

PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

Ana María Soler

Desde tiempos remotos el magnetismo ha sido un fenómeno que ha fascinado a la humanidad; ya los chinos (y quizás también otras culturas antiguas como los olmecas) habían descubierto que la Tierra posee un campo magnético (*campo geomagnético*), gracias al cual se orienta la aguja de una brújula. Durante los siglos XV y XVI se pensaba que el magnetismo era debido a la llamada Estrella Polar y no a un punto en el interior de la Tierra. La deducción de G. Mercator (1546), de que los polos del campo magnético se encontraban en la Tierra, permitió a W. Gilberts (1600) concluir que el campo magnético de la Tierra era similar a un gran imán de barra (dipolo), lo que implica que el campo es simétrico con respecto al eje del dipolo y que su origen se encuentra en el centro del planeta. Hoy sabemos, sin embargo, que el centro de nuestro planeta se encuentra a miles de grados centígrados y por lo tanto no es posible que ningún material retenga una magnetización como la que presenta un imán de barra. ¿Entonces cómo se genera el campo geomagnético?

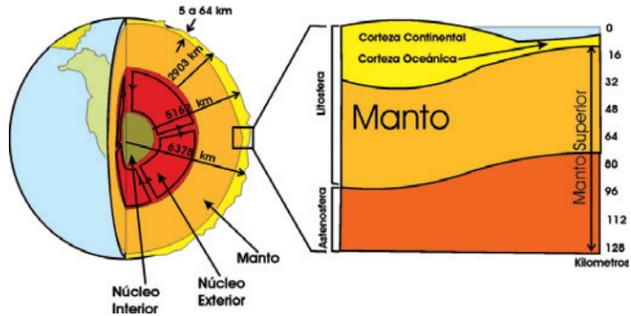


Fig. 1: Capas de la tierra; las flechas en el núcleo exterior representan las celdas de convección que originan el campo geomagnético.

La respuesta la encontramos en la estructura interna del planeta. Las capas interiores del núcleo externo, constituidas principalmente por Níquel y Hierro, se encuentran a una temperatura muy elevada, por lo que tienen menor densidad y por consecuencia ascienden; al subir hacia capas más externas, su temperatura se reduce y aumenta su densidad, por lo que descienden nuevamente, volviendo a repetirse el pro-

ceso. El tiempo que le toma a un ciclo convectivo es del orden de 3000 años. Son estas corrientes convectivas, en un material predominantemente metálico, las que producen el campo geomagnético (Fig. 1).

Cuando una roca se forma (al enfriarse un magma o una lava, o al sedimentarse sus partículas constituyentes), nos permite registrar su campo geomagnético mediante la orientación de los pequeños minerales de hierro que la formaron. El hecho de que las rocas retengan esta información en forma de una magnetización remanente, permite el estudio del comportamiento del campo magnético de la Tierra en el pasado; a esta rama de estudio se le denomina Paleomagnetismo. Gracias a esta disciplina científica, sabemos que el campo magnético ha existido prácticamente desde que se formó el planeta, ya que las rocas más antiguas presentan una magnetización remanente.

El registro del campo magnético en las rocas, también nos permite estudiar su comportamiento a lo largo del tiempo, lo que ha permitido identificar que el *campo geomagnético* presenta desde variaciones muy pequeñas (llamadas micropulsaciones) hasta cambios de polaridad durante los cuales se invierten los polos magnéticos, los cuales son del orden de miles de años. Debido a esto, nuestras brújulas no siempre habrían apuntado hacia el Norte (geográfico), de hecho prácticamente el 50 % del tiempo de la historia del planeta, el campo ha presentado polaridad normal (como hoy) y el otro 50% reversa (con el polo Norte magnético en el polo sur geográfico).

Los primeros estudios de propiedades magnéticas de las rocas fueron los de Delesse y Malloni en el siglo XIX y llegaron a la conclusión que las rocas al enfriarse adquirían su magnetización. Más tarde Folgerhaiter concluyó que no sólo adquirían una magnetización, sino que ésta, era paralela a la del campo magnético presente y que algunas rocas antiguas presentaban polaridades inversas. A principios del siglo XX Bruhnes y Matuyama clasificaron a las rocas en dos: las que tenían polaridad normal y las de polaridad reversa.

