

TRABAJO DE GRADO EN FÍSICA

ESTUDIO DE LA SISMICIDAD TERRESTRE Y SU CORRELACIÓN CON VARIABLES GEOFÍSICAS

Juan Diego Florez Vera
Estudiante de Física

Dr. Luis Alfonso Guerra
Director

Miembros del Jurado
Dr. Francisco Cabrera Zambrano
Dr. Francisco Gamboa Ortega

22 de noviembre de 2024

Grupo de Investigación Óptica Moderna

Universidad de Pamplona
Facultad de Ciencias Básicas
Departamento de Física
Pamplona, Colombia

Índice de contenidos

Índice de contenidos	i
Índice de figuras	iii
Índice de tablas	vii
Resumen	viii
Abstract	ix
Motivación	x
1. Características y Fenómenos Físicos de los Sismos Terrestres	1
1.1. Composición terrestre	2
1.1.1. Descripción de las capas Externas de la corteza terrestre	3
1.1.1.1. Litosfera	3
1.1.1.2. Astenosfera	4
1.1.2. Descripción de las capas internas de la corteza terrestre	4
1.1.2.1. Mesosfera	4
1.1.2.2. Núcleo	4
1.2. Modelo Matemático de la Ecuación de Onda Acústica	4
1.2.1. Modelo teórico para la onda acústica	5
1.3. Tipos de Ondas Sísmicas	6
1.4. Magnitud de un terremoto	6
1.4.1. Escala de Richter	7
1.4.2. Escala de Magnitud de Momento (M_w)	8
1.5. Profundidad de los terremotos	8
1.5.1. Relación entre Profundidad y Magnitud	8
1.6. Subducción de placas	9
1.6.1. Modelos de Subducción	11
1.6.1.1. Modelo de Elasticidad	11
1.6.1.2. Modelo de Elastoplasticidad	12

1.6.1.3. Modelo de Viscoelasticidad	13
1.6.1.4. Modelado de Fricción en la Subducción	13
2. Herramientas estadísticas para el análisis de datos	14
2.1. Conceptos y Modelos estadístico para el tratamiento de datos	15
2.1.1. Modelo de Correlación de Pearson entre dos variables	16
2.1.2. Modelo de mínimos cuadrados de orden lineal	17
2.1.2.1. Método de Levenberg-Marquardt	18
2.2. Características generales de los datos analizados en la investigación . .	24
3. Reportes históricos de sismos: Identificación de patrones y tendencias	26
3.1. Resultados de generalidades de la sismología terrestre	27
3.2. Relación entre sismos y factores geofísicos: gravedad, campo magnético y actividad volcánica	35
3.2.1. Relación entre variaciones gravitacionales y actividad sísmica . .	38
3.2.2. Correlación de eventos sísmicos y actividad volcánica terrestre .	43
3.2.3. Correlación entre sismicidad y variación del campo magnético .	49
4. Estudio y Caracterización de la actividad sísmica histórica por regio- nes en Colombia	56
4.1. Distribución de las Placas Tectónicas en Colombia	57
4.2. Características generales de los datos sísmicos en Colombia	58
5. Conclusiones y Perspectivas	67
A. Códigos para el tratamiento estadísticos de datos	69
A.0.1. Cálculo del promedio de la magnitud y la profundidad de los sismos	69
A.0.2. Calcular la matriz de correlación de Pearson	71
A.0.3. Ajuste no lineal por minimización del error cuadrático	72
A.0.4. Calcular el ajuste no lineal por la minimización del error cuadráti- co para la formula gaussiana	73
B. Algoritmo del método de Levenberg-Marquardt	76
C. Número de sismos por distancia a la falla	77
D. Sismos ocurridos y valor del campo magnético cada año	78
Agradecimientos	95

