

Construye tu mundo

Manual de Geociencias para la elaboración y Construcción de Modelos 3D

Editores:

**Sinhué Refugio Amos Haro Corzo
Pablo Ángel Zárate Pérez
Luis Antonio Domínguez Ramírez**

Indice

PREFACIO.....	4
Agradecimiento.....	4
El Geoide.....	6
¿Qué és?.....	6
La Tierra de gelatina.....	6
El Potencial Gravitacional.....	7
Las Mareas.....	8
La constante de gravitación Universal.....	9
Construyamos el Geoide.....	10
Geoide de Marte.....	14
¿Cómo se sabe del geoide de Marte?.....	15
Geoide de Venus.....	16
¿Cómo se conoce el geoide de Venus?.....	17
Estructuras Geológicas.....	19
Sinclinales y Anticlinales.....	19
Grabens y Horst.....	23
Fallas Geológicas.....	24
Construye tus propias estructuras geológicas.....	26
Esféricos Armónicos.....	27
¿cómo construir e imprimir los esféricos armónicos?.....	32
Zonas de subducción.....	38
Modelo Slab2.....	39
Preprocesado de los datos.....	43
Volcanes: Paricutín, Popocatépetl, Iztaccíhuatl y más.....	45
Tipos de volcanes.....	46
Construye tu propio volcán.....	49
Cráteres de impacto.....	50
Acelerador de partículas.....	54
¿Para qué construir un acelerador de partículas?.....	55
¿Cómo funcionan los aceleradores de partículas?.....	55
Tipos de aceleradores de partículas.....	55
Ejemplos de aceleradores de partículas.....	56
Construye tu propio acelerador de partículas.....	56
Materiales:.....	57
Orientación de la Tierra.....	61
Reloj Tierra 3D.....	62
Lista de materiales.....	62

Paso 1. Impresión en 3D.....	62
Tabla 1. Piezas por imprimir.....	63
Paso 2: Globo Terrestre.....	64
Paso 3: Electrónica.....	66
Paso 4: Arduino.....	67
Paso 5: Ensamble.....	69
Medición del Campo Magnético.....	71
¿Cómo se han medido estas propiedades?.....	72
¿Cómo se puede medir el campo magnético?.....	73
Lista de Materiales.....	74
Construye las bobinas de Helmholtz.....	76
Diseño de vigas y flexión de placas.....	79
Referencias.....	80
Reloj Tierra.....	80
Campo Magéntico:.....	81
Referencias artículos científicos.....	81
Créditos.....	82

PREFACIO

Las tecnologías de impresión en 3D son un conjunto de herramientas que abre un mundo de posibilidades para desarrollar la creatividad y para echar a volar la imaginación. A pesar de que este tipo de instrumentos datan de los años 70, eran sumamente costosos, no ha sido hasta la última década que estos se han vuelto accesibles para casi cualquier persona interesada en el tema. Este manual surge desde la curiosidad de quienes los construimos con el objetivo de que aquellas personas interesadas en la Geociencias y el gusto por construir cosas tengan una guía que les muestre paso a paso cómo utilizar estas tecnologías. Es así, como nos dimos a la tarea de compilar, generar y documentar una serie de ‘experimentos’ que puedan desarrollarse de manera autodidáctica y que muestran diversos temas relativos a las Ciencias de la Tierra. Esta guía está dirigida tanto a estudiantes como instructores del área de las ingenierías, las ciencias básicas y aplicadas y por supuesto a las geociencias. Los experimentos y modelos que aquí se proponen buscan obtener una mejor comprensión de modelos y conceptos que son comúnmente explicados mediante diagramas en 2D dimensiones en muchos libros de texto. Por ejemplo, los conceptos de el geoide y los esféricos armónicos son dos conceptos íntimamente relacionados que debido a su naturaleza son difíciles de explicar tanto por su complejidad matemática como por naturaleza tridimensional. Otros modelos que aquí se exponen, tienen como objetivo que el lector aprenda a utilizar algunos de los softwares de edición en 3D más comunes utilizados en estos días, como por ejemplo Blender, Fusion 360 y MeshLab. Estos softwares permiten crear desde pequeños modelos para impresión en 3D, hasta sofisticadas piezas de maquinaria e incluso animaciones tridimensionales. Esperamos que disfrutes de los ejercicios contenidos en esta guía y que te diviertas tanto como nosotros construyendolos en tu escuela o incluso en tu casa.

Agradecimiento

Esta guía fue elaborada gracias al apoyo del Programa UNAM-DGAPA-PAPIME PE107123, en una colaboración del Instituto de Geofísica y la Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia.

El Geoide

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez
Dr. Sinhué Amos Refugio Haro Corzo
Pablo Ángel Zarate Pérez

¿Qué es?

El Geoide es una superficie imaginaria, es decir, solamente existe en la mente de aquellos que estudiamos las Ciencias de la Tierra. Sin embargo, es un concepto fundamental para comprender el campo gravimétrico terrestre. Para entenderlo, hay que saber que el interior de la Tierra no es uniforme y que existen zonas que son más densas que otras. En otras palabras, tienen una mayor cantidad de masa en la misma unidad de volumen. Esto se debe a diversos factores como diferencias de temperatura y composición química, los cuales, además, no permanecen estáticos, al menos en escalas de tiempo geológicas (millones de años). Esto, en conjunto con otros factores como la rotación de la Tierra ocasiona que su forma no sea una esfera perfecta. Para explicar este concepto, vamos a imaginar que pasaría si la Tierra estuviera hecha de un material flexible y observar los cambios en su forma como consecuencia de estos cambios en densidad.

La Tierra de gelatina

Una forma relativamente simple de definir el geoide es imaginar que la Tierra estuviera hecha de gelatina. Este material al tener una rigidez muy baja permite que se moldee con facilidad. En este caso, si la densidad fuera mayor en una zona interna de la Tierra, la atracción gravitacional causaría un valle (hendidura) en nuestra gelatina. En el caso contrario, si la atracción gravitacional fuera menor entonces la Tierra tendría un abultamiento (montaña). En el caso ideal en que no hubiera variaciones **laterales** en la distribución de masas, entonces nuestra Tierra de gelatina sería completamente esférica. Ten en cuenta que hemos dicho variaciones **laterales**, ya que es posible tener variaciones verticales las cuales en caso de existir no causarían cambios en la forma esférica siempre y cuando estos cambios fueran radiales (en función únicamente de la distancia al centro de la Tierra y no de la longitud y la latitud). A continuación vamos a escribir algunas ecuaciones básicas que nos permitan entender este concepto desde el punto de vista matemático.

El Potencial Gravitacional

En física se le da el nombre de potencial a la energía disponible en un punto en el espacio debida a la acción de un campo generado por una masa, una carga eléctrica entre otros. Generalmente, se expresa en unidades de energía por unidad de ‘algo’. En el caso de la gravedad ese algo es la masa, que en el Sistema Internacional (SI) se mide en kilogramos. Mientras que la energía se mide en Joules, en honor al físico británico James Prescott Joule (1818-1889). Entonces, el potencial gravitacional será la energía que existe en un lugar en el espacio por unidad de masa debido a la presencia de una masa de referencia. Matemáticamente se puede escribir como,

$$U = -\frac{GM}{r} \text{ [Joules/kg]}$$

Donde G es la constante de gravedad universal cuyo valor es de $6.674 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ y de la cual hablaremos en un momento. M es la masa en kilogramos que genera el campo gravitacional y r es la distancia a partir del centro de gravedad de esta masa M. Todos los objetos en el espacio generan un campo gravitacional por pequeños que estos sean. Sin embargo, siempre serán atraídos por aquel cuyo coeficiente M/r sea mayor. Es decir, que un objeto pequeño cercano puede generar un campo gravitacional igual de grande que uno objeto lejano muy grande por ejemplo. Entonces, te preguntarás, ¿quién produce un mayor campo gravitacional? La Luna o el Sol. Por una parte, el Sol tiene una masa muchísimo mayor que la Luna. De hecho, se necesitarían 27 millones de lunas de Lunas para igualar la masa del Sol. Sin embargo, esta enorme diferencia se ve compensada por la distancia la cual es mucho menor. La distancia de la Tierra al Sol, es 385 veces la distancia de la Tierra a la Luna. En otras palabras, un rayo de luz que sale del Sol tarda más de 8 minutos en llegar a la Tierra, mientras que los rayos de luz reflejados por la Luna tarda tan solo 1 segundo en llegar a la Tierra. Ahora, te preguntarás qué efecto tienen estos dos astros sobre la vida en el planeta, en particular en los océanos.



Figura 1.1. Modelo del geoide impreso en PLA. Los océanos y continentes fueron pintados a mano con pintura vinílica.

Las Mareas

Las mareas son el efecto combinado que tiene la atracción gravitacional de la Luna y el Sol sobre la Tierra. Este fenómeno aunque relativamente pequeño, puede ser fácilmente observado en diversas partes del mundo como cambios en el nivel del mar, por lo que tiene importantes consecuencias para la navegación, principalmente para barcos en muelles poco profundos. Las mareas están principalmente determinadas por la posición relativa del Sol y la Luna respecto a la Tierra. Y se pueden distinguir dos períodos fundamentales de mareas. La primera está dada por el efecto de rotación de la Tierra, por lo que genera un máximo (el nivel del mar se incrementa) en el meridiano que apunta directamente en la dirección del Sol y en el meridiano que se localiza en la dirección contraria a 180 grados del primero. A su vez, existirán dos meridianos en el que este efecto será mínimo (el nivel del mar baja), que ocurre a 90 grados de esta posición. Es decir, en aquellos lugares de la Tierra donde ocurre el amanecer y el atardecer. Al primero de estos efectos recibe el nombre de marea alta, mientras que el segundo recibe el nombre de marea baja. Como lo habrás intuido, este efecto está

causado por la posición relativa del Sol con respecto a un punto dado en la Tierra. Por lo que el periodo, es decir, el tiempo que transcurre entre dos máximos (mareas altas) o dos mínimos (mareas bajas) es de 12 horas. Ahora bien, ¿qué efecto tiene la Luna?, como lo mencionamos la Luna es mucho más pequeña que el Sol pero se encuentra mucho más cerca de nosotros. Por lo que el efecto es comparable, cuando la Luna se encuentra sobre el punto de observación esto causará que la atracción gravitacional de la Tierra sea máxima y el nivel del mar aumente, lo mismo ocurre a 180 grados. El caso opuesto ocurre cuando la Luna se encuentra a 90 grados de este sitio, en este caso el efecto será mínimo. Cuando la atracción gravitacional de la Luna alcanza un máximo y se combina con el efecto de marea alta, este fenómeno recibe el nombre de marea viva. El caso opuesto, ocurre cuando el efecto combinado de ambos efectos se superponen, es decir, el meridiano en la Tierra donde ocurre una marea baja coincide con el meridiano en el que el Sol y la Luna forman un ángulo de 90 grados respecto al Sol. A esta combinación de efectos en el que la atracción gravitacional producida tanto por el Sol y la Luna son mínimos recibe el nombre de marea muerta. Este efecto es fácilmente observado a través de instrumentos colocados en la costa que miden los cambios en el nivel del mar llamados mareógrafos. En la siguiente imagen se puede observar estos cambios registrados en el puerto de Puerto Ángel, Oaxaca.

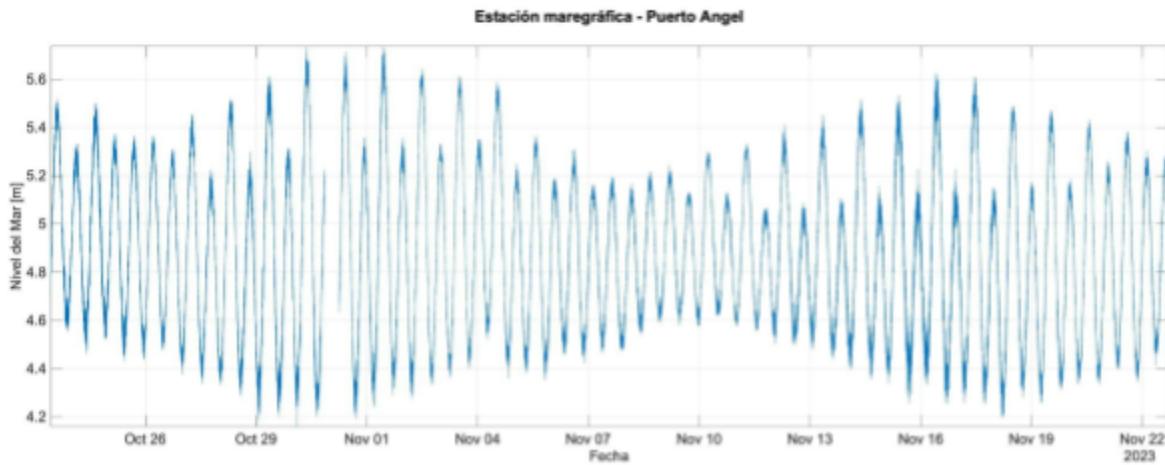


Figura 1.2. Registro del nivel del mar en la estación del servicio mareográfico en Puerto Ángel, Oaxaca.

La constante de gravitación Universal

Un descubrimiento fundamental en la física es la llamada constante de Gravitación Universal que fue inicialmente intuida por el célebre físico inglés Isaac Newton en su libro Principios matemáticos de la filosofía natural publicado en 1687. En este libro, Newton propuso que dos cuerpos se atraen con una fuerza que es proporcional a sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Sin embargo, tuvieron que pasar más de cien años para que el científico

frances Henry Cavendish pudiera medir de forma experimental en 1798 una primera aproximación a esta constante. El experimento consistió en medir la torsión producida por dos esferas de 0.73kg a medida que se acercaban y alejaban entre sí de otro par de esferas de mucho mayor tamaño de 158 kg. Esto fue un enorme reto para esta época ya que la fuerza que se produce es sumamente pequeña, incluso en nuestros días reproducir este experimento en laboratorio requiere de mucha paciencia y cuidado.

Construyamos el Geoide

A continuación vamos a describir el proceso que hay que seguir para obtener un modelo que pueda ser impreso en una impresora 3D. Puedes modificarlo de tal manera que resalta las características del campo que a tí te interesen.

Paso 1. Descargar el modelo de http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime en formato GDF. En esta página existen un universo de posibilidades de propiedades del geoide y del campo gravitacional para explorar. Además, se cuentan con una gran variedad de modelos que se han desarrollado durante años por diferentes grupos de investigación.

Paso 2. El siguiente código te ayudará a convertir de coordenadas esféricas a cartesianas

```
archivo = 'Tongji-GMMG2021S.gdf';
delimitador = ' ';
encabezado = 36;

data = importdata(archivo,delimitador ,encabezado);

longitude = data.data(:,1);
latitude = data.data(:,2);
altura_geoide = data.data(:,3);

R = 10;

x = R*sind(90-latitude).*cosd(longitude);
y = R*sind(90-latitude).*sind(longitude);
z = (R+ altura_geoide/40).*cosd(90-latitude);

ind = find(z>=0);
plot3(x(ind),y(ind),z(ind),'.-')
axis equal
```

```
out = [x(ind), y(ind), z(ind)];  
save('geoide_up.xyz','out','-ascii' )
```

Paso 3. Una vez que has obtenido el archivo en formato de texto que hemos llamado geoide_up.xyz, el siguiente paso es convertirlo en una archivo formato STL que pueda ser leído por un software de impresión en 3D. Para esto vamos a utilizar un software gratuito que permite realizar este proceso llamado MeshLab.

1. Descarga e instala MeshLab (<https://www.meshlab.net/#download>). Existen diferentes versiones para Windows, Mac y Linux.
2. Una vez que lo haz instalado, importa tu archivo de texto formato xyz mediante el siguiente menú

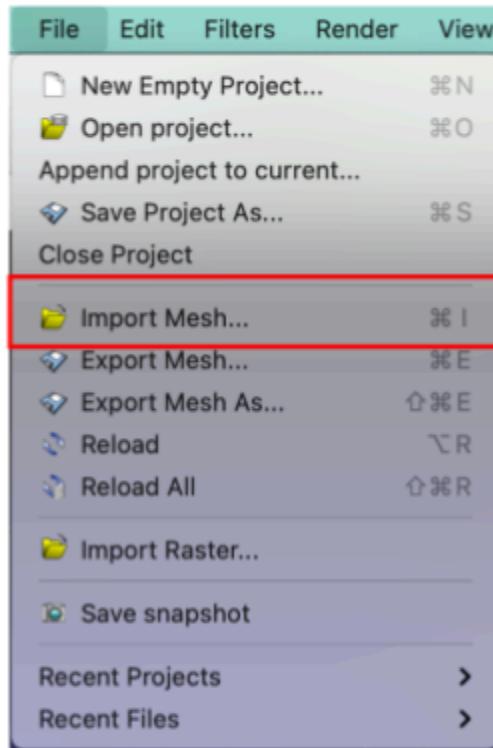


Figura 1.3. Menú de archivos de Meshlab. Selecciona la opción de importar mesh.

Una vez importado el archivo de texto obtendrás una imagen similar a la siguiente.

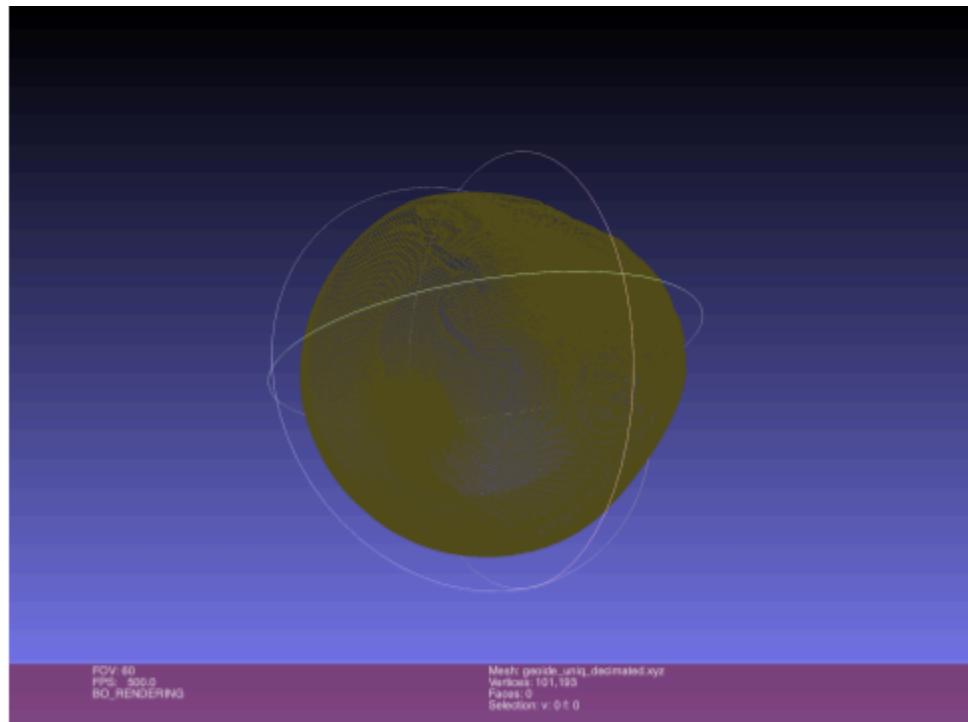


Figura 1.4. Nube de puntos que siguen la forma del geoide mediante el software MeshLab.

Aunque para el ser humano es obvio la superficie que debe de seguir una nube de puntos, para una computadora no lo es tanto. El procedimiento que vamos a explicar a continuación da buenos resultados para el archivo que utilizamos en este ejemplo. Sin embargo, te recomendamos analizar otras opciones de reconstrucción de superficies que puede que sean más apropiadas en otros casos. Selecciona la siguiente opción `Filters->Normals, Curvatures and Orientation->Compute Normals for point sets`. Aparecerá el siguiente menú, Figura 1.5.

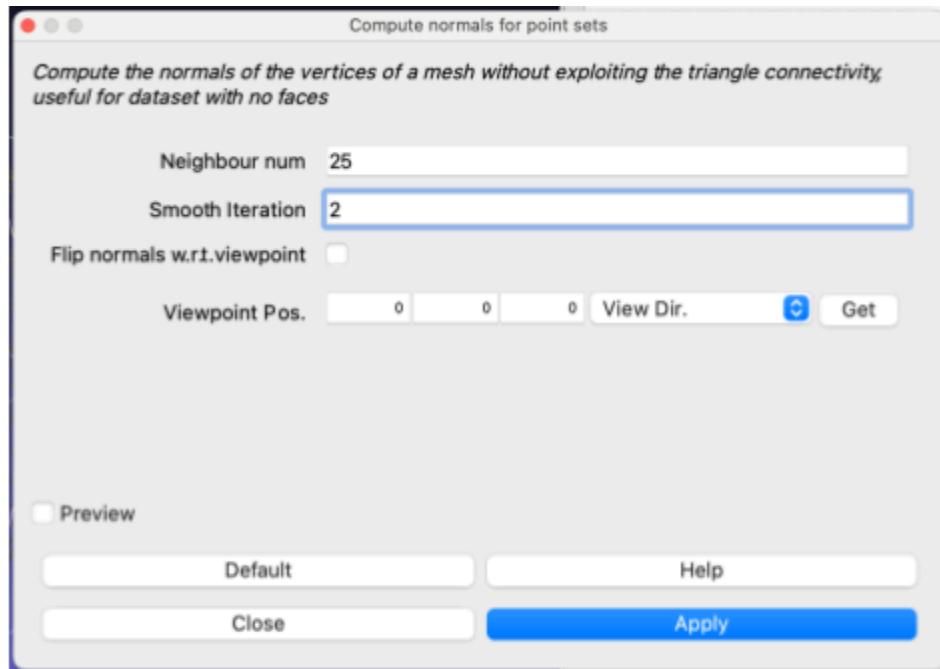


Figura 1.5. Menú para el cálculo de las normales a la superficie de Meshlab. Se sugiere utilizar los valores mostrados, aunque se recomienda probar otras opciones dependiendo del modelo a analizar.