Durante los años cincuentas se realizó un gran esfuerzo por diversos países para

estudiar los fondos oceánicos, lo que llevó al descubrimiento de largas cadenas montañosas submarinas, que siguen trayectorias zig-zagueantes. Estas cadenas montañosas se encontraron en todos los centros de los océanos y además se observó que se encontraban interconectadas, alcanzando hasta 50,000 kilómetros de longitud y una altura promedio de 4,500 m. Como parte de estos estudios también se utilizaron magnetómetros, detectándose patrones de magnetización, que fueron atribuidos a la presencia de basaltos, debido a su alto contenido de minerales magnéticos como la magnetita. Al continuar con el mapeo de los fondos marinos, se encontraron patrones reconocibles de magnetizaciones alternas que podían continuarse por grandes extensiones y no sólo esto, de manera muy curiosa, los patrones encontrados incluían una simetría de alternancia con respecto al eje definido por las cadenas montañosas submarinas (Fig. 2).

Ahora la pregunta era ¿qué da origen a este patrón? Al fechar las rocas se observó que aquellas cercanas a las cadenas montañosas eran más jóvenes y que progresivamente, conforme se alejaban se iban haciendo más viejas. También se observó que las cadenas montañosas submarinas tienen una continua actividad volcánica, y que de ellas emerge magma que crea una nueva corteza oceánica. La polaridad de las rocas cercanas, es la del campo geomagnético actual, y el patrón alternante significa que el campo magnético se ha invertido en el pasado en repetidas ocasiones. El hecho de que las bandas de magnetización fueran simétricas al eje de las cadenas montañosas dió la llave de la teoría de la tectónica de placas. Se sabía

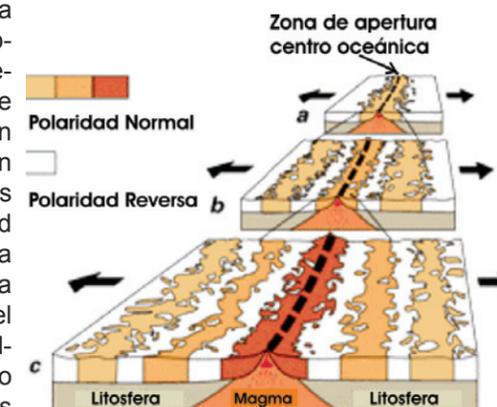


Fig. 2. Expansión del fondo oceánico

continúa ►►

un vistazo a los autores

Raúl Valenzuela Wong

raul@ollin.igeofcu.unam.mx

Estudió en la Preparatoria de la Universidad de Guanajuato en Celaya, Guanajuato la que terminó en 1985. Obtuvo su licenciatura en 1990 en Física y Matemáticas en el Macalester College de Saint Paul, Minnesota, EUA. Realizó estudios de doctorado en la Universidad Washington de Saint Louis, Missouri, EUA, terminándolo en 1996; desde 1997 trabaja como Investigador en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Su especialidad es estudiar las velocidades sísmicas del manto terrestre para entender la evolución tectónica de nuestro planeta y nuestro país. Si deseas saber más sobre los sismos en México, consulta la página del Servicio Sismológico Nacional en <http://www.ssn.unam.mx/> o la página del autor en <http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx/~raul/>.

Ana María Soler

ane@geofisica.unam.mx

Estudió la preparatoria en el Colegio La Florida y en 1977 ingresó a la Licenciatura en Física, en la Facultad de Ciencias de la UNAM. Continuó sus estudios de maestría y doctorado en Sismología y Física del Interior de la Tierra; en 1998 ingresó al departamento de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica de la UNAM donde continúa trabajando en temas de arqueomagnetismo, paleomagnetismo y tectónica.

Charlas de divulgación

“LOS RIESGOS DEL AGUA”
RAMIRO RODRIGUEZ
SEPTIEMBRE 27

“CAMBIO CLIMÁTICO
Y EL OCASO DE LOS MAYAS
¿QUÉ SABEMOS DE OTROS SITIOS?”
BEATRIZ ORTEGA
OCTUBRE 25

“LA ERUPCIÓN DEL PARICUTÍN
(1943-1952),
LO QUE NO SABÍAMOS ENTONCES”
HUGO DELGADO
NOVIEMBRE 15

“LA ERA GLACIAL DEL SIGLO XXI”
VÍCTOR VELASCO
DICIEMBRE 6

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIUDAD UNIVERSITARIA
AUDITORIO TLAYOLOTL 12:00HRS.
(ENTRADA LIBRE)