Índice de figuras

1.1. Esquema de la perspectiva de la estructura en capas de la Tierra. El esquema fue tomado de la Ref 1.	2
1.2. Distribución de las placas tectónicas en el mapa mundo. El gráfico fue tomado de la Ref 2.	3
1.3. Diagrama que representa un sismograma, con el registro de las ondas sísmicas generadas por un terremoto. La línea roja marca la primera llegada de las ondas P y la línea verde, la llegada posterior de las ondas S. Este histograma fue tomado de la Ref 3.	7
1.4. Esquema detallado del proceso de subducción, imagen tomada de la Ref [4].	9
1.5. Ejemplo satelital de zona de subducción en la que se hunde la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La imagen fue tomada de la Ref 5. .	10
1.6. Diagrama de sismicidad en una zona de subducción, imagen tomada de la Ref 5.	11
2.1. Diagrama de la fuerza de correlación del coeficiente Pearson. El esquema de la figura fue tomado de la Ref 6.	17
2.2. Representación gráfica de los datos obtenidos de NEIC y mostrados en la Tabla 2.1. (a) Porcentaje de datos faltantes en la muestra. (b) Porcentaje de datos disponibles.	25
3.1. Representación gráfica de número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. En el eje horizontal se representa los años, y en el eje vertical se representa el número de sismos, con un rango de 0 a más de 700 por cada año.	27
3.2. Representación gráfica de número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. El eje horizontal representa los meses y el eje vertical representa el número de sismos que ocurrieron en todos los años en ese mismo mes. El rango va desde 0 a más de 2000 sismos ocurridos todos los años.	28

3.3. Resultado del promedio mensual de la magnitud (línea continua azul) y la profundidad (línea punteada roja) de los sismos registrados a lo largo de todos los años. La línea roja punteada es una guía al ojo para mostrar el comportamiento de la profundidad promedio de los sismos en kilómetros. Mientras que la línea azul continua indica la magnitud promedio de los eventos sísmicos para cada mes. El código de Python que hace esta parte del tratamiento de los datos se muestra en el apéndice A (sección A.0.1).	28
3.4. Arriba: Resultado de ajuste no lineal para los datos promedio de magnitud. Abajo: Resultado de la profundidad promedio. En ambos casos se usó la función de ajuste presentada en la Ec. 3.1. El código de Python que permite este ajuste no lineal de los datos se muestra en el apéndice A (sección A.0.3).	30
3.5. Representación gráfica de la matriz de correlación entre las diferentes variables numéricas de la base de datos (ver variables en la tabla 2.1). El código de Python que genera este resultado se muestra en el apéndice A (sección A.0.2).	31
3.6. Resultado gráfico de la correlación entre las variables numéricas disponibles en el dataframe	32
3.7. Representación gráfica cartográfica de la distribución global de la intensidad sísmica. Esta representación se logra a través de un mapa con escala de colores que representa la intensidad de acuerdo a la escala de Richter.	32
3.8. Histograma que muestra la clasificación de sismos. Las barras de color verde muestran la clasificación de los sismos según su magnitud entre sismos leves ($M \leq 5$), moderados ($5 < M \leq 6$), fuertes ($6 < M \leq 7$) y muy fuertes ($M > 7$). Las barras de color azul representan los mismos sismos en intervalos de magnitud más pequeños y la curva roja representa un ajuste gaussiano al histograma de color azul.	33
3.9. Mapa mundo con la representación gráfica de los sismos clasificados en: sismos moderados (a), sismos fuertes (b) y sismos muy fuertes (c). . . .	34
3.10. Gráfica de la correlación entre la duración de las anomalías y la magnitud del terremoto. Este resultado fue tomado de la Ref 7 para ampliar la discusión de esta parte de la investigación.	36
3.11. Resultados de la magnitud del gradiente del potencial gravitacional (incluido el potencial centrífugo) en un punto dado. La gravedad está en unidades de Milligals; su equivalencia es: $1m/s^2 = 100000mgal$	40

