centrífuga que se genera por este sistema de dos cuerpos, al moverse en la órbita alrededor de su centro de masa común. En el caso del sistema Tierra-Sol la fuerza centrífuga es debida al movimiento de la Tierra alrededor del Sol. Entonces, la fuerza generadora de marea es la resultante de la fuerza de atracción gravitacional y la fuerza centrífuga. La fuerza de marea es expresada por:

$$F_M = 2 \frac{GM_B M_L r}{R_{LB}^3} \quad (1.6.2)$$

La razón entre la fuerza de marea y la fuerza de atracción gravitacional de la partícula M_B se expresa como:

$$RF_{L,S} \cong 2 \frac{M_{L,S}}{M_T} \left(\frac{r}{R_{L,S}} \right)^3 \quad (1.6.3)$$

dónde $M_{L,S}$ es la masa de la Luna o del Sol; M_T es la masa de la Tierra, r el radio promedio de la Tierra y $R_{L,S}$ la distancia media de la Tierra a la Luna o al Sol. La masa del Sol es 1.989×10^{30} kg, la masa de la Tierra es 5.9736×10^{24} kg y la masa de la Luna es 7.3497×10^{22} kg; mientras que la distancia media entre la Tierra y el Sol es 149 597 871 km y, de la Tierra a la Luna es sólo de 384 400 km, introduciendo estos valores de $M_{L,S}$, M_T , r y $R_{L,S}$ en (1.6.3), obtenemos:

$$RF_{L,S} \cong \begin{cases} \text{Luna} & , & 0.56 \times 10^{-7} \\ \text{Sol} & , & 0.26 \times 10^{-7} \end{cases} \quad (1.6.4)$$

La razón entre la fuerza de marea Lunar y la fuerza de atracción gravitacional es Tierra-Luna es casi el doble de la razón de las mismas fuerzas generadas por el Sol, aunque su orden de magnitud sea igual, no obstante que la masa del Sol es mayor, esto se debe a que la distancia entre la Luna y la Tierra es mucho menor que la del Sol a la Tierra.

Al considerar la fuerza de atracción ejercida sobre una partícula de masa unitaria en la superficie del océano se tiene:

$$g = \frac{GM_T}{r^2} \quad (1.6.5)$$

la cual es dirigida hacia el centro de la Tierra, y al considerar la tierra en rotación se debe tener en cuenta la aceleración centrífuga ($g' = \Omega^2 A$), dirigida hacia afuera perpendicular al eje de rotación, donde Ω es la velocidad angular de la tierra, A es la distancia al eje de rotación ($A = r \cos \phi$) donde ϕ es la latitud:

$$g' = r\Omega^2 \cos\phi \quad (1.6.6)$$

la cual se encuentra en dirección paralela al plano ecuatorial. La resultante

$$g_a = g - \Omega^2 r \cos^2\phi \quad (1.6.7)$$

es conocida como gravedad aparente y, es la resultante entre la atracción gravitacional de la Tierra y la fuerza centrífuga y, corresponde a una diferencia de 0.5% entre el Ecuador y los polos y de 0.09% en entre la superficie del mar y a 4000 m de profundidad. No obstante que estas variaciones son pequeñas, son varios órdenes de magnitud mayor a las variaciones debidas a la fuerza de marea. Por lo que, las mareas producidas por los astros serán fundamentalmente consecuencia de las diferencias en la atracción gravitacional de los astros, que se presenten entre diferentes puntos en la superficie de la Tierra.

En el centro de la Tierra la atracción ejercida sobre una partícula está en equilibrio con la fuerza debida al movimiento orbital de la Luna al rededor del centro de masa común del sistema Tierra-Luna. La fuerza orbital por unidad de masa está dada por:

$$F_O = G \frac{M_B}{R^2} \quad (1.6.8)$$

la fuerza está dirigida sobre la línea que une el centro de masa de la Tierra con el de la Luna, $\overline{C_T C_L}$ (Fig. 1.6.1). En el punto M_B , la fuerza de atracción de la Luna $\left(G \frac{M_L}{R_{LB}^2}\right)$ está dirigida sobre $\overline{M_B C_L}$ y ésta será más grande o más pequeña que la fuerza orbital conforme el ángulo zenital de la Luna (α) sea más pequeño o más grande que $\frac{\pi}{2}$. La componente vertical de la fuerza de marea es muy pequeña en comparación con la fuerza de la gravedad, mientras que la componente horizontal de la fuerza de marea producida por la Luna, en comparación de la fuerza de gravedad es:

$$\frac{F_{HM}}{g} = \frac{3}{2} \frac{M_L}{M_T} \left(\frac{r}{R}\right)^3 \text{sen } 2\alpha \quad (1.6.9)$$

Lo cual nos da para la masa de la Luna, un valor medio de 0.84×10^{-7} . Este valor continua siendo muy pequeño, pero el hecho de que la variación latitudinal de la componente horizontal de la gravedad sea también muy pequeña, implica que a gran escala se pueden tener algunos centímetros de diferencia en el nivel del mar a causa de la fuerza de atracción de la Luna; por ejemplo, en el Mar Negro se observan diferencias en el nivel del mar de 0.08 m en 1000 km (Cartwright, 1976). En ciertos mares continentales la fuerza de marea puede ser despreciada. En el Mar del Norte, Runday (1976) reporta que la amplitud máxima producida por las fuerzas astronómicas de la Luna y del Sol son respectivamente de 0.03 y de 0.008 m, lo que permite despreciar la fuerza astronómica como mecanismo de generación directo de las corrientes marinas en los modelos hidrodinámicos de marea, ya que las observaciones en el Mar del Norte son de amplitudes mayores a 0.20 m, por lo que debe de existir otra forma en la cual los astros influyen en las variaciones del nivel del mar. De lo anterior se concluye que la componente horizontal de la fuerza astronómica y sus variaciones al interaccionar con la geometría de los mares es la responsable de las grandes amplitudes en las mareas, a esta perturbación se le conoce como marea oceánica. Por lo que es necesario tener en cuenta el efecto de las mareas oceánicas al tratar de reproducir, mediante un modelo numérico, la circulación por marea en los océanos.

La rotación de la Tierra sobre su eje provoca el paso de M_B delante de la Luna, una vez por día, esto genera un plano con un ángulo δ con respecto al plano ecuatorial que cambia cada día. Cuando $\delta = 0$, la luna se encuentra en el plano ecuatorial de la Tierra. La declinación lunar provoca las desigualdades diurnas en la marea.

Las mareas debidas a la Luna tienen una intensidad aproximadamente dos veces mayor a las producidas por el Sol, esto se debe a que la distancia entre la Tierra y el Sol es mucho mayor a la que existe entre la Tierra y la Luna. Al comparar las fuerzas debidas a la Luna y las debidas al Sol, usando la ecuación (1.6.2) para cada caso, se obtiene:

$$\frac{F_{ML}}{F_{MS}} \cong 2.1 \quad (1.6.10)$$

Por lo que, los efectos debidos a la marea lunar son mayores a los ocasionados por la marea solar. Cuando la Luna y del Sol están alineados con la Tierra, las fuerzas de marea se suman

y se produce una marea cuya amplitud es mayor, esto ocurre durante las fases de luna llena o luna nueva; a estas mareas se les llama mareas vivas, por el contrario durante las otras dos fases de la Luna se producen mareas de amplitudes mucho menor y en estos casos se les llama mareas muertas, que ocurren cuando los tres cuerpos están en cuadratura.

Existe también una modulación mensual, debida a las variaciones de la distancia entre la Luna y la Tierra, esto porque la Luna describe un elipsoide durante su trayectoria de traslación. Otra modulación es debida a las variaciones latitudinales de la posición del Sol y de la Luna con respecto a la posición de M_B . También hay modulaciones inducidas por los otros planetas, aunque generalmente son despreciables.

La atracción lunar combinada con el efecto de Coriolis produce un sistema complejo de corrientes, no obstante que se tengan geometrías muy sencillas. La fuerza de Coriolis tiene dentro de un fluido un efecto que depende de las características de la oscilación, por lo que, entre mayor sea el periodo de una onda en el océano, ésta “sentirá” un mayor efecto de la rotación de la Tierra. Se puede imaginar, una dirección privilegiada de rotación de la onda de marea en el hemisferio norte, en una cuenca circular de profundidad constante, inducida por la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, ésta tenderá a desviarse hacia su derecha.

La marea inducida directamente por el efecto de atracción de los astros se le llama marea astronómica, mientras que la que resulta por el paso de la onda de marea de una cuenca oceánica a otra, se le llama marea de cooscilación.

La fuerza de marea astronómica puede ser escrita en función de un potencial de marea (γ). La fuerza de marea astronómica se analiza con el objeto de establecer a detalle las componentes horizontales de marea F_{MX} y F_{MY} en función de un potencial.

Un campo vectorial conservativo se representa por el gradiente negativo de una función potencial, tal que:

$$\vec{F}_M = -\nabla\gamma = -\left(\hat{i}\frac{\partial\gamma}{\partial x} + \hat{j}\frac{\partial\gamma}{\partial y} + \hat{k}\frac{\partial\gamma}{\partial z}\right) \quad (1.6.11)$$

La ventaja de expresar la fuerza de marea en función del potencial γ , es que γ es una función escalar.

El potencial gravitacional generado por una partícula de masa M a una distancia R está dado por (Godin, 1972):

$$\gamma = G \frac{M}{R} \quad (1.6.12)$$

De acuerdo a la figura (1.6.1) y considerando la ecuación (1.6.12), se obtiene que el potencial producido por la Luna a nivel de la superficie del mar es (Newman y Pierson, 1966):

$$\gamma = \frac{GM_L}{R \sqrt{1 - \frac{2r}{R} \cos \alpha + \frac{r^2}{R^2}}} \quad (1.6.13)$$

La deformación de la superficie libre del mar (η), producida por el potencial γ , esta dada por $\frac{\gamma}{g}$ y es llamada potencial de equilibrio o marea de equilibrio.

De la ecuación (1.6.13) se el potencial de marea es una función de la posición del punto M_B sobre la Tierra y de la posición de la Luna, ya que el plano formado la línea ' R_{LB} ' presenta un ángulo α con respecto a la línea que une la Tierra y la Luna y, este cambiará en el espacio y el tiempo. Es necesario entonces, escribir γ como una función de la latitud, de la longitud y del tiempo. Al aproximar la raíz cuadrada de la ecuación (1.6.13) mediante el teorema del binomio ya que el desarrollo de la raíz, para este caso, converge rápidamente se tiene:

$$\gamma = \frac{GM}{R} \left[1 + \frac{r}{R} \cos \alpha + \left(\frac{r}{R}\right)^2 \frac{1}{2} (3 \cos^2 \alpha - 1) + \left(\frac{r}{R}\right)^3 \frac{1}{2} (5 \cos^3 \alpha - 3 \cos \alpha) + \left(\frac{r}{R}\right)^4 \frac{1}{2} (35 \cos^4 \alpha - 30 \cos^2 \alpha + 3) + \dots \right] \quad (1.6.14)$$

Este problema, que resolvió Legendre, fue el que dio origen a la formulación de los polinomios que llevan su nombre. Al reescribir la ecuación (1.6.13) en función de los polinomios de Legendre, ya que el factor $\left(\frac{r}{R}\right)^j$ satisface:

$$P_{j+1}(x) = \frac{2j+1}{j+1} x P_j(x) - \frac{j}{j+1} P_{j-1}(x) \quad (1.6.15)$$

Usando la ecuación (1.6.15) en la (1.6.14) se obtiene:

$$\gamma = \frac{GM_L}{R} \sum_{j=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R}\right)^j P_j \cos\alpha \quad (1.6.16)$$

Dado que $r \ll R$ podemos cortar la serie en $j = 2$. El primer término, P_0 da $\frac{GM_L}{R}$ que es una constante, al momento de aplicar el gradiente este término desaparece, lo que nos dice que no tienen un sentido físico para el caso que estudiamos. El segundo término, P_1 da $\frac{GM_L r}{R^2} \cos\alpha$, éste término representa una fuerza en la dirección $\overline{C_T C_L}$, su amplitud es $\frac{GM_L}{R^2}$; si recordamos la ecuación (1.6.5) se observa que este término está en equilibrio con la fuerza centrífuga y por lo tanto, pierde también su sentido físico en el problema de las mareas como fuerza generadora de corrientes y podemos prescindir de él. Finalmente encontramos que el tercer término, $P_2(\cos\alpha)$, es el término principal en la generación de las mareas. Se puede expresar el coseno de α en función de la latitud ϕ , de la posición del punto M_B , de la declinación δ de la Luna y de la diferencia en longitud geográfica $\Delta\lambda$ de la posición del punto M_B (λ_B), en relación a la posición de la Luna (λ_M), en función del meridiano de Greenwich $[= \lambda_B - \lambda_M + \frac{2\pi}{24}(t-t_0)]$, como:

$$\cos\alpha = \text{sen}\delta \text{sen}\phi + \cos\delta \cos\phi \cos\Delta\lambda \quad (1.6.17)$$

El término principal de la marea $P_2(\cos\alpha)$ después de algunas manipulaciones algebraicas se puede escribir como:

$$P_2(\cos\alpha) = A_0(t) \left(\frac{3}{2} \text{sen}^2\phi - \frac{1}{2}\right) + A_1(t) \text{sen} 2\phi + A_2(t) \cos^2\phi \quad (1.6.18)$$

Que Cartwright (1976) expresa como:

$$\begin{aligned}
A_0(t) &= \text{sen}^2 \delta - \frac{1}{3} && ; \text{ Mareas de periodo grande} \\
A_1(t) &= \frac{3}{2} \text{sen } 2\delta \cos \Delta\lambda && ; \text{ Mareas Diurnas} \\
A_2(t) &= \frac{3}{4} \cos^2 \delta \cos 2\Delta\lambda && ; \text{ Mareas Semidiurnas}
\end{aligned} \tag{1.6.19}$$

Se puede escribir el $\cos \alpha$ como:

$$\cos \alpha = \cos \Delta \cos \theta + \text{sen } \Delta \text{sen } \theta \cos \Delta\lambda \tag{1.6.20}$$

Donde $\Delta = 90^\circ \pm \delta$ y $\theta (= 90^\circ - \phi)$ es la colatitud. Introduciendo la ecuación (1.6.20) en (1.6.14), se obtiene:

$$\begin{aligned}
\gamma = \frac{3}{2} \frac{GM_L r^2}{R^3} & \left[\frac{3}{2} \left(\cos^2 \Delta - \frac{1}{3} \right) \left(\cos^2 \theta - \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{2} \text{sen } 2\Delta \text{sen } 2\theta \cos \Delta\lambda \right. \\
& \left. + \frac{1}{2} \text{sen}^2 \Delta \text{sen}^2 \theta \cos 2\Delta\lambda \right]
\end{aligned} \tag{1.6.21}$$

Dado que solo se toma en cuenta el término $P_2(\cos \alpha)$ en γ , y con el supuesto de que $\delta = 0$, $\Delta = 90^\circ$, se obtiene:

$$\gamma = \frac{GM_L r^2}{R^3} \frac{3}{4} \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta + \text{sen}^2 \theta \cos 2\Delta\lambda \right) \tag{1.6.22}$$

Basta con recordar que $\text{sen } \theta = \text{sen}(90 - \phi)$ para llegar a:

$$\gamma = \frac{GM_L r^2}{R^3} \frac{3}{4} \left(\frac{1}{3} - \text{sen}^2 \phi + \cos^2 \phi \cos 2\Delta\lambda \right) \tag{1.6.23}$$

La ecuación (1.6.23) pone en evidencia el hecho de que el potencial γ es función de ϕ , λ y t , y que la fuerza astronómica de marea es función de r , ϕ y λ , puede ser obtenida a través de:

$$\vec{F}_M = -\nabla\gamma = \hat{e}_r \frac{\partial\gamma}{\partial r} + \hat{e}_\phi \frac{1}{r} \frac{\partial\gamma}{\partial\phi} + \hat{e}_\lambda \frac{1}{r \cos\phi} \frac{\partial\gamma}{\partial\lambda} \quad (1.6.24)$$

lo que da:

$$\vec{F}_M = \frac{GM_L r^3}{R^3} \frac{3}{4} \left[\hat{e}_r \left(\frac{2}{3} - 2 \operatorname{sen}^2 \phi + 2 \cos \phi \cos 2\Delta\lambda \right) - \hat{e}_\phi \operatorname{sen} 2\phi (1 + \cos 2\Delta\lambda) - \hat{e}_\lambda (2 \cos \phi \operatorname{sen} 2\Delta\lambda) \right] \quad (1.6.25)$$

Que es la fuerza de marea astronómica sobre la Tierra en función de la latitud, longitud y de la distancia al centro de masa de la Tierra para cuando coinciden el plano de translación de la Luna con el de rotación de la Tierra, en un tiempo dado. En este caso no hay variaciones quincenales o de periodos mayores ya que para este problema no se consideraron las diferencias entre el plano ecuatorial de la Tierra y el plano de rotación del sistema Tierra-Luna alrededor del centro de masa común.

OBJETIVOS

Objetivo general

Determinar la densidad de corriente eléctrica que se genera por efecto de las oscilaciones del nivel del mar y de las corrientes, inducidas por las mareas, en el Golfo de California y la presencia permanente del campo magnético de la Tierra.

Objetivos particulares

1. A partir de datos del campo magnético de la Tierra reportados por los observatorios y datos de satélite, determinar el valor de campo magnético terrestre en el Golfo de California.
2. En una malla de 9450×9450 m en la horizontal y considerando 12 capas en el Golfo de California, partir de valores de la velocidad de la corriente de marea, y conociendo el valor del campo magnético terrestre, determinar las componentes horizontales del campo eléctrico, producido en las celdas horizontales. Así como su magnitud. Además determinar el campo eléctrico producido en la vertical.
3. Con base en los valores de campo eléctrico determinar la densidad de corriente eléctrica que se produce en cada una de las celdas.
4. Mostrar que la densidad de corriente eléctrica varía en el tiempo periódicamente, con la misma tendencia que las corrientes de marea.
5. Calcular la diferencia de potencial eléctrico que se produce en el Golfo de California.

CAPÍTULO 2

ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de California está localizado en el este del Océano Pacífico; es un mar marginal orientado casi de norte a sur con una inclinación de 32° hacia el oeste con respecto al polo norte, es angosto (150-250 km) y largo (1100 km) con dos cuencas principales, el alto y el bajo Golfo de California, separadas por el archipiélago, el cual está formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo. Los umbrales de San Esteban y Salsipuedes y el Canal de Ballenas (Fig. 2.1.1), con profundidades de 1600 m, separan estas dos regiones. El archipiélago se caracteriza por tener una batimetría compleja, en esta zona la onda de marea incrementa su altura considerablemente y produce intensos procesos turbulentos (Salas de León *et al.*, 2003).

El alto golfo está constituido por una plataforma continental ancha con una profundidad máxima de 200 m y la cuenca Wagner de aproximadamente 300 m de profundidad. La parte sur del golfo está conformada por las cuencas Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero, con profundidades que van de 2000 a 3200 m (Fig. 2.1). De acuerdo a Torres Orozco (1993), las masas de agua del Golfo de California se componen de Agua Profunda del Pacífico (APP), que se encuentra desde el fondo hasta los 1200 m de profundidad, tiene una temperatura característica por debajo de los 4 °C y salinidades que van de 34.56 a 34.75. De los 500 m hasta los 1200 m de profundidad se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico (AIP), cuyas temperaturas van de los 4 °C hasta los 9 °C y salinidades entre los 34.50 y 34.60. Por arriba de los 500 m y hasta los 150 m, se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) con temperaturas entre 9 °C y 18 °C y salinidades entre 34.50 y 35.00. Por arriba de los 150 m se encuentran el Agua Superficial Ecuatorial (ASE) y el Agua del Golfo de California (AGC). El ASE tiene salinidades entre 34.00 y 35.00 y temperaturas superiores o iguales a 18 °C, mientras que el AGC tiene salinidades superiores a 35.00 y temperaturas mayores a 12 °C. En la boca del golfo se ha detectado Agua de la

Corriente de California (ACC) que tiene salinidades mayores a 35.00 y temperaturas entre 12 y 18 °C.

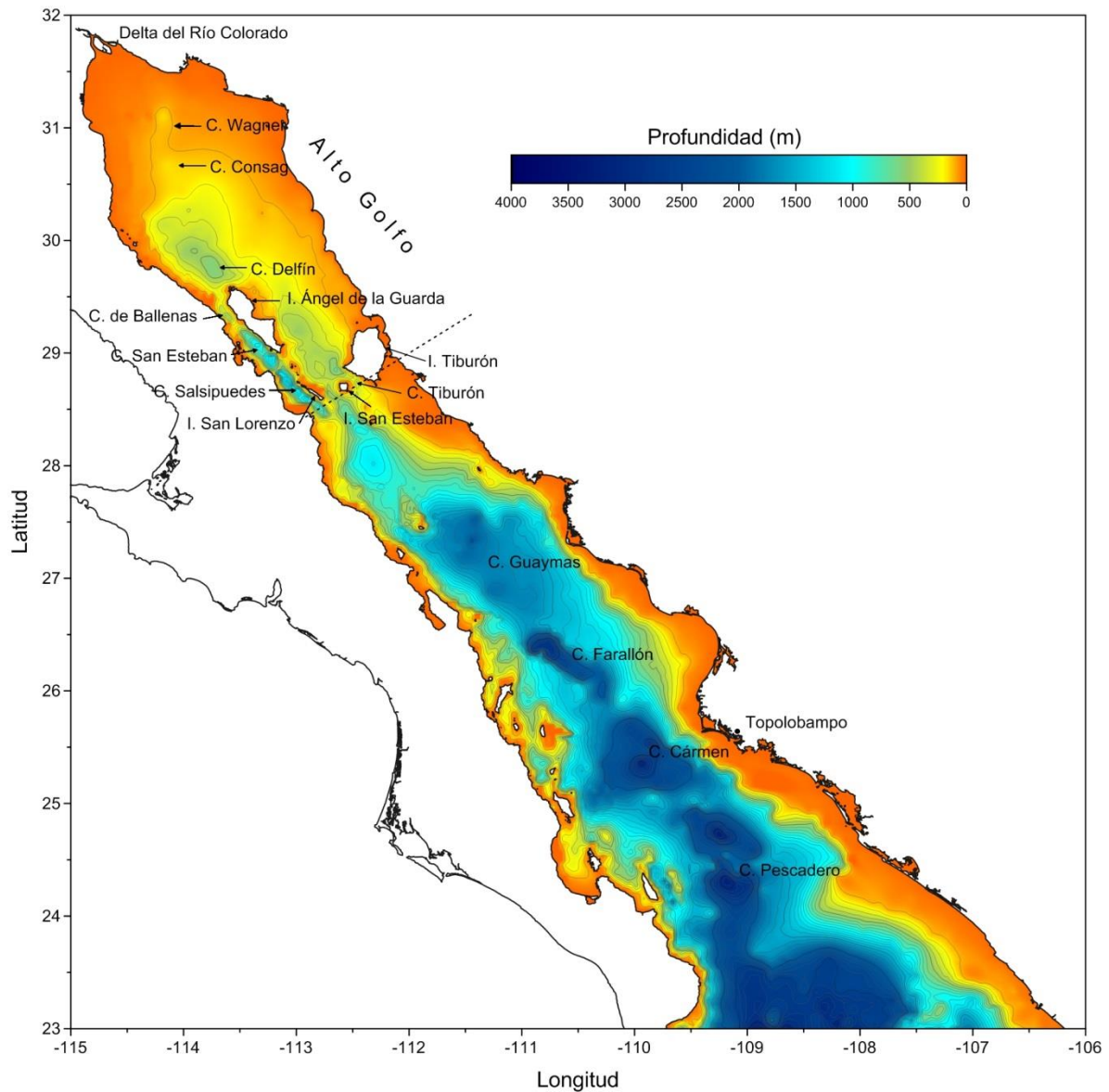


Figura 2.1.1 Ubicación y batimetría del Golfo de California.

El Golfo de California, por su orientación está sometido a un patrón de vientos que cambia estacionalmente. Durante el invierno los vientos van de norte a sur y en el verano de sur a norte, esto resulta en un patrón de vientos polarizados (Badan Dangon *et al.*, 1985). Las corrientes inducidas por los vientos sobre el golfo y la batimetría producen una circulación

intensa y variable (Monreal Gómez *et al.*, 1991; Carbajal, 1993; Marinone, 1998; Marinone, 2003; Martínez y Allen, 2004) e inducen la formación de zonas de surgencias costeras, las cuales cambian de una costa del golfo a otra; en invierno están en la costa este del golfo y en verano en la costa oeste (Badan Dangon *et al.*, 1985).