Puedes usar los valores por defecto aunque puedes probar diferentes valores dependiendo del número de puntos que estés utilizando. Para algunos casos es posible que tengas que usar valores más grandes dependiendo de la densidad de puntos de tu modelo.

Una vez que has calculado las normales a la superficie, el siguiente paso será reconstruir la superficie. Para reconstruir la superficie del geoide vamos a utilizar la siguiente opción: Filters -> Remeshing, Simplification and Reconstruction -> Surface Reconstruction: Screened Poisson. Al seleccionar esta opción obtendrás un menú emergente como el que se observa en la Figura 1.6. Existen otros métodos disponibles en el software de MeshLab como Surface Reconstruction: Ball Pivoting. Te recomendamos explorar las diferentes opciones. En el caso de la reconstrucción de la superficie para los esféricos armónicos, la opción de *Ball Pivoting* nos dio mejores resultados.

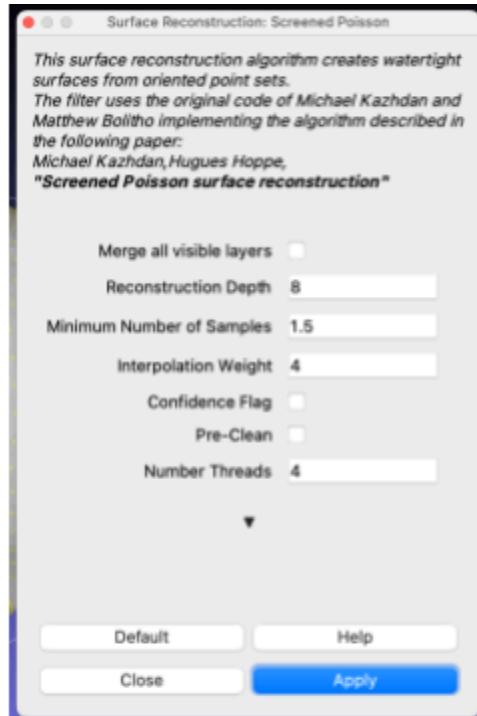


Figura 1.6. Menú de reconstrucción por el método de *Screen Poisson surface reconstruction*.

Para este ejemplo en particular, los valores propuestos por default nos dieron resultados satisfactorios. Sin embargo, te recomendamos utilizar diferentes valores y evaluar los resultados.

El último paso consiste en exportar la superficie a un archivo en formato STL, para su posterior impresión en el material y tipo de impresora que tu elijas. Para ello deberás de seleccionar la opción: File-> Export Mesh As, seleccionar el nombre de archivo que prefieras y seleccionar la opción de archivo tipo .stl. En las siguientes secciones mostramos los geoides para otros cuerpos del sistema solar como Marte y Venus. Los datos de estos geoides también los puedes encontrar en la página <http://icgem.gfz-potsdam.de> y el procedimiento para obtener un modelo imprimible es el mismo que para la Tierra.

Geoide de Marte

El geoide de Marte, al igual que el [geoide de la Tierra](#) o el [geoide de Venus](#), es una superficie imaginaria que describe el campo gravitatorio del planeta. Con este modelo a escala, se observa que la forma no es una esfera perfecta, sino que se asemeja a un

elipsoide de revolución pero con aún más irregularidades. El geóide de Marte tiene un ligero achatamiento en los polos y un abultamiento en el ecuador.



Figura 1.7. Modelos impresos del geoide de Marte impresos en PLA. Cada hemisferio fue impreso por separado y posteriormente fueron pintados a mano. Del lado izquierdo son los 2 hemisferios separados. Del lado derecho, los hemisferios están unidos.

¿Cómo se sabe del geoide de Marte?

Las misiones espaciales son esenciales para obtener datos de la gravedad y de su variación. En este caso, Marte ha sido visitado también por decenas de misiones espaciales, entre las más recientes Tianwen-1, Hope Mars, ExoMars, MAVEN y Mars Global Surveyor. En el futuro se tienen planes de enviar más misiones a Marte para seguir aprendiendo de este planeta.

Las características para resaltar del Geoide de Marte son las regiones montañosas de la región de los Montes Tharsis, principalmente por el Monte Olimpo, como se muestra en la Imagen. Para ver el video consulta el siguiente [enlace de la NASA](#)

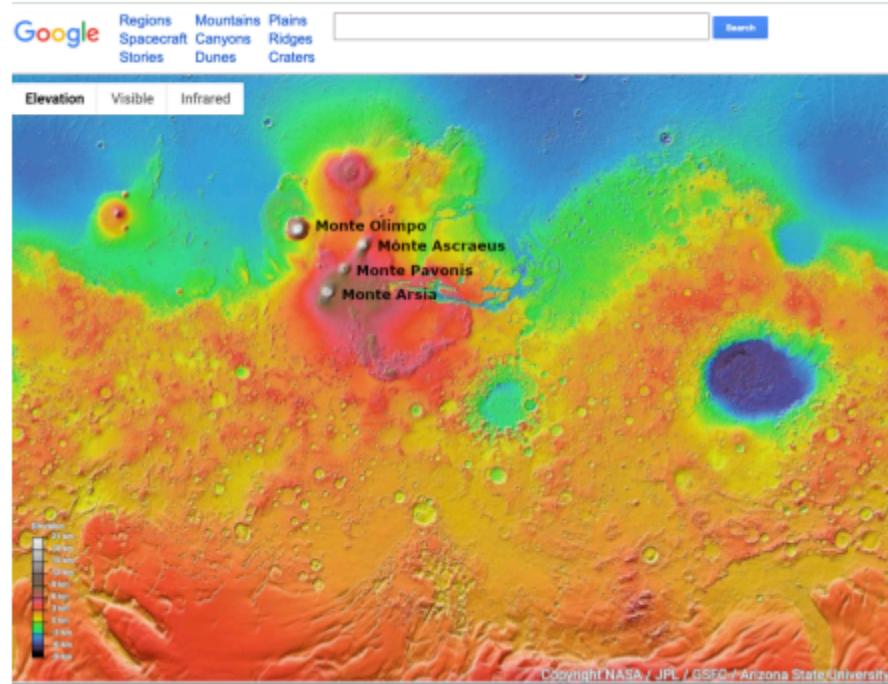


Figura 1.8. Modelo topográfico de Marte, se muestran la localización de los volcanes principales. Los más grandes del sistema solar. Créditos: <https://www.google.com/mars/>

Geoide de Venus

El geoide de Venus, al igual que el [geoide de la Tierra](#) o el geoide de Marte, es una superficie imaginaria que describe el campo gravitatorio del planeta. También en este caso, el geoide de Venus nos da información sobre la distribución de la masa en el interior y de la densidad del material del manto o del núcleo. El geoide también es una referencia para la cartografía de Venus. Permite crear mapas precisos de la superficie del planeta, teniendo en cuenta la curvatura y las anomalías del geoide.

Con el geoide de Venus se observa que la forma no es una esfera perfecta y más bien también tiene forma de papa, una forma irregular y con nombre científico de geóide. El geoide de Venus también tiene un ligero achatamiento en los polos y un abultamiento en el ecuador.



Figura 1.9. Geoide de Venus impreso en PLA. Los hemisferios fueron impresos por separados y posteriormente pintados a mano y unidos en una sola pieza. Del lado izquierdo son los 2 hemisferios separados. Del lado derecho, los hemisferios están unidos.

¿Cómo se conoce el geoide de Venus?

Las misiones espaciales son esenciales para obtener datos de la gravedad y de su variación. En este caso, Venus ha sido orbitada por decenas de misiones espaciales, entre ellas Venera, Magallanes y Venus Express. Cada vez que se envían misiones se aprende más del planeta. Las características para resaltar del Geoide de Venus es que en general no están asociadas a las regiones montañosas, entre ellas la región de Afrodita, tal como uno podría pensar en un principio y como lo han demostrado en diferentes investigaciones ([King, Scott \(2018\)](#); [Yun, Wei \(2014\)](#)), sin embargo la región de Terra es prominente tanto en su topología así como en el geoide.

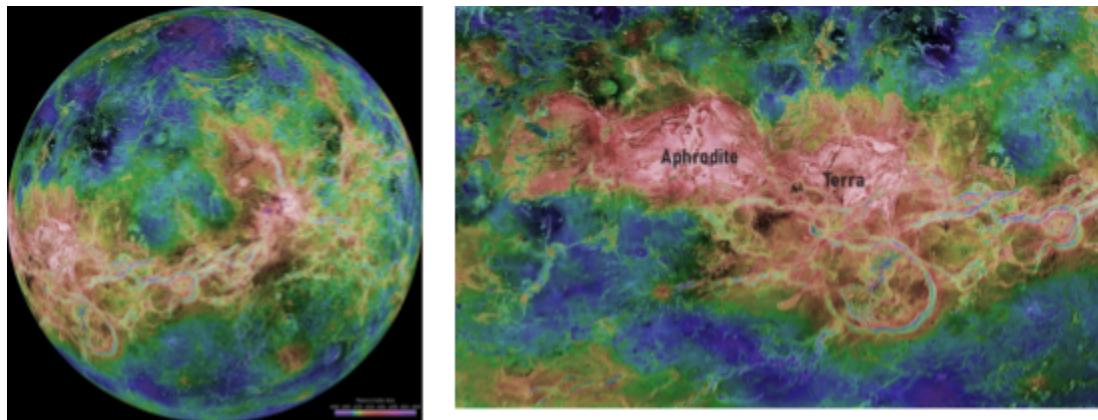


Figura 1.10. Topología de Venus en 2D y 3D, en la cual se resalta las 2 regiones montañosas de Afrodita y Terra. Créditos:
<https://www.usgs.gov/media/images/aphroditeterra>

Estructuras Geológicas

Dra. María del Sol Hernández Bernal

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez

Pablo Ángel Zarate Pérez

La superficie de la Tierra es el resultado de una gran variedad de procesos tanto internos como superficiales. Entre los procesos internos tenemos la tectónica de placas. Este es un fenómeno es el resultado del calor que existe en el interior de la Tierra. Aunque nosotros no lo podemos percibir, el interior de la Tierra es sumamente caliente, en el centro de la Tierra la temperatura puede alcanzar los 6,000 grados centígrados. Por lo que la Tierra, se comporta como una gran olla en la que los materiales fríos de la superficie y calientes del interior están en un continuo movimiento en un proceso que dura millones de años que recibe el nombre de convección. Este proceso de intercambio de calor da origen a la tectónica de placas, el vulcanismo, la creación de montañas, la colisión de continentes, todos ellos constructores del relieve. Por otro lado, tenemos los procesos que ocurren en la superficie, los cuales están regulados principalmente por los océanos y la atmósfera. El movimiento constante de las olas y los vientos crea los fenómenos de erosión y transporte. Estos dos procesos tienden a aplanar la superficie, desgastando y rellenando el relieve. Por ello, la morfología de la superficie cambia constantemente. A veces, de forma inesperada y súbita; a veces, de forma lenta, paulatina y gradual.

Desde pequeños, especialmente en México, estamos acostumbrados a ver en el paisaje las montañas y cerros, unos grandes y otros pequeños. También vemos los cauces de los ríos y arroyos, lagos y lagunas. A veces, sólo vemos extensas planicies con pendientes suaves. Todo ello, dependiendo de dónde vivimos y qué tan observadores somos. Por supuesto que la vegetación y fauna estarán en consonancia con el relieve, con la altitud y clima de la región.

En este experimento vamos a crear con la ayuda de un software de edición digital dos tipos de relieve muy relacionados entre sí, el sinclinal y el anticlinal.

Sinclinales y Anticliniales

Las estructuras de plegamiento también pueden formar elevaciones, montañas o depresiones. A diferencia de los cráteres que se forman de manera intempestiva, los pliegues se forman a una tasa lenta y en un régimen dúctil.

Las capas de rocas llamadas estratos, especialmente de rocas sedimentarias, son cuerpos que se han depositado y consolidado a partir de fragmentos de rocas

preexistentes o bien precipitado a partir de soluciones acuosas saturadas. Cuando una región está sujeta a regímenes de compresión, estas pilas de capas son presionadas y plegadas, lo cual implica que su extensión se acorte, pero que su altura aumente formando colinas, montañas o hasta cordilleras.

Cuando el pliegue de las capas de rocas tiene una forma cóncava se le llama sinclinal y cuando tienen una forma convexa se le llama anticlinal. Estos pliegues pueden ser simétricos, estar inclinados o hasta volcados si el esfuerzo que los comprime no es igual en ambos sentidos. Además, aunque el plegamiento forme capas onduladas cóncavas y convexas, la erosión puede modelarlas de tal forma que el relieve y la topografía, a pesar de ser una cima o una depresión, no corresponda al sentido de la concavidad del pliegue.

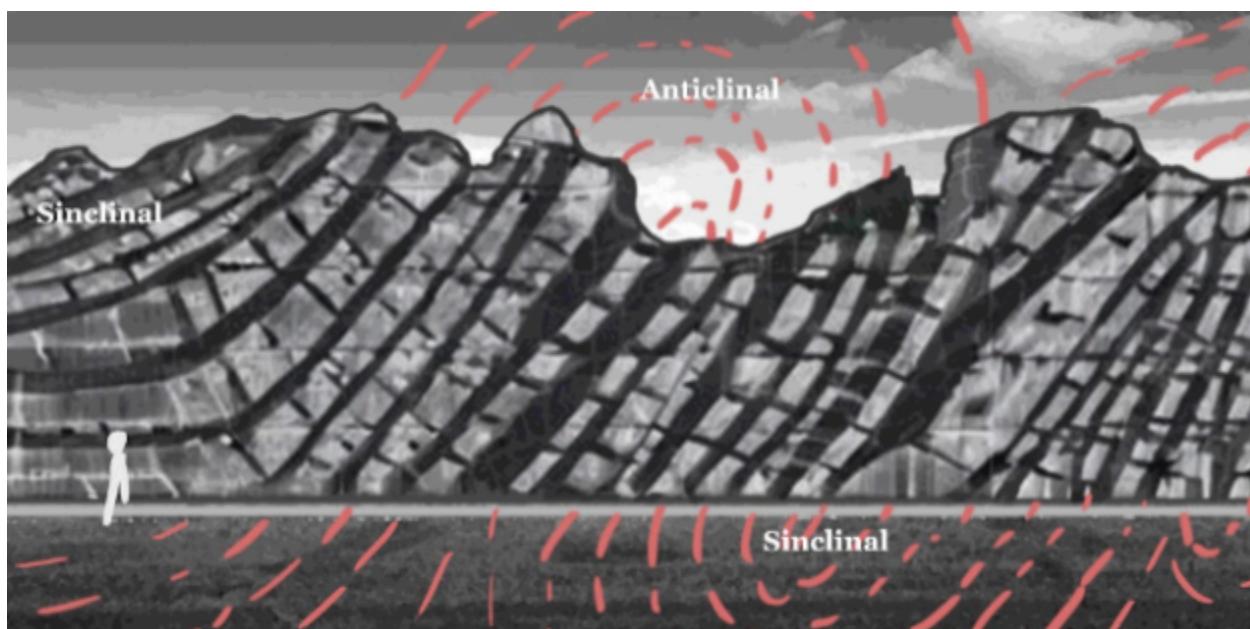


Figura 2.1. Imagen que muestra el plegamiento de rocas produciendo estructuras de deformación dúctil: anticlinales y sinclinales. Ilustración: Jorge Zaín Portilla Luis.

En nuestro país tenemos como ejemplo notorio de estructuras formadas por compresión a la Sierra Madre Oriental, la cual fue formada por el plegamiento de capas de rocas marinas que se flexionaron y elevaron por encima del nivel del mar, formando uno de los rasgos fisiográfico más notables de nuestro país y que también es fuente de materiales pétreos para la fabricación de cemento y de otros tipos de yacimientos minerales y de hidrocarburos.

Otro ejemplo de plegamiento de dimensiones continentales lo constituye la cordillera del Himalaya. En este caso, es un gran macizo montañoso formado por la colisión de

dos masas continentales en las que sus cuerpos de roca se comprimen unos contra otros y, al ser de una densidad similar, tienden a plegarse, engrosar y hasta a fundirse por la gran presión y temperatura alcanzadas, formando una gran cordillera que aún se eleva porque los dos continentes, la India y Asia, siguen colisionando y empujándose mutuamente.



Figura 2.2. Algunas montañas tan altas como el Everest son producto de la colisión continental. Ilustración: Jorge Zain Portilla Luis.

Las rocas plegadas en valles y cimas, sinclinales y anticlinales, al parecer son rasgos únicos de nuestro planeta. En el resto de los planetas del Sistema Solar, sólo se han reconocido estratos de rocas sedimentarias en Marte. Sin embargo, no se han registrado deformaciones por compresión y sus capas se mantienen de forma horizontal y plana.

Podemos decir que las rocas, a pesar de darnos una apariencia de dureza y estabilidad eterna, en realidad se deforman dúctil o frágilmente por procesos que se originan en el interior de la Tierra y pueden cambiar el paisaje construyendo elevaciones o depresiones. Como todo proceso natural, la construcción del relieve tiene su contraparte de desgaste promovida por los procesos superficiales. Ambos procesos

modelan la faz de la Tierra dándole una morfología muy especial que constituye un libro que nos permite leer y conocer su historia.

Para entender la formación de estas estructuras no tienes que esperar miles de millones de años para ver cómo se forman, en el siguiente video vamos aprender como construir uno de forma digital como el que aparece en la siguiente figura.

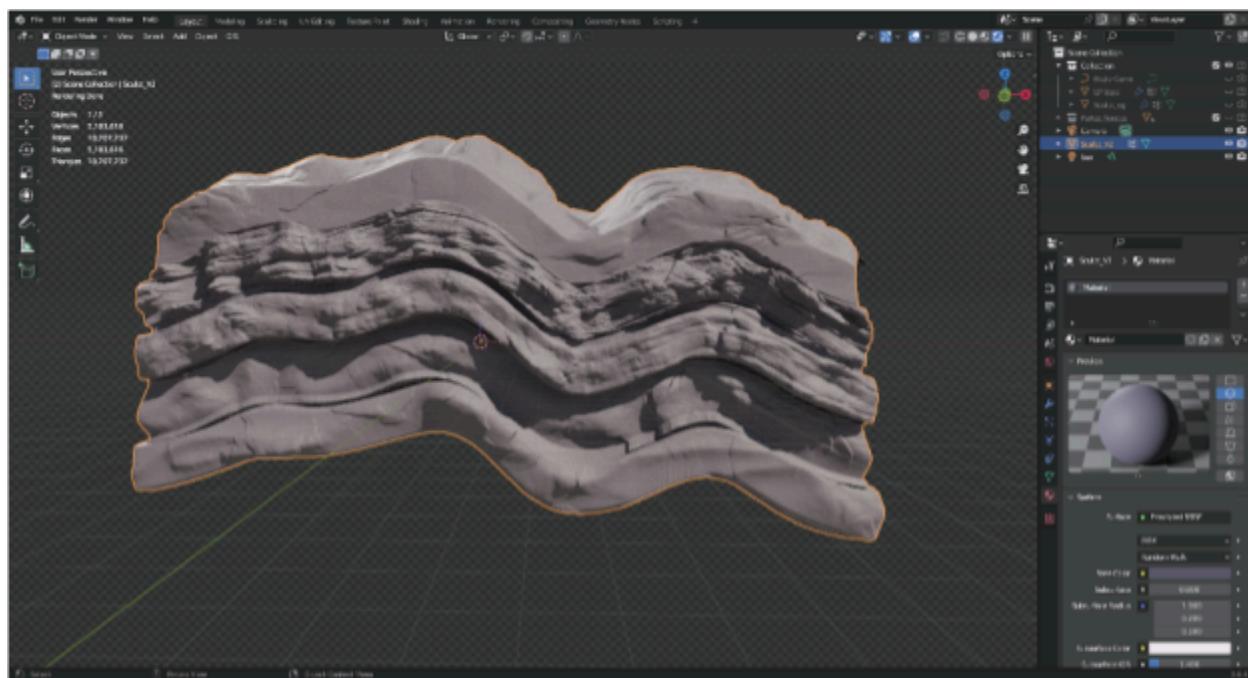


Figura 2.3. Captura de pantalla de un modelo que combina un sinclinal y un anticlinal en Blender.