3.12. Mapa de calor de la altura a lo largo de la superficie terrestre. Estos resultados se obtuvieron de las mediciones de altitud de los satélites (SLR y GNSS), punto a punto en la superficie de la tierra [8].	41
3.13. Correlación entre sismos moderados y campo gravitacional. En (a) mapa de la distribución de sismos moderados (resultado presentado previamente en la figura 3.9. En (b). Mapa de anomalías gravitacionales de la Tierra (resultado presentado previamente en la figura 3.11).	42
3.14. Mapa de localización de los volcanes alrededor del mundo.	44
3.15. Resultado de la distribución de los tipos de volcanes según su frecuencia.	45
3.16. Tipos de volcanes distribuidos geográficamente en el mundo.	46
3.17. Resultado de ajuste tectónico en el cual se encuentran los respectivos volcanes.	46
3.18. Mapa de ajuste tectónico de volcanes.	48
3.19. Simulación para determinar los hiperparámetros para el modelo de DBSCAN. En la parte superior se presenta el número de clusters y en la parte inferior se muestra la proporción de ruido para los diferentes hiperparámetros de epsilon y min samples.	51
3.20. Distribución de los datos por cada uno de los clusters, representada en una gráfica de caja	51
3.21. Valor medio de los campos magnéticos a lo largo de los años.	52
3.22. Distribución de los clusters en el mapa del mundo.	52
3.23. Outliers del año 2011	54
3.24. Sismos y campo magnético para el año 2011. La variación en la intensidad del campo magnético se representa con una escala de colores.	55
4.1. Distribución de las placas tectónicas en el territorio de Colombia. La imagen fue tomada de la Ref 9.	58
4.2. Distribución de los sismos en Colombia por categoría	60
4.3. Número de sismos registrados por año en Colombia	60
4.4. En el mapa (a) se tienen los sismos leves menores a 1.7 y en el mapa (b) se tienen los sismos moderados.	62
4.5. En el mapa (c) se tienen los sismos fuertes mayores a 3.4 y en el mapa (d) se tienen los sismos muy fuertes mayores a 5.1	63
B.1. Algoritmo del método de Levenberg-Marquardt	76
C.1. Organización de número de sismos por distancia a la falla	77
D.1. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1965	78
D.2. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1966	79

D.3. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1967	80
D.4. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1968	81
D.5. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1969	82
D.6. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1970	83
D.7. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2000	84
D.8. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2001	85
D.9. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2011	86
D.10. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2015	87
D.11. Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2016	88

Índice de tablas

2.1. Número de datos por variables reportados por NEIC. Los datos de esta tabla fueron obtenidos de la pagina Web, reportada en la Ref 10. . . .	24
3.1. Número de datos por variables reportados por GVP. Los datos de esta tabla fueron obtenidos de la página Web, reportada en la Ref. 11	44
4.1. Número de datos por variables en el conjunto de datos sísmicos de Colombia.	59
4.2. Número de sismos por departamento en Colombia.	65
4.3. Los 10 municipios con mayor actividad sísmica en el departamento de Santander.	66
4.4. Los 10 municipios con mayor actividad sísmica en el departamento de Antioquia.	66

Resumen

El pronóstico probabilístico de la actividad sísmica en determinados rangos temporales y espaciales representa uno de los mayores desafíos científicos contemporáneos en el campo de la sismología y las ciencias de la Tierra. Si bien la predicción exacta de sismos sigue siendo inalcanzable debido a la complejidad inherente de los procesos geofísicos, esta investigación aborda esta problemática mediante un análisis exhaustivo y multidimensional de la actividad sísmica global durante el período 1965-2016, estableciendo un marco metodológico innovador para la comprensión de los patrones sísmicos. El estudio desarrolla un análisis integral que explora las complejas interrelaciones entre la actividad sísmica y diversos parámetros geofísicos fundamentales, incluyendo las variaciones del campo magnético terrestre, las fluctuaciones gravitacionales, la actividad volcánica y la distribución espacial de las principales fallas tectónicas. A través de técnicas avanzadas de análisis de datos y modelado estadístico, esta investigación identifica patrones significativos y correlaciones previamente no documentadas en la literatura. Los resultados obtenidos no solo proporcionan una caracterización más precisa y detallada de la sismicidad terrestre, sino que también establecen nuevas perspectivas para la comprensión de los mecanismos que gobiernan la ocurrencia de sismos. Además, contribuyen significativamente al desarrollo de modelos probabilísticos de actividad sísmica y estrategias de gestión del riesgo sísmico. La investigación representa un avance en la comprensión de los fenómenos sísmicos, ofreciendo herramientas y conocimientos valiosos para futuras investigaciones en el campo.