Salas de León *et al.* (2003) establecen que la circulación producida por el viento en el Golfo de California, en invierno es anticiclónica, mientras que en verano es ciclónica. Varios estudios sobre mareas y circulación residual en el golfo (Carbajal, 1993; Argote *et al.*, 1995; Marinone, 2000; Salas de León *et al.*, 2003;) establecen la importancia de la componente de marea M_2 en la circulación residual y le otorgan más del 70% de la variabilidad de la circulación residual (Salas de León *et al.*, 1998). Las mareas en el alto golfo alcanzan los 10 m durante mareas vivas, con corrientes de aproximadamente 3 m s^{-1} (Carbajal, 1993). Diversos autores (Filloux, 1973; Carbajal, 1993; Argote *et al.*, 1995; Roden y Groves, 1995;) muestran una intensa disipación de la marea por fricción. Carbajal (1993) encuentra que la mayor disipación de la onda de marea se da en el área del delta del Río Colorado y en la región del archipiélago. Las mareas en el Golfo de California también juegan un papel importante en otros fenómenos físicos; forman ondas internas, frentes y mezcla. Imágenes de satélite muestran grupos bien definidos de trenes de ondas internas cerca de los umbrales en la región del archipiélago, debido a la intensa corriente por marea (Fu y Holt, 1984). Por otro lado, la mezcla turbulenta inducida por la marea y las corrientes de marea al interactuar con los umbrales producen pérdida de energía y con ello una intensa disipación de energía.

Argote *et al.* (1995) calcularon una tasa de disipación de energía de 0.3 W m^{-2} en el umbral del Canal Salsipuedes y valores de 0.1 W m^{-2} en el Canal de Ballenas. Carbajal (1993) estimó que la disipación de energía en un ciclo de la componente de marea M_2 produce un incremento de temperatura de $0.001 \text{ }^\circ\text{C}$ en el delta del río Colorado y una pérdida de energía de 750×10^9 Joules en la región de las islas. La interacción con el fondo genera fuertes ajustes de las corrientes que se transforman, vía vorticidad, en movimientos verticales, los cuales llevan agua fría del fondo hacia la superficie. Las regiones de agua fría superficial del área del archipiélago son el resultado de la interacción de las corrientes de marea con la compleja topografía de la zona (Paden *et al.*, 1993; Salas de León *et al.*, 2003).

En el alto golfo y en la región de las islas, las mareas juegan el papel más importante en la generación de las corrientes (Marinone, 2003). Salas de León *et al.* (2003) encontraron una fuerte interacción no lineal de las mareas con la topografía del fondo en el alto golfo y en el archipiélago, lo cual atribuyen al torque o vorticidad que se forma por rectificación de las corrientes con el fondo; esto debido a que cuando la presión hidrostática en el fondo del océano varía a lo largo de las isobatas, la columna de agua tiene que ajustar sus velocidades dando origen a una vorticidad o torque que genera movimientos verticales. Es costumbre dividir ese torque en dos componentes, la primera corresponde al torque que ocurriría si el fluido fuera completamente homogéneo y la segunda representa el ajuste del torque debido a las variaciones de densidad dentro del fluido a través de la dependencia hidrostática de la presión con la densidad del fluido. A esta segunda componente se le llama “efecto conjunto de la baroclinicidad y del relieve del fondo” o JEBAR por sus siglas en inglés (Joint Effect of Baroclinicity and Relief) (Esler y Polvani, 2004; Mertz y Wright, 1992). La primera componente del torque en el Golfo de California fue mostrada por Salas de León *et al.* (2003). La segunda componente se asocia, por lo general, al rotacional del esfuerzo del viento; sin embargo, la componente de marea M_2 en el alto Golfo de California y en la región de las islas, ha mostrado ser un mecanismo de forzamiento más importante para JEBAR que el rotacional del esfuerzo del viento (Salas de León *et al.*, 2003). Esto implicaría la existencia de regiones marcadamente diferentes entre la zona del archipiélago y el resto del golfo.

López Martínez *et al.* (2000) dividen el Golfo de California en tres regiones hidrológicas: 1) la región norte, comprendida entre la boca del Río Colorado y la Isla Tiburón; esta región se caracteriza por ser una zona somera con profundidad promedio de 200 m y grandes variaciones de temperatura, salinidad y marea; 2) la región central, localizada entre la Isla Tiburón y Topolobampo, es una zona profunda con fuertes variaciones en la salinidad y, por último 3) la región sur comprendida entre Topolobampo y Cabo Corrientes con profundidades mayores a 3,000 m, tiene comunicación directa con el Océano Pacífico, sus características termohalinas y de marea están determinadas por las características del Pacífico. Por su parte Lluch Cota y Arias Aréchiga (2000) analizando la variabilidad espacio-temporal fotosintética en el golfo, proponen una regionalización en cuatro zonas: 1) alto golfo, 2) parte central, 3) parte sur y 4) parte oeste de la región de las islas.

CAPÍTULO 3

ANTECEDENTES

El agua salada es un buen conductor. Cuando el agua del océano se mueve a través del campo magnético de la Tierra, se inducen campos eléctricos, corrientes eléctricas y campos magnéticos secundarios. La magnitud de éstos campos depende de la geometría de la región y de la velocidad con la cual se mueve el agua, así como, de la conductividad del agua de mar y de los sedimentos (Stanford, 1971). En 1832 Faraday predijo la existencia de un campo eléctrico inducido en los ríos, en particular intentó detectarlo en el río Támesis pero no lo logró debido a que los instrumentos que usó no eran los adecuados. Fue en 1851 que Wollaston observó el efecto de éstos campos en un cable telegráfico a través del Canal de la Mancha. En 1920 se observó que los campos eléctricos se percibían por los electrodos de un barco al ser remolcado. Los principales instrumentos que se utilizan para medir el flujo del agua en el océano por métodos electromagnéticos son cables submarinos o electrodos. Una visión general de la teoría y los instrumentos la dieron Stanford (1971) y Filloux (1973).

Debido a la relativamente alta conductividad del agua de mar, entre 5 y 6 S m⁻¹, se inducen corrientes eléctricas en el mar mediante dos efectos: la inducción debida a la variación del campo magnético y la inducción por el movimiento del agua de mar a través del campo geomagnético (Open University, 1995)

En un proceso totalmente magnetohidrodinámico el flujo y los campos electromagnéticos se acoplan. En el océano; sin embargo, el flujo genera campos electromagnéticos, pero estos campos no afectan el flujo apreciablemente. En este caso, la magnetohidrodinámica se reduce, a este fenómeno comúnmente se le conoce como “inducción por movimiento” (Larsen, 1973). La inducción por movimiento se debe a que las sales disueltas en el agua de mar, iones cargados eléctricamente, son transportados por el flujo del agua del océano a través del campo geomagnético y éstos son desviados debido a la fuerza de Lorentz, la cual actúa en dirección perpendicular al campo magnético y a la velocidad del agua (Stanford, 1971).

Con base en estos trabajos se han realizado mediciones de los campos eléctricos en el mar debido a la inducción por movimiento. Se han utilizado antenas colocadas en el fondo

del océano para medir el campo eléctrico inducido y con base en los resultados tratar de determinar zonas con hidrocarburos, éste método es conocido como Controlled-Source Electromagnetic (CSEM) (MacGregor, 2000). Las investigaciones sobre métodos electromagnéticos para analizar la composición de los sedimentos del fondo oceánico comenzaron desde los 70's, a la fecha se han desarrollado diversos métodos para medir el campo eléctrico en el fondo del mar, mediante a las diferencias de potencial las cuales dependen de la velocidad con la que se mueve el agua de mar y del valor del campo magnético en la zona (Chave, 1985; Bindoff *et al.*, 1986; Chave *et al.*, 1991). Larsen (1992) muestra registros de una diferencia de potencial en un cable submarino horizontal en el estrecho de Florida, que había estado abandonado desde 1969, el cual se había colocado para comunicaciones entre los USA y Cuba. Debido a que la velocidad no es uniforme en toda la columna de agua, también se crean diferencias de potencial en la vertical (Harvey y Montaner, 1977). Posteriormente se ha usado la diferencia de potencial entre dos puntos por donde pasa una corriente marina, para medir la velocidad de las mareas (Palshin *et al.*, 2002; Palshin *et al.*, 2006).

CAPÍTULO 4

MÉTODOS Y MATERIALES

4.1 Marco Teórico

A continuación se presentará el desarrollo de las ecuaciones para calcular el campo eléctrico, la densidad de corriente eléctrica y la diferencia de potencial en el océano, con base en el libro de Halliday y Resnick (2006).

El campo eléctrico es un campo vectorial que tiene su origen en cargas eléctricas o en campos magnéticos variables. Éste campo se puede definir en algún punto cerca de un objeto cargado suponiendo una carga de prueba puntual positiva en él (q_0); así, se puede medir la fuerza electrostática (\vec{F}_E) que actúa sobre la carga de prueba (Fig. 4.1.1). El campo eléctrico (\vec{E}) se define como:

$$\vec{E} = \frac{\vec{F}_E}{q_0} \quad (4.1.1)$$

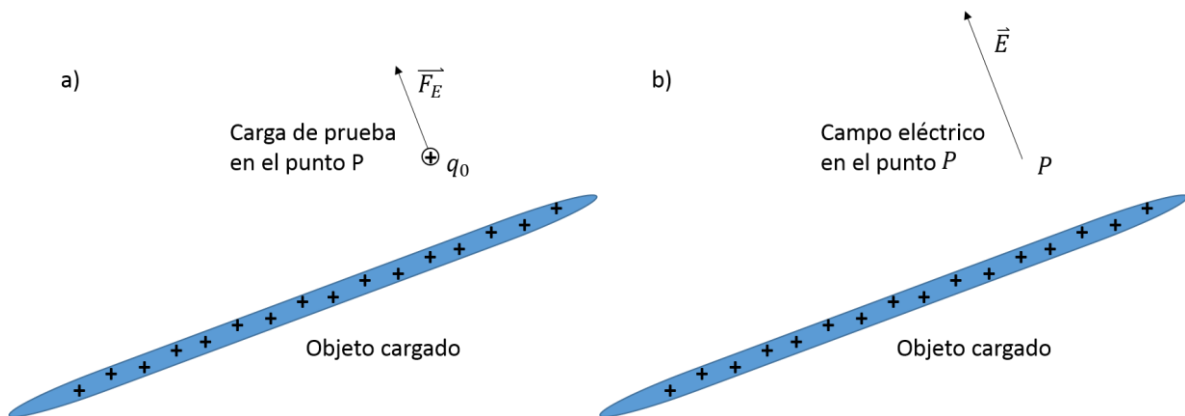


Figura 4.1.1. a) Una carga de prueba q_0 positiva, colocada en el punto P cerca de un objeto cargado. Una fuerza electrostática \vec{F}_E actúa sobre la carga de prueba. b) Campo eléctrico producido por el objeto cargado en el punto P . (Modificado de Halliday *et al.*, 2006).

La magnitud del campo eléctrico en el punto P está dada por:

$$E = \frac{F_E}{q_0} \quad (4.1.2)$$

Y su dirección es la misma que la de la fuerza electrostática \vec{F}_E que actúa sobre la carga de prueba q_0 .

Las unidades de campo eléctrico en el sistema internacional de unidades (SI) son:

$$[E] = \frac{N}{C} \quad (4.1.3)$$

La energía potencial de una partícula cargada en un campo eléctrico depende de la magnitud de la carga. Sin embargo, la energía potencial por carga unitaria tiene un valor único en cualquier punto de un campo eléctrico. La energía potencial por carga unitaria es independiente de la carga de la partícula y característica solo del campo eléctrico. A la energía potencial por carga unitaria en un punto de un campo eléctrico se llama potencial eléctrico (V), tal cantidad no es un vector y se define como:

$$V = \frac{U}{q} \quad (4.1.4)$$

La diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera en el campo eléctrico está dada por:

$$\Delta V = V_2 - V_1 \quad (4.1.5)$$

Dado que \vec{E} es un campo conservativo, entonces $\vec{E} = -\nabla V$. Se puede calcular la diferencia de potencial entre dos puntos si se conoce el valor de \vec{E} de punto a punto en cualquier trayectoria que enlace los dos puntos como:

$$\Delta V = - \int_1^2 \vec{E} \cdot \overline{ds} \quad (4.1.6)$$

Las componentes de \vec{E} en cualquier punto se pueden encontrar si se conoce el potencial en todos los puntos alrededor de una distribución de carga, entonces \vec{E} queda definido por:

$$\begin{aligned} E_x &= - \frac{\partial V}{\partial x} \\ E_y &= - \frac{\partial V}{\partial y} \\ E_z &= - \frac{\partial V}{\partial z} \end{aligned} \quad (4.1.7)$$

Así como hay campos eléctricos, también hay campos magnéticos, los cuales se pueden producir de dos formas. La primera cuando se tiene un material que por sus propiedades intrínsecas forma un campo magnético permanente alrededor de él, estos se conocen como imanes permanentes. Otra forma de producir un campo magnético es induciendo una corriente eléctrica por un alambre, el cual presentará un campo magnético mientras la corriente siga fluyendo, estos arreglos se conocen como electroimanes.

De forma experimental se descubrió que cuando una partícula cargada, ya sea sola o como parte de una corriente, se mueve en presencia de un campo magnético, sobre dicha partícula actúa una fuerza debida al campo y se induce un campo eléctrico. Siempre y cuando la dirección del movimiento no sea paralela o antiparalela al campo magnético.

Debido a que pueden encontrarse cargas aisladas, el campo eléctrico se puede definir a partir de una carga de prueba estática cercana a una región eléctricamente cargada; hasta ahora no se han encontrado monopolos magnéticos, es por eso que la forma en que se define el campo magnético es distinta.

El campo magnético se define en términos de la fuerza magnética (\vec{F}_B) que es ejercida sobre una partícula de prueba cargada eléctricamente y en movimiento, cercana al campo magnético como:

$$\vec{F}_B = q_0(\vec{v} \times \vec{B}) \quad (4.1.8)$$

La fuerza que actúa sobre una partícula con carga q_0 que se mueve con una velocidad \vec{v} en un campo magnético \vec{B} ; es siempre perpendicular al plano formado por \vec{v} y \vec{B} . Debido a que ésta fuerza no tiene una componente en \vec{v} , no ejerce trabajo y no puede cambiar la velocidad de la partícula, ni su energía cinética, sólo puede cambiar la dirección de \vec{v} y en este sentido, acelerar a la partícula.

La unidad en el SI para el campo magnético \vec{B} es el Tesla (T). El análisis dimensional del campo magnético, está dado por:

$$[B] = \frac{N}{C \left(\frac{m}{s}\right)} = \frac{N}{m \left(\frac{C}{s}\right)} = \frac{N}{Am} = T \quad (4.1.9)$$

Tanto un campo eléctrico \vec{E} , como un campo magnético \vec{B} , pueden ejercer una fuerza sobre una partícula cargada. Hall en 1879, demostró que los electrones conductores móviles de un alambre de cobre son desviados si se aplica un campo magnético. En general, éste fenómeno se observa en cualquier material conductor.

Si se tiene un material conductor y en él está fluyendo una corriente de electrones, al someterlo a un campo magnético \vec{B} , éste ejerce una fuerza \vec{F}_B , en los electrones (Fig. 4.1.2a). Al transcurrir el tiempo los electrones se mueven a la derecha y hay cargas positivas no compensadas en el otro lado. Debido a la separación entre las cargas se produce un campo eléctrico \vec{E} que ejerce una fuerza eléctrica \vec{F}_E sobre la corriente de electrones; ésta fuerza tiende a empujar los electrones hacia la derecha, con lo que rápidamente se llega a un equilibrio, entonces la fuerza electrostática \vec{F}_E y la fuerza magnética \vec{F}_B se anulan. Finalmente los electrones se desplazan a lo largo del conductor hacia la parte superior con una velocidad \vec{v}_d y se detiene la acumulación de cargas en los extremos del material; así como, el crecimiento del campo eléctrico (Fig. 4.1.2b).

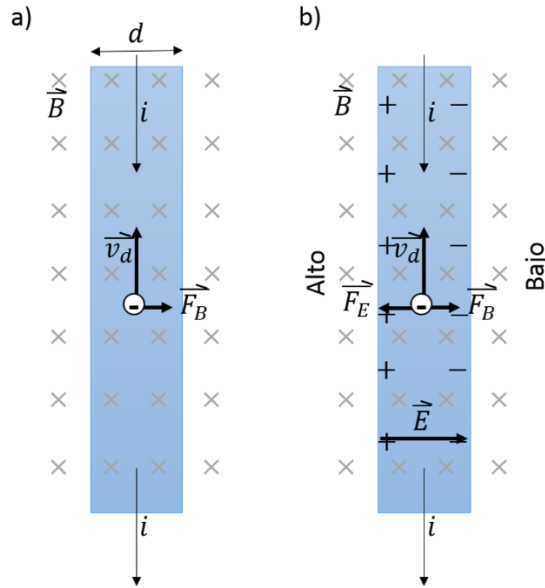


Figura 4.1.2. Tira conductora portadora de corriente i , considerando la corriente en dirección de los portadores de carga positivos, inmersa en un campo magnético \vec{B} . a) Situación inmediatamente después de activar el campo magnético, b) Situación en equilibrio que se logra rápidamente, en donde las cargas negativas se acumulan del lado derecho y las positivas no compensadas en el izquierdo; por tanto, el lado izquierdo está a un potencial más alto que el derecho. Al igualarse las fuerzas eléctrica y magnética se tiene:

$$\vec{F}_B = q_0(\vec{v} \times \vec{B}) = \vec{F}_E \quad (4.1.10)$$

Así, para este caso, (4.1.1) se puede reescribir como:

$$\vec{E} = \frac{\vec{F}_E}{q_0} = \frac{\vec{F}_B}{q_0} = \frac{q_0(\vec{v} \times \vec{B})}{q_0} = (\vec{v} \times \vec{B}) \quad (4.1.11)$$

Tomando en cuenta la ecuación (4.1.7) la diferencia de potencial en cada dirección, en diferencias finitas se puede calcular como:

$$\begin{aligned} (\Delta V)_x &= -E_x \Delta x \\ (\Delta V)_y &= -E_y \Delta y \end{aligned} \quad (4.1.12)$$

$$(\Delta V)_z = -E_z \Delta z$$

En cualquier material conductor en el que se presenta un campo eléctrico se puede hablar de una densidad de corriente eléctrica (\vec{J}), que es un campo vectorial que tiene la misma dirección de la velocidad que las cargas en movimiento si éstas son positivas y, una dirección opuesta si son negativas. Para cada elemento de sección transversal, la magnitud de la densidad de corriente (J) es la corriente por unidad de área de este elemento y está dada por:

$$J = \frac{i}{A} \quad (4.1.13)$$

La densidad de corriente eléctrica se usa para tener una idea general de la cantidad de corriente que pasa en un material por unidad de área, sin importar su forma. Para poder definir ésta cantidad en un material conductor debemos tener en cuenta los parámetros físicos característicos del mismo, como resistividad y conductividad.

La resistividad está relacionada con la resistencia, aunque no son lo mismo. La resistividad es una cantidad microscópica específica de cada material, que se opone al paso de una corriente eléctrica. La resistencia es el valor macroscópico que tiene para un objeto determinado, dependiendo de sus características, pues depende de la geometría; si conocemos la resistividad de un material entonces se puede calcular la resistencia de un tramo de éste material. De la ley de Ohm la resistividad se define como:

$$\rho = \frac{E}{J} \quad (4.1.14)$$

En el SI las unidades de la resistividad son:

$$[\rho] = \Omega m \quad (4.1.15)$$

La conductividad es otra propiedad específica de cada material, que mide la capacidad de un material para dejar circular libremente la corriente eléctrica a través de él. La conductividad (σ) es el recíproco de la resistividad y se define como:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (4.1.16)$$

En el SI las unidades de la conductividad son (ohms m)⁻¹, es decir:

$$[\sigma] = \frac{1}{\Omega m} \quad (4.1.17)$$

La ecuación (4.1.14) se puede escribir en forma vectorial como:

$$\vec{E} = \rho \vec{j} \quad (4.1.18)$$

Al despejar la densidad de corriente eléctrica de la ecuación (4.1.18) se obtiene que:

$$\vec{j} = \frac{1}{\rho} \vec{E} = \sigma \vec{E} \quad (4.1.19)$$

Sustituyendo el valor del campo eléctrico de la ecuación (4.1.11) en la ecuación (4.1.19), la densidad de corriente eléctrica se puede ver como:

$$\vec{j} = \sigma(\vec{v} \times \vec{B}) \quad (4.1.20)$$

Es decir, se puede conocer la densidad de corriente eléctrica a partir de la velocidad de las partículas cargadas, del campo magnético en el que se mueven y de la conductividad del medio.

Con base en lo anterior se puede decir que el Golfo de California presenta, en teoría, las condiciones necesarias para producir una densidad de corriente debido a que el agua que lo compone tiene una conductividad diferente de cero, está en constante movimiento debido a las corrientes de marea e inmerso en el campo magnético de la Tierra.

4.2 Mareas en el Golfo de California

La marea en el Golfo de California es el resultado de la cooscilación con el Océano Pacífico; es decir, la marea astronómica que se forma en el Pacífico viaja hacia la zona costera y al llegar a la boca del golfo, se introduce en él hasta llegar a la cabeza. La fase de la marea indica que esta onda viaja de sur a norte y que le toma aproximadamente 5.2 h en viajar de la boca a la cabeza. Esta componente de marea llega a la boca con una amplitud de 0.30 m, disminuye su amplitud a mitad del golfo hasta 0.20 m, al continuar su camino hay una amplificación de la onda al pasar por la zona de las islas, lo cual es debido a un cambio abrupto de la profundidad, siendo ésta de 2500 m en promedio en la parte sur y centro y de tan solo 200 m en la parte norte, entonces la onda se amplifica hasta tener 1.8 m de amplitud en la cabeza (Morales Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989). Por continuidad, el agua que entra del sur hacia el norte debe de acomodarse en un volumen que inicialmente tiene una profundidad de 2500 m mientras que en el alto golfo tiene solo 200 m, esto produce un aumento en la amplitud de las mareas, como resultado el alto golfo es uno de los lugares de mayor amplitud de mareas en el mundo (Salas de León *et al.*, 2003).

El Golfo de California tiene una geometría compleja en el fondo, en la costa y además una frontera abierta, los fuertes cambios en la batimetría inducen variaciones considerables en el patrón de corrientes. Por otro lado, las cuencas oceánicas tienen sus modos propios de oscilación, por lo que las corrientes al pasar por dichas cuencas generan ondas progresivas y/o estacionarias, en el caso de las mareas los puntos nodales son llamados puntos anfidrómicos. En el golfo existe una anfidromía virtual, es decir, si se extrapolan las líneas cotidales, se obtendría un sitio sobre la Península de Baja California, con amplitud cero a partir del cual las líneas de igual fase salen en forma radial (Fig. 4.2.3).

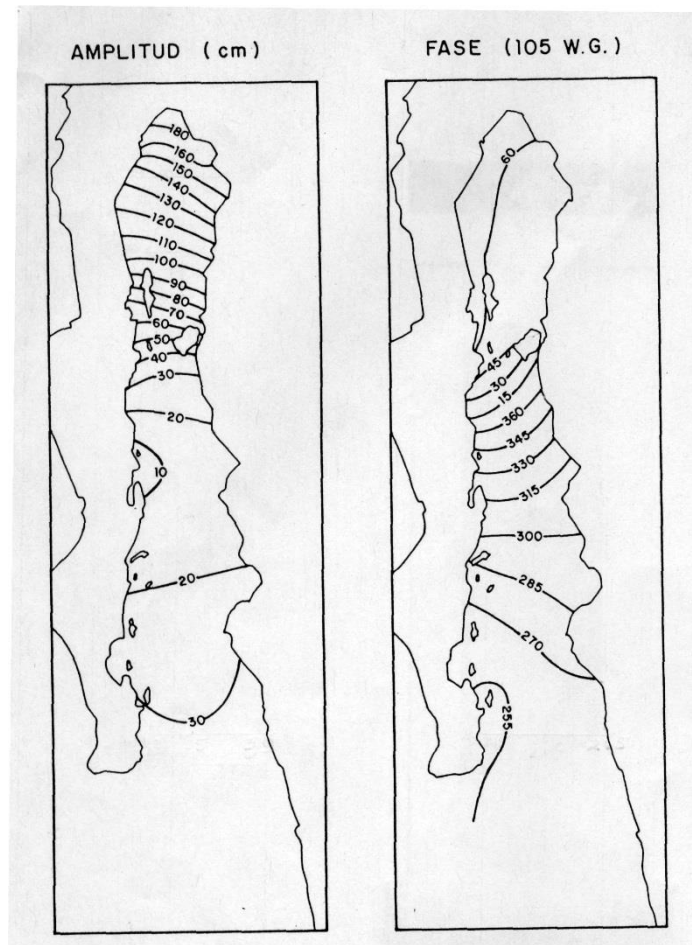


Figura 4.2.3. Cartas cotidales. Componente M_2 de marea a) amplitud (cm) y b) fase (grados) (según, Morales Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989).

La propagación de la onda de marea es la que produce las variaciones más grandes en la amplitud. En el Golfo de California es la marea que viene por el Pacífico y entra por la boca del golfo responsable de las variaciones de la superficie libre del mar. Ésta onda se incrementa al pasar por la región de los umbrales que se localizan entre las islas que separan el alto golfo del resto. La marea no sólo se manifiesta con el movimiento vertical del nivel de la superficie libre, ya que éste trae consigo el movimiento horizontal del agua, conocido como corrientes de marea. Estas corrientes son instantáneas, la onda de marea es una onda muy larga, del orden de 1000 km de longitud de onda y produce corrientes de marea en toda la columna de agua.