EDICIÓN

Dra. Margarita Caballero
Miranda
Tel. 56 22 42 33
maga@geofisica.unam.mx

Dra. Ana Ma. Soler
Tel. 56 22 42 34

anesoler@geofisica.unam.mx

los que lo hacemos

Impreso en la Unidad de
Apoyo Editorial del Instituto de
Geofísica, UNAM

DISEÑO
Alberto Centeno Cortés

La Unidad de Educación Continua y a Distancia en Ciencias de la Tierra le invita a las proyecciones que se llevarán a cabo los viernes a las 13:00 hrs. en el Auditorio Tlayolotl del Edificio Anexo del Instituto de Geofísica de la UNAM, Ciudad Universitaria

Entrada Libre

Clima extremo: Tornado
28 Septiembre

Sobreviviendo en Marte
26 Octubre

videocine
2007

EDICIÓN TÉCNICA
Silvia Zueck G.
Freddy Godoy Olmedo

DISTRIBUCIÓN
Aída Sáenz

GEOFISICAS

¡HOLA!

EN ESTE NÚMERO TE PRESENTAMOS DOS ARTÍCULOS

MUY INTERESANTES:

¿QUIÉN QUIERE IR A ISLA SOCORRO? O ¿QUÉ HACE UN SISMÓLOGO?

Y

PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

NO TE OLVIDES DE VER LAS FECHAS DE LAS CHARLAS DE DIVULGACIÓN Y DEL VIDEOCINE



INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIUDAD UNIVERSITARIA, CIRCUITO EXTERIOR
DELEGACIÓN COYOACÁN
C. P. 04510 TEL. 56 22 41 15

Num. 32, septiembre 2007

geofisica
UNAM

www.geofisica.unam.mx

¿QUIÉN QUIERE IR A ISLA SOCORRO? O ¿QUÉ HACE UN SISMÓLOGO?

Raúl Valenzuela

El 26 de diciembre de 2004 se produjo un evento que tuvo grandes repercusiones en los países del Océano Índico. Ocurrió un sismo de magnitud 9.0 en la escala de Richter frente a las costas de Sumatra, en Indonesia. El terremoto sacudió el suelo violentamente, incluyendo al fondo del mar, lo cual, a su vez, puso en movimiento grandes cantidades de agua. Estas inundaron zonas costeras en países muy lejanos del epicentro. En el sur de Asia, las gigantescas olas afectaron a Indonesia, Sri Lanka (antes Ceilán), India, Tailandia, Malasia, Myanmar (antes Birmania) y Bangladesh; en el Océano Índico, a las Islas Maldivas y a las Seychelles; y en el este de África, a países como Somalia, Tanzania y Kenia. El fenómeno se conoce con el nombre de maremoto, o bien de tsunami, una *palabra de origen japonés cuyo significado es "gran ola"*. Los medios de información nos bombardearon durante una semana, y el público se enteraba con horror del aumento diario en el número de muertos. No era para menos, éste fue el mayor sismo en cuarenta años y el tercero más grande desde 1900. Asimismo, fué el sismo (junto con el maremoto) que causó más muertes en cerca de treinta años y también uno de los sismos más mortíferos de la historia. Es difícil conocer las cifras exactas, pero se estima que se perdieron entre 232 000 y 283 000 vidas humanas incluyendo tanto las muertes confirmadas como los desaparecidos. Hasta ese momento un maremoto era un acontecimiento poco conocido por el público en general. Si esta tragedia produjo algún beneficio, sirvió para despertar el interés sobre los sismos y tsunamis así como también sobre el trabajo que realizan los sismólogos. Además, ha permitido alertar a la población y a las autoridades sobre los riesgos asociados con estos fenómenos.

Cuando se produce un temblor se generan ondas que sacuden el suelo. Estos movimientos son registrados por sismómetros que inclusive pueden detectar terremotos que ocurren del otro lado de la Tierra. El sismólogo, analiza la forma de las ondas, sus velocidades, sus amplitudes y sus frecuencias a fin de entender mejor el proceso de generación de sismos, así como la estructura interna de nuestro planeta. La instalación y operación de sismómetros requiere de un gran esfuerzo. En México, los sismólogos realizan trabajo de campo para instalar sismómetros de manera temporal en lo que se conoce como "experimentos" con duración de varias semanas a varios años. Por otra parte, existen redes permanentes de sismómetros, unas son de carácter mundial y otras a nivel nacional. El Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) es sede del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el cual opera tres redes con alrededor de sesenta y cinco estaciones sísmicas en distintos puntos de nuestro país. Con los datos que obtiene, el SSN calcula la localización y la magnitud de los sismos que ocurren en México. Esta información está disponible para el público en general, las autoridades y los medios informativos. Tres estaciones sísmicas del SSN están ubicadas en la Isla Socorro, la cual es un sitio muy interesante por diversas razones.