Palabras clave: SISMOS, VOLCANES, CAMPO MAGNÉTICO, CAMPO GRAVITACIONAL

Abstract

The prediction of seismic events represents one of the greatest contemporary scientific challenges in the field of seismology and Earth sciences. For this reason, the research addresses this crucial issue through a comprehensive and multidimensional analysis of global seismic activity during the period 1965-2016, establishing an innovative methodological framework for understanding seismic patterns. The study develops a comprehensive analysis that explores the complex interrelationships between seismic activity and several fundamental geophysical parameters, including variations in the Earth's magnetic field, gravitational fluctuations, volcanic activity, and the spatial distribution of major tectonic faults. Through advanced data analysis and statistical modeling techniques, this research identifies significant patterns and correlations previously undocumented in the scientific literature. The results obtained not only provide a more accurate and detailed characterization of the earth's seismicity, but also establish new perspectives for understanding the mechanisms that govern the occurrence of earthquakes. In addition, it contributes significantly to the field of predictive seismology and seismic risk management. The research represents a significant advance in the understanding of seismic phenomena, offering valuable tools and insights for future research in the field.

Keywords: EARTHQUAKES, VOLCANOES, MAGNETIC FIELD, GRAVITATIONAL FIELD

Motivación

La historia de los sismos y su estudio se remonta a miles de años. Desde las primeras civilizaciones, los terremotos han sido fenómenos naturales que impactaron profundamente en la vida humana, tanto en términos de destrucción como en la búsqueda de comprensión científica. Los primeros registros conocidos sobre sismos provienen de China, donde se documentaron eventos sísmicos hace aproximadamente 3000 años. Estos relatos describían el impacto de los movimientos sísmicos en la población y su entorno [12, 13]. En otras partes del mundo, como Japón y Europa del Este, también existen crónicas que datan de hace 1600 años que detallan los efectos devastadores de los terremotos [14]. Los filósofos griegos fueron pioneros en la búsqueda de explicaciones racionales para estos fenómenos. Por ejemplo, Tales de Mileto (624-546 a.C.) propuso que la Tierra flotaba sobre agua, sugiriendo que los terremotos eran similares al movimiento de un barco en el mar [15]. Por su parte, Aristóteles (384-322 a.C.) argumentó que los movimientos terrestres eran causados por la circulación de vientos en el interior de la Tierra [13, 15]. Estas primeras teorías estaban basadas más en observaciones filosóficas que en evidencia científica. Asimismo, Zhang Heng, un erudito chino del siglo II d.C., es reconocido por haber diseñado el primer sismógrafo conocido, lo cual marcó un avance significativo en el estudio de los sismos [16]. Sin embargo, no fue sino hasta el Renacimiento que se comenzaron a realizar estudios sistemáticos sobre terremotos. Es a finales del siglo XVII y durante el XVIII que se produjeron avances significativos en la comprensión científica de los terremotos. En 1688, Vincenzo Magnati elaboró una lista de sismos destructivos ocurridos entre 34 d.C. y 1687 d.C. [17]. Otros investigadores como Robert Mallet (1810-1881) y Giuseppe Mercalli (1850-1914) también hicieron contribuciones importantes al catalogar eventos sísmicos y desarrollar escalas para medir su intensidad [16]. El gran terremoto de Lisboa en 1755, que causó la muerte de entre 60.000 y 100.000 personas, tuvo un impacto profundo en la sociedad europea y llevó a cuestionamientos filosóficos sobre el papel de Dios en desastres naturales. Este evento impulsó avances en la arquitectura antisísmica y el manejo de riesgos [18, 19]. Es así como la sismología moderna comenzó a tomar forma con el descubrimiento del núcleo interno sólido de la Tierra por Inge Lehmann en 1936 y el desarrollo de la teoría tectónica de placas en 1960 por Harry Hess y Tuzo Wilson [17]. Esta teoría proporcionó un marco comprensivo para entender no solo los