Las corrientes instantáneas generalmente describen una elipse de marea, que puede o no cerrarse. Sí no se cierran es debido a la fricción con el fondo, lo cual se presenta en zonas someras y en el caso del Golfo de California esto pasa principalmente en el alto golfo. Es ésta zona donde se producen intensas corrientes residuales, la responsables del mayor transporte de partículas suspendidas (Hernández Azcúnaga *et al.*, 2013).

4.3 Modelo para calcular las velocidades en el Golfo de California

Las velocidades requeridas para este trabajo fueron tomadas de Carbajal (1993), quien obtuvo la circulación en el Golfo de California mediante un modelo numérico barotrópico, el cual consiste en resolver en diferencias finitas las ecuaciones de Navier-Stokes y la ecuación de continuidad. En este caso se consideró un modelo de doce capas, en cada una de las cuales se obtuvieron las componentes de la velocidad en direcciones (x,y,z) que por convención corresponden a (u,v,w) . El mecanismo de forzamiento en este modelo fue la componente de marea M_2 , la cual se impuso en la boca del golfo.

La profundidad de las capas fue aumentando, teniéndolas en: 10, 20, 30, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000, 3176 m. La resolución del modelo en la horizontal fue de $6'$ (~ 9450 m) (Fig. 4.3.1), lo que permitió un paso de integración temporal en el modelo de 1397 s, es decir 32 iteraciones por ciclo de marea.

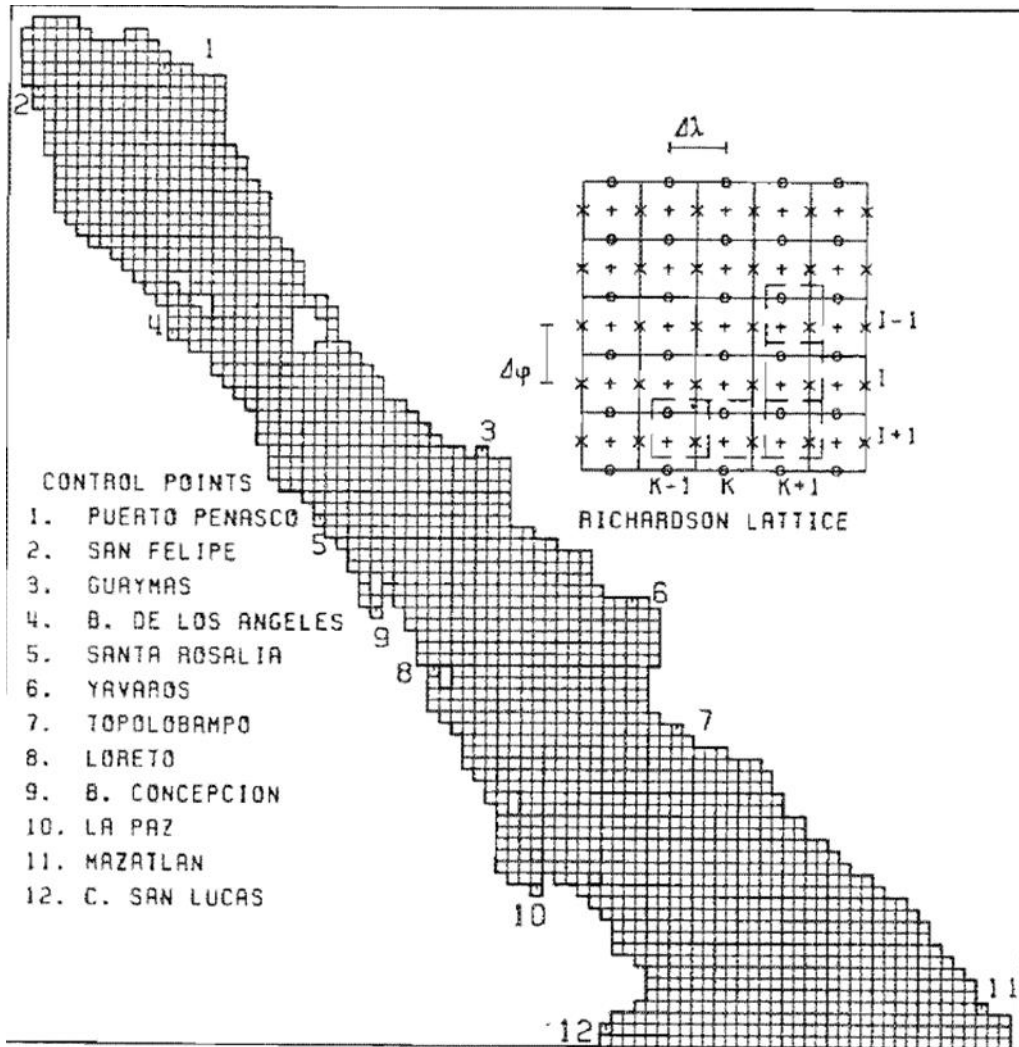


Figura 4.3.1. Discretización del Golfo de California con una malla de 6' (Tomada de Carbajal, 1993).

El modelo con el que se obtuvieron las velocidades en el Golfo de California es un modelo barotrópico tridimensional, que no contempla campos de salinidad ni temperatura. Para obtener la conductividad del agua de mar fue necesario determinar dichas variables.

4.4 Conductividad del agua de mar en el Golfo de California

Debido a que el Golfo de California presenta seis distintas masas de agua (Torres Orozco, 1993), cada una de ellas con valores característicos de temperatura y salinidad, la

conductividad no se puede tomar constante en todo el volumen de agua. La conductividad depende principalmente de la temperatura, y de la salinidad y en menor medida de la presión. La disposición de las masas de agua en el golfo cambia con la profundidad.

Como se mencionó anteriormente en las doce capas se tienen valores de velocidad, y en ellas existen cambios importantes de temperatura y salinidad (Fig. 4.4.1); debido a esto se tomó un perfil típico de temperatura y salinidad del Golfo de California para asignar valores a las primeras nueve capas y con ellos calcular la conductividad (Fig. 4.4.1). A partir de 1500 m se tomaron los valores de temperatura y salinidad reportados para la masa de agua que les corresponde según Torres Orozco (1993).

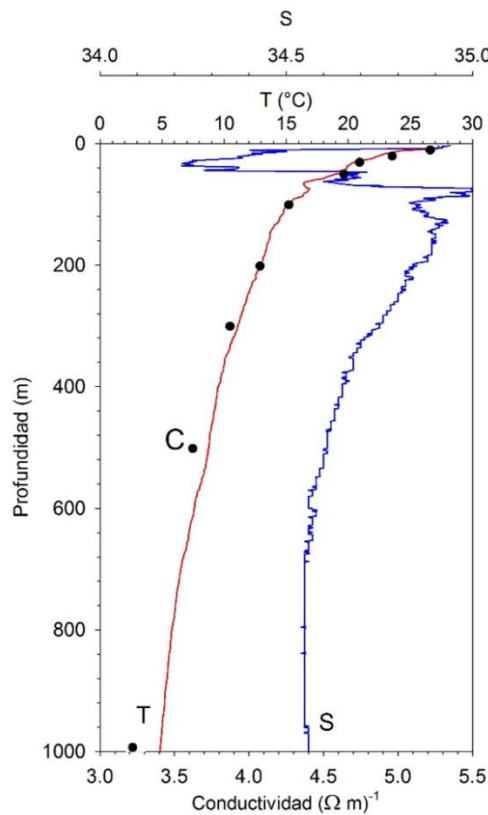


Figura 4.4.1. Perfiles de Temperatura y Salinidad desde la superficie hasta 1,000 m de profundidad. Los puntos discretos indican la conductividad calculada.

La conductividad se estimó con base en las tablas para cálculo y conversión de la Oficina Naval Oceanográfica de los Estados Unidos de América (1966). La conductividad eléctrica del agua de mar se determinó con base en dos factores que se asignan a la masa de

agua dependiendo de su temperatura y a uno más que se determina por su salinidad. Así se obtuvieron los valores de conductividad para usarse en cada una de las 12 capas. A partir de los 1500 m de profundidad la conductividad se consideró uniforme con un valor de 3.207550 (Tabla 4.4.1).

Tabla 4.4.1. Valores de conductividad calculados a partir de los valores de salinidad y temperatura para la profundidad de cada capa.

Profundidad (m)	Conductividad (Ωm) ⁻¹
10	5.216278
20	4.961078
30	4.742325
50	4.638110
100	4.267796
200	4.073844
300	3.873100
500	3.622879
1000	3.302616
1500	3.207550
2000	3.207550
3176	3.207550

4.5 Modelo para determinar el Campo Magnético del Golfo de California

El campo magnético es otra de las variables que se involucradas en la ecuación (4.1.20); en este caso el campo es el geomagnético. El cual varía dependiendo de la latitud, siendo más intenso cerca de los polos; también se sabe que depende de la altitud, mientras más cerca se esté del manto de la Tierra más fuerte es.

A continuación se describen las bases del modelo que se utilizó para determinar el valor para el campo geomagnético en la región del Golfo de California, con base en el reporte técnico para el modelo *The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015 (WMM)*, hecho por la NOAA (Maus *et al.*, 2010).

Para calcular el campo magnético en la región del Golfo de California se utilizó el modelo llamado WMM. El modelo fue desarrollado por la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) y patrocinado por los organismos de defensa de los Estados Unidos de América, la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) y el Reino Unido, el DGC (The United Kingdom's Defence Geographic Centre) con datos del Centro Nacional de Datos Geofísicos en (Boulder CO, EE.UU. y el Servicio Geológico Británico en Edimburgo, Escocia. Éste modelo es útil sólo para fechas entre el primero de enero de 2010 y el primero de enero de 2015, la fecha que se tomó para realizar los cálculos fue el 2 de junio de 2014.

El WMM es ampliamente utilizado con fines científicos; entre los organismos que lo usan está la Organización del Tratado del Atlántico Norte (OTAN), la Organización Hidrográfica Internacional (OHI) y la NOAA. El modelo y software son distribuidos gratuitamente por la NGA.

Para hacer predicciones el modelo toma en cuenta el campo magnético medido directamente en puntos donde se tienen estaciones geomagnéticas, la cobertura de estas estaciones es alrededor de todo el mundo y la más cercana al Golfo de California está en Arizona (Fig. 4.5.1). Debido a que las estaciones no están equiespaciadas y tampoco son suficientes para cubrir todo el planeta, se toman en cuenta también datos medidos por satélites; los satélites que proveen actualmente datos de campo magnético para éste modelo son el CHAMP de Alemania y el Ørsted Danés. No obstante que con los satélites se tiene una cobertura global y rápida, los datos no son tan precisos, por esta razón se comparan con los medidos en las estaciones y se hacen correcciones para los datos de satélite. Estos satélites completan 15 órbitas en 24 horas y toman datos aproximadamente cada 24 grados de longitud, enviando datos cada 24 horas. Ambos satélites miden el campo magnético con magnetómetros, los cuales fueron hechos por la misma compañía y su precisión es de 0.5 nT; los datos son tomados con una frecuencia de 50 Hz.



Figura 4.5.1. Localización de los observatorios que apoyan con datos al WMM-2010 (Tomado de Maus *et al.*, 2010)

Después de corregir los datos se crea una nueva malla, la cual se interpola entre cada par de valores y se asigna valores a los puntos donde el satélite no pudo medir. Al tener completa la superficie de la Tierra se extrapola para poder hacer predicciones hasta por cinco años. También se hace una interpolación para la altura del punto en el que se requiere conocer el valor del campo magnético. Finalmente para usar el modelo sólo es necesario conocer la latitud, longitud y elevación de un punto para una fecha determinada. La información que proporciona el programa sobre el campo magnético es la declinación, la inclinación, la intensidad horizontal; los valores de la componente norte, la componente este, la componente vertical y el campo total.

La declinación brinda información sobre la diferencia entre el polo norte magnético y el polo norte geográfico en ese punto. La inclinación es el ángulo que se forma entre el vector de campo magnético y el plano tangente a la superficie en un cierto punto, es positiva cuando apunta hacia arriba y negativa hacia abajo. La intensidad horizontal es la intensidad del campo magnético tangente a la superficie de la Tierra. La componente norte es la parte del campo magnético que está dirigida horizontalmente hacia el norte. La componente este es la porción del campo que está dirigido horizontalmente hacia el este. La componente vertical es la componente del campo magnético que es perpendicular a la superficie en un

punto dado, hacia abajo es positivo y hacia arriba negativo. El campo total es la intensidad total del campo magnético en un punto determinado.

De los datos obtenidos con el modelo los que son relevantes para realizar el cálculo de la densidad de corriente eléctrica son: la componente norte, la componente este y la componente vertical.

El Golfo de California está en una región relativamente pequeña, comparada con la resolución de los datos de satélite y su profundidad no es muy grande; es por estas razones que antes de asignar un valor distinto del campo magnético a cada punto en donde se tenía un valor de velocidad, se realizó un análisis para determinar la variación del campo magnético en puntos extremos del golfo. También se realizó este análisis para saber cuánto cambiaría al variar la profundidad. Todos los cálculos se realizaron para el 2 de junio de 2014.

Tomando un punto en el extremo norte del Golfo en 31.81° N y 114.78° W a una profundidad de 3176 m se obtuvieron las siguientes componentes: norte 24551.4 nT, este 4834.6 nT y vertical 39287.8 nT. Para otro punto en el centro del Golfo situado en 28° N y 112° W a la misma profundidad, se obtuvo una componente norte de 25700.5 nT, este de 4455.4 nT y vertical de 36331.6 nT. Finalmente para un punto en el extremo sur con coordenadas 23.48° N y 108.23° W a igual profundidad que en los dos casos anteriores los valores de las componentes fueron 26926.2 nT norte, 3926.0 nT este y 32630 nT vertical. Respecto a los valores obtenidos en el centro del golfo las componentes norte del punto al norte y al sur varían en 4.5%, las componentes este en 8.5% y 11.9% respectivamente, y las verticales en 8.1% y 10.2%; estas variaciones son pequeñas considerando que el cálculo que se hará es sólo una estimación y la diferencia entre el punto norte y el punto sur se compensan.

En cuanto a la profundidad, el análisis se hizo solo para el punto medio del Golfo para 10, 20, 30, 50 100, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000 y 3176 metros de profundidad y siempre con máximos valores en la capa inferior. La mayor diferencia entre los valores de la componente norte fue de 0.16%, para la componente este 0.21% y para la vertical 0.15%. Debido a esto se decidió tomar el campo magnético como si fuera uniforme en todo el Golfo de California con un valor de:

$$\vec{B} = (4,476.3\hat{i} + 25,788.4\hat{j} + 36,453.2\hat{k}) \times 10^{-9} T$$

4.6 Cálculo de la densidad de corriente eléctrica

A partir de la ecuación (4.1.20) se determinaron cada una de las componentes de la densidad de corriente eléctrica, como:

$$\begin{aligned} \vec{j} &= \sigma \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ u & v & w \\ B_x & B_y & B_z \end{bmatrix} \\ &= \sigma[(vB_z - wB_y)\hat{i} + (wB_x - uB_z)\hat{j} + (uB_y - vB_x)\hat{k}] \end{aligned} \quad (4.6.1)$$

Es decir

$$\begin{aligned} J_x &= \sigma(vB_z - wB_y) \\ J_y &= \sigma(wB_x - uB_z) \\ J_z &= \sigma(uB_y - vB_x) \end{aligned} \quad (4.6.2)$$

A partir de las ecuaciones (4.6.2) se realizó un programa para hacer el cálculo numérico de cada una de las componentes de la densidad de corriente eléctrica, en cada uno de los puntos de la malla en todas las capas del modelo, en donde se fue variando el valor de la conductividad para cada capa, de acuerdo a la figura (4.4.1).

También se realizó un programa para calcular la diferencia de potencial que se crea en cada una de las celdas en las cuales se dividió el Golfo de California. Para este programa se sustituyó la ecuación (4.1.11) en la ecuación (4.1.12), con lo que se calcularon las diferencias de potencial en las tres direcciones como:

$$\begin{aligned} (\Delta V)_x &= \Delta x(vB_z - wB_y) \\ (\Delta V)_y &= \Delta y(vB_z - wB_y) \end{aligned} \quad (4.6.3)$$

$$(\Delta V)_z = \Delta z(uB_y - vB_x)$$

En ambos programas se sustituyó el valor de las componentes de la velocidad de la corriente de marea que se tenía según los resultados del modelo para cada una de las celdas, en cada paso de tiempo, así como el valor de las componentes del campo magnético que se determinaron para el Golfo de California. Para calcular la densidad de corriente eléctrica, el valor de la conductividad cambió para cada capa (Tabla 4.4.1). Las distancias por las que se multiplicó el campo eléctrico para calcular la diferencia de potencial para los ejes x y y fueron 9450 m en ambos casos, ya que es la distancia que hay entre dos puntos en el modelo hidrodinámico. Mientras que para el eje z se tomó el espesor en cada capa, es decir, diferencia que hay entre dos capas consecutivas.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 Corrientes de Marea

Las mareas son ondas largas con longitudes de onda del orden de miles de kilómetros por lo que influyen toda la columna de agua; las corrientes instantáneas de marea van disminuyendo de la superficie hacia el fondo, por efectos friccionales. Estas corrientes de marea van cambiando también a lo largo del ciclo pasando de flujo a reflujos, por lo que no solamente cambian en magnitud sino también en dirección, generando elipses de marea. Cuando la marea sube o entra al golfo se presenta el flujo, mientras que cuando la marea baja se presenta el reflujos.

En el Golfo de California las corrientes de marea son el resultado de la cooscilación con el Océano Pacífico. La componente de marea M_2 que entra a través de la boca se va amplificando hasta obtener 1.80 m de amplitud en la parte norte del golfo. Los patrones de corriente instantánea se muestran en este caso cada octavo de ciclo de marea partiendo del reflujos, a mitad de ciclo se presenta el flujo y cerrando el ciclo presentando nuevamente reflujos.

Las corrientes más intensas se dan durante el flujo y el reflujos; para que la corriente pueda cambiar de dirección se pasa por un momento de relajación que se da entre el inicio del ciclo y medio ciclo y, entre medio ciclo y un ciclo completo, aproximadamente a un cuarto y tres cuartos del ciclo. El alto golfo presenta corrientes instantáneas de marea muy intensas con máximos de aproximadamente 60 cm s^{-1} frente a la desembocadura del Río Colorado y en los canales entre las islas; mientras que en la boca las velocidades alcanzan un máximo de apenas 5 cm s^{-1} .

Los resultados de las corrientes horizontales de marea se representaron gráficamente mediante vectores, se dibujó el resultado de una celda del modelo por cada cuatro. Al inicio del ciclo de marea la corriente instantánea es hacia el sur, con mayores magnitudes en las capas superficiales, decreciendo en todas las capas de la cabeza hacia la boca del golfo (Fig.

5.1.1), en este instante las componentes de la velocidad perpendiculares al golfo son muy pequeñas, se presenta un refluo que es casi a lo largo del eje del golfo.

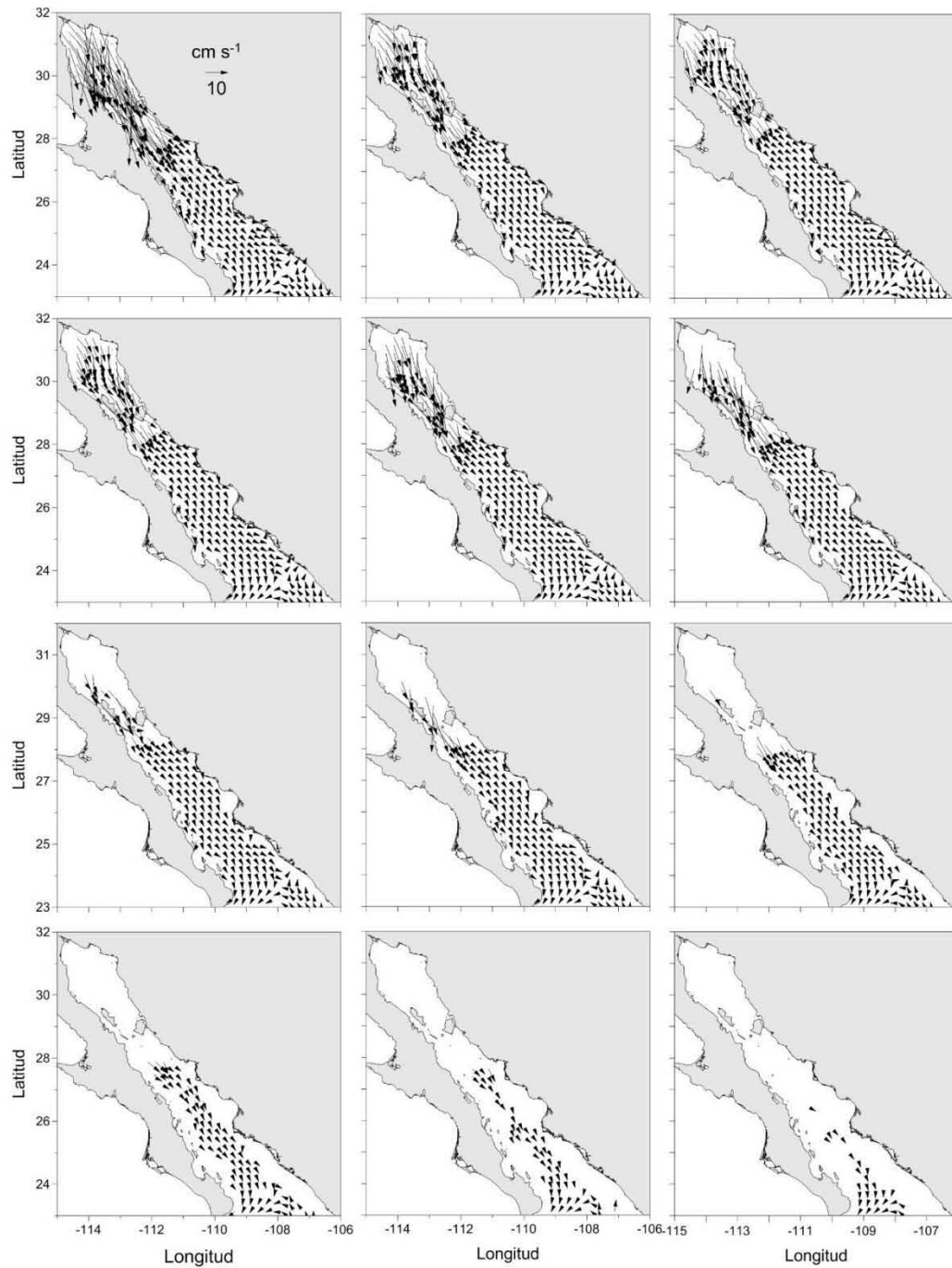


Figura 5.1.1 Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 para el inicio del ciclo de marea (Reflujo).

A un octavo del ciclo de marea la corriente ha disminuido y cambiado su dirección manteniendo las velocidades máximas en el alto golfo y disminuyendo hacia la boca y también con la profundidad (Fig. 5.1.2).

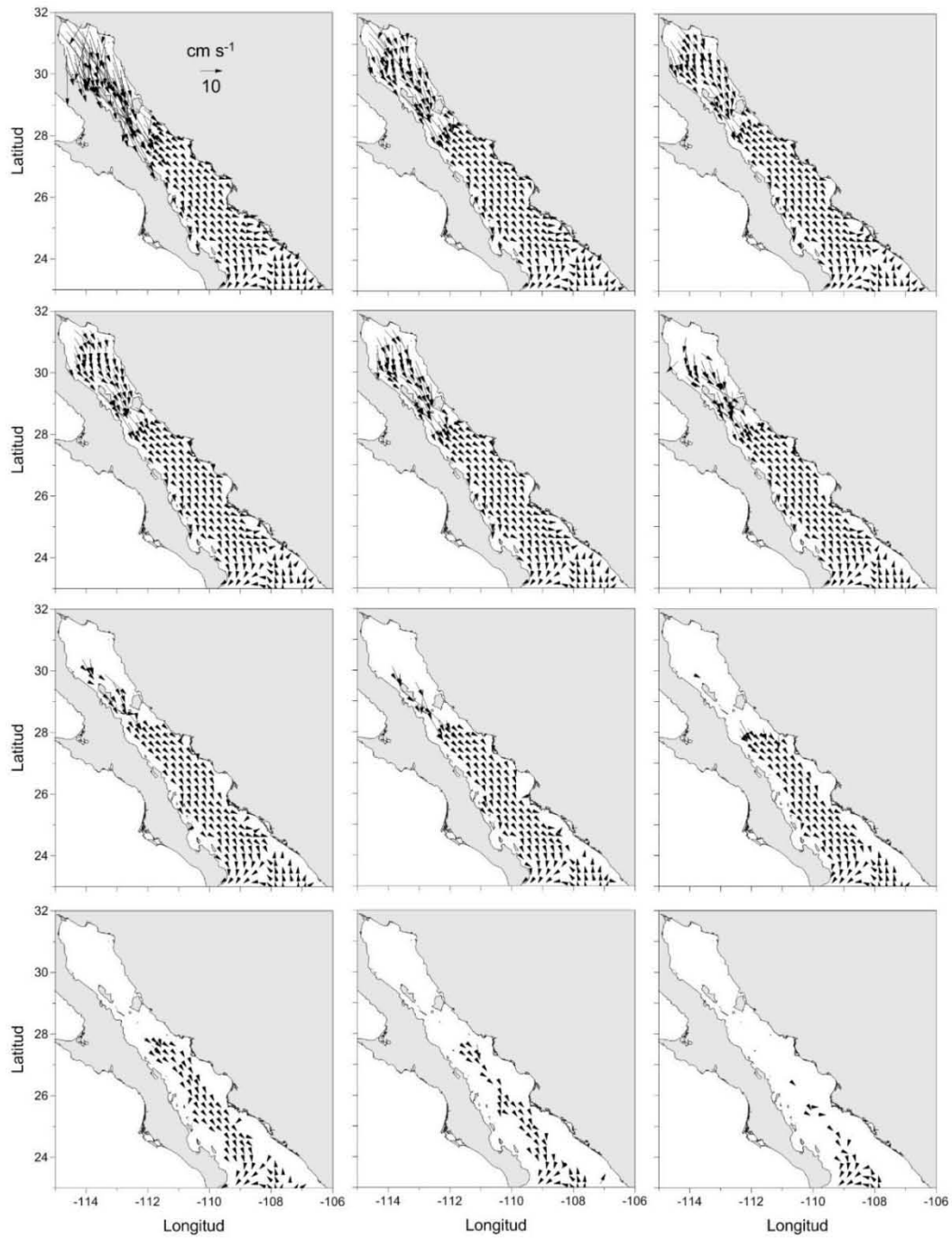


Figura 5.1.2. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 1/8 del ciclo de marea.