En la siguiente figura se muestra como luce el modelo mostrado en la figura anterior impreso.



Figura 2.4. Modelo impreso en resina de un sinclinal y anticlinal impreso en resina en un tiempo de 24 hrs. El modelo fue elaborado en Blender.

Grabens y Horst

Otro tipo interesante de estructuras geológicas muy interesantes son los grabenes y los horst. Estas dos estructuras se forman al igual que los sinclinales y los anticlinales por el efecto de fuerzas horizontales que deforman la roca posteriormente a que esta fue depositada en capas, también conocido como estratos, horizontales. Sin embargo, a diferencia de los sinclinales y anticlinales, los grabens y los horst se caracterizan por contener fallas, es decir están fracturados. ¿A qué se debe esto? Cuando un material se somete a esfuerzos y estos superan un nivel de esfuerzos conocido como esfuerzo último, los materiales se rompen de forma rápida. Esto es lo que ocurre en el caso de los sismos, al romperse el material el esfuerzo acumulado se libera en forma de ondas sísmicas. El resultado es que la continuidad de los estratos se pierde y existe un desplazamiento relativo entre ellos. En la siguiente imagen se muestra el ejemplo de un generado digitalmente de este tipo de estructuras.



Figura 2.5. Modelo impreso en resina de un Graben elaborado en Blender. Tiempo de impresión 12 hrs.

Fallas Geológicas

Las fallas geológicas son discontinuidades en el subsuelo capaces de desplazarse y producir sismos. Muchas de estas fallas están enterradas a varios kilómetros de profundidad, mientras que algunas pocas pueden verse en superficie e incluso es posible medir directamente el desplazamiento que tuvieron durante un sismo. Posiblemente, una de las fallas más conocidas es la famosa falla de San Andrés. Esta falla localizada en el estado de California en los Estados Unidos, es posiblemente una de las más estudiadas, mejor instrumentadas y con un alto impacto en la cultura popular como lo son las películas. Existen diferentes tipos de fallas de acuerdo a cómo es que se mueven los bloques que las componen. Comúnmente se representan en muchos libros de texto como estructuras planas que separan a dos bloques. Existen tres casos característicos mediante los cuales se clasifican las fallas, que son las fallas laterales, normales e inversas. Además, existe un cuarto tipo de falla conocida como falla oblicua que se forma por la combinación de fallas transversales con una falla normal o inversa. El siguiente diagrama ilustra este tipo de fallas.

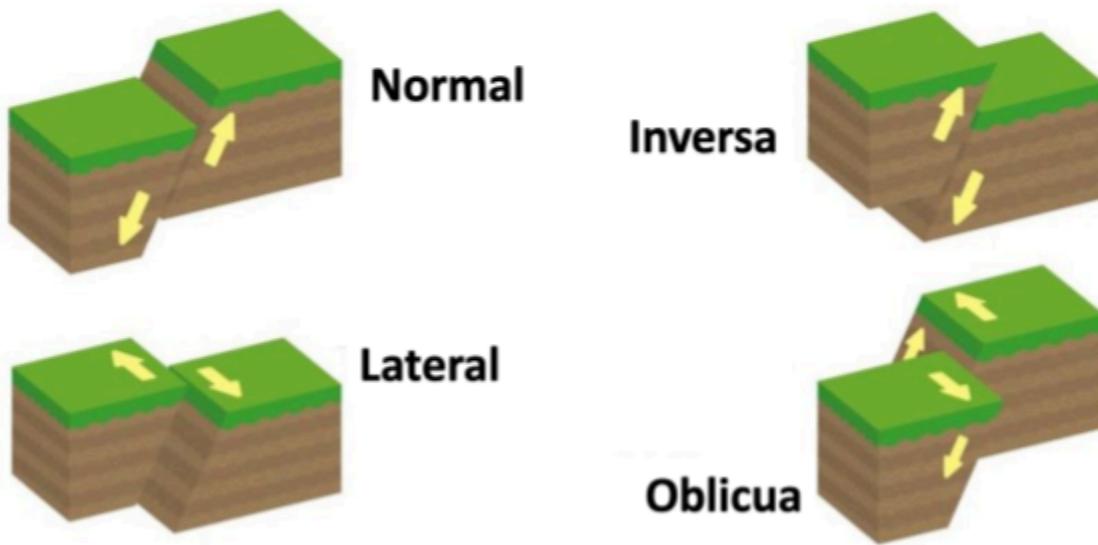


Figura 2.6. Clasificación de fallas de acuerdo al movimiento que se produce cuando los bloques se desplazan entre sí. Modificada de <https://concepto.de/falla-geologica/>

Las fallas normales se caracterizan por tener un movimiento en los bloques que las componen en el que estos se separan entre sí. Esto produce que uno de los bloques 'caiga' y se forme un desnivel. El caso opuesto pasa en el caso de las fallas inversas. Cuando las fuerzas producidas por el tectonismo hacen que los bloques que componen una falla choquen entre sí, esto hace que unos de los bloques intente subir por encima del otro. Esto genera que terreno se 'levante' y forme un desnivel ascendente. Este es uno de los principales mecanismos para la formación de montañas. Las fallas laterales se forman cuando los bloques no chocan, ni se separan entre sí. Es decir, cuando el movimiento se da principalmente de forma horizontal. Por último, tenemos las fallas oblicuas, este tipo de fallas en general es el más común, se da como resultado de la combinación de esfuerzos que actúan tanto de manera perpendicular a la falla como de manera tangencial. La falla de San Andrés corresponde principalmente al tercer tipo de falla. Es una falla lateral, de acuerdo al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), tiene una longitud de aproximadamente 1,300 kilómetros que atraviesa de sur a norte el estado de California. Esta falla termina poco antes de cruzar la frontera con México, donde se convierte en un conjunto de fallas más pequeñas que posteriormente dan paso a la formación del Golfo de California. Tal vez uno de los sitios más icónicos de esta falla, es un sección la parte sur de la falla que recibe el nombre de Wallace Creek. Este lugar está localizado

dentro del Parque Estatal conocido como Carrizo Plain. En este sitio, antiguamente fluía un río que debido al paso de los años y al movimiento de la falla de San Andrés, su cauce original tiene un desplazamiento de aproximadamente 9 metros. Por lo que es un recordatorio de cómo el movimiento de las placas tectónicas mueve montañas.



Figura 2.7. Modelo impreso de la topografía de Wallace, Creek California. En este modelo se observa el desfasamiento de los ríos debido al movimiento de la falla de San Andrés. Modelo impreso en PLA satinado.

Construye tus propias estructuras geológicas

En el siguiente video puedes ver cómo crear tus propias estructuras geológicas.

➡ Como crear estructuras geológicas en Blender
<https://www.youtube.com/watch?v=7SWdaDwXvdE>

Esféricos Armónicos

Dr. Daniele Colosi

Dr. Luis Antonio Domínguez

Pablo Ángel Zarate Pérez

Los *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, publicado por Newton en 1687, constituyen una piedra miliar en la historia de las ciencias. En ellos, entre otros aportes, Newton presentó la llamada Ley de gravitación universal que permitía la descripción cuantitativa de los fenómenos gravitacionales celestes (movimiento de los objetos celestes, órbita de los planetas, satélites, cometas) y terrestres (caída de los cuerpos masivos sobre la Tierra, fenómeno de las mareas). La idea clave es la noción de fuerza de atracción entre entes físicos dotados de una carga gravitacional, es decir una masa. Es esta fuerza la que determina la dinámica de los cuerpos masivos. Un siglo después de la publicación de los Principia, el físico francés Charles Augustin de Coulomb se inspiró en la ley de gravitación universal para describir la manera en la que cargas electrostáticas se atraen o se repelen. La dinámica de los fenómenos electrostáticos está regida por la llamada fuerza de Coulomb que resulta ser una transcripción de la ley de gravitación universal donde las cargas gravitacionales están sustituidas por las electrostáticas (a menos de una constante).

La determinación de ambas fuerzas, gravitacional y electrostática, es un problema simple en el caso en que los cuerpos físicos dotados de carga gravitacional y/o electrostática son puntos materiales, o pueden ser aproximados como puntos materiales (si la distancia entre ellos es mucho mayor que la dimensión de los cuerpos). Para cuerpos extendidos, que ocupan un cierto volumen en el espacio, la forma y la densidad juegan un papel importante en el cálculo de la atracción gravitacional o electrostática. Para resolver este problema, resulta conveniente trabajar en términos de la noción de campo definido de la siguiente manera: se considera que una carga puntual crea en el espacio a su alrededor un ente físico, llamado campo, que determinará una fuerza sobre otra carga puesta en un punto del espacio. En particular, sea q_1 la primera carga; esta es responsable de la existencia del campo \overline{E}_1 que produce sobre una carga q_2 una fuerza dada por el producto del campo y de la carga: $\overline{F}_{12} = q_2 \overline{E}_1$. Las propiedades del campo son una consecuencia directa de las propiedades de las fuerzas. En particular las siguientes dos propiedades juegan un papel fundamental en la determinación del campo y de su dinámica:

- Los campos producidos por cargas gravitacionales y electrostáticas son campos conservativos es decir que existe una función escalar, llamada potencial, cuyo gradiente es igual al campo; denotado con V el potencial, se

$$\vec{\nabla} V = \vec{E},$$

Siendo $\vec{\nabla}$ el gradiente, i.e., el operador vectorial cuyas componentes son las derivadas parciales con respecto a las coordenadas,

$$\begin{cases} \frac{\partial V}{\partial x} = E_x \\ \frac{\partial V}{\partial y} = E_y \\ \frac{\partial V}{\partial z} = E_z \end{cases}$$

Una consecuencia relevante de la conservación del campo es que el trabajo de la fuerza, correspondiente al campo conservativo, trabajo calculado a lo largo de un camino, depende únicamente de los extremos del camino. De manera equivalente, la integral de línea del campo no depende del recorrido particular que uno los extremos del camino sobre el cual se considera la integral, sino que del valor de la función potencial en los extremos:

$$\int_A^B \vec{E} \cdot d\vec{s} = V_B - V_A.$$

- La segunda propiedad de los campos conservativos es el satisfacer la llamada Ley de Gauss según la cual el flujo del campo a través de una superficie cerrada es igual a la carga total contenida en el interior de la superficie. Un teorema del cálculo vectorial, el teorema de la divergencia, permite formular la versión local de la ley de Gauss: el teorema establece la igualdad entre el flujo de un campo vectorial a través de la frontera de un volumen con la divergencia del campo vectorial integrada sobre el volumen. Con base en este teorema, la versión local de la Ley de Gauss se escribe en la forma

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \rho,$$

siendo ρ la densidad de carga (a menos de una constante) contenida en el volumen de integración.

La composición de las dos propiedades mencionadas produce la llamada *Ecuación de Poisson*,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla}V = \nabla^2 V = \rho,$$

que relaciona la divergencia del gradiente del potencial, es decir el *laplaciano* ∇^2 de V (= suma de las derivadas segundas parciales de V), con la densidad de carga ρ . En el espacio vacío, $\rho = 0$, la ecuación de Poisson se reduce a la ecuación de Laplace

$$\nabla^2 V = 0.$$

Las funciones que resuelven la ecuación de Laplace son conocidas como funciones armónicas. El problema de determinar la fuerza \vec{F} se reduce al problema de resolver la ecuación de Poisson o, en el espacio sin cargas, la ecuación de Laplace.

En términos de las coordenadas cartesianas (x, y, z) , ortogonales y con origen en el punto $O = (0, 0, 0)$, la ecuación de Laplace es igual a

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$$

Sin embargo, si el problema considerado presenta simetrías y en particular simetrías esféricas, puede resultar más conveniente describir la ecuación de Laplace en términos de las coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) definidas de la manera siguiente: para un punto P del espacio el radio r corresponde a la distancia entre este punto y el origen, es decir el módulo del vector \vec{OP} , el ángulo $\theta \in [0, 2\pi]$, es el ángulo entre el eje x y la proyección de \vec{OP} sobre el plano xy , $\varphi \in [0, \pi]$ describe el ángulo entre \vec{OP} y el eje z . La ecuación de Laplace en coordenadas esféricas adquiere la forma siguiente,

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \varphi} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0.$$

La solución de esta ecuación se busca por medio del método de separación de variables, es decir, se asume que el potencial V se factoriza en el producto de tres funciones cada una dependiente de una sola variable: $R(r, \theta, \varphi) = R(r)\Theta(\theta)\Phi(\varphi)$,

$$\Theta\Phi \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial R}{\partial r} \right) + R\Theta \frac{1}{r^2 \sin \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) + R\Phi \frac{1}{r^2 \sin^2 \varphi} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial \theta^2} = 0,$$

Y multiplicando por el factor $\frac{r^2 \sin^2 \varphi}{R\Theta\Phi}$ se llega a

$$\frac{\sin^2 \varphi}{R} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial R}{\partial r} \right) + \frac{\sin \varphi}{\Phi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) + \frac{1}{\Theta} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial \theta^2} = 0. \quad (1)$$

El segundo y el tercer término a la izquierda dependen únicamente de φ y θ respectivamente. Además la función Θ es periódica con periodo 2π , lo cual permite escribir esta función en la forma

$$\Theta(\theta) = e^{\pm im\theta},$$

siendo m una constante entera. Sustituyendo en la ecuación (1), dividiendo por el factor $\sin^2 \varphi$ y reorganizando los términos se llega a

$$\frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial R}{\partial r} \right) = - \frac{1}{\Phi \sin \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) + \frac{m^2}{\sin^2 \varphi},$$

donde ahora el término de la izquierda depende solo de la variable radial r y los términos de la derecha de la variable angular φ . La ecuación anterior se cumple si los miembros de la izquierda y derecha se reducen a una constante que es conveniente escribir en la forma $l(l+1)$ donde l es un número natural; de esta manera la ecuación anterior resulta equivalente al sistema de dos ecuaciones para las funciones R y Θ :

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial R}{\partial r} \right) = l(l+1)R, \\ \frac{1}{\sin \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) + \left(l(l+1) - \frac{m^2}{\sin^2 \varphi} \right) \Phi = 0. \end{cases}$$

La primera ecuación admite la solución

$$R(r) = Ar^l + B \frac{1}{r^{l+1}}.$$

La segunda ecuación del sistema, reescrita en términos de la variable $\xi = \cos \varphi$, i.e.

$$\frac{d}{d\xi} \left((1 - \xi^2) \frac{d\Phi}{d\xi} \right) + \left(l(l+1) - \frac{m^2}{1 - \xi^2} \right) \Phi = 0,$$

corresponde a la llamada ecuación de Legendre generalizada donde el parámetro m adquiere los $2l + 1$ valores entre $-l$ y l ; la solución de la ecuación está dada en términos de los polinomios asociados de Legendre:

$$P_l^m(\zeta) = \frac{(-1)^m}{2^l l!} (1 - \zeta^2)^{m/2} \frac{d^{m+l}}{d\zeta^{m+l}} (\zeta^2 - 1)^l.$$

Estos polinomios satisfacen la relación de ortogonalidad, para m fijo,

$$\int_{-1}^1 P_l^m(\zeta) P_{l'}^m(\zeta) d\zeta = \frac{2}{2l+1} \frac{(l+m)!}{(l-m)!} \delta_{l'l}.$$

Combinando los polinomios asociados de Legendre con las funciones Θ se llega a los esféricos armónicos,

$$Y_{lm}(\theta, \varphi) = \sqrt{\frac{2l+1}{4\pi} \frac{(l-m)!}{(l+m)!}} P_l^m(\cos \varphi) e^{im\theta}.$$

Con base en las propiedades de los polinomios asociados de Legendre, también los armónicos esféricos satisfacen una relación de ortogonalidad

$$\int_0^{2\pi} d\theta \int_0^\pi d\varphi \sin \varphi Y_{l'm'}^*(\theta, \varphi) Y_{lm}(\theta, \varphi) = \delta_{ll'} \delta_{mm'};$$

Además satisfacen la relación de complejidad

$$\sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l Y_{lm}^*(\theta', \varphi') Y_{lm}(\theta, \varphi) = \delta(\theta - \theta') \delta(\cos \varphi - \cos \varphi').$$

Los armónicos esféricos constituyen una base para las soluciones de la parte angular de la ecuación de Laplace: una función de las dos variables angulares θ, φ , es decir una función definida sobre la superficie de la esfera, puede ser expandida en términos de armónicos esféricos,

$$g(\theta, \varphi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l a_{lm} Y_{lm}(\theta, \varphi),$$

donde los coeficientes a_{lm} están dados por

$$a_{lm} = \int d\Omega Y_{lm}^*(\theta, \varphi) g(\theta, \varphi)$$

siendo $d\Omega = \sin \varphi d\varphi d\theta$, el elemento de ángulo sólido. Considerando los primeros esféricos armónicos:

- para $l = 0$ se tiene un sólo esférico armónico, correspondiente a $m=0$,

$$Y_{0,0}(\theta, \varphi) = \frac{1}{\sqrt{4\pi}};$$

- para $l = 1$ existen tres esféricos armónicos ($m = -1, 0, 1$),

$$Y_{1,0}(\theta, \varphi) = \sqrt{\frac{3}{4\pi}} \cos \varphi,$$

$$Y_{1,\pm 1}(\theta, \varphi) = \mp \sqrt{\frac{3}{8\pi}} \sin \varphi e^{\pm i\theta};$$

- para $l = 2$ son cinco esféricos armónicos ($m = -2, -1, 0, 1, 2$)

$$Y_{2,0}(\theta, \varphi) = \sqrt{\frac{5}{4\pi}} \left(\frac{3}{2} \cos^2 \varphi - \frac{1}{2} \right),$$

$$Y_{2,\pm 1}(\theta, \varphi) = \mp \sqrt{\frac{15}{8\pi}} \sin \varphi \cos \varphi e^{\pm i\theta},$$

$$Y_{2,\pm 2}(\theta, \varphi) = \sqrt{\frac{15}{32\pi}} \sin^2 \varphi e^{\pm i2\theta}.$$

¿cómo construir e imprimir los esféricos armónicos?

Como hemos visto los esféricos armónicos son una herramienta matemática muy poderosa, sin embargo difícil de visualizar en un plano bidimensional. En la siguiente figura se muestran algunos casos particulares de esféricos armónicos que al sumarse en una suma ponderada, dan como resultado el geoide o cualquier otra superficie de interés (por ejemplo, el elipsoide, la topografía, etc.).