terremotos, sino también otros fenómenos geológicos como la formación de montañas y las depresiones en la corteza terrestre. La escala de Richter, desarrollada por Charles Francis Richter en 1935, permitió medir la magnitud de los sismos con mayor precisión y ha sido fundamental para estandarizar los estudios sismológicos a nivel mundial [18]. El estudio de las ondas sísmicas ha evolucionado significativamente desde sus inicios. A través de diversos descubrimientos y modelos, los científicos han logrado comprender mejor la estructura interna de la Tierra y los mecanismos que generan los terremotos. Uno de los hitos más significativos en la sismología fue el descubrimiento del límite que separa la corteza del manto terrestre en 1904. Este avance fue posible gracias al trabajo del sismólogo croata Andrija Mohorovičić, quien observó que las ondas P viajaban a diferentes velocidades dependiendo de su trayectoria a través de la Tierra. Mohorovičić definió el límite entre la corteza terrestre y el manto, conocido como la discontinuidad de Mohorovičić o Moho, lo que permitió establecer que el manto está compuesto por materiales más densos que la corteza [18, 20]. En 1936, Inge Lehmann descubrió que el núcleo interno de la Tierra es sólido, basándose en el análisis de las ondas sísmicas generadas por terremotos. Su trabajo fue crucial para entender la composición del núcleo, que se pensaba inicialmente que era completamente líquido [20]. Los modelos teóricos sobre cómo se propagan las ondas sísmicas han sido fundamentales para la sismología moderna. El modelo más utilizado es el modelo de capas concéntricas, donde se asume que la Tierra está compuesta por varias capas con diferentes propiedades físicas. Investigaciones recientes han revelado fenómenos intrigantes relacionados con las ondas sísmicas. Por ejemplo, un estudio dirigido por geofísicos de la Universidad de Utah identificó señales sísmicas conocidas como precursores PKP, que llegan antes que las principales ondas sísmicas y están asociadas con anomalías en el manto terrestre [21]. Estas investigaciones continúan desafiando nuestra comprensión del interior terrestre y sugieren una conexión entre estas señales y actividades volcánicas en ciertas regiones.

Los estudios orientados a comprender los patrones de actividad sísmica y desarrollar modelos probabilísticos han sido un tema que ha cautivado a científicos e ingenieros durante siglos. Si bien los avances tecnológicos han permitido una mayor comprensión de los procesos internos de la Tierra, la complejidad inherente de los eventos sísmicos hace que su predicción exacta siga siendo inalcanzable. En la actualidad, la investigación sísmica se centra en el desarrollo de sistemas de alerta temprana y estrategias de evaluación y gestión del riesgo sísmico, con el objetivo principal de proteger vidas y reducir el impacto en las comunidades. Con el fin de contribuir a esta temática, el presente trabajo de grado tiene como finalidad llevar a cabo un análisis exhaustivo de una amplia base de datos sismológicos, recopilada por las principales organizaciones internacionales, con el fin de profundizar en la comprensión de los fenómenos sísmicos y sus patrones estadísticos. El documento se ha organizado en cuatro capítulos

y las conclusiones. En el Cap. 1 se ofrece una descripción detallada de los procesos físicos involucrados en la generación de sismos, así como de las características de las ondas sísmicas y su propagación a través de la Tierra. En el Cap. 2 se presentan los fundamentos estadísticos para la sismicidad terrestre, describiendo los aspectos más relevantes del fenómeno natural. Asimismo, se detalla el conjunto de datos utilizado en esta investigación. En el Cap. 3 se presenta una parte de los resultados de la investigación, los cuales incluyen un análisis exhaustivo de la correlación entre eventos sísmicos y otros fenómenos naturales, como el campo gravitatorio terrestre, el campo magnético y la actividad volcánica. Además, se ofrece una visión general de los fundamentos de la sismología y los aspectos más relevantes de los terremotos. En el Cap. 4 se clasifican los sismos a través del territorio nacional colombiano, mostrando los principales sismos y placas que hay en esta región. Finalmente, en el Cap. 5 se muestran las conclusiones y perspectivas más relevantes de la investigación.

Capítulo 1

Características y Fenómenos Físicos de los Sismos Terrestres

Los sismos, también conocidos como terremotos, son manifestaciones naturales del dinamismo terrestre. Estas manifestaciones están estrechamente relacionadas con la tectónica de placas y ocurren como resultado de la liberación repentina de energía acumulada a lo largo de fallas; estas fallas son zonas de debilidad en la corteza terrestre. Esta energía se libera en forma de ondas sísmicas que viajan a través del interior y la superficie de la tierra, provocando vibraciones que pueden causar daños significativos, dependiendo de su magnitud, profundidad y proximidad a áreas pobladas. La corteza terrestre está dividida en varias placas que flotan sobre el manto, una capa parcialmente fundida. Los movimientos de estas placas generan tensiones en sus bordes que, cuando se liberan, producen terremotos. Las zonas donde las placas se encuentran o interactúan son los puntos donde se producen la mayoría de los terremotos, conocidos como bordes de placas. Existen tres tipos principales de bordes de placas que generan terremotos: [22] i). Bordes divergentes, donde las placas se separan. ii). Bordes convergentes, donde las placas colisionan, como en la zona de subducción de la placa India bajo la placa Euroasiática, generando terremotos a lo largo de la cordillera del Himalaya. iii). Fallas transformantes, donde las placas se deslizan lateralmente una sobre otra, como la falla de San Andrés en California.