En un cuarto de ciclo de marea cuando el nivel de la marea adquiere su punto más bajo, las corrientes instantáneas pasan por su valor mínimo para poder cambiar su dirección hacia el flujo (Fig. 5.1.3).

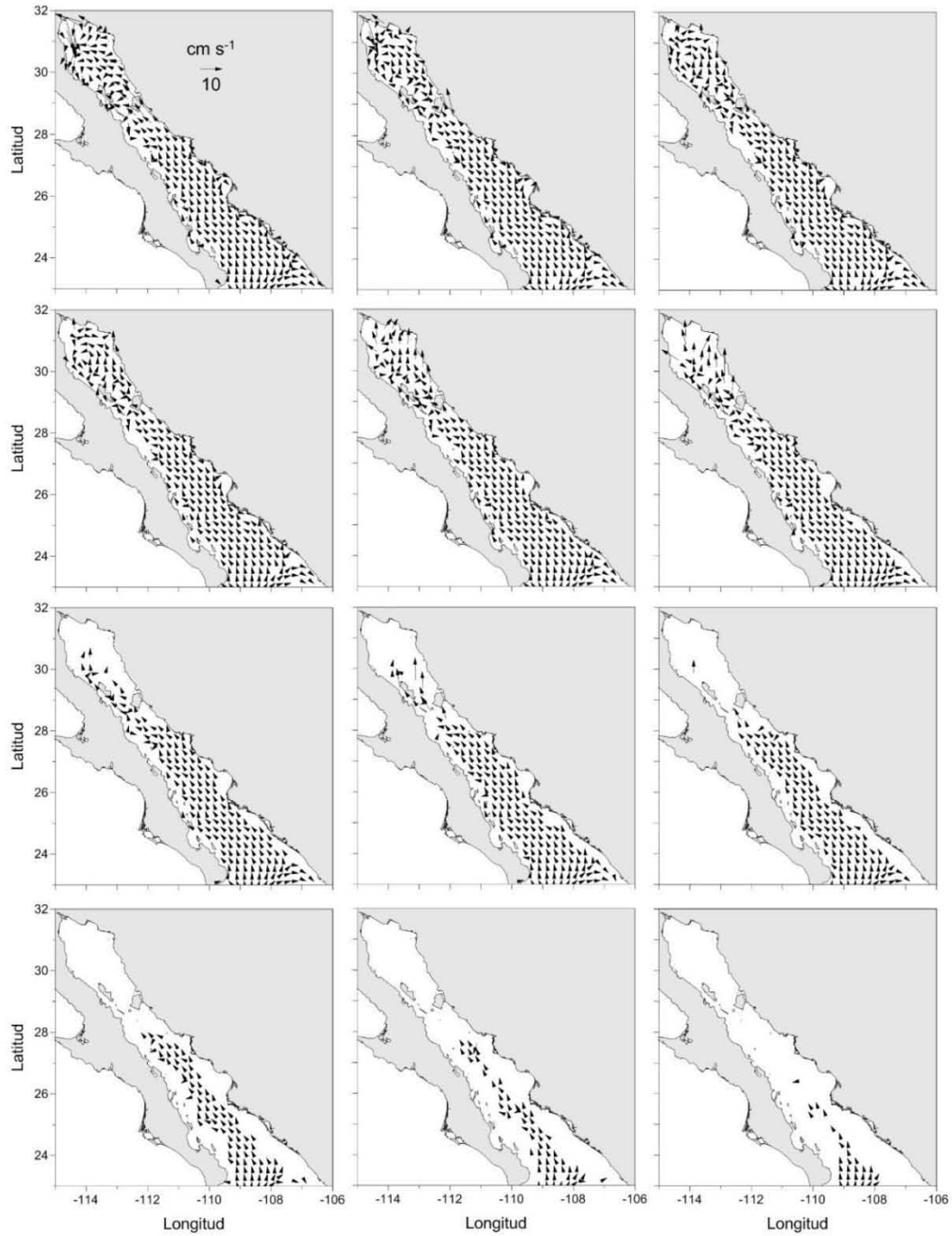


Figura 5.1.3. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 2/8 del ciclo de marea.

La circulación a 3/8 del ciclo de marea presenta un patrón similar al observado en 1/8 de ciclo pero en sentido contrario, es decir en flujo (Fig. 5.1.4).

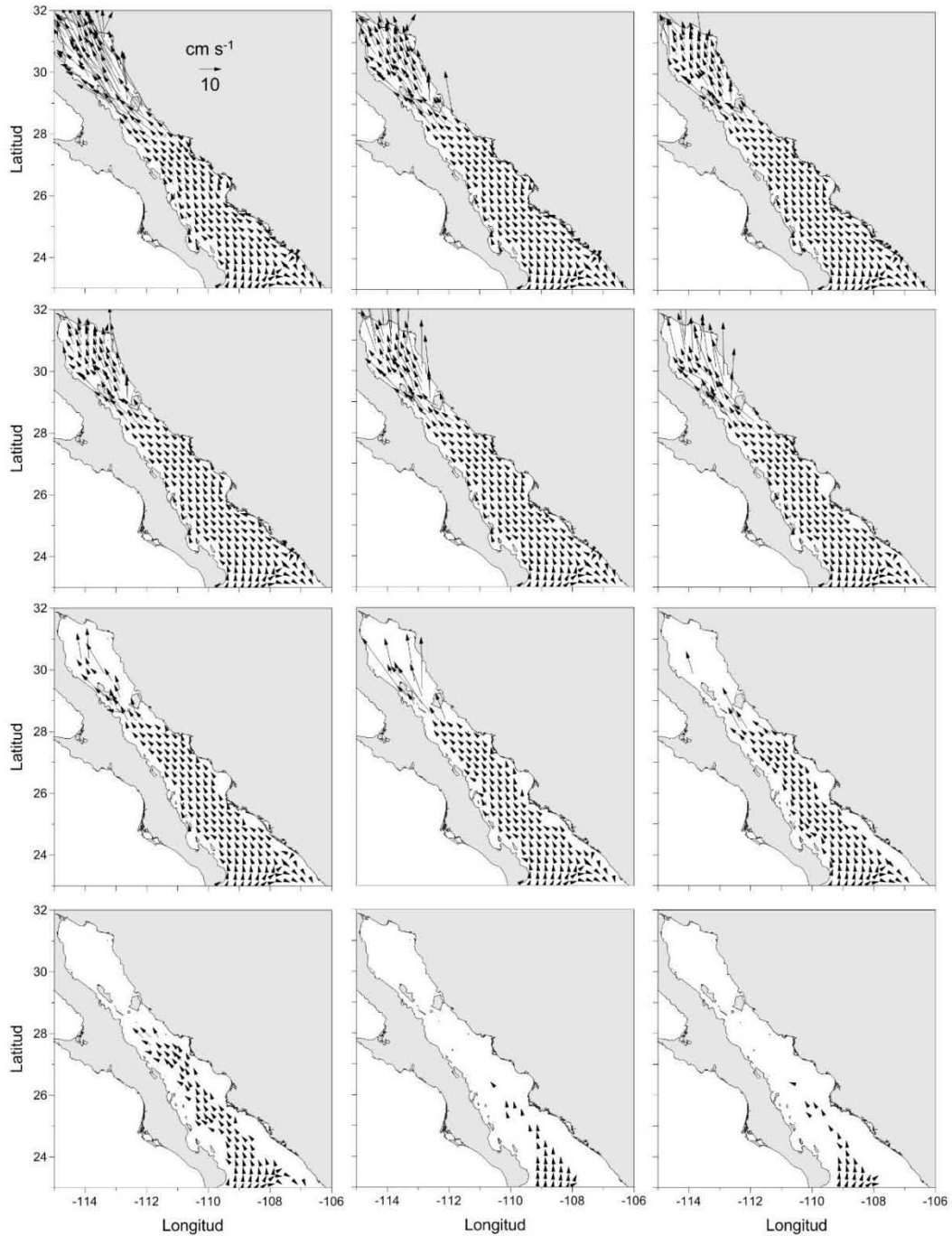


Figura 5.1.4. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 3/8 del ciclo de marea.

A mitad del ciclo, cuando la marea pasa de marea baja hacia marea alta cruzando el cero, se tienen las máximas velocidades de flujo, decreciendo en todas las capas de la cabeza hacia la boca del golfo (Fig. 5.1.5), con el flujo básicamente paralelo al eje del golfo.

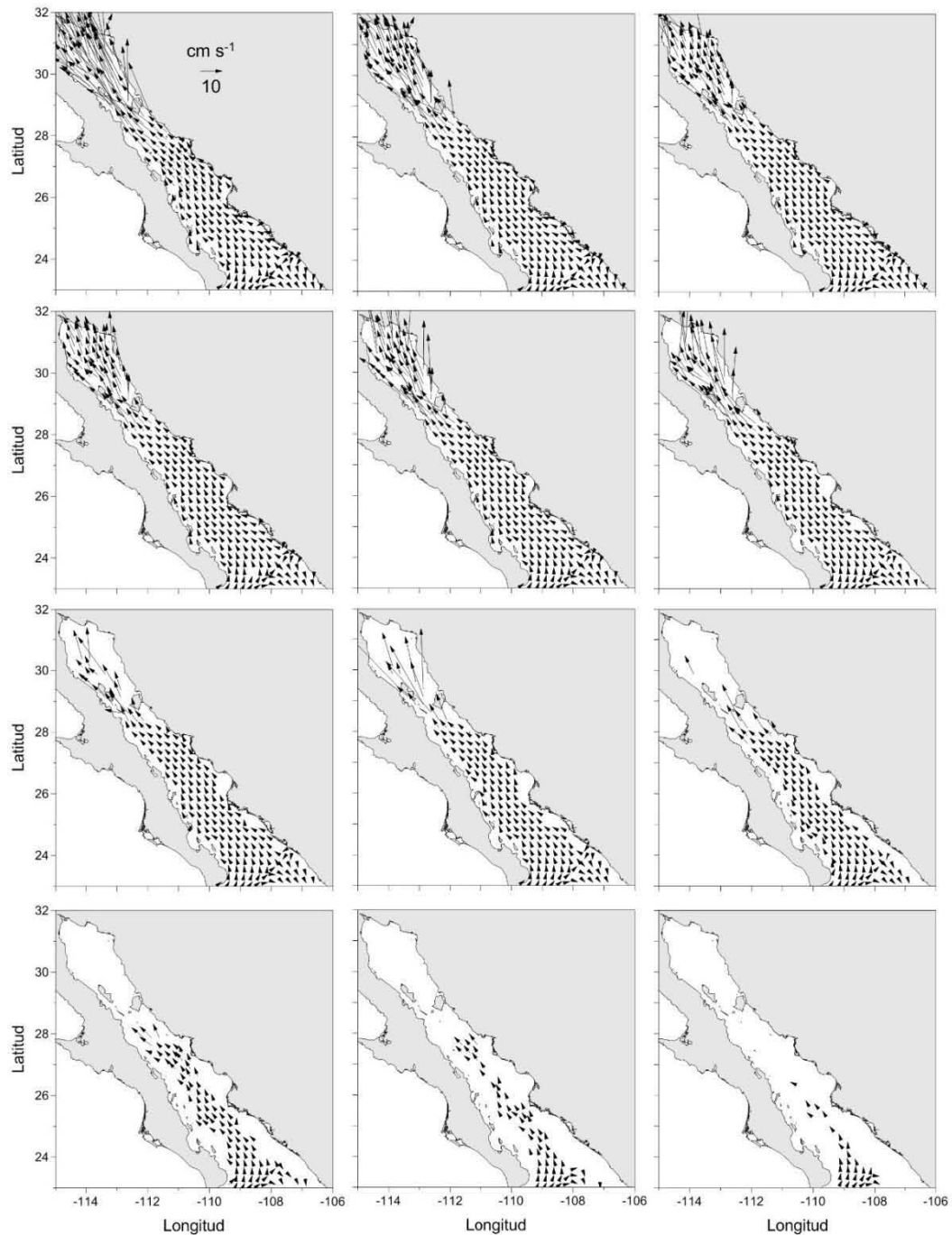


Figura 5.1.5. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 4/8 del ciclo de marea (flujo).

A 5/8 del ciclo de marea la corriente disminuye (Fig. 5.1.6) tendiendo a cero en el instante 6/8 del ciclo de marea, donde se encuentra el máximo de la marea alta y las velocidades son casi nulas (Fig. 5.1.7).

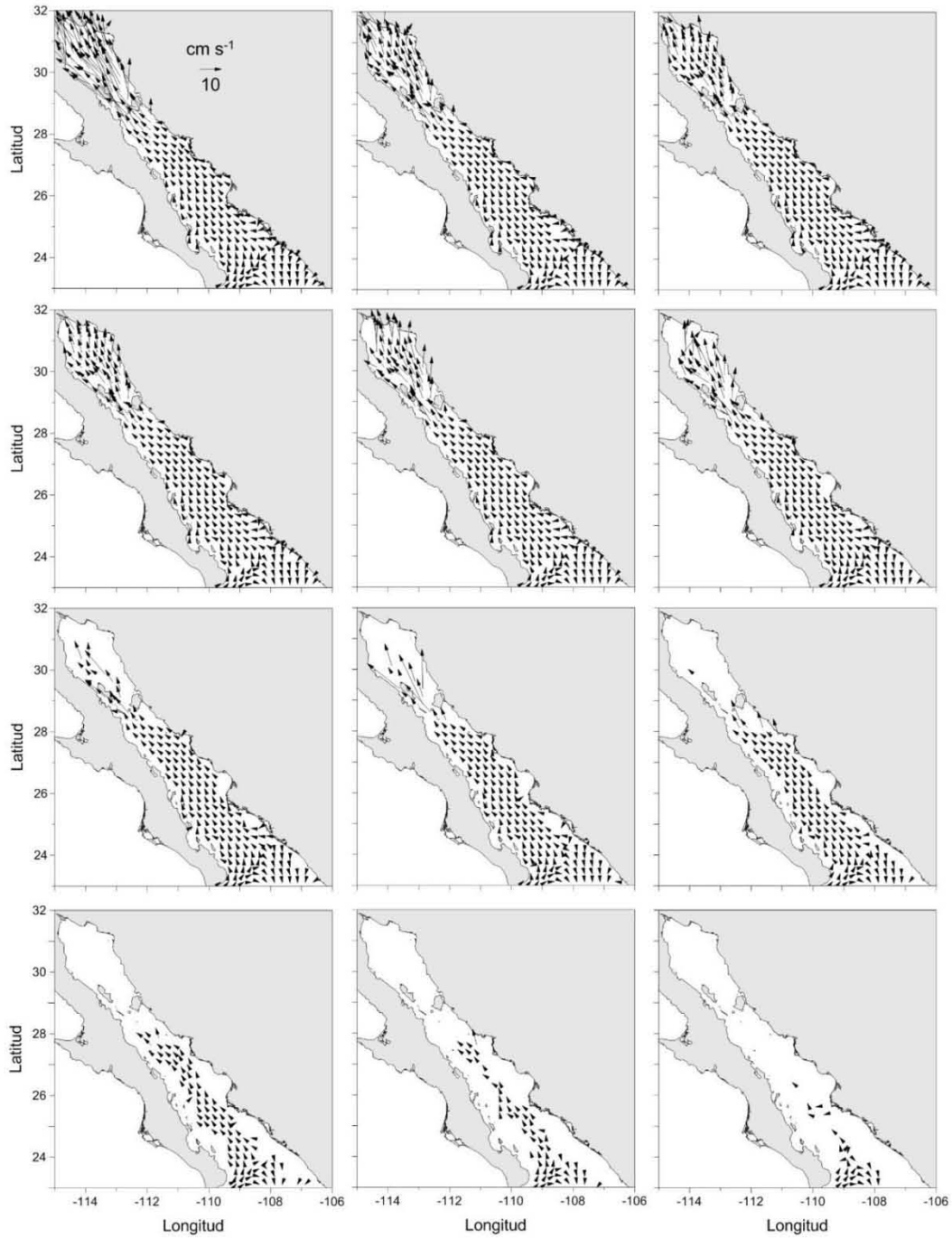


Figura 5.1.6. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 5/8 del ciclo de marea.

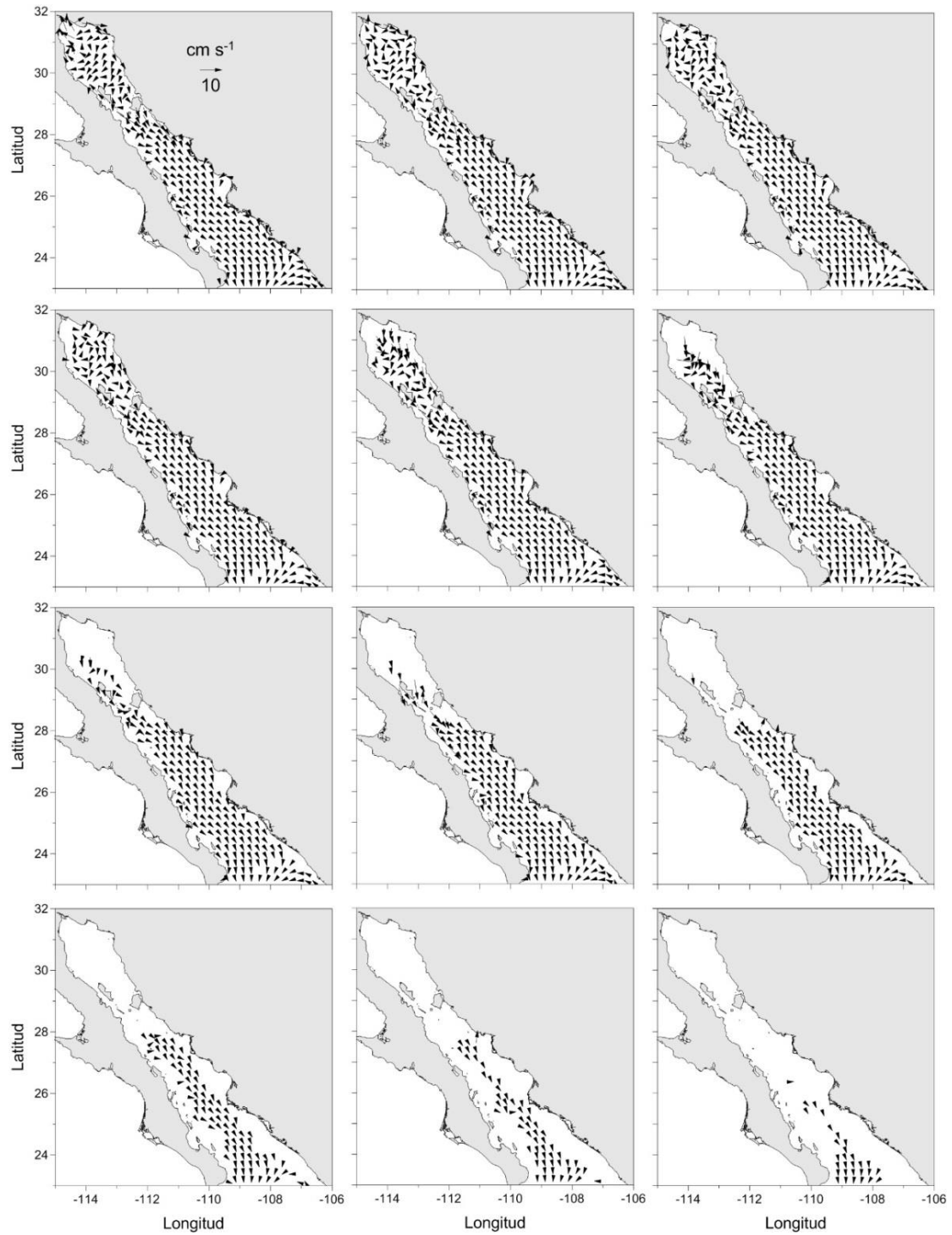


Figura 5.1.7. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 6/8 del ciclo de marea.

Al ir descendiendo la marea en el instante a 7/8 del ciclo, la velocidad se incrementa en el refluo (Fig. 5.1.8) tendiendo a obtener su máximo refluo al final del ciclo (Fig. 5.1.9)

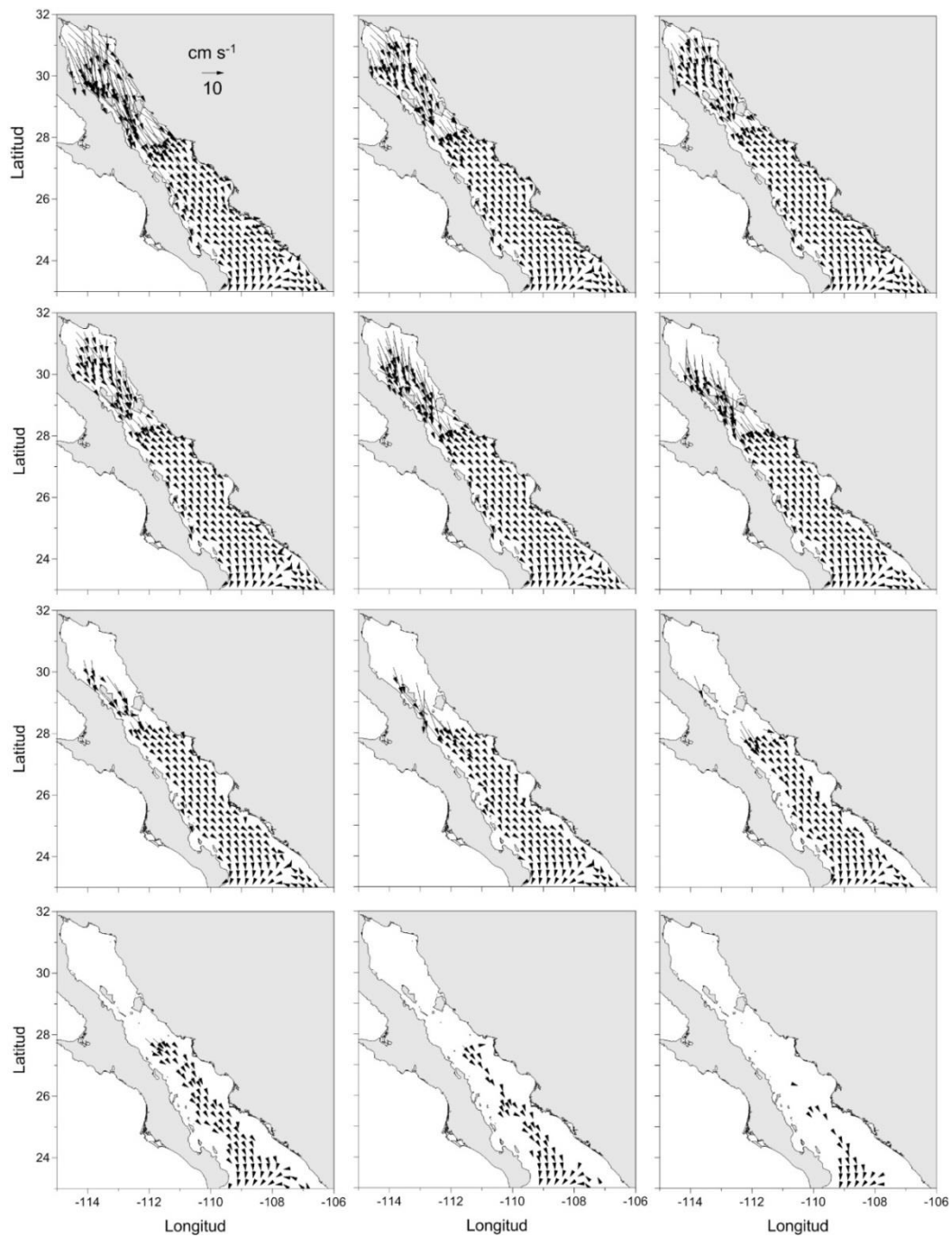


Figura 5.1.8. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 en 7/8 del ciclo de marea.