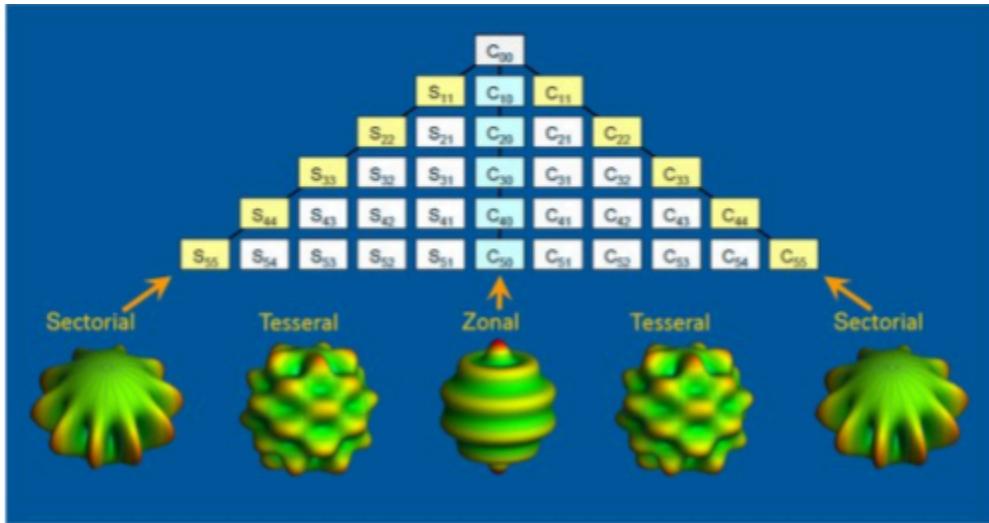


Figura 3.1. Representación gráfica de algunos de los esféricos armónicos de acuerdo a sus valores de l y m . Créditos imagen

https://www.researchgate.net/figure/3-D-visualization-of-spherical-harmonics-as-a-tutorial-The-images-show-one-specific_fig3_333132180

A continuación vamos a mostrar un código escrito en Matlab que te permitirá calcular los esféricos armónicos que se muestran o la figura anterior o aquellos esféricos armónicos que tu elijas en base a los subíndices l y m .

```
function Plm = legendre_lm(l,m,x)

% Esta función calcula los polinomios de Legendre de grado l y orden m.

Pl = legendre(l,x);

Plm = Pl(m+1,:);

return
```

Esta función calcula todos los polinomios de Legendre de grado l . A continuación vamos a graficar algunos de estos polinomios, los cuales son el primero de los ingredientes necesarios para calcular los esféricos armónicos.

```
clear all
close all

x = linspace(-1,1,101);
m = 0;
l = 0:4;
figure
hold all
```

```

for l=0:4
    Plm = legendre(l,x);
    plot(x,legendre_lm(l,m,x),'DisplayName',[ 'P^', num2str(m),
    '_', num2str(l)],'LineWidth',2)
end
legend('Location','Best','FontSize',16,'LineWidth',2)
grid

```

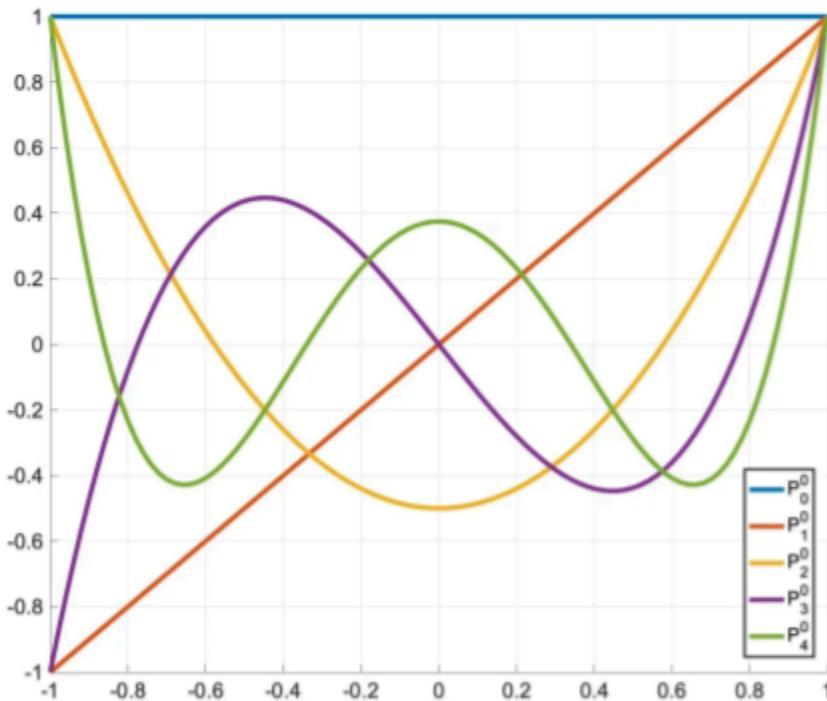


Figura 3.2. Algunos ejemplos de polinomios de Legendre a partir de los cuales se calcular los esféricos armónicos.

En seguida, vamos a calcular los esféricos armónicos tanto en coordenadas esféricas como en coordenadas cartesianas. Estas últimas, nos ayudarán posteriormente a crear un archivo en formato STL para poder ser impreso en una impresora 3D.

```

clear all
close all
m = 9;
l = 9;
R0 = 10;
filename = ['esferico_m_' num2str(m) '_l_' num2str(l) '.xyz'];
fid = fopen(filename,'w+');

```

```

phi = [linspace(1,1,11) linspace(1,90,91)]; % latitud
phi = [linspace(-90, -89.1, 10) linspace(-89, 89,181)
linspace(89.1, 90, 10)];

lambda = linspace(0,360,301); % longitude
[Phi, Lambda] = meshgrid(phi, lambda);
x = sind(phi);
Clm = 100/sqrt(l);
Plm = legendre_lm(l,m,x);

for k=1:numel(lambda)
    R(k,:) = Clm.*legendre_lm(l,m,x).*cosd(m*lambda(k));
end
figure()
subplot(1,2,1)
norm = max([abs(min(min(R))) max(max(R))]);
R = R0 + 1.5*R./norm;
imagesc(lambda, phi,R)
colorbar
subplot(1,2,2)
R=R';
[x, y, z] = sph2cart(Lambda*pi/180, Phi*pi/180, R);
mesh(x,y,z)
axis equal
for i = 1:size(R,1)
    for j = 1:size(R,2)
        fprintf(fid, '%5.3f %5.3f %5.3f\n', [x(i,j), y(i,j),
z(i,j)]);
    end
end
fclose(fid)

```

NOTA: Ten en cuenta de que cuando usamos coordenadas polares la distribución de puntos no va a ser homogénea a medida que nos acerquemos a los polos ($\theta \rightarrow \pm 90^\circ$). Es decir, tendrás muchos más puntos en el ecuador que en los polos. Esto puede convertirse en un problema al momento de convertir la nube de puntos en coordenadas (x, y, z) a un archivo de tipo STL mediante. Por lo que tal vez sea necesario que utilices una distribución no lineal para la variable φ (latitud). En este ejercicio hemos supuesto de manera arbitraria que el radio de los esféricos armónicos es de 10 unidades y que la amplitud de las variaciones es de ± 1.5 unidades. El programa anterior te debe de producir la siguiente figura. Intenta cambiar los valores de m y l para visualizar otros modos de los esféricos armónicos.

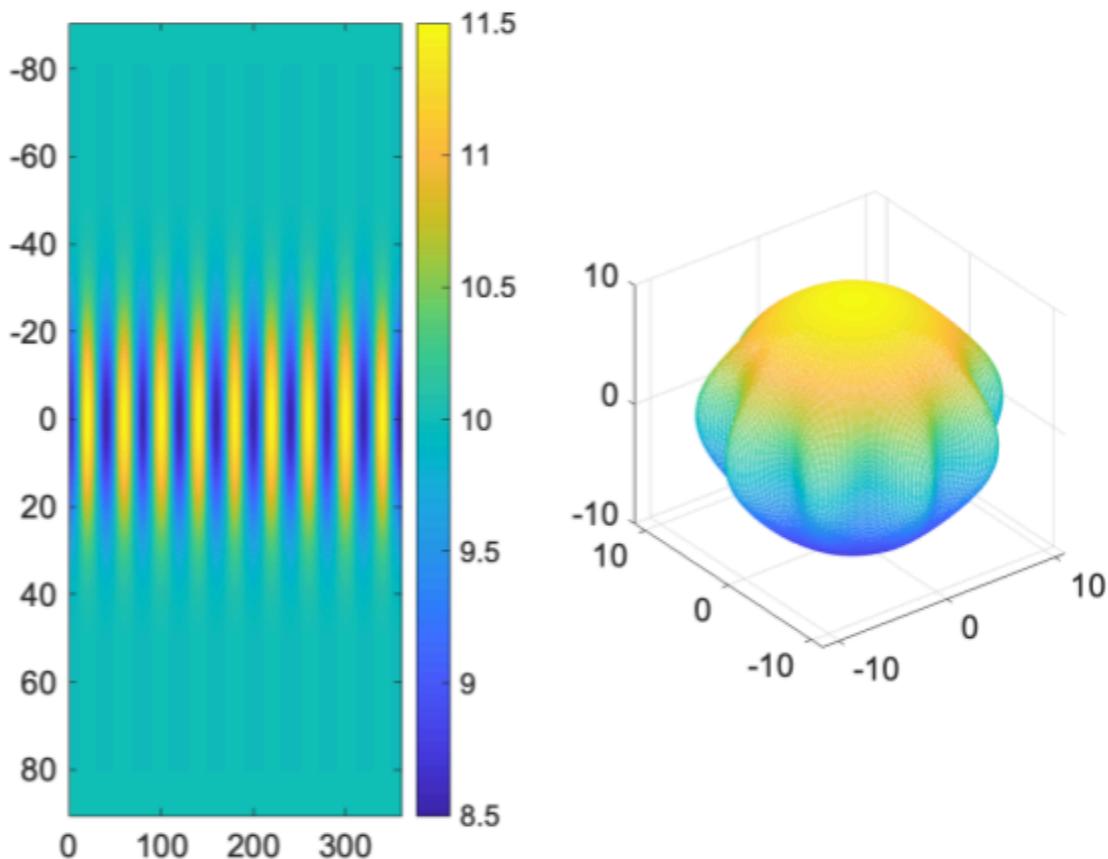


Figura 3.3. Proyección en 2D y 3D del esférico armónico de tipo sectorial de grado $l=9$ y orden $m=9$.

El programa anterior te producirá un archivo de texto en formato xyz con tres columnas indicando la posición de cada uno de los puntos que conforman el esférico armónico. Este archivo puede ser convertido a una malla utilizando el programa MeshLab con el que puedes obtener un archivo de tipo STL, que posteriormente puede ser transferido a tu impresora 3D.

A continuación se muestran cómo lucen estos modelos impresos en filamento PLA.

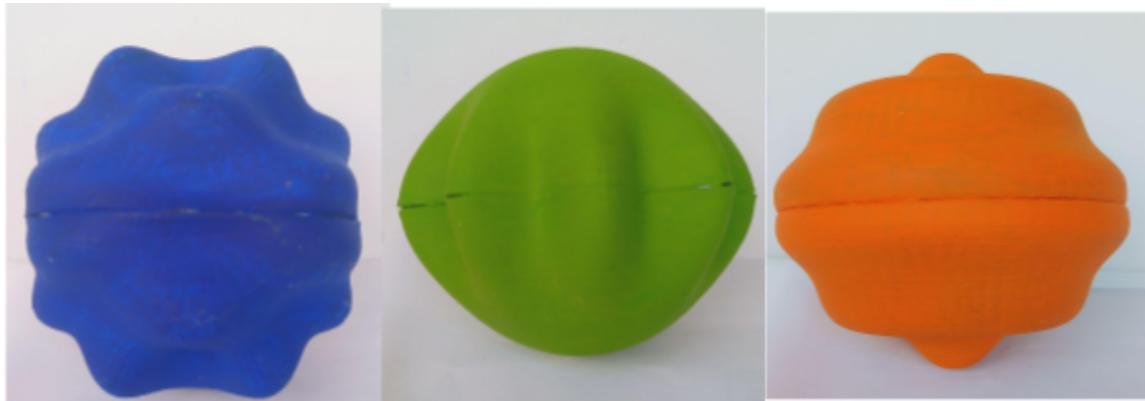


Figura 3.4. Esféricos armónicos impresos en PLA. (Izquierda azul) Esférico armónico de tipo teselar, $m=4$ y $l=9$; (centro verde) esférico armónico de tipo sectorial, $m=9$ y $l=9$. (derecha anaranjado) esférico armónico de tipo zonal, $m=0$ y $l=9$.

En el siguiente video podrás ver cómo es que se puede generar los esféricos armónicos de acuerdo al procedimiento explicado previamente.

▶ [Como construir e imprimir esféricos armónicos](#)

Zonas de subducción

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez
Pablo Ángel Zarate Pérez

La tectónica de placas es un concepto ampliamente aceptado en nuestros días. Sin embargo, no fue sino hasta los años 1950 gracias al desarrollo de la sismología que la tectónica de placas pudo ser validada. Esta teoría nos dice que la superficie de la Tierra está dividida en grandes bloques que se deslizan entre sí. Debido a que la superficie de una esfera es finita, esto implica que en algunas partes del mundo las placas se separan, mientras que en otras partes del mundo las placas chocan entre sí. Las primeras se conocen como dorsales, y a las segundas reciben el nombre de zonas de subducción. Observa el siguiente mapa.

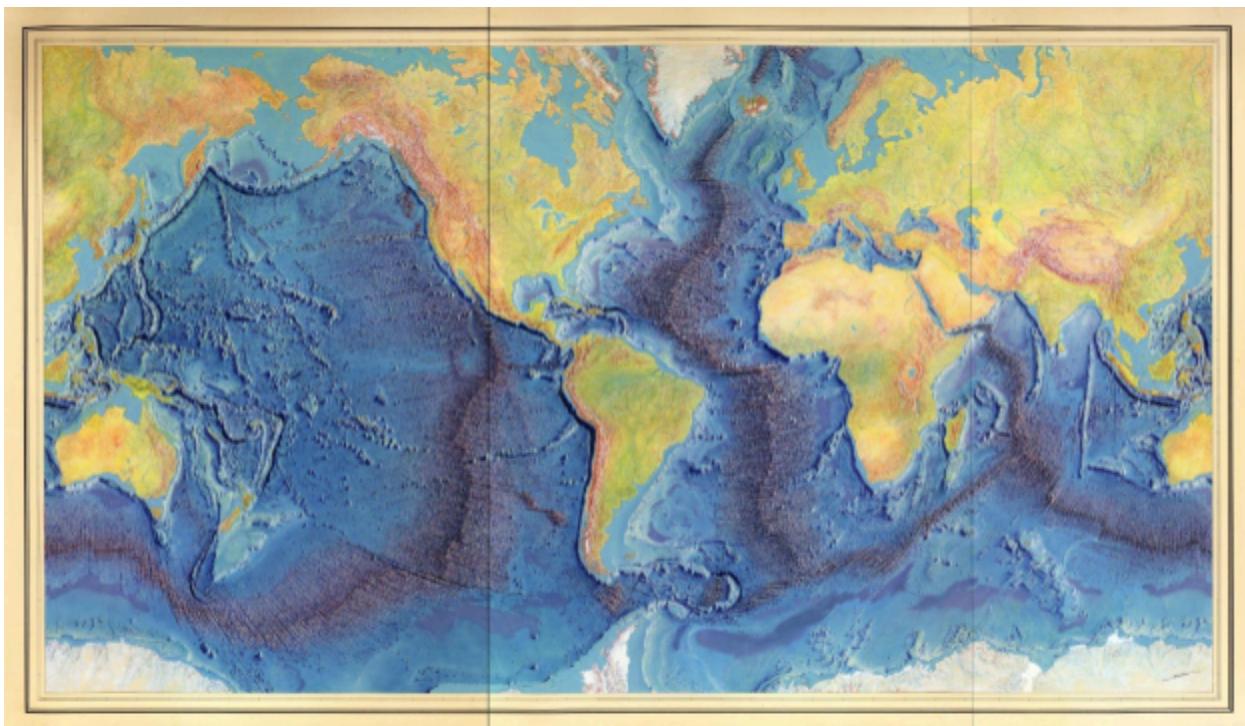


Figura 4.1. Mapa del suelo oceánico. "Fuente: Biblioteca del congreso - <https://tile.loc.gov/image-services/iiif/service:gmd:gmd9:g9096:g9096c:ct003148/full/pt:12.5/0/default.jpg>"

En este mapa del relieve del fondo oceánico puedes ver largas cadenas montañosas que se extienden a lo largo de los océanos. ¿Si un nuevo piso oceánico se forma en las dorsales, esto significa que la Tierra se hace cada vez más grande? La respuesta es,

no. Debido a que la masa de la Tierra al igual que su superficie es finita, debe de existir una zona en el mundo en donde el suelo oceánico sea 'destruido' o mejor dicho reciclado. A estas regiones se les conoce como zonas de subducción. La siguiente figura ilustra este proceso.

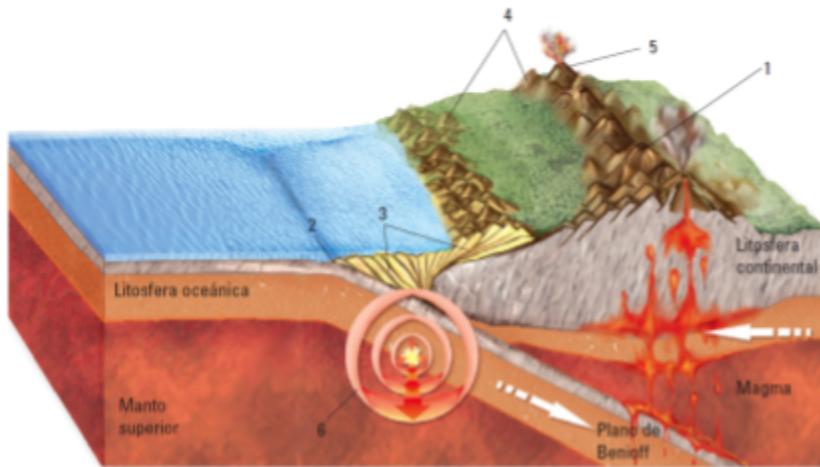


Figura 4.2. Diagrama ilustrativo de las zonas de subducción. 1. Arco volcánico, 2. Trinchera, 3. Prisma de acreción, 4. Cadena montañosa, 5. Volcán, 6. Sismo. "Image source: GeofrikPhotos

[https://geofrikphotos.files.wordpress.com/2013/02/subduccion.png"](https://geofrikphotos.files.wordpress.com/2013/02/subduccion.png)

Como te imaginarás es un gran reto poder determinar con precisión la forma que toma el suelo oceánico una vez que este se desliza por debajo de los continentes. Esta es un área de investigación importante, ya que nos permite entender mejor la formación de los volcanes, su distribución, origen y composición. Uno de los modelos más importantes que se han desarrollado a la fecha de la publicación de esta guía recibe el nombre de Slab2.

Modelo Slab2

Slab2 es un modelo global que cubre más de 24 millones de kilómetros cuadrados de zonas subducción alrededor del mundo (Hayes et al. 2018). Este trabajo es una compilación de diferentes técnicas de análisis sísmico empleadas alrededor del mundo. En esta sección nos vamos a enfocar a convertir los archivos disponibles en formato texto a un archivo que pueda ser impreso en una impresora en 3D para la zona de subducción de México y Centroamérica. Sin embargo, el mismo procedimiento aplica para cualquier otra zona de subducción del mundo. El primer paso es ingresar a la página del proyecto, este se encuentra hospedado dentro del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

The screenshot shows the USGS ScienceBase Catalog interface. At the top, there's a header with the USGS logo and navigation links for 'ScienceBase-Catalog', 'Communities', 'Help', and 'Log in'. Below the header, a breadcrumb trail reads 'ScienceBase Catalog → USGS Data Release Products → Slab2 - A Comprehensive S...'. The main title is 'Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model'. On the left, there are sections for 'Dates' (Publication Date: 2018-08-08, Start Date: 1900), 'Citation' (by Hayes, G., 2018), and 'Summary' (describing subduction zones as home to the most seismically active faults). On the right, there's a 'Map' section showing a world map with vertical and horizontal dashed lines indicating specific subduction zones, and a 'Spatial Services' section with a link to 'Scicencebase WMS'.

Figura 4.3. Página web del Servicio Geológico de los Estado Unidos (USGS).
<https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

En este sitio web encontrarás la información correspondiente para prácticamente todas las zonas de subducción del mundo.

- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Alaska Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Calabria Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Caribbean Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Cascadia Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Central America Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Cotabato Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Halmahera Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Hellenic Arc Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Himalaya Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Hindu Kush Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Izu-Bonin Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Kamchatka-Kuril Islands-Japan Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Kermadec Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Makran Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Manila Trench Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Muertos Trough Region](#)

- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, New Guinea Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Pamir Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Philippines Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Puysegur Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Ryukyu Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Scotia Sea Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Solomon Islands Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, South America Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Sulawesi Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Sumatra-Java Region](#)
- [Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model, Vanuatu Region](#)

Al dar click en alguno de los enlaces anteriores podrás encontrar diversos submodelos que pueden ser interesantes para ti dependiendo de tus intereses en diferentes formatos. Por ejemplo para la zona de subducción de México y Centroamérica encontrarás diferentes propiedades que caracterizan la forma de la placa, estas son:

- **Thickness.** Esto se refiere al **espesor** de la placa. Este parámetro está directamente relacionado con la edad de la placa. A medida que la roca se aleja del lugar en donde se formó en las dorsales, ésta se enfriá haciéndola cada vez más gruesa. Al enfriarse, se vuelve cada vez más pesada y por lo tanto más susceptible de 'hundirse' en el mando a medida que se subduce.
- **Depth.** Como su nombre lo indica en inglés, estos archivos contienen la profundidad de la **superficie superior de la placa**. Esta es la superficie que estaría en contacto con la corteza continental y por lo tanto donde se espera que ocurran los grandes sismos de subducción como el gran sismo de Japón del 2011 M9.1, o el sismo de Sumatra M9.3 del 2004.
- **Dip.** Este parámetro es conocido en español como echado en términos geológicos. Indica el ángulo máximo de inclinación de la placa con respecto a la horizontal en un punto determinado. Un ángulo de 0 grados indicaría que la placa tendría una forma horizontal paralelo a la superficie de la Tierra, mientras que 90 grados indicaría que la placa estaría en posición completamente vertical. Un aspecto interesante de la zona de subducción en el centro de México es que el ángulo de subducción es bastante bajo en una región amplia del centro de México, principalmente en el estado de Guerrero de aproximadamente 10 grados. Este es uno de los valores más bajos registrados a nivel mundial por lo que se le considera una zona de subducción 'plana'.
- **Strike.** Este término se traduce al español en geología como rumbo. El rumbo es el ángulo entre el norte geográfico y la línea que se forma por la intersección entre un plano imaginario horizontal y el plano tangente a la placa. Si existiera una zona de subducción me 'mirara' hacia el Polo Norte, entonces su rumbo sería de $\pm 90^\circ$.