La Isla Socorro se encuentra en el Océano Pacífico, a unos 700 km al oeste de Manzanillo, Colima. Junto con las islas San Benedicto, Roca Partida y Clarión integra el Archipiélago de Revillagigedo, perteneciente al estado de Colima. En este momento seguramente te estarás preguntando: ¿y quién quiere visitar estas remotas islas? Pues a lo largo de la historia, muchas personas sí han ido al archipiélago, por diversas razones. Primeramente fueron los navegantes al servicio de la Corona Española, buscando "nuevas" tierras, tesoros y aventuras. Así fue descubierta Isla Socorro en 1533 por Hernando de Grijalva al servicio de Carlos V. San Benedicto y Roca Partida fueron descubiertas un poco más tarde, en 1542, por Ruy López de Villalobos. Las islas también fueron visitadas por piratas. De hecho, Isla Clarión fue descubierta por el alemán Joris Spilbergen en 1615. Se dice que él, al igual que otros piratas como Francis Drake escondieron perlas y otras riquezas en Isla Socorro, aunque parece que estos tesoros nunca fueron encontrados. Rancheros ingleses, canadienses y australianos introdujeron ganado bovino y ovino en Socorro en 1869. Las vacas no sobrevivieron, pero los borregos viven ahí todavía. En la actualidad, los biólogos tratan de eliminarlos de la isla ya que perjudican a la flora y fauna locales, declarados por el Gobierno Mexicano como una Reserva de la Biosfera desde 1994.

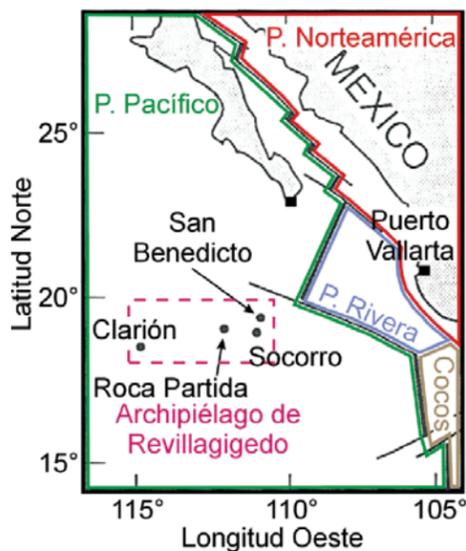


Figura 1. En este mapa se muestra la ubicación del Archipiélago de Revillagigedo, dentro del rectángulo punteado. En colores se indican las diversas placas tectónicas: la del Pacífico en verde, la de Norteamérica en rojo, la de Rivera en azul y la de Cocos en café.



Figura 2. Fotomontaje de la Isla San Benedicto. Del lado izquierdo se observa el Volcán Bárcena, el cual nació en 1952. En primer plano se aprecia un abanico de lava. En el centro se ve el Cráter Herrera, de mayor edad que el Bárcena. En el extremo derecho está el Cerro López de Villalobos, también de origen volcánico.

La actividad geológica en estas islas es intensa y se ve reflejada en su origen volcánico. En 1952 ocurrió el nacimiento de un nuevo volcán en la Isla San Benedicto, el Bárcena. Su cono de ceniza inicialmente alcanzaba una altura cercana a los 400 m sobre el nivel del mar. Años más tarde, en enero de 1993, personal de la Secretaría de Marina de México sintió varios sismos que fueron asociados con actividad volcánica submarina en Isla Socorro. El origen de las erupciones se encontró en dos aperturas a profundidades de 30 y 210 m bajo la superficie del mar. Estas permanecieron activas por lo menos hasta abril de 1994. También en la Isla Socorro se localiza el volcán Evermann y se eleva hasta 1050 m sobre el nivel del mar. Sin embargo, si su altura se mide desde el fondo del mar, ésta alcanza alrededor de 4 km! Cerca de la cima del Evermann existen charcos de agua y de lodo hirviendo y también se producen fumarolas, un constante recordatorio que el volcán sigue vivo.