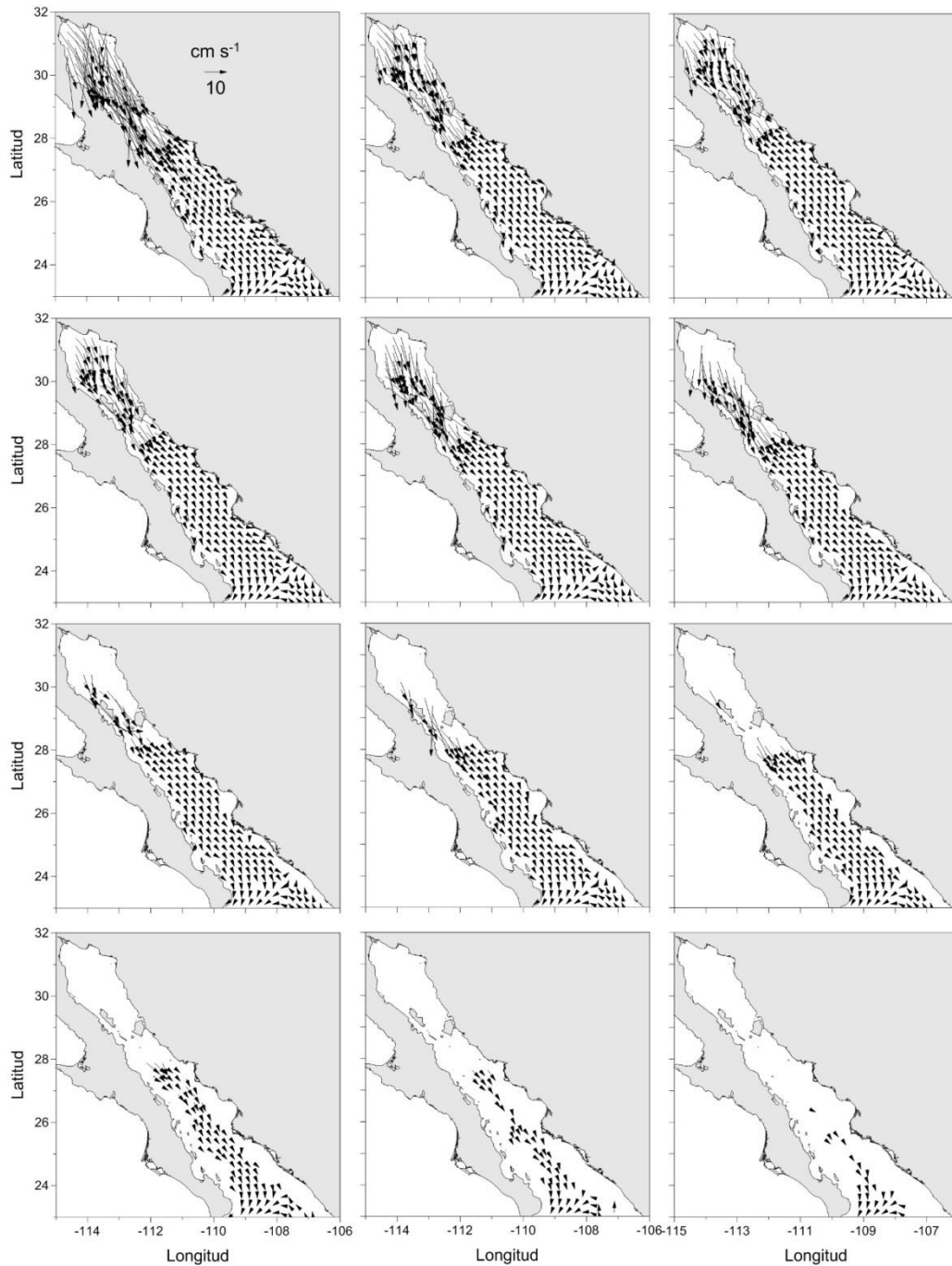


Figura 5.1.9. Velocidades instantáneas de marea en las capas 1-12 al completar un ciclo de marea (reflujo).

En este trabajo se analizaron sólo las corrientes generadas por la componente de marea M_2 , al imponer al modelo numérico la elevación de la superficie libre, tomando en cuenta su amplitud y fase en la boca del golfo. Sin embargo, la dinámica de la marea en el

golfo es más compleja ya que durante marea viva; cuando el Sol y la Luna están alineados con la tierra, las componentes de marea lunar (M_2) y solar (S_2), suman sus efectos y las velocidades que se han observado son mayores, se encuentran entre 1.4 y 1.6 m s^{-1} (Carbajal, 1993).

5.2 Densidad de Corriente eléctrica

De acuerdo a las variaciones de la velocidad a lo largo del ciclo de marea, los resultados de la densidad de corriente eléctrica se muestran sólo en cuatro tiempos del ciclo, en los casos extremos; al inicio del ciclo donde se obtuvo la máxima velocidad de reflujos, a $2/8$ de ciclo donde se obtienen las velocidades mínimas del reflujos, a la mitad del ciclo con corrientes máximas de flujo y a $6/8$ donde se tienen las velocidades mínimas del flujo.

La densidad de corriente eléctrica es un vector tridimensional el cual se representará con un vector horizontal teniendo en cuenta las componentes norte-sur y este-oeste; la componente vertical estará representada mediante colores de acuerdo a la escala mostrada en la figura. Las dos primeras figuras (Fig. 5.2.1 y Fig. 5.2.2) muestran la densidad de corriente eléctrica en cada una de las 12 capas, al inicio del ciclo de marea. En la capa superficial, en el alto Golfo de California se obtienen los valores más altos, principalmente frente a la desembocadura del Río Colorado y en la zona del archipiélago.

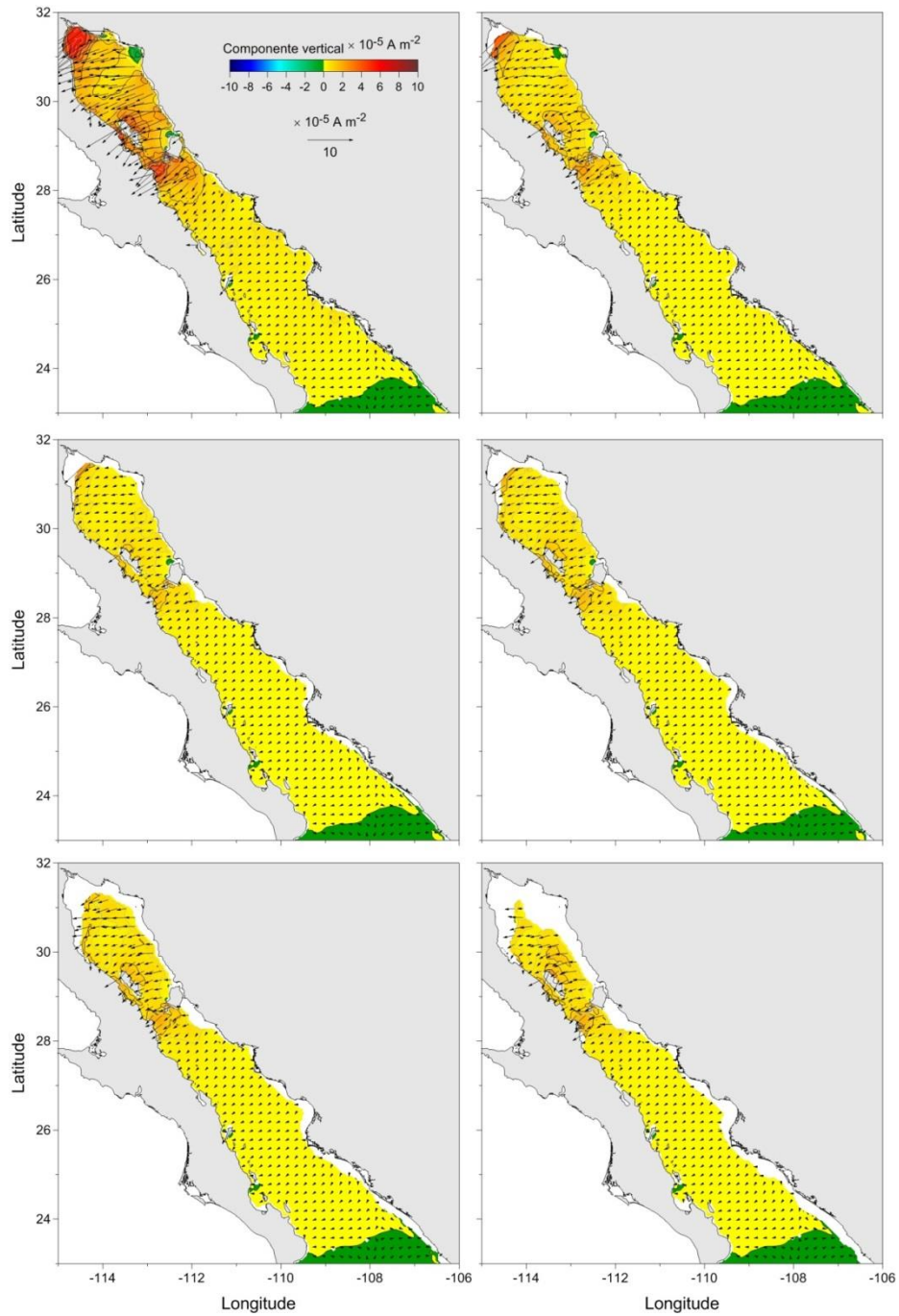


Figura 5.2.1. Densidad de corriente eléctrica generada al inicio del ciclo de marea para las capas 1-6.

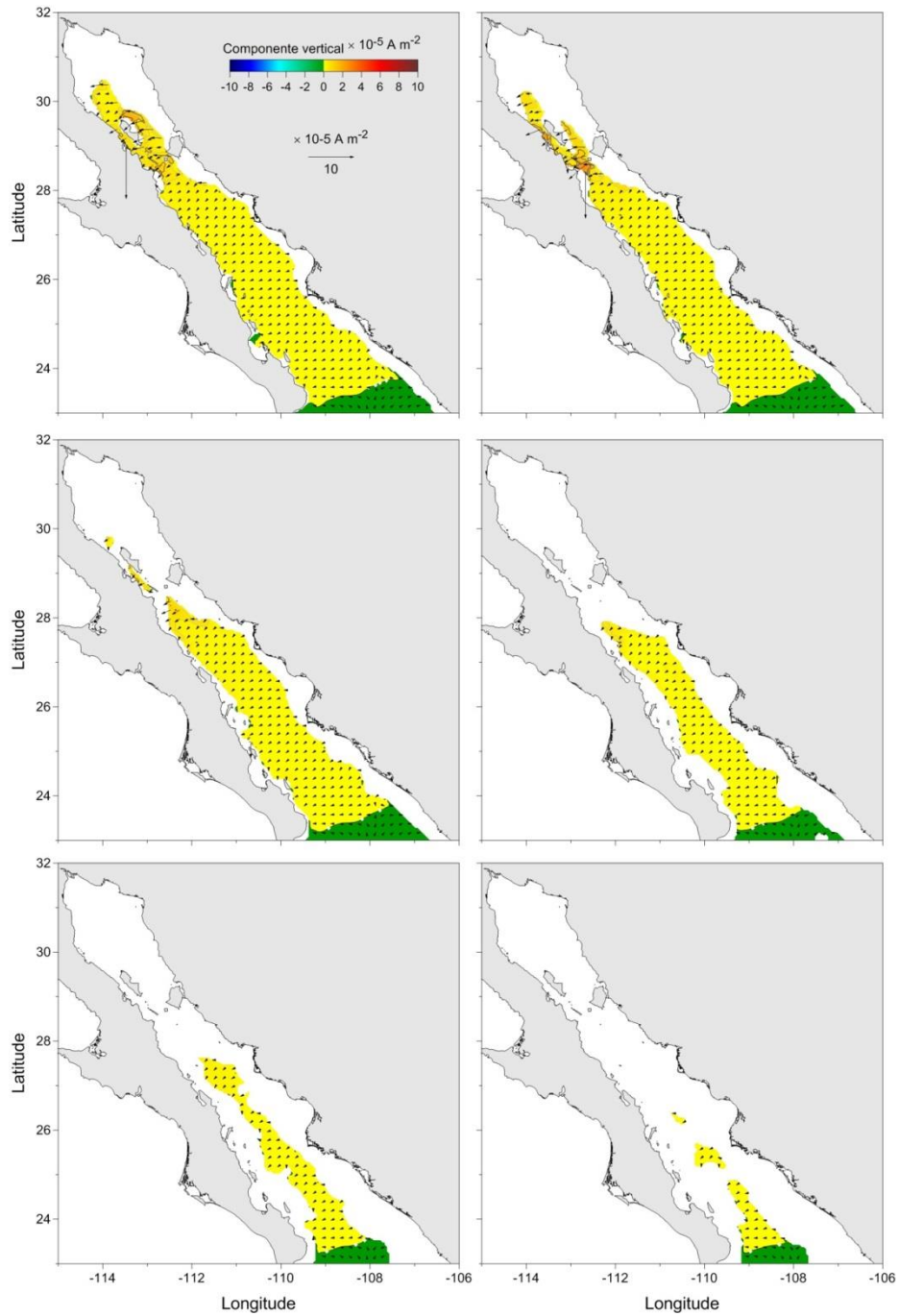


Figura 5.2.2. Densidad de corriente eléctrica generada al inicio del ciclo de marea para las capas 7-12.

De acuerdo a lo antes descrito, sólo se mostrarán los resultados para el alto Golfo de California en cada una de las capas e iteraciones, ya que los valores en el resto del golfo son

muy pequeños, comparados con los obtenidos en el alto golfo. Es importante remarcar que cerca de la desembocadura del Río Colorado no hay profundidades mayores a 200 m.

Para el inicio del ciclo de marea los valores máximos de densidad de corriente eléctrica horizontal en la zona de la desembocadura del Río Colorado son de $1.36 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-2}$, para el archipiélago $9.09 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$, mientras que para la zona de la boca se encuentran en $9.09 \times 10^{-6} \text{ A m}^{-2}$, en la primera capa. Estos valores van descendiendo conforme aumenta la profundidad de la capa (Fig. 5.2.3 y Fig. 5.2.4). Los valores máximos en la componente horizontal de la densidad de corriente eléctrica llegan hasta los $1.36 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-2}$ y se encuentran principalmente en la zona de la desembocadura del Río Colorado y en el archipiélago en la capa superior y son menores para las capas de mayor profundidad (Fig. 5.2.3 y Fig. 5.2.4). También se observan pequeñas zonas cercanas a la costa este donde la magnitud de la densidad de corriente eléctrica es negativa, aunque estos valores son muy cercanos a cero (Fig. 5.2.3).

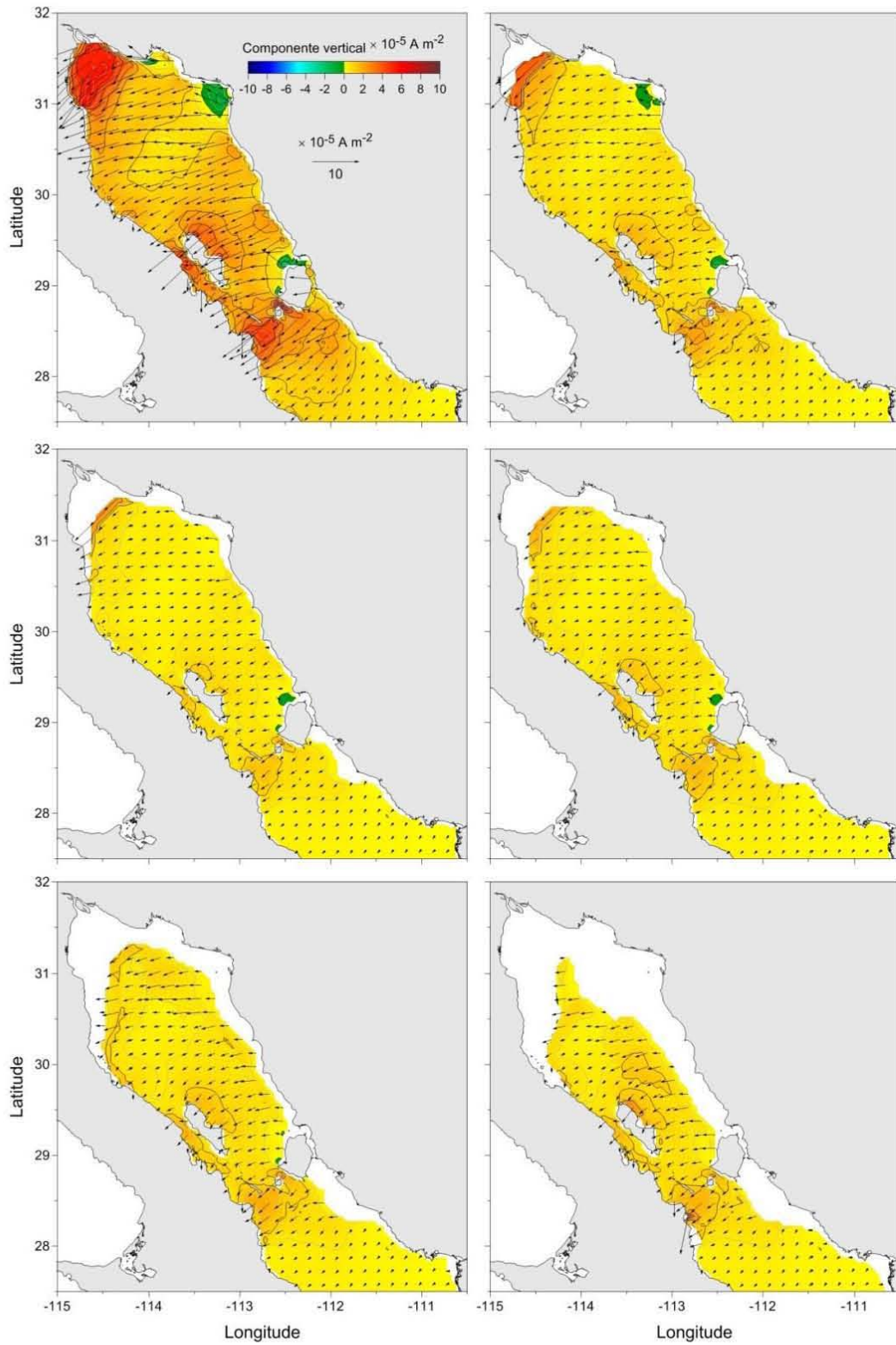


Figura 5.2.3. Densidad de corriente eléctrica generada al inicio del ciclo de marea para las capas 1-6 en el alto golfo.

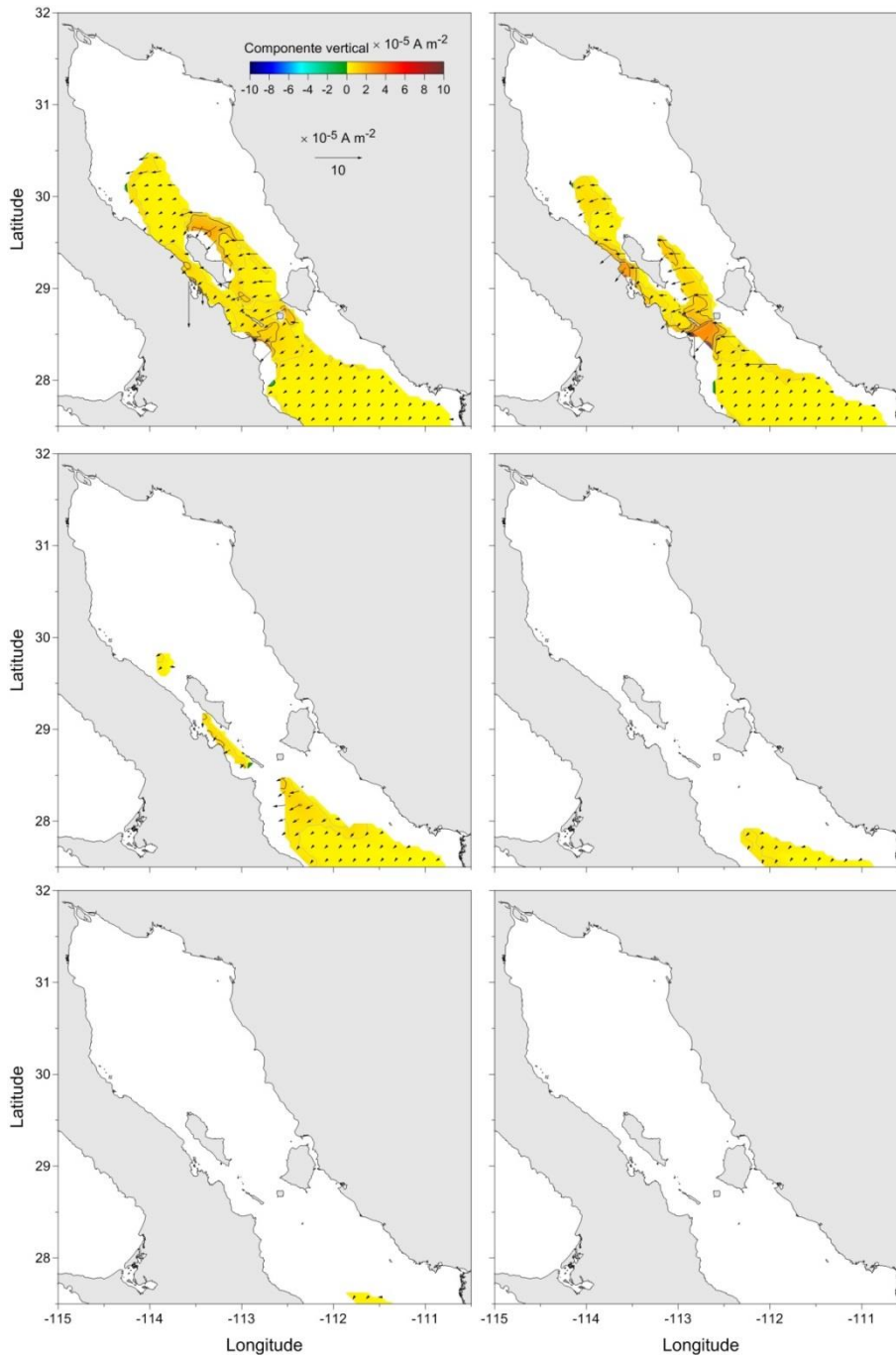


Figura 5.2.4. Densidad de corriente eléctrica generada al inicio del ciclo de marea para las capas 7-12 en el alto golfo.

A $2/8$ del ciclo de marea se tienen valores muy pequeños de densidad de corriente eléctrica, como era de esperarse debido a que las corrientes instantáneas de marea son muy pequeñas para este instante del ciclo, con valores horizontales máximos en la primera capa de $6.36 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en la desembocadura del Rio Colorado y de $4.48 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en el

archipiélago. Frente a la desembocadura del río Colorado se tienen valores de aproximadamente $6 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en la componente vertical así como en Canal de Ballenas en el archipiélago (Fig. 5.2.5 y Fig. 5.2.6). Se muestran también zonas donde la densidad de corriente eléctrica vertical tiene valores negativos en la costa este, a la altura del archipiélago (Fig. 5.2.5).