- **Contours.** Los contornos son representaciones típicas de la forma de las placas que encontrarás en muchos artículos científicos y se refiere a las líneas de contorno que tiene la superficie superior de la placa. Esto es completamente análogo a las líneas de contorno que se observan en los mapas topográficos. Típicamente se proveen líneas de contorno cada 10 o 20 km.

A continuación vamos a describir los formatos de los archivos que puedes encontrar en la página Web.

- **Archivos tipo XML.** Este tipo de archivos de texto son muy comunes en diversos campos de la computación. Se les conoce como archivos de pares de llave y valor o *key-value pairs*. Y contienen la definición de diversos parámetros que definen el modelo que estás analizado. Esto incluye información de las personas que realizaron el modelo y los límites geográficos de estos. Este tipo de archivos pueden ser visualizados en un formato '*legible para humanos*' o (human-readable format).
- **Archivos tipo IN.** Estos archivos de texto contienen múltiples segmentos de línea. Separados por líneas que comienzan con el carácter >, por ejemplo

```
> -380 contour -Z-380
```

Esta línea contenida en un archivo de contorno indica que la información a continuación representa la localización de puntos sobre la superficie superior de la placa a 380 km de profundidad. A continuación se muestran los datos de estos puntos en tres columnas en el siguiente orden: longitud, latitud y profundidad. Por ejemplo,

260.1500	20.5212	-380.0000
260.2000	20.5278	-380.0000
260.2500	20.5333	-380.0000
260.3000	20.5373	-380.0000
260.3500	20.5397	-380.0000

- **Archivos tipo XYZ.** Son archivos de texto con tres columnas, que contienen información de un punto en el espacio. En este caso, la primera columna X corresponde a la longitud; la segunda, Y, a la latitud y por último la tercera corresponde al parámetro de interés que puede ser la profundidad, el espesor, el rumbo o el echado.
- **Archivos tipo GRD.** Estos son archivos de tipo binario, esto significa que no pueden ser abiertos por editores de texto como los archivos anteriores. Este tipo de archivos permiten reducir el tamaño de los archivos ya que la información que contiene se guarda en representación hexadecimal con lo que se reduce notoriamente el tamaño de los archivos. Los archivos de este tipo que encontrarás en esta página pueden ser leido por librerías y programas de uso común para la elaboración de mapas como Generic Mapping Tools¹ o su versión para Python, PyGMT².

¹ <https://www.generic-mapping-tools.org/>

² <https://www.pygmt.org/>

- **Archivo de tipo ArcGIS ShapeFile.** El sitio web provee de archivos comprimidos en formato ZIP, que contiene una conjunto de archivos con extensiones (.cpg, .prj, .dbf, .shp y .shx) los cuales pueden ser abiertos y procesados con los softwares más populares de sistemas de información geográfica tales como ArcGIS o QGIS. El uso de estos archivos te permitirá sobreponerlos con diferentes capas de interés tales como la topografía, por ejemplo.

Preprocesado de los datos

Una vez que has descargado para obtener un modelo de la zona de subducción que tu deseas hay que realizar un preprocesamiento a los datos de forma que eliminemos del modelo aquellos puntos que carecen de información. En computación se utiliza la notación **NaN** (por sus siglas en inglés, *Non A Number*) cuando no es posible dar un valor numérico a una variable. Esto puede ocurrir cuando la operación mediante la cual se calcula una variable, no es matemáticamente posible o cuando simplemente no existen datos para un punto determinado. Para poder realizar el procedimiento que se indica al final de esta sección deberás de remover primero estos puntos. En este caso vamos a utilizar la línea de comando. Este comando puede ser utilizado en sistemas Unix tales como Mac OS y Linux. En caso de no contar con un sistema operativo como este, puedes realizar este proceso importando el archivo de texto en formato CSV en un programa como Microsoft Excel, filtrar los datos no deseados y posteriormente exportarlos de nuevo a un archivo de tipo CSV. Aquí preferimos utilizar la línea de comando por la sencillez del proceso. Por ejemplo, para remover las líneas que contienen un NaN, para el archivo con las profundidades para la zona de subducción de Centroamérica, deberás ejecutar el siguiente comando:

```
$ grep -v NaN cam_slab2_dep_02.24.18.xyz >
cam_slab2_dep_no_NaN.xyz
```

El comando `grep` permite seleccionar las líneas en un archivo de texto que contienen una determinada palabra, en este caso `NaN`. La etiqueta `-v` invierte este proceso, es decir, la salida de este comando va a contener todas aquellas líneas que no contienen la palabra `NaN`. En este caso redireccionamos la salida del comando `grep` a un archivo de texto llamado `cam_slab2_dep_no_NaN.xyz`. Puedes llamar a este archivo como lo deseas, no es necesario utilizar este nombre. El siguiente video muestra el resto del proceso para convertir el archivo de texto en un modelo en 3D para su impresión.

 Placas tectónicas - Como crear un modelo en 3D a partir de un archivo XYZ usan...

La siguiente Figura muestra el modelo ya terminado.



Figura 4.4. Modelo impreso en PLA de la zona de subducción de México y Centroamérica. El modelo a la izquierda corresponde a la zona de la brecha de Guerrero donde se considera que la placa se subduce de manera casi horizontal.

Volcanes: Paricutín, Popocatépetl, Iztaccíhuatl y más.

Dr. Antonio Pola Villaseñor

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez

Dr. Sinhué Amos Refugio Haro Corzo

Pablo Ángel Zarate Pérez

Un volcán es una formación geológica que se genera cuando el magma, que se encuentra bajo la superficie de la Tierra, es expulsado hacia la superficie. El magma proviene del manto, una capa de material semifluido que se encuentra bajo la corteza terrestre (5 - 10 km profundidad en los océanos y a unos 30 - 70 km profundidad en los continentes). Los volcanes suelen formarse en zonas donde hay fracturas en la corteza terrestre, lo que permite que el magma ascienda. La distribución de las fracturas es el resultado de los movimientos tectónicos de las placas de la corteza, lo que también puede provocar sismos. De hecho, la actividad volcánica y los sismos están a menudo relacionados, ya que ambos son indicativos de los procesos dinámicos que ocurren en el interior de la Tierra.



Figura 5.1. Volcanes en 3D. De izquierda a derecha, 1) Popocatépetl, 2) Paricutín, ambos impresos en filamento PLA. 3) En una sola pieza están los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl impresos en resina.

Los volcanes son fenómenos geológicos fascinantes y complejos, cuya actividad es esencial para entender los procesos de la Tierra, procesos relacionados con su energía interna. Uno de los aspectos fundamentales de la actividad volcánica es la fragmentación del magma, que ocurre cuando la presión de los gases disueltos en el magma supera la resistencia del material. Este proceso es crucial en la determinación del tipo de erupción y la forma del material expulsado. La fragmentación resulta en la generación de partículas más pequeñas, que pueden ser expulsadas violentamente

durante una erupción. En general, mientras más fragmentación haya durante la erupción más violenta podría ser.

La actividad volcánica se clasifica generalmente en tres tipos: efusiva, explosiva y mixta. Las erupciones efusivas se caracterizan por el flujo tranquilo de lava, mientras que las explosivas son conocidas por la violenta expulsión de fragmentos de roca o piroclastos y gases. La diversidad en la actividad volcánica da lugar a diferentes formas volcánicas. Por ejemplo, los volcanes en escudo, con sus pendientes suaves, se forman por la acumulación de lavas basálticas (contienen minerales como plagioclasa cárnicas, piroxeno y olivino) fluidas, como se ve en los volcanes hawaianos. En contraste, los estratovolcanes tienen una forma cónica con pendientes pronunciadas, formados por la alternancia de flujos de lava y depósitos piroclásticos de composición andesítica o riolítica (plagioclasa, feldespato y anfíboles). Un ejemplo claro de este tipo de volcán es el Popocatépetl. Por otro lado, las calderas volcánicas son grandes depresiones creadas por el colapso del terreno después de erupciones masivas. Mientras que los campos monogenéticos, como el Paricutín, consisten en pequeñas estructuras volcánicas formadas por una única erupción. También existen los domos de lava, que son elevaciones redondeadas creadas por la extrusión lenta de lavas viscosas.

Existen más tipos de volcanes, por ejemplo, los volcanes estrombolianos, los spatter cones y los volcanes de escoria, cada uno con sus características únicas. Los volcanes estrombolianos, nombrados así por el volcán Stromboli en Italia, se caracterizan por sus erupciones moderadamente explosivas, que expulsan fragmentos incandescentes de magma en trayectorias parabólicas (bombas volcánicas y lapilli). Estas erupciones suelen ser periódicas y relativamente predecibles, creando conos de ceniza y material piroclástico. Los spatter cones, por su parte, se forman cuando gotas de lava aún líquida se proyectan al aire y caen cerca de la fuente, soldándose juntas al enfriarse. Estos conos son generalmente más pequeños y se forman en áreas de fisuras o cerca de los respiraderos de los volcanes más grandes. En contraste, los volcanes de escoria son estructuras más sencillas, construidas principalmente por la acumulación de piroclastos y ceniza volcánica alrededor de una única fuente. Estos volcanes suelen tener pendientes empinadas y forman parte de los campos monogenéticos, como el volcán Paricutín en nuestro país, exemplificando una erupción única que no se repite en el mismo lugar. Cada uno de estos tipos de volcanes aporta información valiosa sobre los procesos volcánicos y su impacto en el entorno geológico.

Estas formas volcánicas, así como otras, producto de erupciones freatomagmáticas (interviene agua en la erupción) no solo definen el paisaje, sino que también influyen en el tipo de erupción y los posibles peligros asociados. Comprender estos distintos aspectos de los volcanes es vital no solo para la geología, sino también para la mitigación de riesgos y la planificación en caso de desastres naturales. Los volcanes, por tanto, representan una poderosa fuerza de la naturaleza que es a la vez destructiva y esencial para la dinámica de nuestro planeta.

Tipos de volcanes

Si bien los volcanes se forman por el ascenso de material fundido (magma) hacia la superficie. Estos pueden tomar diferentes formas de acuerdo a la composición del

magma que los compone. Esto depende de tres aspectos fundamentales. La presión y temperatura a la cual se funde el material, así como la composición química de la roca que es fundida. Aquí toma mucha importancia el contenido del agua en la roca que se funde. En el siguiente mapa verás cómo se encuentran distribuidos los volcanes alrededor del mundo.

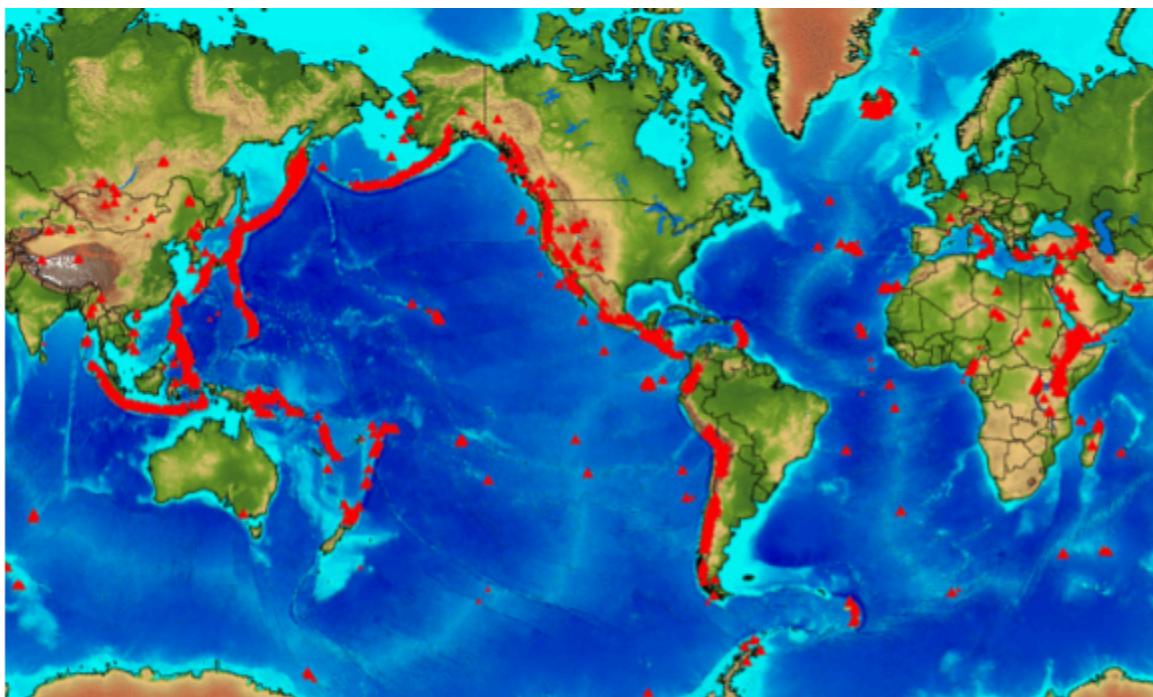


Figura 5.2. Localización de volcanes en el mundo Fuente: European Space Agency (ESA) - https://www.esa.int/images/GVP_H.jpg

¿Qué patrones ves en la localización de los volcanes en el mundo? Seguramente, has oído hablar del cinturón de fuego del Pacífico. Este nombre se debe a que un número importante de volcanes del mundo aparecen a lo largo de las costas del Pacífico. Esto significa que algo ocurre en este lugar que causa que el material se funda y suba a la superficie. En el ejercicio anterior hablamos de las zonas de subducción. Cuando el suelo oceánico se subduce por debajo de los continentes, esto crea las condiciones de presión y temperatura necesarias para que la roca se funda y regrese a la superficie. Ahora bien, ¿qué ocasiona el volcanismo en las zonas alejadas de las zonas de subducción? Observa, que pasa en el Oeste de África, verás que existen muchos volcanes en el interior de este continente, principalmente en Kenia y Etiopía. Los volcanes en esta región se forman debido al proceso opuesto. Estos volcanes se encuentran en una zona conocida como la dorsal de Afar. Una dorsal es un sitio en el planeta donde las placas tectónicas se separan entre sí. Es decir, que el componente africano se está fragmentando en esta región. Este movimiento genera fallas en la corteza que permiten que el material fundido pueda subir con una mayor facilidad a la corteza. Lo mismo puede ocurrir en las placas oceánicas, como lo puedes observar en el océano Atlántico y en el Golfo de California.

Monte Olimpo de Marte

En Marte se encuentra el Monte Olimpo, el volcán más grande del Sistema Solar y el cual ya está apagado. El Monte Olimpo tiene una altura de 22 km (medido con el altímetro láser de la misión Mars Orbiter), lo cual es tres veces más grande que el Everest (con 9 km de altura). El volcán tiene 600 km de diámetro, similar a la distancia que hay entre Guadalajara y la Ciudad de México, así como escarpados de alrededor de 8 km de alto. Por ejemplo, el escarpado de Chiapas, el Cañón del Sumidero tiene un escarpado de 1 km y el Gran Cañón en EUA es de 2 km. El Monte Olimpo es una de las estructuras geológicas más impresionantes del Sistema Solar.

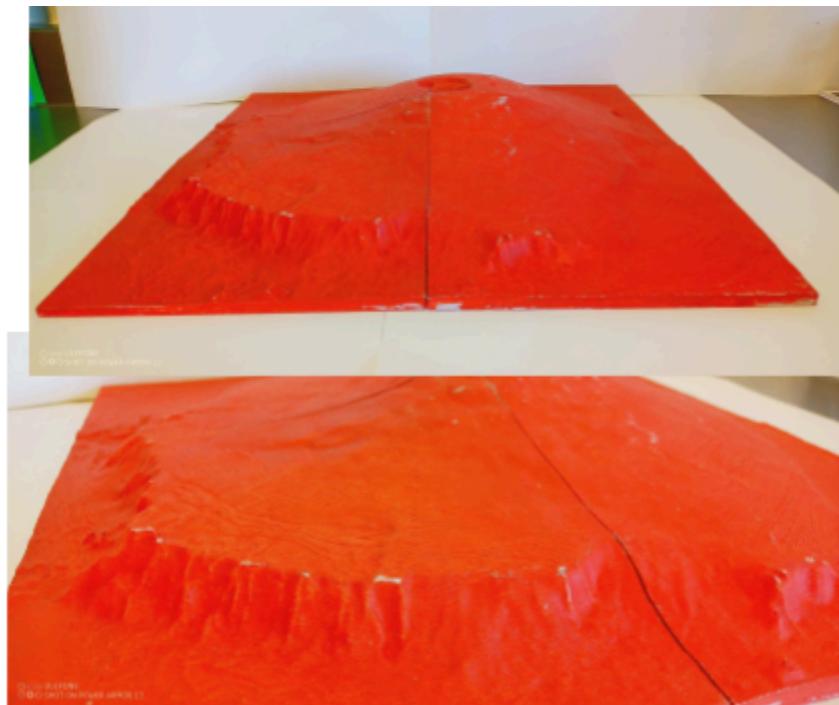


Figura 5.3. Modelo impreso del Monte Olimpo impreso en PLA. Para poder compararlo con los volcanes de la Tierra a escala. Fue necesario dividir el modelo en cuatro partes. Este modelo fue pintado a mano.

El Monte Olimpo es un volcán tipo escudo y aplanado, debido a que la lava salió lentamente. En el caso hipotético de querer escalar el Monte Olimpo, no te darías cuenta que está subiendo el monte, aunque la superficie no es regular, su inclinación

promedio es muy pequeña (alrededor de 5 grados), mientras que el Everest es mayor a 20 grados de inclinación.

La caldera del Monte Olimpo tiene 85 km de diámetro, para ver la comparación, el anillo periférico de la ciudad de Morelia tiene un diámetro de este-oeste aproximadamente de 10 km. Es decir, entraría 8 veces Morelia dentro de la caldera. Dentro de la caldera domos y conos erosionados.



Figura 5.4. Imagen satelital del Monte olímpo. Créditos imagen: National Geographic.

<https://www.ngenespanol.com/el-espacio/cual-es-la-altura-del-monte-olimpo-en-marte-y-en-donde-se-encuentra/>

Construye tu propio volcán

En el siguiente video muestra el procedimiento para obtener un archivo en formato STL que puede ser usado en cualquier impresora 3D. En este video se muestra el procedimiento para seleccionar una topografía de cualquier parte del mundo e imprimirla. En este ejemplo, vamos a crear un archivo STL para el volcán Iztaccíhuatl. No obstante, se puede seguir para cualquier otro volcán del mundo o estructura topográfica (cráteres, de los que hablaremos en la próxima sección) de tu interés.

▶ Volcánes - Construye cualquier topografía usando Blender, QGis y OpenTopograph...

Cráteres de impacto

Dra. María del Sol Hernández Bernal
Pablo Ángel Zarate Pérez

Los cráteres son estructuras que pueden formar promontorios altos o bajos, anchos o angostos, generalmente de forma circular. Pueden tener origen volcánico o por el impacto de un cuerpo celeste. Ambos tipos de cráteres se forman en episodios de deformación frágil, rápidos e intempestivos alterando el paisaje original.

Los primeros los podemos reconocer como los cráteres o depresiones en la cima de un edificio volcánico, o como un gran cráter a nivel casi del suelo producido por la explosión del magma muy cerca de la superficie. Este tipo de estructuras son tratados en otro capítulo de este trabajo.



Figura 6.1. Ilustración de un cráter y cono volcánico. Ilustración: Jorge Zaín Portilla Luis.

El segundo tipo de cráter tiene origen en el impacto de un cuerpo meteorítico que ingresa a nuestra atmósfera. La caída e impacto del cuerpo metálico o bien, la compresión del aire por el estallamiento del cuerpo rocoso produce un gran boquete u orificio en la superficie. Actualmente se registran aproximadamente 200 estructuras que la comunidad científica reconoce como cráteres de impacto.

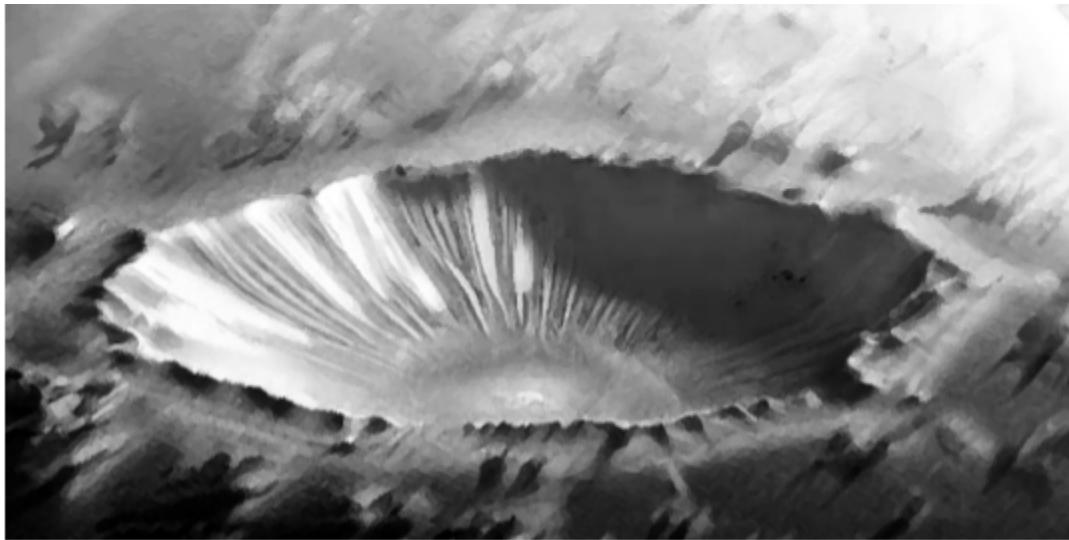


Figura 6.2. Esquema de un cráter de impacto sencillo. Ilustración: Jorge Zaín Portilla Luis.