Este capítulo presenta los fundamentos teóricos y modelos matemáticos que sustentan los resultados obtenidos en la investigación. Se incluyen descripciones sobre la composición terrestre, la propagación de ondas sísmicas y las características de los diferentes tipos de ondas.

1.1. Composición terrestre

La Tierra está estructurada en capas concéntricas que interactúan entre sí, generando los fenómenos geológicos que observamos, como los sismos. Podemos diferenciar 2 tipos de capas, que son las capas externas, capas internas y el núcleo terrestre. En la figura 1.1 se muestra un esquema de las diferentes capas de la tierra. El lado izquierdo de la sección transversal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas distintas según sus diferencias composicionales: la corteza, el manto y el núcleo. El lado derecho de la sección transversal ilustra las cinco principales capas del interior de la Tierra según sus propiedades físicas y, por tanto, según su resistencia mecánica: la litosfera, la astenosfera, la mesosfera, el núcleo externo y el núcleo interno. Los bloques de diagrama situados encima de la sección transversal muestran una perspectiva aumentada de la porción superior del interior de la Tierra.

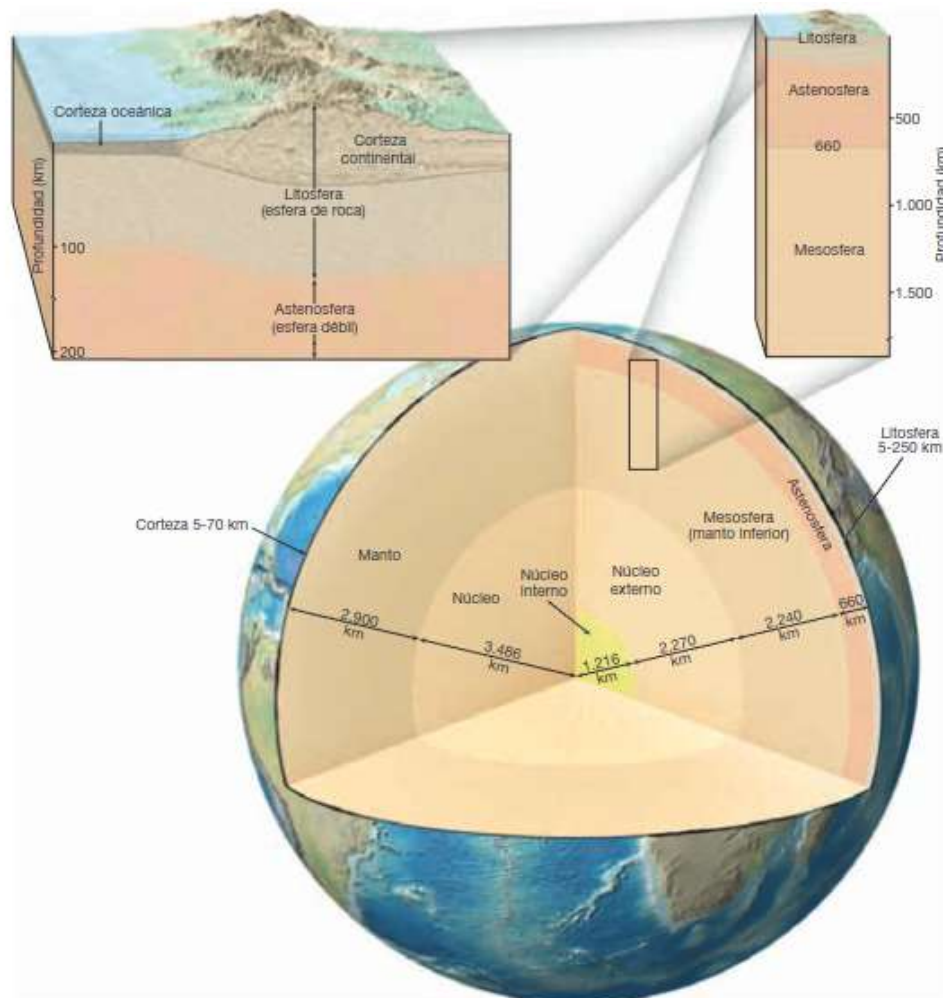


Figura 1.1: Esquema de la perspectiva de la estructura en capas de la Tierra. El esquema fue tomado de la Ref 1.

Una descripción más detallada de cada una de las capas externas de la corteza terrestre se presenta a continuación.