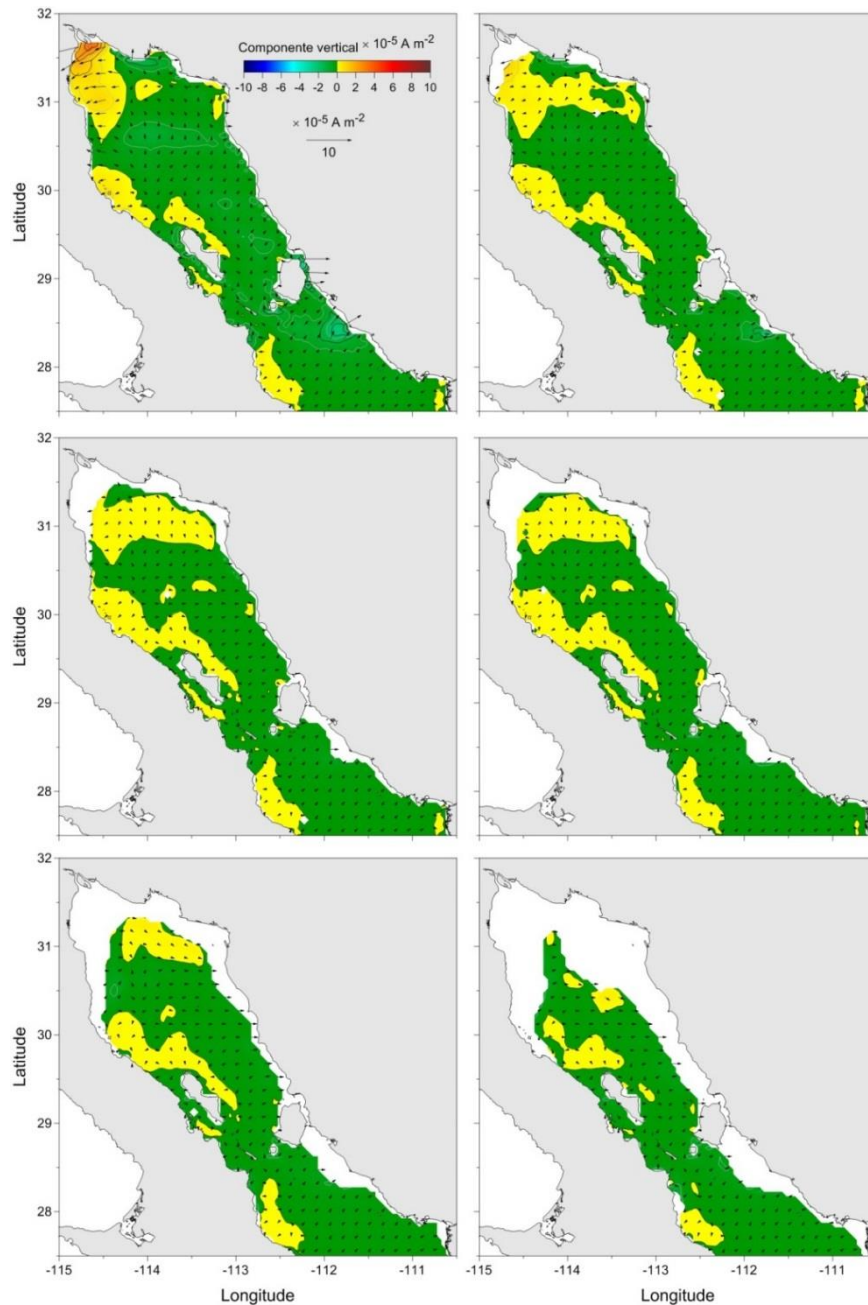


Figura 5.2.5. Densidad de corriente eléctrica generada en 2/8 del ciclo de marea para las capas 1-6 en el alto golfo.

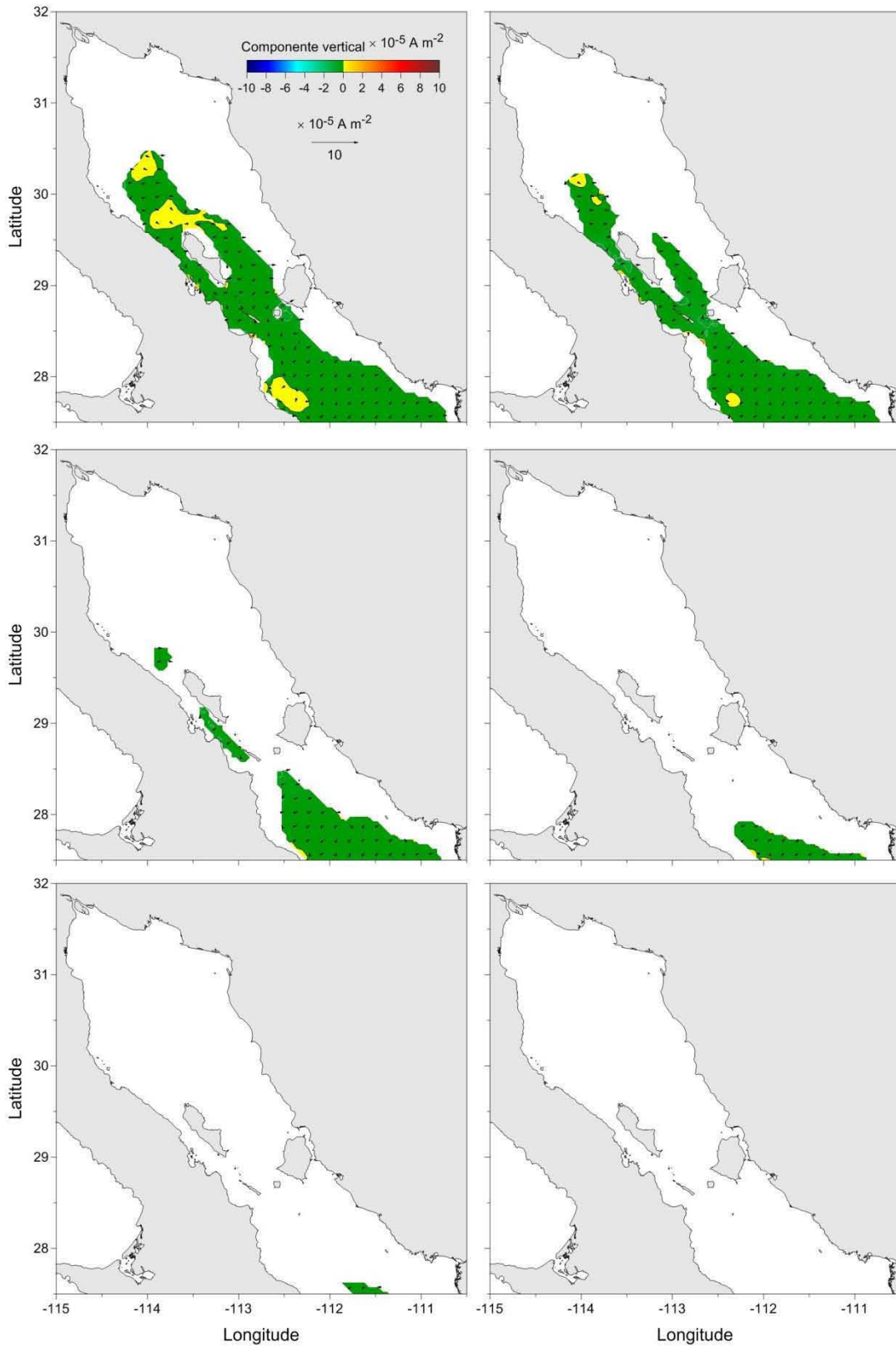


Figura 5.2.6. Densidad de corriente eléctrica generada en 2/8 del ciclo de marea para las capas 7-12 en el alto golfo.

A mitad del ciclo se observa un comportamiento muy similar al del inicio, la única diferencia es debida a la dirección de las corrientes de marea ya que ahora se presenta un flujo, la componente vertical de la densidad de corriente eléctrica máxima se encuentra nuevamente el archipiélago y la desembocadura donde se tienen valores de $-8 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$, los valores para la componente horizontal del campo son máximos principalmente en la desembocadura del Rio Colorado y en la zona de las islas, los valores máximos correspondientes son -10×10^{-5} y $-6 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ (Fig. 5.2.7 y Fig. 5.2.8). Se observan pequeñas áreas con valores positivos, aunque muy cercanos a cero, de la componente vertical en la zona cercana a la costa este (Fig. 5.2.7).

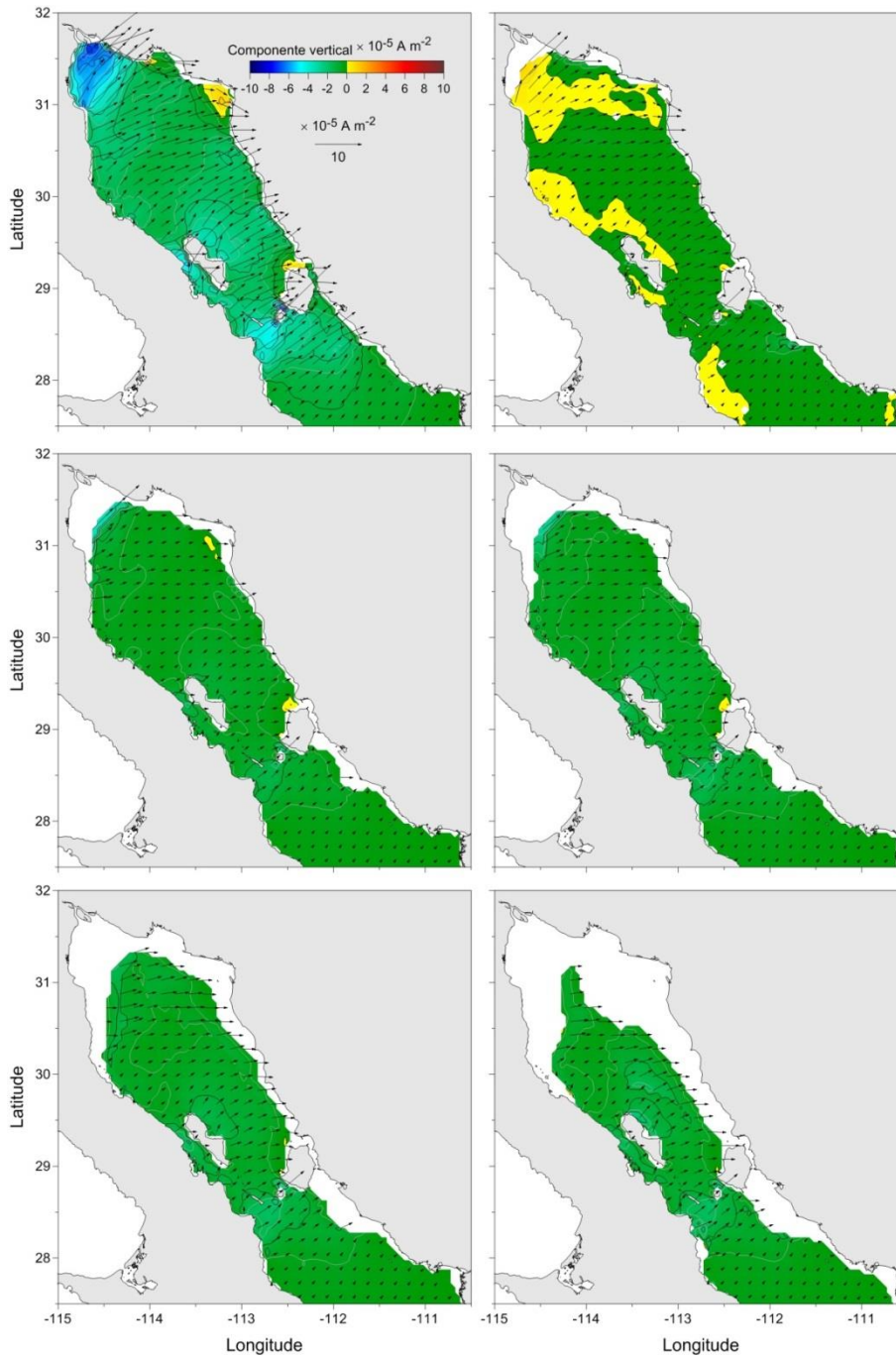


Figura 5.2.7. Densidad de corriente eléctrica generada en 4/8 del ciclo de marea para las capas 1-6 en el alto golfo.

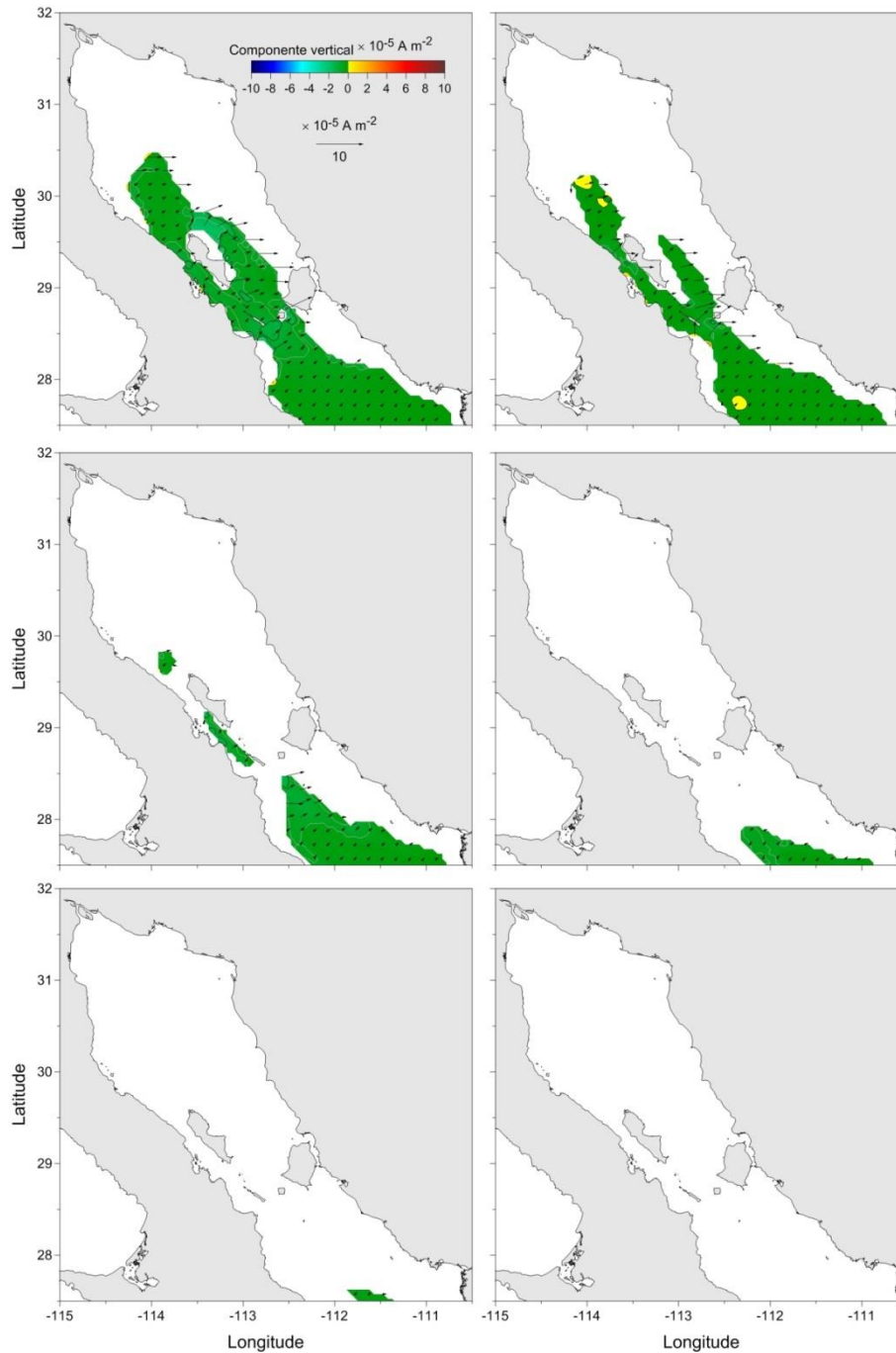


Figura 5.2.8. Densidad de corriente eléctrica generada en 4/8 del ciclo de marea para las capas 7-12 en el alto golfo.

Finalmente en 6/8 del ciclo de marea la densidad de corriente eléctrica es muy pequeña debido a que las corrientes de marea para este instante del ciclo son muy pequeñas; la componente vertical varía entre -3×10^{-5} y 3×10^{-5} A m⁻². Los valores máximos de la

resultante horizontal en la primera capa son de $2.07 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en la desembocadura del Rio Colorado y $1.72 \times 10^{-5} \text{ A m}^{-2}$ en el archipiélago. (Fig. 5.2.9 y Fig. 5.2.10).

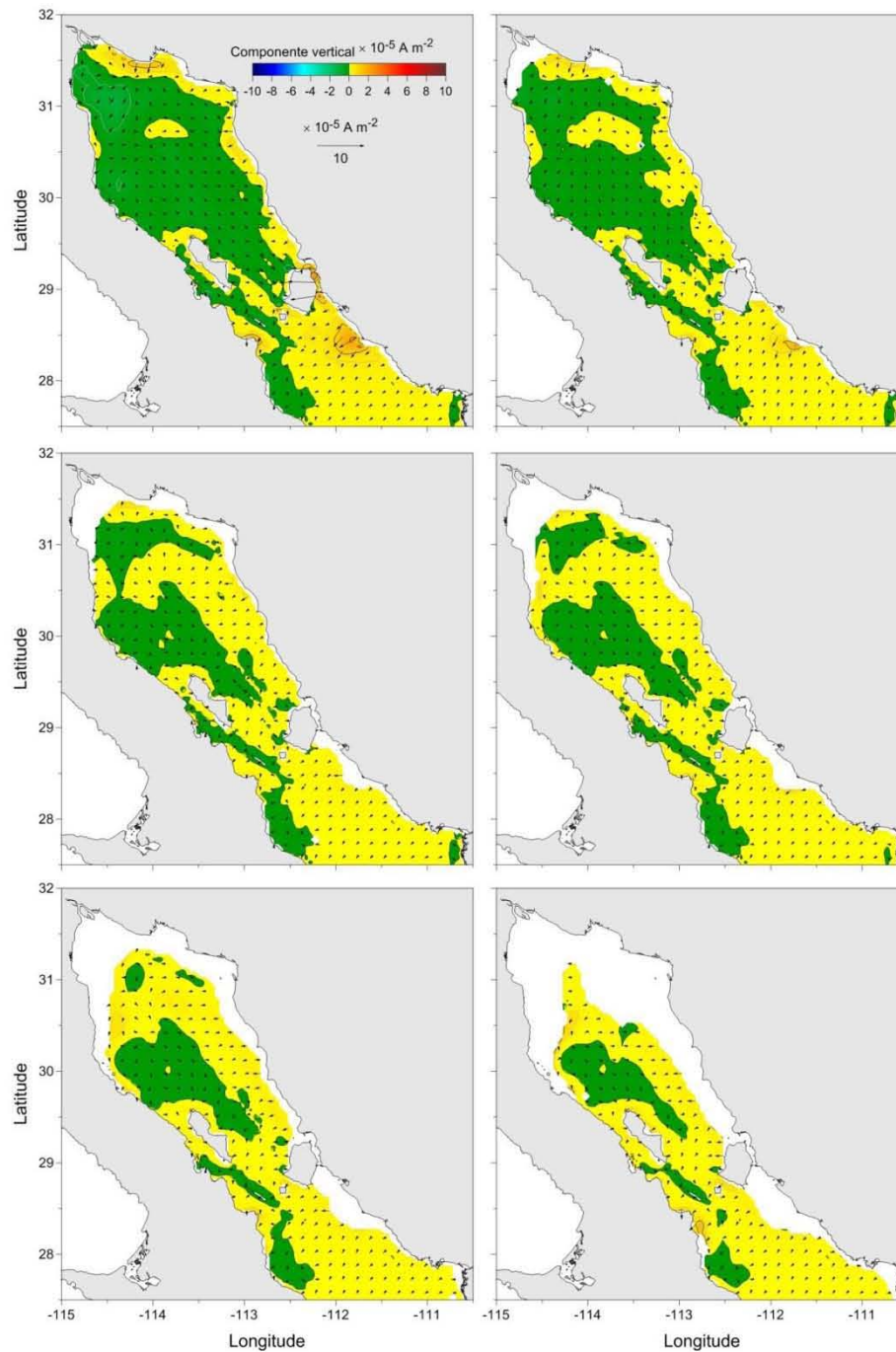


Figura 5.2.9. Densidad de corriente eléctrica generada en 6/8 del ciclo de marea para las capas 1-6 en el alto golfo.

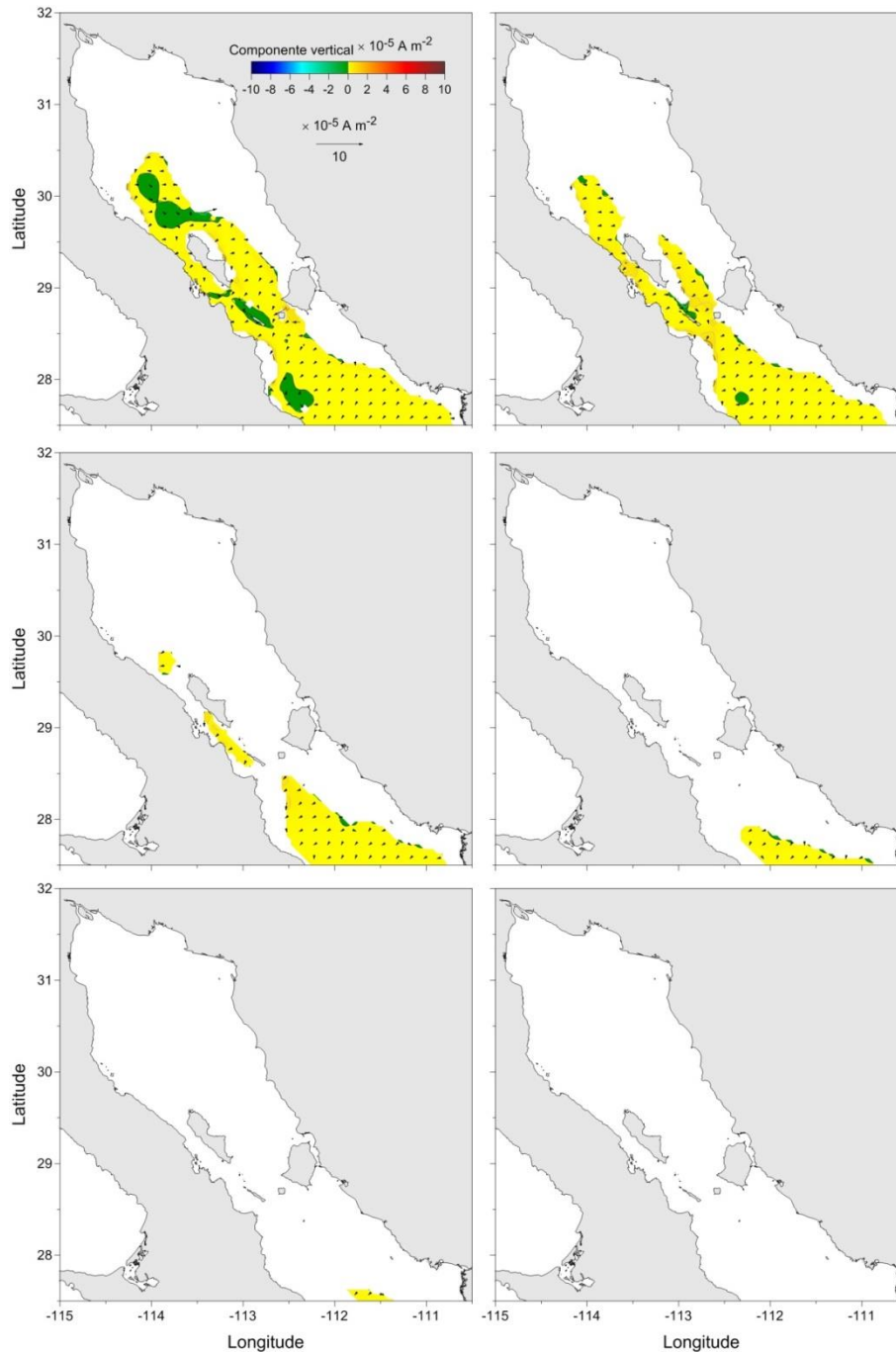


Figura 5.2.10. Densidad de corriente eléctrica generada en 6/8 del ciclo de marea para las capas 7-12 en el alto golfo.

Se tienen valores tanto positivos como negativos, sin embargo se pone importancia únicamente en la magnitud de los vectores, ya que lo que se desea calcular es la densidad de corriente eléctrica en cada instante del ciclo de marea. El valor absoluto de la densidad de

corriente eléctrica muestra una variación en el tiempo, con máximos en el flujo y reflujos de la corriente de marea. La capa superficial es la que aporta la mayor densidad de corriente eléctrica, seguida por las capas dos y cinco respectivamente (Fig. 5.2.11). El análisis de porcentajes arroja que la capa superior aporta el 32% de la densidad de corriente eléctrica producida en todo el ciclo de marea, mientras que la segunda capa aporta el 14 % del total (Anexo A).

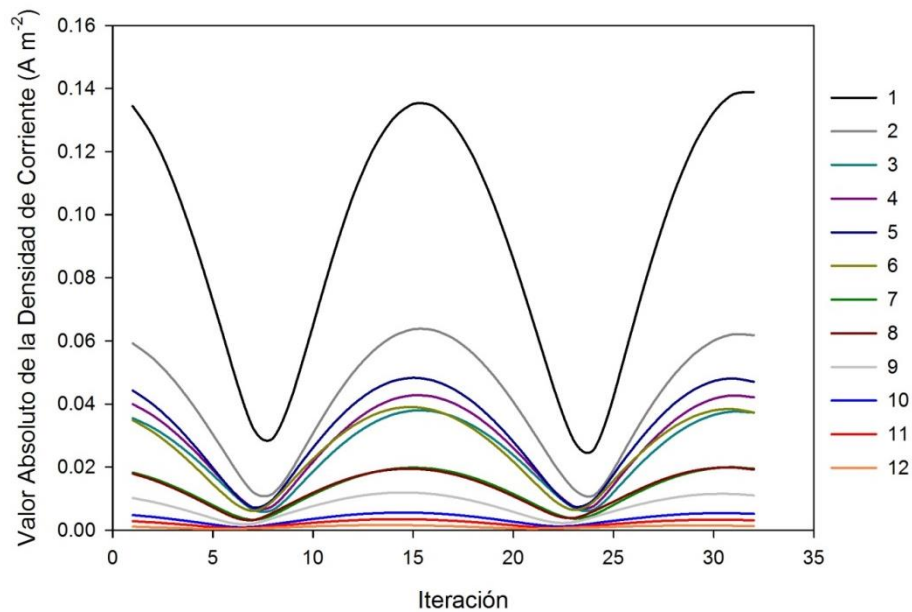


Figura 5.2.11. Valor absoluto de la densidad de corriente ($A m^{-2}$) a cada iteración en cada una de las capas.