Los cráteres por impacto actualmente se producen con relativa poca frecuencia, pero durante las etapas tempranas de formación de nuestro planeta y de todo el Sistema Solar, los impactos que sufrieron los cuerpos fueron muy abundantes e intensos. Los impactos pueden notarse claramente en la superficie de la Luna con un simple telescopio en una noche sin nubes. De hecho, una hipótesis acerca del origen de nuestro satélite natural es que fue creado a partir de una porción del manto terrestre arrancada por el impacto de un cuerpo asteroidal del tamaño de Marte pocos millones de años después de la formación de nuestro planeta. También, se considera que la inclinación de nuestro eje de rotación, que da lugar a las estaciones del año, se originó por este impacto. Sin embargo, con el transcurrir del tiempo, el proceso de bombardeo por cuerpos rocosos al interior del Sistema Solar ha disminuido en frecuencia y en masa, de tal forma que en la actualidad los impactos de grandes cuerpos, afortunadamente, son raros. Muchos de los cráteres de impacto más antiguos han sido erosionados o cubiertos por rocas más jóvenes y no se identifican fácilmente. Como ejemplo de ellos tenemos al cráter de Chicxulub, en la península de Yucatán. Esta estructura de 180 km de diámetro no es visible en la superficie y fue descubierta y estudiada por métodos geofísicos, sin embargo, podemos inferir su presencia y tamaño por el anillo que forma la distribución de los cenotes en la superficie y siguen la línea de fracturamiento generada por el impacto.

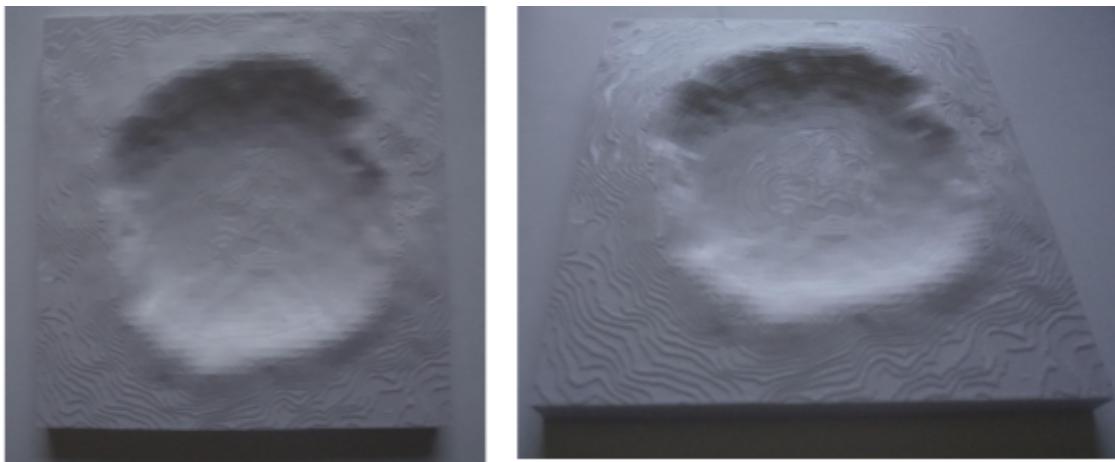


Figura 6.3. Modelo impreso del Cráter Barringer impreso en PLA.

A nivel mundial, Sudbury (Ontario) es un cráter muy grande, de 1850 millones de años, que ha sido deformado y estirado dando una forma elíptica (200 km de eje mayor) y alberga enormes yacimientos de níquel, cobalto y platino. Otro cráter, el Vredefort en Sudáfrica de forma semicircular con un diámetro de 275 km, tiene más de 2, 000 millones de años y contiene yacimientos importantes de oro y uranio. Otros cráteres de impacto más jóvenes hospedan acuíferos, yacimientos de diamantes, o hidrocarburos.



Figura 6.4. Mapa con el inventario de cráteres de impacto relacionados con yacimientos minerales (James et al., 2022).

Los cráteres de impacto han sido asociados a los eventos de grandes extinciones que ocurrieron a lo largo de la historia de la vida en la Tierra. Estos procesos son complejos y, además de razones biológicas, es posible que la ocurrencia de eventos catastróficos

como el impacto meteorítico o la generación de enormes episodios volcánicos aceleren los procesos de extinción.

Algunos cráteres albergan acuíferos, lagos, zonas de pastoreo y siembra. Otros, alojan yacimientos minerales, metálicos y no metálicos, y otros son estudiados por exploradores como el Perseverance, que ha 'amartizado' en el cráter Jezero en busca de huellas de posible vida en tiempos antiguos en Marte.

Finalmente, la morfología de los cráteres es testigo de los procesos de formación de los cuerpos planetarios durante la evolución del Sistema Solar y brindan información del tamaño de los cuerpos, su composición química, el ángulo y velocidad de entrada a la atmósfera y, si bien pueden cambiar la faz de la Tierra en unos instantes, los procesos superficiales pueden borrar su huella en muy poco tiempo.



Figura 6.5. Cráter de impacto en Estados Unidos: Barringer. Crédito: USGS
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Barringer_Crater_aerial_photo_by_USGS.jpg

Para construir este modelo te recomendamos seguir las instrucciones presentadas en la sección de volcanes, eligiendo un área donde existan cráteres de acuerdo al mapa de la Figura 6.4.

➡ Volcán - Construye cualquier topografía usando Blender, QGis y OpenTopograph...

Acelerador de partículas

Dr. Sinhué Amos Refugio Haro Corzo
Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez
Lic. Marco Anyelo Cazarez Barboza
Pablo Ángel Zarate Pérez

En general, un acelerador de partículas es una máquina que utiliza la combinación de campos eléctricos y magnéticos para aumentar la rapidez (energía cinética) de las partículas con carga eléctrica, como protones, electrones o iones. Estas partículas cargadas son aceleradas a velocidades cercanas a la rapidez de luz, 300 mil km/s, al dar muchas vueltas por el acelerador tal como una carrera de bicicletas en un pista, y después de alcanzar la mayor rapidez se les hace ir hacia un objetivo, donde pueden colisionar y generar nuevas partículas o liberar energía.

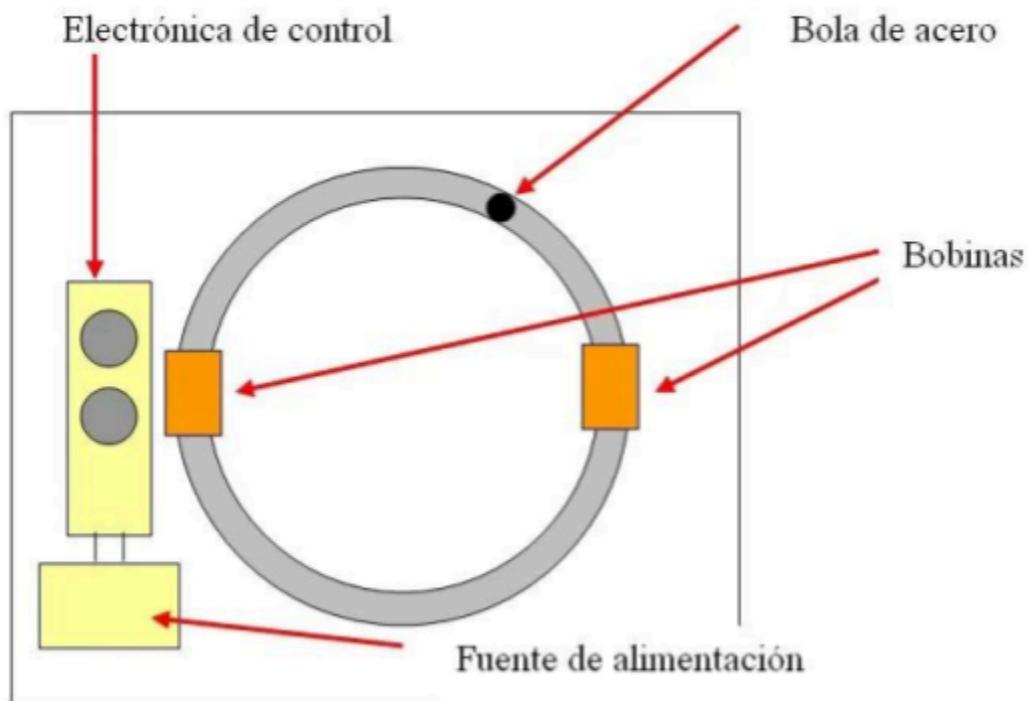


Figura 7.1. Diagrama esquemático de un modelo análogo de acelerador de partículas. En este caso, la 'partícula'

¿Para qué construir un acelerador de partículas?

Los aceleradores de partículas tienen diversas aplicaciones:

- **Física fundamental:** Son enormes máquinas, en escalas de kilómetros, que son fundamentales para la investigación de la estructura interna de los átomos, los núcleos, lo cual es fundamental para conocer la composición de la materia y las fuerzas nucleares que la gobiernan.
- **Medicina:** Se utilizan en radioterapia para el tratamiento del cáncer, así como en medicina nuclear para la producción de radioisótopos para diagnóstico y tratamiento médico.
- **Industria:** Se emplean en diversas aplicaciones industriales, como la esterilización de alimentos, la modificación de materiales y la inspección no destructiva.

¿Cómo funcionan los aceleradores de partículas?

Los aceleradores de partículas funcionan de la siguiente manera:

1. **Fuente de partículas:** Las partículas cargadas se generan en una fuente, como un cañón de electrones o una fuente de iones.
2. **Aceleración:** Las partículas se aceleran mediante campos eléctricos y magnéticos. Los campos eléctricos aumentan la velocidad de las partículas, mientras que los campos magnéticos las guían en una trayectoria circular.
3. **Colisión:** Las partículas aceleradas se dirigen hacia un objetivo, donde pueden colisionar con otras partículas o con el propio objetivo.
4. **Detección:** Los productos de la colisión, como nuevas partículas o energía liberada, se detectan mediante instrumentos especializados.

Tipos de aceleradores de partículas

Existen diferentes tipos de aceleradores de partículas, cada uno con sus propias características y aplicaciones:

- **Aceleradores lineales:** Las partículas se aceleran en línea recta.
- **Aceleradores circulares:** Las partículas se aceleran en una trayectoria circular.
- **Sincrotrones:** Son aceleradores circulares que utilizan campos magnéticos variables para mantener las partículas en una trayectoria circular constante.

Ejemplos de aceleradores de partículas

Algunos de los aceleradores de partículas más conocidos son:

- **Gran Colisionador de Hadrones (LHC):** El acelerador de partículas más grande y potente del mundo, ubicado en el CERN (Organización Europea para la Investigación Nuclear) en Suiza. Su perímetro es de alrededor de 26 km.
- **Fermilab:** Un laboratorio nacional de física de partículas ubicado en Illinois, Estados Unidos.
- **Brookhaven National Laboratory:** Un laboratorio nacional de física de partículas ubicado en Nueva York, Estados Unidos.



Figura 7.2. CERN el acelerador de partículas más grande y potente. Créditos DW.
<https://www.dw.com/es/cern-un-acelerador-de-part%C3%ADculas-m%C3%A1s-grande-y-m%C3%A1s-potente/a-44247669>

Construye tu propio acelerador de partículas

En esta sección vamos a describir cómo puedes construir tu propio acelerador de partículas de forma esquemática. El prototipo está basado en el modelo propuesto en la siguiente página Web <https://www.instructables.com/Particle-Accelerator-Demo>. Para obtener una electrónica más sencilla de armar te proporcionaremos los archivos necesarios para imprimir una PCB. A continuación te damos a lista de materiales:

Materiales:

1. Batería de 9V.
2. 1 broche para batería de 9V.
3. Balín de 8mm.
4. Alambre de cobre barnizado para embobinar de calibre 25.
5. 1 capacitor electrolítico de $1000\mu F$.
6. 1 Potenciómetro de $1M\Omega$.
7. 2 resistencias de $100k\Omega$.
8. 1 resistencia de 100Ω .
9. 1 resistencia de $12k\Omega$.
10. 1 transistor tipo PNP modelo BC558.
11. 1 transistor tipo NPN modelo BC337.
12. 1 transistor tipo NPN modelo BD135.
13. 1 LED.
14. 1 switch.
15. Tarjeta perforada o PCB impreso.
16. Filamento PLA (por supuesto).

En el siguiente diagrama se muestra el diagrama electrónico. En este caso estamos usando una serie de transistores en cascada para amplificar la corriente eléctrica procedente de la batería. Esta corriente a su vez producirá un campo magnético en las bobinas las cuales producirán una fuerza que hará que el balín se acelere al pasar por estas. Con el potenciómetro puedes variar la frecuencia con lo que podrás regular la velocidad a la cual el balín da vueltas en el circuito.

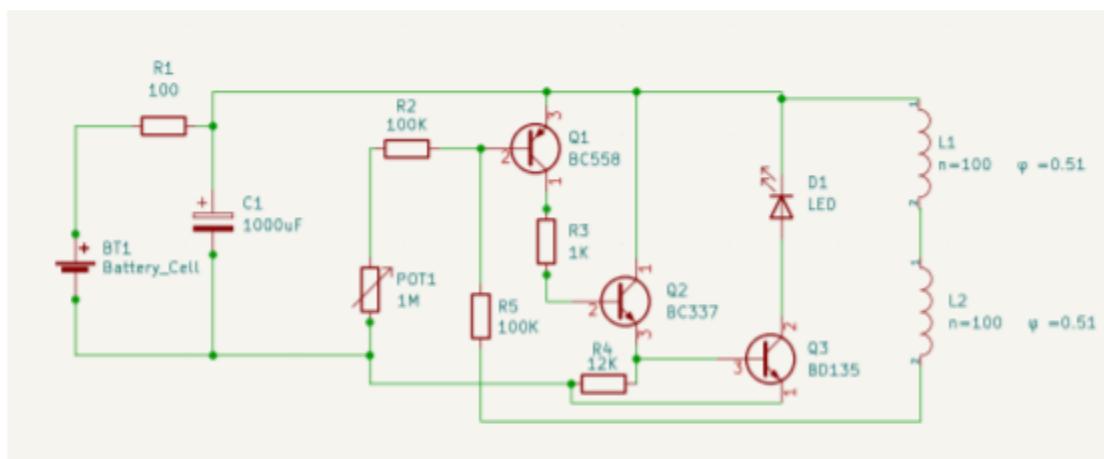


Figura 7.3 Diagrama electrónico del acelerador de partículas. Las bobinas L1 y L2 se construyen sobre la base de la pista.

Para una construcción más sencilla del circuito encontrarás en la Figura 7.4 los esquemas que indican cuál de las tres terminales corresponde la base, el colector y el emisor. Los transistores de unión bipolar como los usados en este modelo, regulan la corriente que fluye entre el colector y el emisor a través de una corriente pequeña (típicamente mA) que entra a la base. El sentido en el que fluye la corriente, está indicado por la flecha. Para realizar las conexiones correctamente identifica la cara plana de los transistores BC558 y BC337. En el caso del transistor BD135, localiza la muesca en el interior del orificio. Es muy importante, que conectes correctamente la polaridad del transistor electrolítico. La terminal negativa se indica en el cuerpo del transistor, además, en un transistor nuevo la puedes identificar por ser la terminal de menor longitud. En caso de conectar el capacitor con la polaridad invertida, existe el riesgo de que éste **explote**. El LED cumple una doble función, la primera indica que el circuito se encuentra en funcionamiento, la segunda es limitar a que la corriente eléctrica fluya en un solo sentido. Al igual que el capacitor, en un LED nuevo se puede identificar la terminal negativa o cátodo por ser aquella de menor longitud.

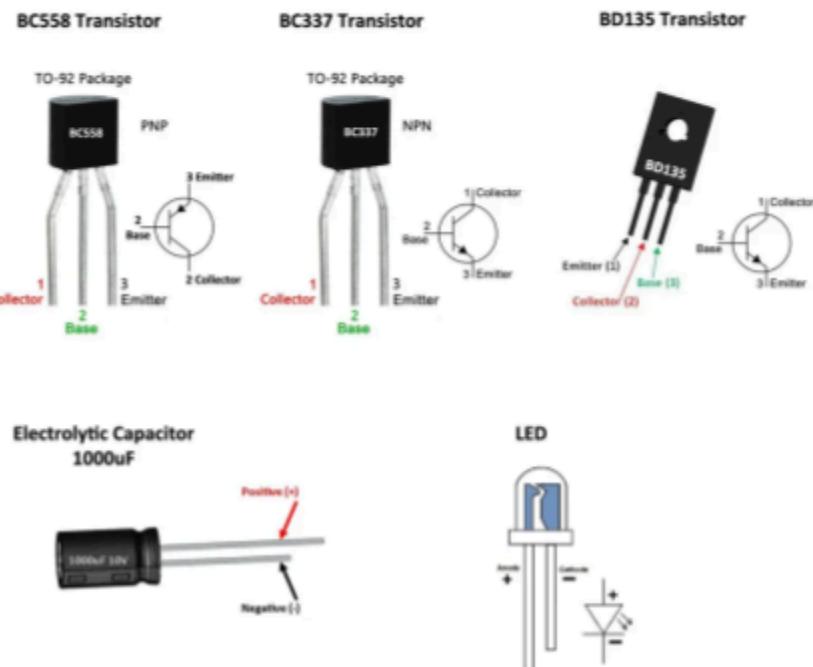


Figura 7.4 Diagrama de conexiones de los transistores, LED y capacitor usados en el circuito. Identifica la parte plana de los transistores BC558 y BC337 para orientarlos adecuadamente. Para el transistor BD135 localiza la muesca en el orificio interno.

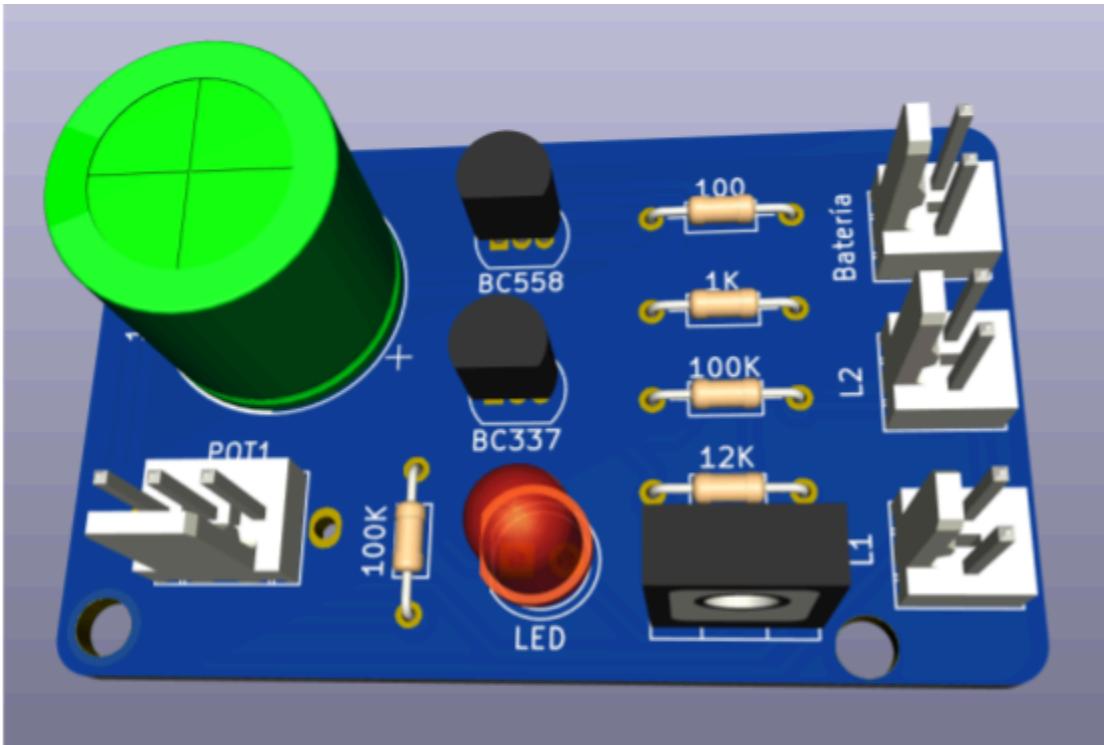


Figura 7.5. Modelo en 3D del circuito electrónico realizado con el software KiCAD.