1.1.1. Descripción de las capas Externas de la corteza terrestre

1.1.1.1. Litosfera

La litosfera está formada por una capa rígida y fría, compuesta por la corteza y la parte superior del manto. Su espesor varía considerablemente, desde unos pocos kilómetros en las cuencas oceánicas hasta más de 100 km en las zonas continentales más antiguas. Además, está fragmentada en placas tectónicas que se desplazan sobre la astenosfera. Los límites de estas placas son zonas de alta actividad sísmica, ya que es donde se acumula y libera la energía causante de los terremotos. La teoría de las placas tectónicas plantea que la litosfera terrestre, una capa rígida, se divide en numerosas placas que se desplazan sobre la superficie como bloques de hielo en un lago. Este movimiento es impulsado por las celdas de convección en la astenosfera, que transportan lentamente el calor interno de la Tierra hacia la superficie, con desplazamientos promedio de 10 cm por año. En los límites de placas divergentes, el calor asciende, mientras que en los límites convergentes o zonas de subducción, las placas se acercan y eventualmente colisionan, generando cordilleras. Estas interacciones resultan en la dinámica de las placas y la formación de rasgos geológicos como montañas y arcos de islas. A continuación, podrás ver una imagen de las placas tectónicas en el mapa del mundo.

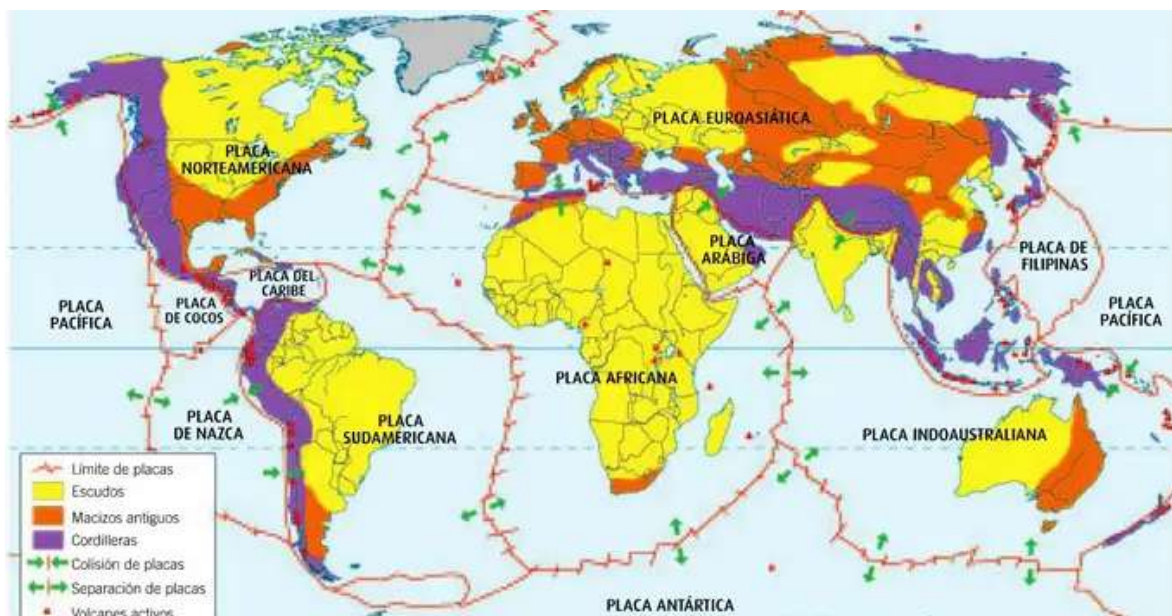


Figura 1.2: Distribución de las placas tectónicas en el mapa mundo. El gráfico fue tomado de la Ref [2](#).