La densidad de corriente eléctrica que se genera en la capa superficial en todo el ciclo de marea es aproximadamente $2.80 A m^{-2}$, tomando en cuenta el área del golfo, ésta capa tiene un potencial de producción de corriente eléctrica de $4.2 \times 10^{11} A$, si solo se toma en cuenta el alto golfo y la componente y de la densidad de corriente eléctrica el potencial de producción es de $84 \times 10^6 A$ en un ciclo de marea.

5.3 Diferencia de Potencial

La diferencia de potencial fue calculada para cada iteración del ciclo de marea utilizando las velocidades de la corriente de marea y el campo geomagnético, en cada una de las celdas de la malla del modelo hidrodinámico; debido a que las corrientes de marea son más intensas en el alto golfo se presentan los resultados de la diferencia de potencial solo para el alto golfo en los tiempos de elevación extrema. Cuando el nivel de la marea va de alta a baja cruzando el cero, al inicio del ciclo (reflujo), a 2/8 del ciclo cuando se tiene el valor más bajo del nivel del mar, a 4/8 de ciclo cuando el nivel de la marea va de nivel de marea baja a marea alta cruzando por el cero, en este instante la corriente de marea tiene su máximo de flujo y finalmente en 6/8 del ciclo cuando el nivel de la marea tiene su máximo. Debido a los resultados obtenidos en el análisis de porcentajes para la densidad de corriente eléctrica (Fig. 5.2.11) también se determinó sólo mostrar los resultados de la primera capa, debido a que éstos aportan aproximadamente el 32% del total, ya que la forma en la que se calculan la densidad de corriente eléctrica y la diferencia de potencial son muy similares.

Al inicio y a medio ciclo de marea es cuando se tienen los valores máximos de voltaje, los cuales coinciden con los máximos de densidad de corriente eléctrica. En este caso, a diferencia de la densidad de corriente eléctrica, se observan valores dos órdenes de magnitud mayores para la diferencia de potencial en las direcciones horizontales (10^{-3}) comparados con la diferencia de potencial vertical (10^{-5}). A 2/8 y 6/8 del ciclo la diferencia de potencial es mínima debido a que son los instantes en que la elevación de la marea tiene sus valores extremos; la más baja y la más alta respectivamente, presentándose en estos instantes valores de la velocidad de corriente de marea muy cercanos a cero (Fig. 5.3.1). Es importante remarcar las zonas que presentan una mayor diferencia de potencial, entre los puntos extremos de cada celda de la malla del modelo hidrodinámico, son las que se encuentran en la región de la desembocadura del Río Colorado y la zona del archipiélago, como era de esperarse, las mismas para las que se tienen los valores máximos de densidad de corriente eléctrica. Los valores máximos en la vertical son de aproximadamente 16×10^{-5} V para el inicio del ciclo de marea y de -15×10^{-5} V a la mitad del ciclo (Fig. 5.3.1). Los valores máximos de diferencia de potencial en x y y para el alto golfo corresponden a 272.6×10^{-3} V al inicio y en 4/8 del ciclo de marea y 116.6×10^{-3} en 2/8 y 6/8 del ciclo de marea.

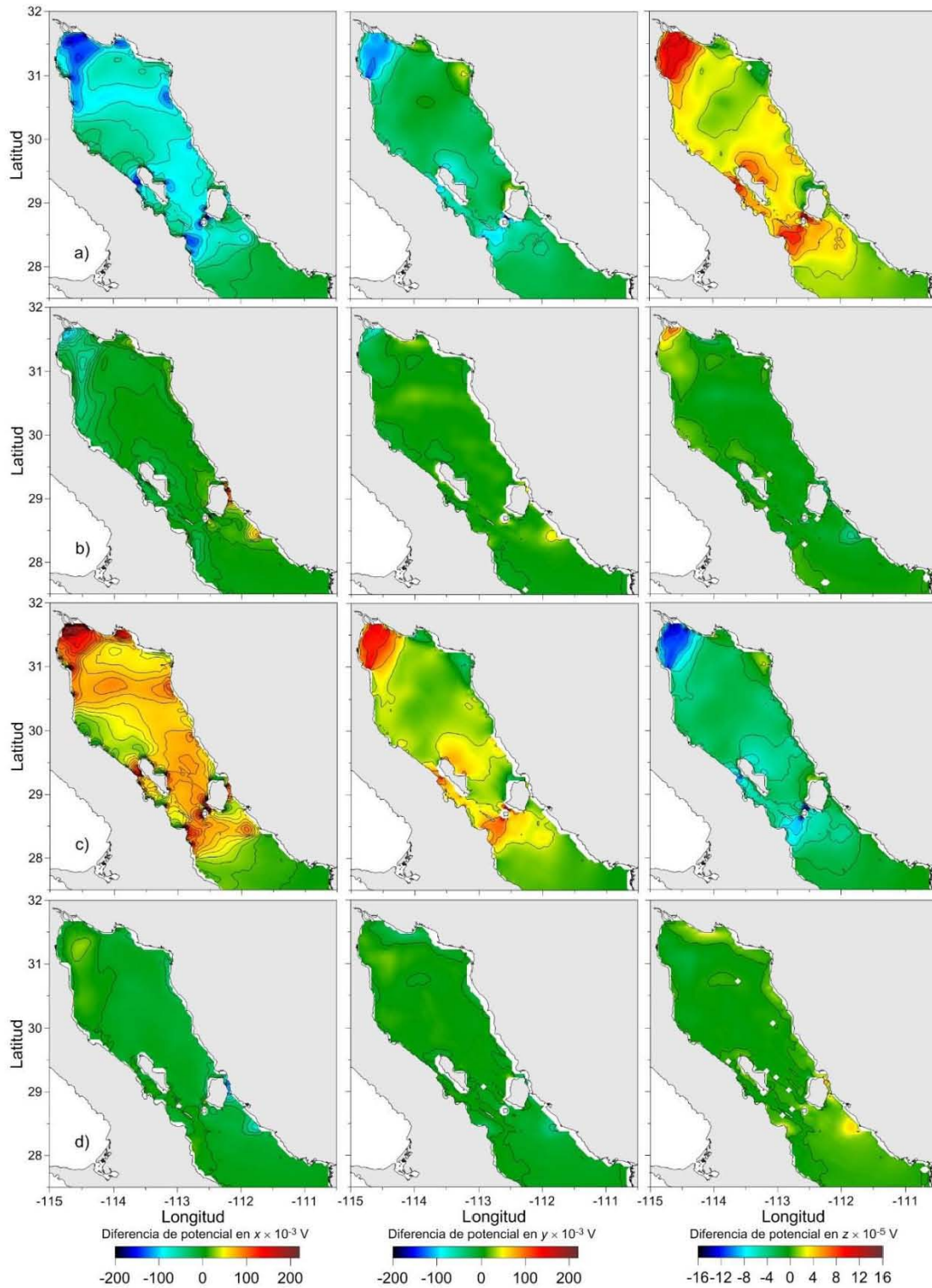


Figura 5.3.1 Diferencia de potencial en x , y y z para la primera capa en el alto Golfo de California a) al inicio, b) a $2/8$, c) a $4/8$ y d) a $6/8$ del ciclo de marea.

Todos estos resultados se obtuvieron después de calcular el campo eléctrico siguiendo la ecuación (4.1.11). Los valores del campo eléctrico que va de oeste a este se encuentran entre 1.50×10^{-5} y $1.32 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ en la primera capa y 1.03×10^{-6} y $2.67 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$ en la última. Los valores del campo eléctrico que apuntan de sur a norte están entre 1.32×10^{-6} y $4.07 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ en la capa superior, mientras que en la inferior van de 7.63×10^{-7} hasta $9.42 \times 10^{-8} \text{ V m}^{-1}$. El campo eléctrico inducido en la vertical oscila entre 2.24×10^{-5} y $7.68 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ en la primera capa y entre 1.57×10^{-6} y $2.95 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ en la última.

La magnitud del campo eléctrico obtenido para los puntos en la desembocadura del Río Colorado y en el archipiélago se encuentra entre 2.23×10^{-5} y $7.67 \times 10^{-5} \text{ V m}^{-1}$ en la primer capa; mientras que los obtenidos cerca de la boca del golfo en la última capa fluctúan entre 1.52×10^{-6} y $3.95 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$. Estos resultados muestran los valores extremos que toma el campo eléctrico en el Golfo de California.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN

Faraday en 1832 escribió: “Theoretically, it seems a necessary consequence that where water is flowing, there electric currents should be formed: thus, if a line be imagined passing from Dover to Calais through the sea, and returning through the land beneath the water to Dover, it traces out a circuit of conducting matter, one part of which, when the water moves up or down the channel, is cutting the magnetic curves of the earth, whilst the other is relatively at rest. This is a repetition of the wire experiment, but with worse conductors. Still there is every reason to believe that electric currents do run in the general direction of the circuit described, either one way or the other, according as the passage of the waters is up or down the channel. Where the lateral extent of the moving water is enormously increased, it does not seem improbable that the effect should become sensible; and the gulf stream may thus, perhaps, from electric currents moving across it, by magneto-electric induction from the earth, exert a sensible influence upon the forms of the lines of magnetic variation”; sin embargo, no pudo demostrar la formación de ésta corriente eléctrica de manera observacional ya que, como él mismo lo mencionó posteriormente, sus equipos no tenían la capacidad de medir valores tan bajos como los esperados.

Durante años el estudio de la modificación del campo magnético de la Tierra y la generación de un campo eléctrico por las corrientes oceánicas estuvo olvidado, fue hasta después de 1950, cuando von Arx desarrolló el electrocinematógrafo geomagnético o GEK, que se basa en las mediciones de las diferencias de potencial eléctrico en una superficie oceánica para calcular las velocidades de las corrientes, que se retomó el tema de estudio. Posteriormente se efectuaron diversos trabajos, tanto teóricos como observacionales (Longuet-Higgins *et al.*, 1954; Larsen, 1968; Sanford, 1971; Crews y Futterman, 1962; Warburton y Caminiti, 1972; Groskaya *et al.*, 1972; Beal y Weaver, 1970 y Poday, 1970), en relación a las variaciones del campo magnético de la Tierra y la generación de un campo eléctrico por efecto de las corrientes marinas.

Los resultados obtenidos en éste estudio muestran la formación de un campo eléctrico inducido por las corrientes generadas por el efecto de la componente de marea M_2 en el Golfo de California.

Larsen (1967) midió el campo eléctrico horizontal en el fondo del océano generado por las corrientes de marea cerca de Cambria, California y encontró que existe una variación semidiurna (12.4206 h) en él. Esto se ve reflejado en los resultados encontrados para la densidad de corriente eléctrica (Fig. 5.2.11), debido a que según la ecuación (4.1.19) la densidad de corriente eléctrica es directamente proporcional al campo eléctrico. Se observa que el comportamiento reportado por Larsen no solo se presenta en el fondo oceánico, éste comportamiento se conserva en toda la columna de agua (Fig. 5.2.11).

Los valores máximos que midió Larsen (1967) fueron $2.70 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$ en la componente oeste-este y $1.5 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$ en la componente sur-norte, estos valores se midieron en el fondo oceánico. Los valores que se obtuvieron para la capa inferior, en este caso, están entre 1.57×10^{-6} y $2.67 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$, y 7.63×10^{-7} y $9.42 \times 10^{-8} \text{ V m}^{-1}$ respectivamente, es decir se encuentran en promedio en el orden de magnitud antes reportado.

En el Pacífico norte, cerca de Oahu, Hawaii, se realizaron mediciones de la magnitud del campo electromagnético inducido en el fondo del océano (Larsen 1973) y se obtuvieron medidas de campo eléctrico máximas de $17.503 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$, los resultados en este trabajo muestran un campo eléctrico en la última capa con valores máximos de $1.57 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$.

Uno de los valores reportados es mayor al obtenido en este trabajo (Larsen, 1973) y los otros son menores (Larsen, 1967); esto se debe a que la conductividad de los sedimentos en el mar varía considerablemente hasta en nueve ordenes de magnitud, dependiendo del material que predomine en la zona. Para zonas donde se encuentran compuestos donde predomina el carbono la conductividad es de $2.80 \times 10^4 \text{ S m}^{-1}$, mientras que para zonas donde predomina el silicio es de $1.60 \times 10^{-5} \text{ S m}^{-1}$. Gracias a estas diferencias es que éste método también se utiliza, cuando se miden directamente los campos electromagnéticos en el fondo del océano, para determinar zonas donde hay una alta concentración de hidrocarburos ya que el campo eléctrico generado en estas zonas es mucho mayor que el de sus alrededores.

El campo eléctrico calculado en la componente oeste-este se encuentra entre $1.50 \times 10^{-5} \text{ V m}^{-1}$ y 1.32×10^{-6} en la capa superior y en la componente sur-norte van de $1.32 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ a $4.07 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$. Estos indican que los campos eléctricos generados en la superficie,

siempre son mayores, ya que, como se observa en los resultados de velocidades instantáneas, las corrientes son mayores en la superficie.

El potencial de producción de corriente eléctrica es alto, de 84×10^6 A sólo en el alto golfo. Sin embargo, si se tratara de colocar un cable o algún mecanismo para recogerla sería imposible, debido a que el área es muy grande y su colocación afectaría no solo al ecosistema, sino también las corrientes de marea, con lo que la cantidad de corriente producida cambiaría drásticamente. Además no resultaría redituable recogerla debido al costo que implicaría.

En los últimos años ha crecido el interés por medir los campos electromagnéticos producidos en el océano debido a las corrientes de marea y el campo geomagnético para monitorear la velocidad de las corrientes alrededor del mundo (Palshin, 2002; Palshin, 2005; Palshin 2006 Nolasco, 2006). Sin embargo, el primer modeló del campo electromagnético producido por la oscilación del océano y el campo magnético terrestre fue hecha por Kuvshinov *et al.* (2006), que modelaron el campo eléctrico producido por las corrientes M_2 y O_1 en toda la Tierra, a partir de velocidades promedio en toda la columna de agua, con datos cada 1° y un valor constante de conductividad para el agua de mar de 3.2 S m^{-1} , los resultados máximos que obtuvieron fueron de $0.7 \times 10^{-7} \text{ V m}^{-1}$ (Fig. 6.1) para las corrientes producidas por la M_2 . No obstante, que el título del artículo sugiere que el modelo es 3-D solo se consideran variaciones en la latitud y longitud de cada punto, sin tomar en cuenta la profundidad. El trabajo que se realizó, aunque es de una zona más pequeña, toma en cuenta variaciones en latitud, longitud y profundidad, es decir, es un modelo 3-D. Al calcular el promedio de la magnitud del campo eléctrico en la componente oeste-este éste es de $8.16 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$ y en la componente sur- norte de $2.70 \times 10^{-6} \text{ V m}^{-1}$, que en ambos casos es mayor que el reportado por Kuvshinov *et al.* Debido a que sólo se consideró la marea M_2 , para complementar el trabajo se deben tomar en cuenta las demás componentes de marea para hacer una predicción más precisa de las velocidades instantáneas de las corrientes de marea y así poder determinar con mayor exactitud la densidad de corriente producida por las mismas.

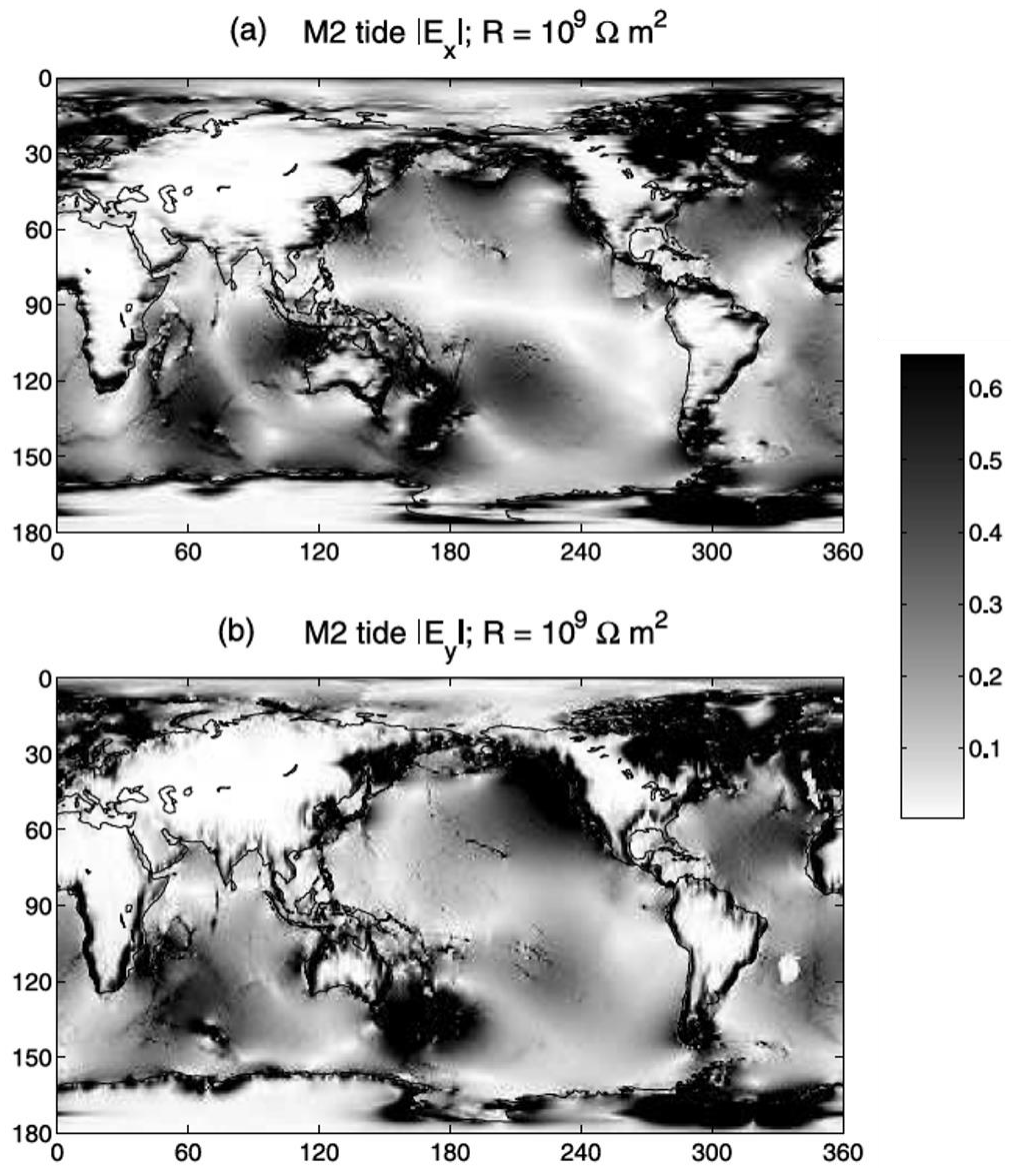


Fig 6.1. Amplitudes del campo eléctrico (mV Km^{-1}) por corrientes de marea M_2 (Tomado de Kuvshinov *et al.*, 2006).

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se puede concluir que la densidad de la corriente eléctrica es máxima durante los instantes de flujo y reflujo de la marea y en la capa superior. La diferencia de potencial tiene un comportamiento análogo. Las zonas potencialmente importantes se encuentran en el alto Golfo de California, frente a la desembocadura del río Colorado y en la zona del archipiélago, en los canales de Ballenas y Salsipuedes.

Las densidades de corriente eléctrica y las diferencias de potencial, toman valores positivos en ciertos instantes del ciclo de marea, como en el flujo, mientras que durante el reflujo estos son negativos. Sin embargo, en ambos casos sus magnitudes son similares.

Los resultados obtenidos se deben sólo a la componente de marea M_2 , al considerar la componente solar S_2 , cuando se producen las mareas vivas este valor puede aumentar a aproximadamente 2.5 veces.

El potencial de producción de corriente eléctrica es alto, en el Golfo de California; sin embargo, los métodos que se tienen hasta ahora para recoger la corriente y la tecnología con la que se cuenta hacen que no sea posible aprovecharla.

La determinación de los campos eléctricos que se inducen por las corrientes oceánicas al cruzar el campo magnético de la Tierra, es un método alternativo para medir indirectamente las corrientes en el océano. Esta técnica puede ser muy adecuada por su alta resolución en la vertical. En años recientes se han desarrollado perfiladores acústicos de corriente que funcionan bajo el principio Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP), estos equipos tienen baja resolución en la vertical y cuando se usan en movimiento generalmente se desecha la componente vertical, debido a que el error asociado en la medición es del mismo orden o mayor que lo medido. El uso de los métodos electromagnéticos es prometedor en regiones de fuertes gradientes batimétricos, en donde los ADCP han mostrado fuertes inconvenientes. Combinando las mediciones de ADCP con los métodos eléctricos se puede determinar la componente vertical de la velocidad con una resolución muy aceptable. Para esto es necesario estudiar la generación de los campos eléctricos a partir de la interacción de las corrientes en zonas de fuertes gradientes batimétricos y del campo geomagnético. Las

limitaciones que puede tener este método son debidas principalmente a las variaciones en el campo geomagnético.

REFERENCIAS

- Amorocho Cortés E., G. Ontiveros Villamizar (2000) *Apuntes sobre energía y recursos energéticos*. Universidad Autónoma de Bucaramanga Ed., Colombia, 185 pp.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín, J.R. Hunter (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 100, 16103-16118.
- Ávila García P (editora). (2003) *Agua, medio ambiente y desarrollo en el siglo XXI*. CONACyT/SEMARNAT-IMTA, México 481 pp.
- Badan Dagon, A., C.J. Koblinsky, T. Baumgartner (1985). Spring and summer in the Gulf of California: Observations in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 8, 13-22.
- Banco Mundial (2012) <http://datos.bancomundial.org/indicador/EG.USE.ELEC.KH.PC>. 15 Junio de 2012.
- Beal, H.T. y J. T. Weaver (1970) Calculations of magnetic variations induced by internal ocean waves, *J. Geophys. Res.*, 75, 6846-6852.
- Beiser A., (2003) *Concepts of Modern Physics*. McGraw-Hill Ed., USA, 530 pp.
- Bindoff N., J.H. Filloux, P. Mulhearn, F. Lilley, I. Ferguson (1986) Vertical electric field fluctuations at the floor of the tasman abyssal plain. *Deep-Sea research*. 33 (5): 587-600.
- Carbajal, N. (1993). *Modelling of the circulation in the Gulf of California*. Tesis de Doctorado, Universidad de Hamburgo, Alemania, 186 p.
- Cartlidge E. (2011) Saving for a Rainy Day *Science (Vol 334)*, 922–924.
- Cartwright D.E. (1976) *Shelf-boundary tidal measurements between Ireland and Norway*, Mémoires Société Royale des Sciences de Liège, 6^e serie, 10, 133–139 pp.
- Cartwright D.E. (2001) *Tides a Scientific History*. Cambridge University Press, UK, 291 pp.
- CFE, (2013) http://www.cfe.gob.mx/ConoceCFE/1_AcercadeCFE/CFE_y_la_electricidad_en_Mexico/Paginas/CFEylaelectricidadMexico.aspx, consultado el 12 de Marzo de 2013.
- Charlier R.H., C.W. Finkl (2009) *Ocean Energy, Tide and Tidal Power*. Springer Ed., USA, 108 pp.
- Chave A., J. Filloux (1985) Observation and interpretation of the seafloor vertical electric field in the eastern north pacific. *Geophysical Research Letters*. 12 (12): 793-796.