Puedes armar el circuito siguiendo el diagrama mostrado en la Figura 7.3, o si lo prefieres puedes obtener un circuito impreso con los archivos que aparecen en nuestra página web. Actualmente, es posible imprimir este tipo de archivos mediante proveedores como [PCB way](#) a precios muy accesibles. Esto no solo mejora la imagen del proyecto, sino que permite tener mejores conexiones. En la siguiente Figura 7.6 se muestra el modelo ya armado.



Figura 7.6 Modelo terminado del acelerador de partículas.

Orientación de la Tierra

Dr. Sinhué A.R. Haro Corzo

Pablo Ángel Zarate Pérez

El tiempo es una medida del movimiento y del transcurrir de los eventos. Una medida temporal natural del tiempo es el día y la noche, la cual es aproximadamente 24 horas o más precisamente 23 horas, 56 minutos y 4 segundos. Este es el tiempo que tarda la Tierra en rotar sobre su propio eje y se le llama día sidéreo. Tal vez te preguntes ¿Por qué 24 horas y no 30 o 15 horas? posiblemente la respuesta se encuentra en las primeras civilizaciones, los Egipcios, quienes usaban sus dedos para medir. Cada dedo está naturalmente dividido en 3 partes (3 falanges) y sin contar al pulgar por que solo se usa como apuntador para los otros 4 dedos (por lo que en cada mano se puede contar hasta el número $4 \times 3 = 12$) y entonces con ambas manos se puede contar hasta el número 24. Otro evento que refuerza el uso del número 12 es la cantidad de veces que hay Luna llena en un año. La interacción gravitatoria de la Tierra con la Luna y el Sol también modifican la duración del día y van ralentizando poco a poco la rotación de la Tierra. Para saber más se recomienda leer el artículo de Héctor Rodríguez, ¿Por qué el día dura 24 horas?.

La duración de la luz solar va cambiando acorde a la estación del año y con ello la temperatura y el clima, pero ¿a que se deben las estaciones del año?. Vamos a esbozar algunas de las variables que están implicadas. Las más tangibles son las climáticas, debidas a las corrientes de aire, presión y humedad. Estas variables climáticas van cambiando en cada mes debido a la posición de la Tierra en el Sistema Solar. Como es bien sabido, la Tierra gira alrededor del Sol en una órbita elíptica (técticamente hablando, la Tierra y los planetas tienen órbitas elípticas alrededor del centro de masa del sistema solar, el cual se encuentra muy cerca del centro del Sol, pero no en el centro). A este movimiento orbital de la Tierra en el Sistema Solar se le llama traslación y al lapso de tiempo para . Un mito popular es creer que el cambio de estaciones se debe a la órbita de la Tierra, es decir, que aumenta la temperatura cuando la Tierra está más cerca del Sol y baja la temperatura cuando la Tierra está más lejana al Sol.

- Rotación
- Nutación
- Precesión

Existen otros movimientos que también tienen la Tierra alrededor del centro de la Vía Láctea y a su vez alrededor del Cúmulo de galaxias de Virgo.

Reloj Tierra 3D

Basado en 3D printed Earth Clock.

<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Este es un reloj inusual porque no indica el tiempo como un reloj normal en lugar de esto, este reloj muestra dónde está tu localización, comparada con la noche. Es un artefacto para ponerlo en tu escritorio.

En el [siguiente video](#), la rapidez de captura es muy alta, pero ten en mente que la rotación de la Tierra es tan lenta, que parece que este modelo parece no tener movimiento.

Como la Tierra está inclinada 23.4° con respecto a la eclíptica, La Tierra tiene 2 ejes diferentes de movimiento con diferentes rapideces:

- Un eje vertical, el cual cumple con una rotación cada 1 año, simulando la traslación de la Tierra alrededor del Sol. Este movimiento causa las estaciones y la duración de los días y noches.
- Un eje inclinado que hace la rotación cada 1 día. Este movimiento se produce durante el día y la noche.

Lista de materiales

- Archivo 3D
- 1x Arduino Nano (Aliexpress)
- 1x 28BYJ48 5V motor a pasos (Aliexpress)
- 1x ULN2003 placa del controlador (Aliexpress)
- 2x 5 mm push buttons [Aliexpress](#)
- 2x 10k Ohms resistencias
- 1x old USB cable
- cables
- 3x tornillos pequeños
- Lija, fijador y pintura
- Cautín

Paso 1. Impresión en 3D

En [este link](#) puedes comprar el archivo en Cults3D, el cual fue diseñado con Fusion 360.

Trata de evitar el problema de “pata de elefante”, el cual sucede cuando la primera capa es aplicada en la placa. Este problema es más desesperante cuando intentas unir 2 piezas juntas, particularmente cuando imprimes el engranaje. A pesar del hecho que la superficie de la base permanece un poco fea, en este modelo se usaron balsas para imprimir los 6 engranajes planetarios, con número [16].

La pata de elefante se puede reducir al bajar la placa o su temperatura. Pero si sucede de todas maneras, puede corregirse al lijar la superficie con una lija o navaja. La pieza número [4], globo de noche, tiene una capa que se sacrificó para mejorar la adhesión a la cama, la cual se necesita quitar después de imprimir.

Tabla 1. Piezas por imprimir

No necesitan soportes, con una boquilla de 0.4mm

Nombre	Cantidad	Material	Altura de la capa (mm)
[1]Engrane interno	1	Negro PLA	0.2
[2]Botón	1	Negro PLA	0.2
[3]Carrier	2	Negro PLA	0.2
[4] Globo de noche	1	Negro PLA	0.12
[5] Soporte del globo de noche	1	Negro PLA	0.2
[6]Placa portadora	1	Negro PLA	0.2
[7] Cable de parada	1	Negro PLA	0.2
[8] Engrane Sol	1	Negro PLA	0.2
[9] Eje del motor	1	Negro PLA	0.2
[10] Engranaje cónico 1	1	Negro PLA	0.2
[11] Engranaje cónico 2	1	Negro PLA	0.2
[12] Espaciado	1	Negro PLA	0.2
[13] Hemisferio Norte	1	Gris oscuro PLA	0.12
[14] Hemisferio Sur	1	Gris Oscuro PLA	0.12
[15] Enlace de los hemisferios	1	Gris oscuro PLA	0.2
[16] Engranaje planetario	6	Cobre PLA	0.2
[17]Cuenta de años	1	CobrePLA	0.2

[18] Pie	2	Cobre PLA	0.2
[19] Eje de la Tierra	1	Cobre PLA	0.2

Paso 2: Globo Terrestre

Una vez impreso, lije las superficies planas de los 2 hemisferios para evitar cualquier brecha en el ecuador.



Figura 8.1. Hemisferios de la Tierra. Impresión en PLA de los hemisferios de la Tierra. A través del pivote central se ensambla. Créditos: 3D printed Earth Clock. <https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Pon la pieza número [15], liga entre hemisferios, en el hemisferio sur [14], hemisferio sur, sin girarlo y alineando Sudáfrica con el América y rotar el hemisferio norte cerca de 1/3 de vuelta. Después, los continentes deberán estar alineados.

Lija el globo con una lija de papel de grano 120 y 400 para eliminar la pata de elefante alrededor del ecuador y emparejar la superficie. Despues se rocía 2 capas de primer y finalmente lija la superficie con lija de papel super fina de grano 800. En este punto, tú puedes decidir el color de tu Tierra.



Figura 8.2. Modelo ensamblado en bruto. Créditos: 3D printed Earth Clock.
<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Para lograr una apariencia realista, rocía pintura azul sobre todo el globo,y pinta los continentes con pintura acrílica acorde a los colores de Google-Earth.



Figura 8.3. Créditos: 3D printed Earth Clock.
<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Paso 3: Electrónica

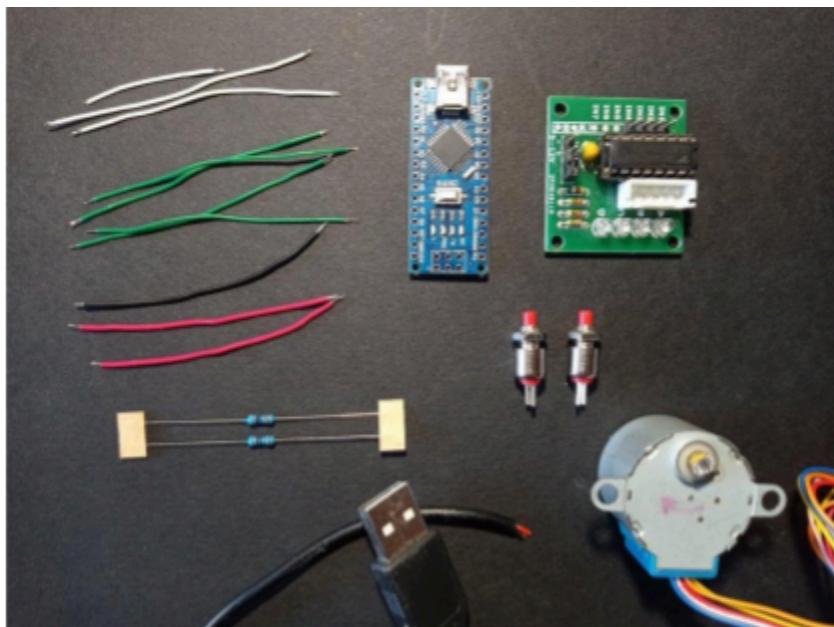


Figura 8.4. Imagen de los que se necesita para la parte electrónica. Los alambres deben de ser de una longitud ~5cm.

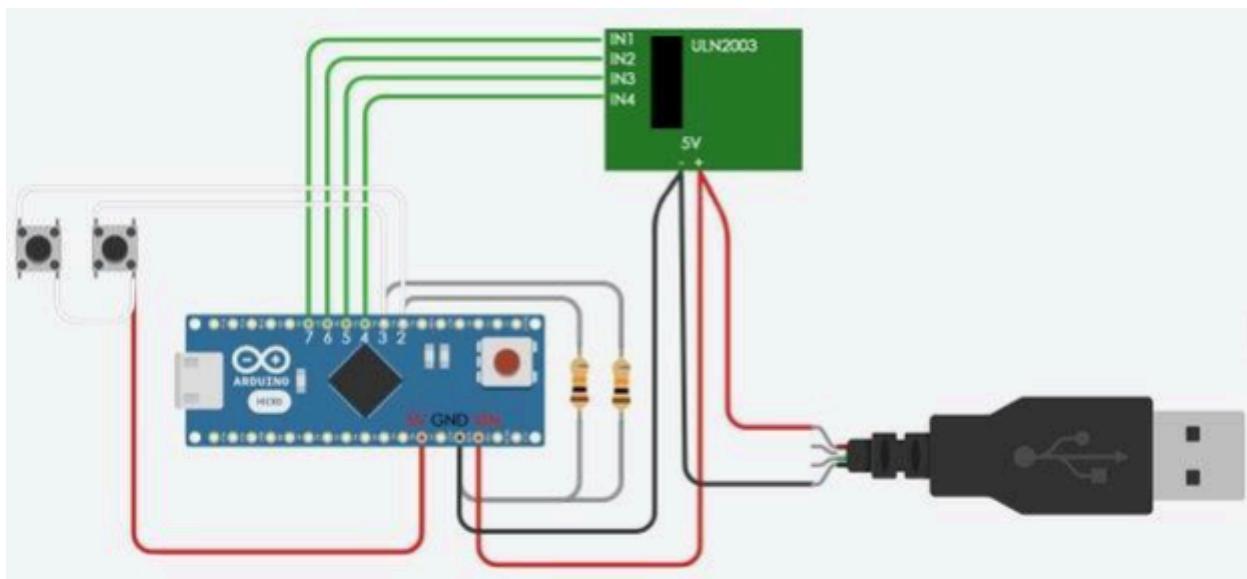


Figura 8.5. Soldar los dos resistencias y el cable en el Arduino. Créditos: 3D printed Earth Clock. <https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

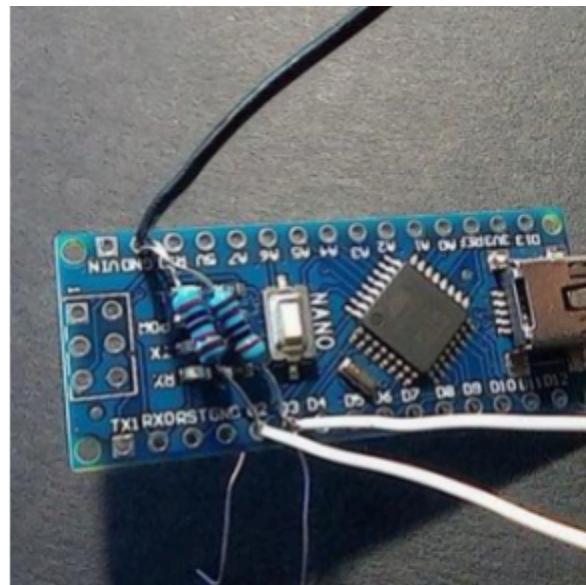


Figura 8.6. Después, soldar estos cables a la otra componente (buttons, ULN2003 board).
Créditos: 3D printed Earth Clock.

<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

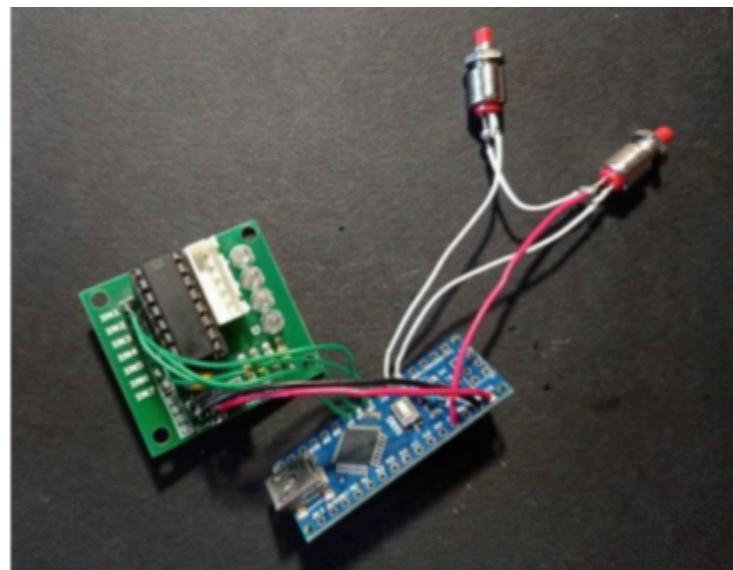


Figura 8.7. Finalmente, soldar el cable USB al ULN2003, pero primero, no olvides pasar el cable a través de la pieza número [2] Créditos: 3D printed Earth Clock.

<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Paso 4: Arduino

Necesitas instalar la librería: CheapStepper by Tyler Henry

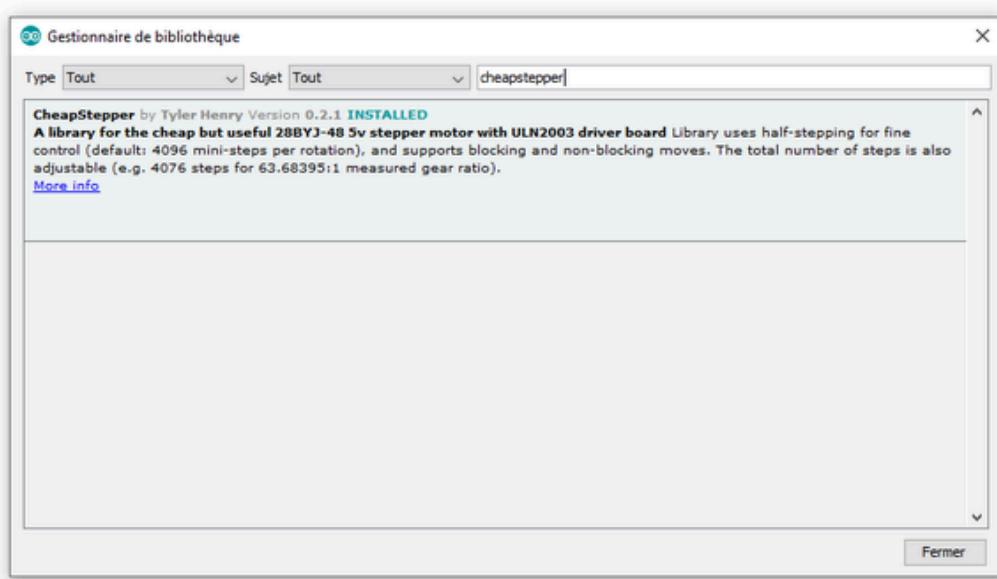


Figura 8.8. Pantalla de Arduino al cargar la librería

Este es el código:

```
// Code by SimonRob and Wallgarden for the 3D Printed Earth
Clock
const uint32_t DELAY = 20979137; //20979.137 ms
#include <CheapStepper.h>
CheapStepper stepper(4, 5, 6, 7);
void setup() {
  pinMode(2, INPUT);
  pinMode(3, INPUT);
}
void loop() {
if (digitalRead(2) == HIGH) {
  stepper.step(false);
  delayMicroseconds(50);
}
if (digitalRead(3) == HIGH) {
  stepper.step(true);
  delayMicroseconds(50);
}
static uint32_t last_time;
if((digitalRead(2) == LOW)&&(digitalRead(3) == LOW)&&(micros() - last_time >= DELAY)) {
  last_time += DELAY;
```

```
stepper.step(false);  
} }
```

Después de cargarlo en el Arduino, puedes verificar si tu circuito trabaja, al presionar los botones, el motor deberá girar para un lado o para otro. Si no estás haciendo nada, el foco LED de la tarjeta deberá cambiar cada 21 segundos.

Paso 5: Ensamble

Primero, el eje del motor deberá ser cortado por 4mm.

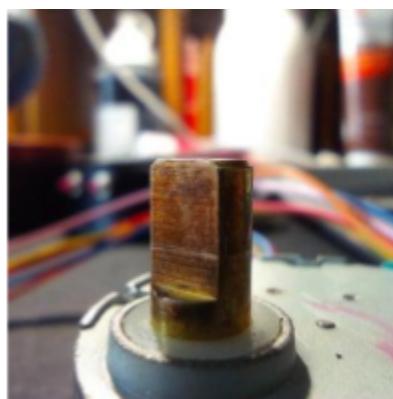


Figura 8.9. Recortar el eje del rotor del motor Créditos: 3D printed Earth Clock.
<https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

En el [siguiente video](#) se ensambla paso por paso.4

TIP: en el minuto [3:15](#), cuando coloque la pieza número [17], cuenta de año, sobre la pieza número [1], engranaje interno, trata de alinear el triángulo del engrane interno con el inicio del mes actual, será muy útil cuando configure el tiempo.

Paso 6: Configuración



Figura 8.10. Izquierda: Ajustando la fecha actual con el triángulo apuntando en el mes actual. Derecha. Conectando los botones. Créditos: 3D printed Earth Clock. <https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>



Figura 8.11. Armado final y conectado al USB. Modelos completos del Reloj Tierra. Créditos: 3D printed Earth Clock. <https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

Al llegar a este punto, ahora el reloj Tierra debería de funcionar.

Medición del Campo Magnético

Natalia Baltazar Pérez Negrón

Gustavo Antonio Ayala González

Luis Antonio Domínguez Ramírez

El campo magnético es un fenómeno de la naturaleza que influye en muchos aspectos de nuestra vida diaria. Al pensar en un campo magnético, es normal que aparezca en nuestra mente la imagen de un imán con líneas de fuerza que salen de un polo (norte) para llegar al otro (sur), y eso es lo que es: una región del espacio donde una fuerza magnética puede interactuar con la materia de formas muy interesante, casi mágica. Dicha fuerza magnética se puede producir por partículas cargadas en movimiento o corrientes eléctricas. Entonces, en el imán que imaginamos, lo que genera su campo magnético es la disposición de sus electrones (partículas cargadas) a alinearse en una misma dirección, reforzando así su momento magnético. Pero no sólo un imán puede tener un campo magnético, existen partículas cargadas en muchas partes de nuestro universo. Por ejemplo, en el núcleo de un planeta, de una estrella y de una galaxia, etc. El campo magnético terrestre (CMT) es inducido por las corrientes eléctricas que se originan por la dinámica del núcleo terrestre (compuesto de hierro y níquel) y el movimiento de convección en su interior. Esto genera líneas de campo magnético que envuelven al planeta. Dichas líneas protegen al planeta de la radiación solar y cósmica, permitiendo así que la vida exista como la conocemos.