Figura 3. Este campo de fumarolas nos recuerda que el Volcán Evermann, en Isla Socorro, sigue activo.



Figura 4. Estación sísmica de Playa Norte. El edificio de la izquierda alberga los sismómetros. En la caseta de la derecha se guarda equipo eléctrico. En el extremo derecho se ve la antena que transmite los datos.

ubicados al oeste de la zona sísmica. Esto nos proporciona una perspectiva diferente en los registros sísmicos y una imagen más completa ya que las demás estaciones del SSN se encuentran al este y al norte de la zona sísmica. Por otra parte, también se producen sismos bajo el mar asociados con el contacto entre las placas de Rivera y del Pacífico, entre el archipiélago y el continente. Los sismómetros en Socorro nos permiten una mejor detección de los eventos pequeños que ahí ocurren. Adicionalmente, si los volcanes en Socorro o San Benedicto volvieran a hacer erupción, se podrá observar su actividad por medio de la red sísmica. Para concluir, mencionaremos que los sismómetros de Isla Socorro registran una onda sísmica que no se observa en las estaciones localizadas en el continente. Se le conoce como onda "T". Esta onda es producida por sismos que

ocurren debajo del océano, pasa al agua del mar como una onda acústica (de sonido) y después se convierte nuevamente en una onda sísmica al llegar a la isla. Las ondas T permiten la detección de sismos marinos muy pequeños a grandes distancias (miles de kilómetros).

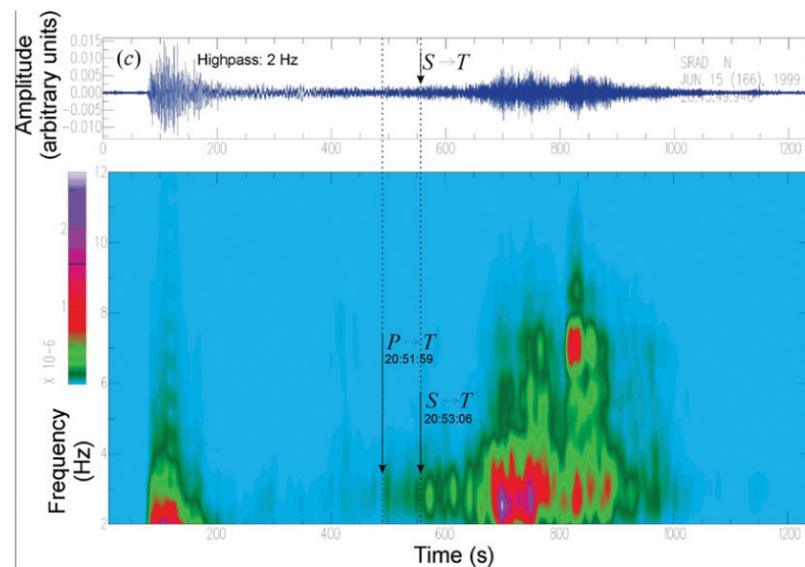


Figura 5. Sismograma (arriba) y espectrograma (abajo) de la componente norte-sur registrada en la estación este de Isla Socorro (sitio Radar) para el sismo del 15 de junio de 1999 en Tehuacán, Puebla. Este terremoto de magnitud 7 ocurrió dentro de la placa subducida de Cocos a una profundidad de 60 km bajo la superficie de la Tierra. Generó ondas P y S que viajaron dentro de la placa subducida hasta llegar al mar donde se produjeron las ondas T que se observan. También las ondas superficiales generaron ondas T. Las ondas T se observan en el espectrograma entre los 500 y los 1000 segundos.

PALEOMAGNETISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

cont.

(por evidencias paleontológicas y geológicas) que los continentes se movían, pero no se había podido explicar el mecanismo que originaba este movimiento. Ahora se sabe que el magma que emerge de estas cadenas montañosas empuja a las rocas más antiguas, dando lugar a lo que se denomina expansión de los fondos oceánicos. La roca nueva empuja a las rocas más antiguas, hasta que finalmente las lleva a las llamadas zonas de subducción, en las trincheras oceánicas, en donde las rocas más antiguas de la corteza oceánica son reincorporadas al manto. Este mecanismo de reciclamiento de la corteza marina es el que origina el movimiento de las placas tectónicas (Fig. 3), y con ellas las de los continentes.



Fig. 3. Mapa de las placas tectónicas que forman a nuestro planeta.