- Chave A., S. Constable, N. Edwards (1991) Electrical exploration methods for the seafloor. *Electromagnetic methods in applied geophysics-Applications, Society of Exploration Geophysicists*. 796 pp.
- Colin Baird (2004) *Química Ambiental*. Reverté Ed., España, 625 pp.
- Cortina Segovia S et al (2007) *Océanos y Costas, Análisis del marco jurídico e instrumentos de política ambiental en México*. SEMARNAT- INE, México, 233 pp.
- Crews, A. y J. Futterman (1962) Geomagnetic micropulsations due to the motion of ocean waves, *J. Geophys. Res.*, 67, 299-306.
- de Lucas Martínez A., J. Lobato Bajo, J. Villaseñor Camacho. *Termotecnia básica aplicada para ingenieros químicos: bases de Termodinámica aplicada*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, 2004. 101 pp.
- Esler, J.G., L.M. Polvani (2004). Kelvin-Helmholtz instability of potential vorticity layers: A route to mixing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 1392-1405.
- [Espíndola J.M. \(1989\) *El Tercer Planeta. Edad, Estructura y Composición de la Tierra*. Fondo de Cultura Económica Ed., México, 125 pp.](#)
- Estrada Gasca C.A., J. Islas Samperio, coordinadores (2010) *Energías Alternas: Propuesta de Investigación y Desarrollo Tecnológico para México*. Academia Mexicana de Ciencias, México D.F., 152 pp.
- Faraday, M. (1832) Bakerian lecture: Experimental researches in electricity, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, part I, 163.
- Feynman R.P., R.B. Leighton, M.L. Sands (1987) *Feynman Vol. II Electromagnetismo y Materia*. Addison-Wesley Iberoamericana Ed., México, 560 pp.
- Filloux, J. H. (1973) Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 323-338.
- Filloux, J.H. (1973). Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature*, 243, 217-221.
- Fu, L.L., B. Holt (1984). Internal waves in the Gulf of California: Observations from spaceborne radar. *Journal of Geophysical Research*, 89, 2053-2060.
- Gasch R., Twele J. (ed.) (2013) *Windkraftanlagen. Grundlagen, Entwurf, Planung und Betrieb*. Springer, Wiesbaden, 569 pp.
- Ghislain de Marsily (2003) *El agua*. Siglo XXI Ed., México, 121 pp.

- Maier G.A., P.H. Roberts (1995) A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91, 63-75.
- Glatzmaier G.A., P.H. Roberts (1996) An anelastic evolutionary geodynamo simulation driven by compositional and thermal convection. *Physica D*. 97. 81-94.
- Godin, G. (1972) *The analysis of tides*. University of Toronto Press, 264 pp.
- Godin, G. (1988) *Tides*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., 290 pp.
- Groskaya, Ye.M., R.G. Skrymnikov y G.V. Sokolov (1972) Magnetic field variations induced by the motion of sea waves in shallow water, *Geomagn. Aeron.*, Engl. Transl., 12, 131.
- Hall L.B. (1995) *Oil Banks and Politics. The United States and Postrevolutionary Mexico, 1917-1924*. University of Texas Press, 89 pp.
- Halliday D., R. Resnick, J. Walker (2006) *Fundamentos de Física Volumen 2*. Sexta edición, versión extendida. Compañía editorial continental, 1218 pp.
- [Harper E. \(2009\) *Tecnologías de Generación de Energía Eléctrica*. Limusa Ed., México. 386 pp.](#)
- Harvey R.R., J.C.L.R. Montaner (1977). Electric field reordering of tidal currents in the Strait of Magellan. *Geophysical Research*, 82(24), 3472-3476.
- Hernández Azcúnaga L., N. Carbajal, Y. Montaña Ley (2013) Bedload Transport of sediments and morphodynamics in the Northern Gulf of California. *J. Coastal Res.*, DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-13-00026.1
- IES Tegueste (2013) *Energía de los Océanos, Tecnología Industrial*. Consultado en <http://aprendemostecnologia.org/2013/11/10/tecnologia-industrial-i-energia-de-los-oceanos-6/>, 23 de Mayo de 2014.
- Jackson (2007) *Classical Electrodynamics 3 ed*. Wiley India Pvt. Ed., 832 pp.
- Jordan, T. H. (1979). Structural Geology of the Earth's Interior. *Proceedings National Academy of Science* **76** (9): 4192–4200.
- Karato S. (2008) *Deformation of Earth Materials, An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.
- Kuvshinov A., A. Junge, H. Utada (2006) 3-D modelling the electric field due to ocean tidal flow and comparison with observations. *Geophysical Research Letters*, 33, L06314.

- Larsen J. (1967) Electric and Magnetic Fields Induced by Deep Sea Tides. *Geophysics J. R. astr. Soc.* 16, 47-70.
- Larsen J. (1973) An introduction to electromagnetic induction in the ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7: 389-398 pp.
- Larsen J. (1992) Transport and heat flux of the florida current at 27°n derived from the cross-stream voltage and profiling data: theory and observation. *Philosophical Transaction: Physical Science and Engineering*, 338: 169-236 pp.
- Larsen, J.C. (1968) Electric and magnetic fields induced by deep sea tides, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 16, 47.
- Lluch Cota, S.E., J.P. Arias Aréchiga (2000). Sobre la importancia de considerar la existencia de centros de actividad biológica para la regionalización del océano: El caso del Golfo de California. En: *BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico mexicano*, D. Lluch-Belda, J. Elourduy-Garay, S.E. Lluch-Cota y G. Ponce-Díaz Ed., CIB, CICIMAR y CONACYT, La Paz, BCS, 255-264 pp.
- Longuet-Higgins, M.S., M.E. Stern y H. Stommel (1954) The electrical field induced by ocean currents and waves, With applications to the method of towed electrodes, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.* 13(1), 1-37.
- López Martínez, J., M.O. Nevárez Martínez, A. Leyva Contreras, O. Sánchez (2000). Análisis de tres variables oceanográficas en la región de Guaymas, Sonora, México. En: *BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico mexicano*, D. Lluch-Belda, J. Elourduy-Garay, S.E. Lluch-Cota y G. Ponce-Díaz Ed., CIB, CICIMAR y CONACYT, La Paz, BCS, 229-254.
- MacGregor L, S. Sinha (2000) Use of marine controlled-source electromagnetic sound-ing for sub-basalt exploration. *Geophysics Prosp.*, (48):1091-1106 pp.
- Manzano Orrego J.J. (2008) *Electricidad I, teoría básica y prácticas*. Marcombo Ed., Barcelona, 439 pp.
- Marinone, S.G. (1998). Effects of the topography stress on the tide and wind induced residual currents in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18437-18446.
- Marinone, S.G. (2000). Tidal currents in the Gulf of California: Intercomparisons among two and three dimensional models with observations. *Ciencias Marinas*, 26, 275-301.
- Marinone, S.G. (2003). A Three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), np.
- Márquez Moreno M.C. (2009) *El agua como causa y solución del cambio climático*. Universidad Salamanca Ed., España, 265 pp.

- Martín del Campo D. (2007) *Los Mares de México: Crónicas de la Tercera Frontera*. Era Ed. 237 pp.
- Martínez Ataz E., Y. Díaz de Mera Morales (2004) *Contaminación Atmosférica*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Castilla-La Mancha Ed., España. 288 pp.
- Martínez Fernández M. (2010) Planeación energética en México y sus futuros. *Revista Digital Universitaria*, 11(10): 1067-1079.
- Martinez, J.A., J.S. Allen (2004). A modeling study of coastal-traped wave propagation in the Gulf of California. Part I: Response to remote forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 34, 1313-1331.
- Maus, S., S. Macmillan, S. McLean, B. Hamilton, A. Thomson, M. Nair y C. Rollins (2010) *The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015*, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC.
- Merrill R.T. (1998) *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press, New York, 531 pp.
- Mertz, G., D.G. Wright (1992). Interpretations of the JEBAR term. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 301-313.
- Miguélez Pose F. (Editor) (2010) *Los otros usos del mar*. Netbiblo Ed., España, 47 pp.
- Monreal Gómez, M.A., D.A. Salas de León, M.E. Fernández-Barajas (1991). Simulación numérica de la circulación baroclinica en el Golfo de California. *GEOS*, 11, 43.
- Morales-Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 28(1) 25-46.
- Morgan, J. W.; Anders, E. (1980). Chemical composition of Earth, Venus, and Mercury. *Proceedings of the National Academy of Science* **71** (12): 6973–6977 pp.
- Mujal Rosas M.M. (2003) *Tecnología eléctrica*. UPC Ed., Cataluña, 436 pp.
- Newman G., W.J. Pierson (1966) *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J (1966), p. 545
- Open University Course Team (1995) *Seawater: it's composition, properties and behavior*. Open University, USA, 166 pp.
- Paden, C.A., C.D. Winant, M.R. Abbott (1993). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California: 2. Surface heat flux. *Journal of Geophysical Research*, 98, 20091-20103.
- Palazuelos E. (2008) *El petróleo y el gas en la geoestrategia mundial*. Akal Ed., Madrid, 555 pp.

- Palshin N., L. Vanyan, A. Poray-Kohits, V. Matyushenko, P. Kaikkonen J. Tikkinen. (2002) Measurements of motional induced voltage in the coastal zone of the White Sea. *Earth Planet Space*, 54, 433-441.
- Palshin N., A. Nozdrina, V. Matyushenko, A. Poray-Kohits, I. Egorov (2006) Electromagnetic method for monitoring currents in the gorlo of the white sea. *Oceanology*, 46 (3), 325-334 pp.
- Pearce J., (2002) Photovoltaics - A Path to Sustainable Futures. *Futures* 34 (7), 663-674.
- Peña, Arroyo, Gómez, Tapia, Gómez (2004) *Bioquímica*. Limusa Ed., México, 429 pp.
- Podney, W. (1975) Electromagnetic fields generated by ocean waves. *J. Geophys. Res.*, 20(21):2977-2920.
- Pous J., Ll. Jutglar (2004) *Energía Geotérmica, Energías Alternativas y Medio Ambiente*. Ceac Ed., Barcelona, 279 pp.
- Resnick R., D. Halliday, S.K. Krane (2002) *Física, Volumen 2*. 5° reimpresión. Compañía editorial continental, 701 pp.
- Riley J.P., R. Chester (1989) *Introducción a la Química marina*. AGT Ed., México 459 pp.
- Nolasco R., A. Soares, J. M. Dias, F. A. Monteiro Santos, N.A. Palshin, P. Represas, N. Vaz (2006) Motional induction voltage measurements in estuarine environments: the Ria de Aveiro Lagoon (Portugal)
- Roden, G.L., G.W. Groves (1995). Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*, 18, 10-35.
- Rodriguez Mellado J.M., R. Martín Galvín (1999) *Fisicoquímica de aguas*. Diaz de Santos Ed., España, 467 pp.
- Ronday F.C. (1976) *Modèles hydrodynamiques*. Rapport Final Programme National Belge sur l'Environnement, Projet Mer, 3.
- Sadiku M.N.O. (2003) *Elementos de Electromagnetismo*. Oxford University Press Ed., México, 767 pp.
- Salas de León D.A., N. Carbajal Pérez, M.A. Monreal Gómez (2003). Residual circulation and tidal stress in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), 15-1 – 15-12.
- Salas de León, D.A., M.A. Monreal Gómez, L. Sanvicente Añorve, C. Flores Coto (1998). Long term currents influence on the zooplanktonic organisms distribution in the bay of Campeche, Mex. *Oceanologica Acta*, 21(1):87-93.

- Sanford, T.B. (1971) Motionally induced electric and magnetic field in the sea. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3476 – 3492.
- Sapiña F. (2006) *El reto energético, Gestionando el legado de Prometeo*. Cátedra de divulgación de la Ciencia. Universidad de Valencia Ed. 143 pp.
- Tanimoto, Toshiro (1995). Crustal Structure of the Earth. *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Torres Orozco, E. (1993). *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, 80 pp.
- U. S. Naval Oceanographic Office (1966) *Handbook of Oceanographic Tables*. U. S. Naval Oceanographic Office, 427 pp.
- van der Hilst R.D. (2005) *Earth's Deep Mantle: Structure, Composition and Evolution*. Wiley Ed., USA, 334 pp.
- von Arx, W.S. (1950) An electromagnetic method for measuring the velocities of ocean currents from a ship under way, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, 11(3), 1-62.
- Wallace Hall C. (2003). *Introduction to Geomagnetic Fields*. New York: Cambridge University Press. 352 pp.
- Warburton, F. y R. Caminiti (1964) The induced magnetic field of sea waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 4311-4318.
- Weaver, J.T. (1965) Magnetic variations associated with ocean waves and swell, *J. Geophys. Res.* 70, 1921-1929.

Producción de densidad de corriente eléctrica (Am^{-2}) por capa para cada iteración en el Golfo de California y el porcentaje que aporta cada capa.														
		Capas												TOTAL
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Iteración	1	0.1344	5.93E-02	3.55E-02	4.00E-02	4.43E-02	3.49E-02	1.83E-02	1.80E-02	1.02E-02	4.82E-03	2.89E-03	1.16E-03	0.40376
	2	0.1249	5.45E-02	3.25E-02	3.64E-02	3.99E-02	3.12E-02	1.65E-02	1.60E-02	9.00E-03	4.25E-03	2.53E-03	9.66E-04	0.3687141
	3	0.1109	4.79E-02	2.84E-02	3.16E-02	3.42E-02	2.64E-02	1.41E-02	1.35E-02	7.47E-03	3.54E-03	2.07E-03	7.51E-04	0.3207901
	4	9.32E-02	3.98E-02	2.33E-02	2.57E-02	2.74E-02	2.08E-02	1.11E-02	1.05E-02	5.69E-03	2.71E-03	1.56E-03	5.39E-04	0.262244
	5	7.28E-02	3.04E-02	1.76E-02	1.91E-02	1.98E-02	1.46E-02	7.94E-03	7.26E-03	3.80E-03	1.83E-03	1.03E-03	4.22E-04	0.1963801
	6	5.12E-02	2.05E-02	1.15E-02	1.24E-02	1.22E-02	8.96E-03	4.92E-03	4.24E-03	2.24E-03	1.06E-03	6.55E-04	4.48E-04	0.1302232
	7	3.25E-02	1.21E-02	6.57E-03	7.19E-03	7.24E-03	6.12E-03	3.32E-03	3.23E-03	2.11E-03	1.09E-03	8.24E-04	5.90E-04	0.0829463
	8	2.91E-02	1.17E-02	6.50E-03	7.73E-03	9.87E-03	9.34E-03	4.85E-03	5.57E-03	3.84E-03	1.90E-03	1.34E-03	8.02E-04	0.09247
	9	4.33E-02	1.99E-02	1.20E-02	1.43E-02	1.78E-02	1.61E-02	8.10E-03	8.83E-03	5.83E-03	2.79E-03	1.89E-03	1.03E-03	0.151791
	10	6.48E-02	3.07E-02	1.86E-02	2.17E-02	2.62E-02	2.26E-02	1.13E-02	1.19E-02	7.67E-03	3.61E-03	2.40E-03	1.24E-03	0.222754
	11	8.67E-02	4.11E-02	2.48E-02	2.85E-02	3.37E-02	2.84E-02	1.42E-02	1.46E-02	9.27E-03	4.37E-03	2.84E-03	1.42E-03	0.289897
	12	0.1059	5.00E-02	3.00E-02	3.43E-02	3.98E-02	3.31E-02	1.66E-02	1.68E-02	1.06E-02	4.97E-03	3.19E-03	1.56E-03	0.346834
	13	0.1206	5.69E-02	3.41E-02	3.87E-02	4.45E-02	3.65E-02	1.84E-02	1.84E-02	1.15E-02	5.38E-03	3.42E-03	1.63E-03	0.389903
	14	0.1304	6.15E-02	3.67E-02	4.16E-02	4.73E-02	3.86E-02	1.95E-02	1.93E-02	1.19E-02	5.59E-03	3.52E-03	1.64E-03	0.417563
	15	0.1351	6.37E-02	3.80E-02	4.28E-02	4.83E-02	3.91E-02	1.99E-02	1.95E-02	1.19E-02	5.59E-03	3.49E-03	1.58E-03	0.428997
	16	0.1345	6.35E-02	3.77E-02	4.24E-02	4.75E-02	3.81E-02	1.95E-02	1.90E-02	1.15E-02	5.38E-03	3.32E-03	1.46E-03	0.423818
	17	0.1288	6.08E-02	3.61E-02	4.03E-02	4.48E-02	3.58E-02	1.84E-02	1.78E-02	1.06E-02	4.95E-03	3.02E-03	1.28E-03	0.402658
	18	0.1184	5.60E-02	3.31E-02	3.68E-02	4.06E-02	3.22E-02	1.67E-02	1.60E-02	9.30E-03	4.33E-03	2.61E-03	1.06E-03	0.366915
	19	0.1038	4.91E-02	2.90E-02	3.20E-02	3.49E-02	2.74E-02	1.43E-02	1.36E-02	7.68E-03	3.58E-03	2.12E-03	8.20E-04	0.3182888
	20	8.59E-02	4.07E-02	2.38E-02	2.61E-02	2.81E-02	2.18E-02	1.15E-02	1.08E-02	5.83E-03	2.72E-03	1.57E-03	6.02E-04	0.2593905
	21	6.59E-02	3.11E-02	1.80E-02	1.95E-02	2.04E-02	1.55E-02	8.41E-03	7.74E-03	3.95E-03	1.87E-03	1.04E-03	5.34E-04	0.1939
	22	4.54E-02	2.13E-02	1.20E-02	1.27E-02	1.26E-02	9.60E-03	5.43E-03	4.89E-03	2.51E-03	1.26E-03	7.96E-04	6.06E-04	0.129052
	23	2.86E-02	1.31E-02	7.15E-03	7.63E-03	7.57E-03	6.43E-03	3.69E-03	3.88E-03	2.56E-03	1.41E-03	1.02E-03	7.60E-04	0.0838719
	24	2.54E-02	1.10E-02	6.52E-03	7.67E-03	9.60E-03	9.06E-03	4.89E-03	6.03E-03	4.21E-03	2.20E-03	1.51E-03	9.43E-04	0.0890086
	25	4.21E-02	1.92E-02	1.21E-02	1.44E-02	1.77E-02	1.58E-02	8.04E-03	9.08E-03	6.05E-03	3.01E-03	1.99E-03	1.12E-03	0.150576
	26	6.53E-02	3.03E-02	1.88E-02	2.20E-02	2.62E-02	2.23E-02	1.13E-02	1.22E-02	7.75E-03	3.74E-03	2.43E-03	1.27E-03	0.22379
	27	8.74E-02	4.06E-02	2.50E-02	2.89E-02	3.38E-02	2.81E-02	1.43E-02	1.50E-02	9.21E-03	4.39E-03	2.82E-03	1.40E-03	0.290862
	28	0.1065	4.92E-02	3.02E-02	3.47E-02	4.00E-02	3.27E-02	1.68E-02	1.73E-02	1.04E-02	4.92E-03	3.11E-03	1.49E-03	0.347102
	29	0.1217	5.57E-02	3.41E-02	3.90E-02	4.46E-02	3.61E-02	1.86E-02	1.89E-02	1.12E-02	5.28E-03	3.29E-03	1.53E-03	0.389804
	30	0.1324	6.01E-02	3.66E-02	4.17E-02	4.73E-02	3.80E-02	1.97E-02	1.98E-02	1.15E-02	5.45E-03	3.36E-03	1.51E-03	0.417344
	31	0.1382	6.21E-02	3.77E-02	4.28E-02	4.81E-02	3.84E-02	2.00E-02	1.99E-02	1.15E-02	5.43E-03	3.32E-03	1.44E-03	0.428851
	32	0.1389	6.18E-02	3.73E-02	4.22E-02	4.71E-02	3.74E-02	1.95E-02	1.93E-02	1.11E-02	5.22E-03	3.16E-03	1.32E-03	0.424187
	Total	2.90503	1.32558	0.791021	0.892407	1.003278	0.811276	0.420076	0.418378	0.249768	0.118641	0.0741305	0.0349001	9.0446856
	Porcentaje de cada capa	32.1186399	14.6558992	8.74569924	9.86664478	11.0924585	8.9696429	4.6444511	4.62788889	2.76148902	1.31172055	0.81960284	0.38586305	100

Porcentaje de producción de densidad de corriente eléctrica por capa para cada iteración en el Golfo de California													
		Capas											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Iteración	1	33.2871012	14.6745591	8.80225877	9.90192193	10.9718645	8.64374876	4.53982564	4.45066376	2.53120666	1.19353081	0.71626709	0.28705171
	2	33.8744843	14.7892364	8.82255384	9.87214755	10.832241	8.46184076	4.46958768	4.33669339	2.44145803	1.1529258	0.68481243	0.26201873
	3	34.5708923	14.9443515	8.85625834	9.83820885	10.6674115	8.23591501	4.37981097	4.19589009	2.32831375	1.10227841	0.64652868	0.23414064
	4	35.5203551	15.1614527	8.9001083	9.8038468	10.4444716	7.9162917	4.24795229	4.00390476	2.16859108	1.0326261	0.59486585	0.20553378
	5	37.0455051	15.4598149	8.93675072	9.7107599	10.0621193	7.43965402	4.04317953	3.6979307	1.93451373	0.9313571	0.52347463	0.21494031
	6	39.2863944	15.7498817	8.86170821	9.48371719	9.33013472	6.8797265	3.77582489	3.25441242	1.71628404	0.81475497	0.50321295	0.34394793
	7	39.2302007	14.5998073	7.91958171	8.66825886	8.73095002	7.38309002	4.00017843	3.89770249	2.54622569	1.31892562	0.99353437	0.7115447
	8	31.4480372	12.5986807	7.03038823	8.36054937	10.6715692	10.0984103	5.23953715	6.02465665	4.15594247	2.05147615	1.45344436	0.86730832
	9	28.5524175	13.0837797	7.88584303	9.38790837	11.7530025	10.5803374	5.33891996	5.81852679	3.84146623	1.83475964	1.24645071	0.6765882
	10	29.0724297	13.7999767	8.35001841	9.74168814	11.7483861	10.1591891	5.08183916	5.34670533	3.4437092	1.62241755	1.0769728	0.55666789
	11	29.9037244	14.1808987	8.54441405	9.84142644	11.607571	9.80003243	4.89829146	5.05006951	3.1980324	1.5063971	0.97931334	0.48982915
	12	30.5333387	14.4103519	8.64967102	9.88369076	11.4867631	9.54635359	4.78903452	4.85534867	3.0446842	1.43353881	0.91830674	0.44891793
	13	30.93077	14.585679	8.73294127	9.92298084	11.4054008	9.37156164	4.71655771	4.71912245	2.93919257	1.38059979	0.87688476	0.41830917
	14	31.2288206	14.7307113	8.79627745	9.95538398	11.3348165	9.23453467	4.66995399	4.61966218	2.85705391	1.33752272	0.84298657	0.39227614
	15	31.4920617	14.8579128	8.85087775	9.97675974	11.2681441	9.10962081	4.63173402	4.54548633	2.78323625	1.30373872	0.81235999	0.36806784
	16	31.7353203	14.9804869	8.90240622	9.99721579	11.202922	8.99678636	4.60103157	4.4806969	2.70870987	1.26823306	0.78264727	0.34354369
	17	31.9874434	15.1071132	8.95797426	10.0134606	11.1335178	8.88595284	4.57211827	4.41814145	2.62754	1.22858605	0.75026449	0.31788764
	18	32.2690541	15.2487633	9.02116294	10.0322963	11.0597822	8.76224739	4.54056117	4.34978128	2.53355682	1.18120001	0.71215404	0.28944033
	19	32.6118921	15.4325254	9.09865506	10.0506207	10.9680265	8.61167594	4.49905872	4.26656546	2.41353136	1.12413632	0.66574759	0.25756483
	20	33.1315141	15.6829182	9.18692088	10.0620493	10.8176668	8.38504109	4.44118038	4.15589623	2.24911861	1.05015411	0.60565055	0.23188976
	21	34.0072202	16.0495101	9.27282104	10.0309438	10.5054152	7.99381124	4.33677153	3.98916968	2.03558535	0.96596184	0.53739041	0.27539969
	22	35.2106128	16.4662307	9.27533087	9.84874314	9.75575737	7.43653721	4.209156	3.78529585	1.94805195	0.97790038	0.61688312	0.46950067
	23	34.1234669	15.6667489	8.52967442	9.09601428	9.02209202	7.66883783	4.40195107	4.62967931	3.05585065	1.68590434	1.21375574	0.90602454
	24	28.5028638	12.3808261	7.32176441	8.6137744	10.7865981	10.1742978	5.49385116	6.77013232	4.73100352	2.47054779	1.6953418	1.05899879
	25	27.9858676	12.7576772	8.01588567	9.55663585	11.7747848	10.4598342	5.33883222	6.0321698	4.014584	2.00031878	1.32291999	0.74048985
	26	29.1970151	13.5528844	8.41860673	9.83958175	11.7208097	9.98257295	5.06278207	5.43813396	3.46128066	1.66986907	1.08717995	0.5692837
	27	30.0382999	13.9481954	8.59514134	9.9428595	11.613755	9.65750081	4.92673502	5.15020869	3.16645007	1.50999443	0.96850053	0.48235933
	28	30.6826236	14.1601028	8.68620751	9.98265639	11.5211091	9.43238587	4.83719483	4.97260171	2.98471343	1.41658648	0.89512593	0.42869243
	29	31.2208187	14.2969287	8.73515921	9.99733199	11.4288206	9.25849914	4.76906343	4.8408944	2.86297729	1.35401381	0.84427045	0.39122226
	30	31.7244288	14.3981943	8.76495169	9.9917574	11.33118	9.10519859	4.71074222	4.73470327	2.76510505	1.30683561	0.80557046	0.36133262
	31	32.2256448	14.4898811	8.7816048	9.96849722	11.2206804	8.95649072	4.65662899	4.64030631	2.68391586	1.26687358	0.77416166	0.3353146
	32	32.7449922	14.578476	8.79093419	9.9366553	11.101236	8.80507889	4.60174404	4.54752267	2.60734063	1.23011785	0.74519021	0.31071202