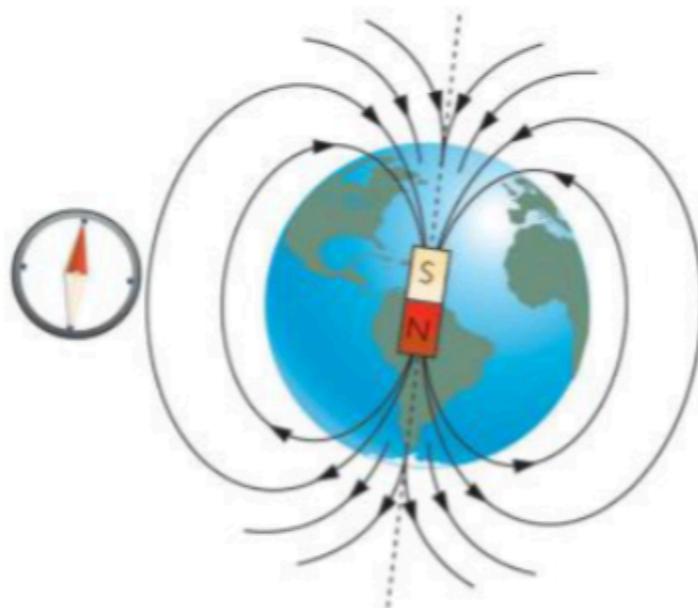


Figura 9.1. Diagrama del campo magnético terrestre. [Obtenida de: <https://sites.google.com/site/magnetismo428/home/camposmagneticos/campo-magnetico-terrestre%5D>]

Un campo magnético se puede representar por medio de las siguientes propiedades: 1) **intensidad**: indica la magnitud de la fuerza que depende del número de líneas de campo; 2) **dirección**: se refiere a la orientación que tiene cada segmento de las líneas de campo en un punto del espacio; y 3) **polaridad**: es la orientación relativa de los polos magnéticos.

¿Cómo se han medido estas propiedades?

Las primeras mediciones que se realizaron de un campo magnético fueron relacionadas con la dirección del CMT con ayuda de las brújulas. Desde ese momento, fue esencial su medición para orientarse en la navegación sobre tierra y mar. Actualmente, la medición del CMT se utiliza en muchos ámbitos científicos, como en la exploración geofísica (búsqueda y estudio de elementos del subsuelo), en resonancias magnéticas para medicina y en la monitorización de, por ejemplo, tormentas magnéticas solares.

En cuanto a la medición y conocimiento de campos magnéticos en su generalidad, es crucial para componentes electrónicos de los cuales dependemos como humanidad en estos días. La tecnología hace uso del magnetismo en casi todos sus elementos: desde bobinas, electroimanes, sensores magnéticos, hasta tarjetas de crédito y satélites de los que se basa la nube.

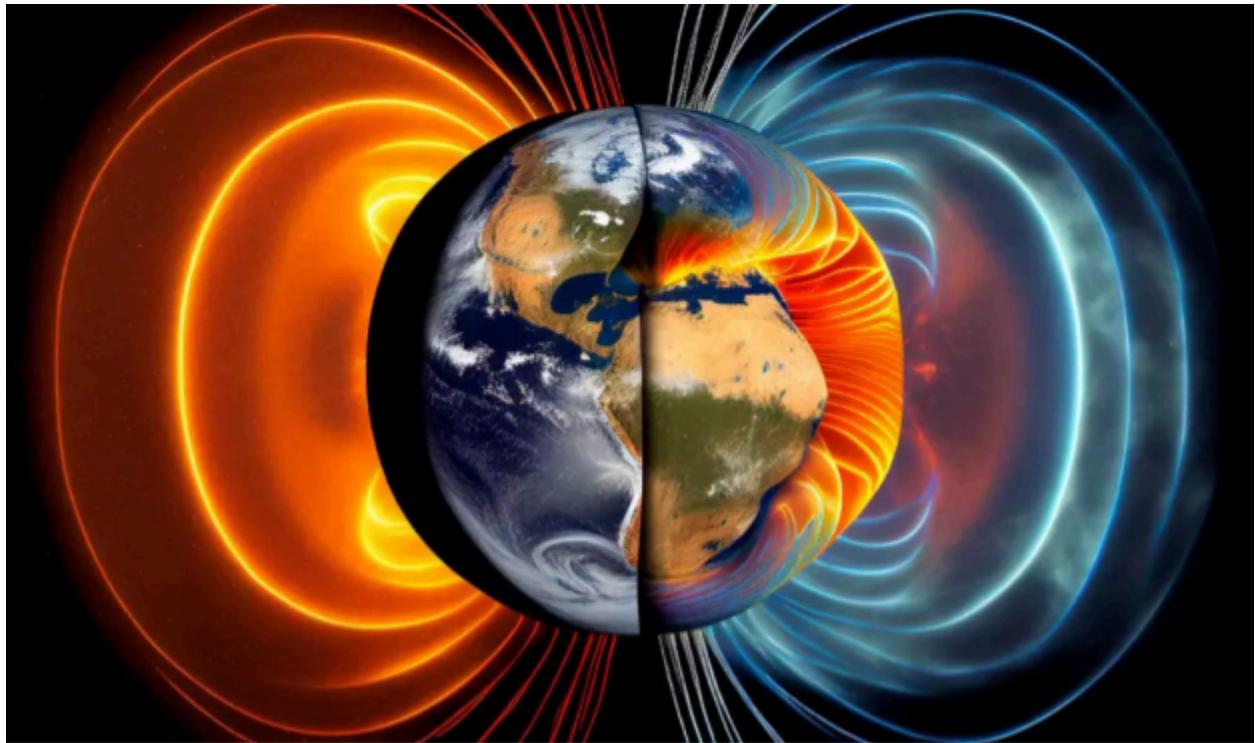


Figura 9.2. El campo magnético de la Tierra. Créditos UNAM Global
https://unamglobal.unam.mx/global_revista/el-campo-magnetico-de-la-tierra-esta-cambiando/

¿Cómo se puede medir el campo magnético?

Existen diversas formas de medir el campo magnético. En la actualidad existen diferentes tipos de magnetómetros basados en efectos magnéticos que pueden ser convertidos a una señal eléctrica. Entre los magnetómetros más comunes tenemos los de precesión protónica, de bombeo óptico y los de tipo flux gate. Estos últimos, emplean un conjunto de bobinas para determinar cuáles son las componentes del campo magnético en sus componentes x, y y z. En este ejercicio vamos a estimar de forma indirecta el campo magnético de la Tierra, mediante un par de bobinas conocidas como bobinas Helmholtz. El experimento que aquí se muestra está basado en el modelo experimental propuesto por Wang et al. 2021. Es un método muy sencillo que consiste en medir el campo geomagnético por medio de medir la oscilación periódica de un imán permanente cilíndrico colocado en el centro de una bobina Helmholtz. A continuación te mostramos una tabla con los precios aproximados (en 2023) para construir el experimento.

Lista de Materiales

La lista de materiales que se muestra a continuación da algunos costos aproximados en el año 2023. Algunos de estos materiales pueden ser sustituidos como se muestra en la tabla. El componente más costoso son las bobinas Helmholtz. En el video que aparece en esta sección vamos a explicar cómo puedes diseñar y construir tus propias bobinas.

Materiales	Cantidad	Especificaciones	Ligas de compra	Precio aproximado
Fuente de Alimentación controlada	1	La fuente de poder tiene que contar con la función de poder escoger la corriente que se desea administrar, la cual debe de ser estable, y con un rango de corriente de 0 a 5 A.	Existen varios equipos que cumplen con las especificaciones. Preferentemente se compran a través de internet (se pueden encontrar en Amazon, o mercado libre).	-
			DC6-55V WZ5005 (Amazon)	\$1,018.00
			ROUPHY STP6005DH (Amazon)	\$1,300.29
			Sky Top Power STP3005DH (Amazon)	\$1,779.92
Imán permanente en forma de cilindro	1	Tiene que ser cilíndrico, y se debe de tener en cuenta que la masa del imán contribuye en los resultados.	De venta en JW Winco https://www.jwwinco.com/es-mx/productos/buscador-rapido/GN-55.3-Imanes-en-bruto-de-acero-con-forma-cilindrica?q=imanes%20cil%C3%ADnicos	\$274.03 (0.47 in de diámetro y 1.57 in de longitud)
				\$106.49 (0.31 in de diámetro y 0.98 in de longitud)
Brújula (no forma parte del sistema)	1	Solo se necesita para alinear el sistema, no requiere especificaciones especiales.	Se puede conseguir tanto en tiendas físicas como virtuales	-
			Brújula Profesional Wallis (De venta en Elektra y Mercado libre)	\$119.00

Hilo	1 metro	Que no sea de un material conductor, preferentemente de algodón. Se utilizará para sostener el imán.	Sencillo de conseguir tanto en tiendas físicas (mercaderías, y tiendas de tela) como en línea (mercado libre, y Amazon)	\$5 el metro (hilo de algodón grosor 2mm)
Cámara (Para el reporte de la práctica, no es parte del sistema)	1	Que tenga la función de grabar.	Se puede utilizar cualquier cámara con la que se cuente	-
		Se puede usar el celular en modo avión y a una distancia considerable para que no afecte.	Se puede utilizar el celular con el que se cuente mientras tenga la función de modo avión.	-
Transportador (no forma parte del sistema)	1	Que no sea de un material conductor	Se puede conseguir de manera sencilla en una papelería o en línea	De \$20 a \$100 pesos
Bobina de Helmholtz	1	Son dos alambres de cobre enrollados y paralelos entre sí	3b Scientific U185051 Teltron Bobinas De Helmholtz S (de venta en Amazon y mercado libre)	\$22,296.24
Materiales para fabricar Bobina de Helmholtz (Recomendable)				

Alambre de cobre	2 alambres con la misma extensión	Estas se deben de enrollar dependiendo de su extensión, tienen que ser el mismo número de vueltas en cada una. Dependiendo del número de vueltas es la intensidad del campo generado, entre mas extensión y vueltas se cuente de estas más fuerte es el campo generado.	Se puede conseguir en una ferretería o en línea (Tener en cuenta que tienen que ser continuos)	\$40 el metro de cada una Si se enrollan 100 veces cada una, costaría alrededor de \$4880 todo el material Nota: Es importante considerar el número de veces que se piensa enrollar el cable para comprar la extensión del material.	
Carrete (Para enrollar el alambre, comprar en caso de que el alambre no lo den con estos)	2 (Uno para cada alambre)	De un material no conductor, y procure que su diámetro sea de 10 cm aproximadamente	Se puede conseguir en tiendas físicas (The Home Depot, y ferreterías) o en línea (Amazon y mercado libre)	-	
			Bayco KW-110 - Carrete de almacenaje con asa central giratoria, 100 pies (De venta en Amazon)	\$247.00	
Un aproximado del costo total del material		Si se fabrica la Bobina de Helmholtz (Recomendable). El precio aumenta principalmente dependiendo de la extensión del alambre.	\$6,678 como mínimo		
			Si se compra la Bobina de Helmholtz	\$23,847.02 a considerar	

Construye las bobinas de Helmholtz

Debido a los altos costos en el mercado de las bobinas de Helmholtz te presentamos el procedimiento para construir y ensamblar esta parte del dispositivo. Un aspecto

importante a considerar es el área de impresión máxima de tu impresora. Te recomendamos usar la mayor área disponible para obtener mejores resultados. Con el fin de ahorrar material de impresión, te sugerimos imprimir cada una de las bobinas en dos partes. Posteriormente, estas partes se pueden unir con pegamento, o como en nuestro caso, mediante 5 tornillos y tuercas. La base se añade posteriormente con el fin de que sea fácil de embobinar. En la Figura 9.3 se muestra tanto el modelo completo, como una de las componentes de la bobina.

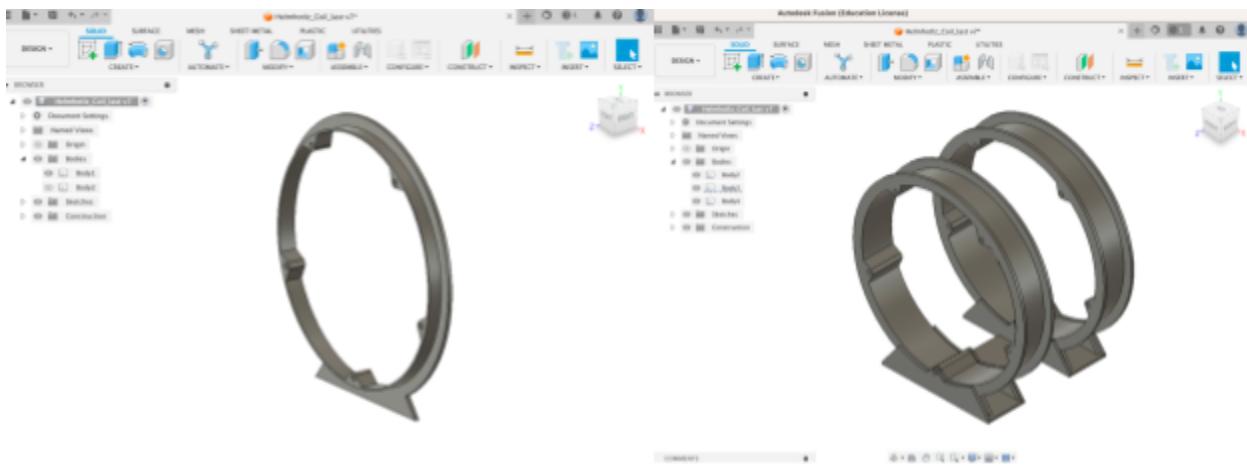


Figura 9.3. Modelo digital de las bobinas tipo Helmholtz. (Izquierda) modelo completo. (derecha) componente individual de cada una de las bobinas.

El embobinado consiste en enrollar el alambre de cobre múltiples veces sobre la estructura de la bobina. Esto permitirá amplificar el campo magnético que se genera por efecto de hacer circular a través de este. En este caso cada una de las bobinas se enrolló con alambre de cobre N=500. Para esta demostración usamos alambre esmaltado de calibre 24. El alambre esmaltado es un tipo de alambre que se utiliza comúnmente en motores para generar un campo magnético. Este está recubierto por una barniz que impide que circule la corriente eléctrica en cada una de sus vueltas. El campo magnético producido por una sola vuelta se puede estimar a partir de la Ley de Biot y Savart. Cuando la corriente que circula por el alambre es constante está se puede escribir como,

$$\vec{B}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{2\pi} I \oint \frac{dl \times \vec{r}}{|r|^3}. \quad (1)$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ es la permeabilidad magnética del medio de observación, dl es un vector diferencial a lo largo de la dirección donde fluye la corriente eléctrica I (alambre), y \vec{r} es la distancia al punto de observación. Ten en cuenta que para este caso en particular la corriente puede salir del símbolo de la integral por tratarse de una constante. De tal forma, que el campo magnético total producido por cada una de las

bobinas será \vec{NB} el campo producido por una sola vuelta de la bobina. En la Figura 9.4, se muestra el modelo ensamblado de las bobinas de Helmholtz. Algo que caracteriza a este tipo particular de bobinas es que la distancia que separa a las bobinas es igual al radio es estas. Lo que permite obtener un campo casi uniforme.

En este video se muestra como se puede construir paso a paso la estructuras de las bobinas de Helmholtz.

<https://www.youtube.com/watch?v=jEu47ilmR2Y>



Figura 9.4. Modelo ensamblado de las bobinas del Helmholtz. La estructura fue impresa en filamento PLA. El radio promedio de cada bobina es de 9cm.

Diseño de vigas y flexión de placas

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez

¿Qué tienen en común las vigas usadas en la construcción y la tectónica de placas? Simple, la física y las matemáticas que hay detrás de ellas. Para entender cómo es que las se deforma a medida que estas se subduce por debajo de los continentes. Este proceso se puede modelar en algunos casos bajo el régimen de deformación elástica. Esto significa que los materiales sufren de pequeñas deformaciones que al retirarse los esfuerzos que producen una deformación del material, este vuelve a su forma original. Antes de obtener una ecuación que nos permita entender cómo es que se deforman las placas tectónicas repasemos algunos conceptos fundamentales. El primero de ellos es la conocida Ley de Hooke. Esta ley fue desarrollada en el siglo XVII por el científico británico Robert Hooke y constituye una de las ecuaciones fundamentales de la física con una enorme variedad de aplicaciones tanto en la ciencia como en la ingeniería. Esta ley se puede expresar de la siguiente manera,

$$\sigma = E\epsilon$$

Donde σ es el esfuerzo el cual se puede expresar como fuerza por unidad de área, $\sigma = \text{fuerza/área}$. ϵ es la deformación y se define como el cociente entre la diferencia de la longitud final (después de aplicar el esfuerzo σ) y la longitud inicial dividido por la longitud inicial, $\epsilon = (l_f - l_i)/l_i$. Y por último E , es el módulo de Young, que es una propiedad del material que indica cómo es que responde un material a un campo de esfuerzos dado. Este tipo de ecuaciones reciben el nombre de ecuaciones constitutivas ya que relacionan la respuesta del medio cuando se le aplica un campo. El esfuerzo σ tiene unidades que reciben el nombre de Pascales [Pa] en el Sistema Internacional de medidas. Estas se definen como Newtons por unidad de área. La deformación es adimensional ya que es un cociente de distancias, por lo tanto, el módulo de Young debe de medirse en Pa por consistencia de las unidades. Esta cantidad es característica de cada uno de los materiales y típicamente es del orden de los MPa o GPa. Entre más grande sea esta cantidad más difícil será deformar un material. Por ejemplo, el diamante tiene un módulo de Young de ~1,000GPa.

Referencias

Geoide

King, S. D. (2018). Venus resurfacing constrained by geoid and topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 1041–1060.
<https://doi.org/10.1002/2017JE005475>

Wei, D., Yang, A. & Huang, J. The gravity field and crustal thickness of Venus. *Sci. China Earth Sci.* 57, 2025–2035 (2014). <https://doi.org/10.1007/s11430-014-4824-5>

"Image source: Library of Congress -

<https://tile.loc.gov/image-services/iiif/service:gmd:gmd9:g9096:g9096c:ct003148/full/pct:12.5/0/default.jpg>"

Title: Global Volcano Program Logo Source: European Space Agency (ESA) URL:
https://www.esa.int/images/GVP_H.jpg Copyright: © European Space Agency (ESA)

Title: Subduction Diagram Source: GeofrikPhotos URL:
<https://geofrikphotos.files.wordpress.com/2013/02/subduccion.png> Copyright: © GeofrikPhotos

Reloj Tierra

3D printed Earth Clock. <https://www.instructables.com/3D-Printed-Earth-Clock/>

¿Por qué el día dura 24 horas?

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/por-que-dia-tierra-dura-24-horas_20310

Why the day is 24 hours long: The history of Earth's atmospheric thermal tide, composition, and mean temperature

https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.add2499?adobe_mc=MCMID%3D27106647489367624842468923839854576766%7CMCORGID%3D242B6472541199F70A4C98A6%2540AdobeOrg%7CTS%3D1688654155

Why is a minute divided into 60 seconds, an hour into 60 minutes, yet there are only 24 hours in a day?

<https://www.scientificamerican.com/article/experts-time-division-days-hours-minutes/>

Campo Magéntico:

James, S., Chandran, S. R., Santosh, M., Pradeepkumar, A. P., Praveen, M. N., & Sajinkumar, K. S. (2022). Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: a global review. *Energy Geoscience*, 3(2), 136-146.

Wang, S., Huang, S., Liu, C., Tang, Z., Shi, Q., & Schulte, J. (2021). A Simple Method to Measure the Local Geomagnetic Field Accurately in a First-Year Physics Laboratory. *The Physics Teacher*, 59(1), 44-47.

Referencias artículos científicos

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61.

Hayes, G., 2018, Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

King, S. D. (2018). Venus resurfacing constrained by geoid and topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 1041–1060.

<https://doi.org/10.1002/2017JE005475>

Wei, D., Yang, A. & Huang, J. The gravity field and crustal thickness of Venus. *Sci. China Earth Sci.* 57, 2025–2035 (2014). <https://doi.org/10.1007/s11430-014-4824-5>

Créditos

Dr. Sinuhe Refugio Amos Haro Corzo
ENES, Unidad Morelia.

Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez
Instituto de Geofísica, UNAM.

Dra. María del Sol Hernández Bernal
ENES, Unidad Morelia

Dr. Antonio Pola Villaseñor
ENES, Unidad Morelia

Dr. Daniele Colosi,
ENES, Unidad Morelia.

Lic. Marco Anyelo Cazarez Barboza
ENES, Unidad Morelia.

Estudiantes Participantes

Pablo Ángel Zarate Pérez
Licenciatura en Música y Tecnología, ENES, Unidad Morelia

Nahum Ayelen Atayde Blacio
Licenciatura en Geociencias, ENES, Unidad Morelia.

Héctor Tavira Meza, Licenciatura en Geociencias
ENES, Unidad Morelia.

Natalia Baltazar Pérez Negrón
Licenciatura en Geociencias. ENES, Unidad Morelia.

Jorge Zaín Portilla Luis
Licenciatura en Geociencias. ENES, Unidad Morelia.