1.1.1.2. Astenosfera

Es una capa parcialmente fundida, ubicada justo debajo de la litosfera, que tiene un espesor de alrededor de 100 a 200 km. Es una zona de baja velocidad de las ondas sísmicas, lo que sugiere que es más débil y dúctil que las capas superiores e inferiores. Las placas tectónicas "flotan" sobre la astenosfera, y los movimientos convectivos en esta capa impulsan la tectónica de placas.

1.1.2. Descripción de las capas internas de la corteza terrestre

1.1.2.1. Mesosfera

Es la parte inferior del manto, más rígida y de mayor densidad que la astenosfera; su espesor se extiende desde la base de la astenosfera hasta el límite con el núcleo externo. Aunque la mesosfera no es la fuente directa de los sismos, su interacción con el núcleo y la astenosfera influye en la dinámica de las placas tectónicas y, por tanto, en la distribución de los terremotos.

1.1.2.2. Núcleo

Su composición se divide en núcleo externo líquido (principalmente hierro y níquel) y núcleo interno sólido (también compuesto por hierro y níquel). El núcleo externo líquido genera el campo magnético terrestre, mientras que el núcleo interno sólido actúa como una esfera sólida dentro de un líquido. Ambos componentes influyen en los movimientos del manto y, por ende, en la actividad sísmica.

1.2. Modelo Matemático de la Ecuación de Onda Acústica

El estudio de las ondas sísmicas generadas por los terremotos es fundamental para entender cómo se propaga la energía en el interior de la Tierra [23]. Para describir este fenómeno de forma precisa, es necesario partir de las ecuaciones elastodinámicas, las cuales están basadas en la teoría de la elasticidad. Esta teoría relaciona las fuerzas aplicadas sobre un cuerpo con las deformaciones que estas provocan, lo que nos lleva a entender cómo las ondas sísmicas se transmiten a través de distintos medios. El análisis del modelo matemático de las ondas sísmicas comienza con la formulación del tensor de tensiones, que describe las fuerzas que actúan en un volumen de materia continua. Este tensor tiene nueve componentes que garantizan el equilibrio del cuerpo y se escribe de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} . \quad (1.1)$$

Es importante mencionar que cada componente del tensor describe la tensión en una dirección específica (normal o tangencial) y la deformación asociada a estas tensiones se expresa mediante el tensor de deformaciones (del inglés: Strain Tensor):

$$\epsilon_{ij} = \begin{pmatrix} \epsilon_{xx} & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ \epsilon_{yx} & \epsilon_{yy} & \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} & \epsilon_{zy} & \epsilon_{zz} \end{pmatrix} . \quad (1.2)$$

Una vez que se aplican fuerzas sobre un cuerpo, se generan desplazamientos que causan deformación. Estas fuerzas están relacionadas con las tensiones mediante la ley de Hooke para sólidos elásticos como:

$$\sigma_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ji} , \quad (1.3)$$

con

$$\epsilon_{ji} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) ,$$

donde: λ y μ son los parámetros de Lamé, constantes que dependen del material, δ_{ij} es el delta de Kronecker y ϵ_{ij} es el tensor de deformación. Estas ecuaciones permiten describir la relación entre la tensión y la deformación en materiales sólidos, y son cruciales para entender cómo las ondas sísmicas se propagan en la Tierra.

1.2.1. Modelo teórico para la onda acústica

Considerando que el medio a través del cual se propaga la onda es un fluido (donde no existen ondas de corte, solo ondas compresionales), podemos simplificar la ecuación de movimiento para derivar la ecuación de la onda acústica [23]. En este caso, la ecuación se reduce al campo de presión, ya que el esfuerzo de corte es cero (es decir, $\sigma_{ij} = 0$). El tensor de tensiones para un fluido puede definirse mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_{ij} = -P \delta_{ij} , \quad (1.4)$$

donde P representa la presión, de tal manera que la ecuación de la onda acústica resultante puede ser escrita como:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 P . \quad (1.5)$$

Aquí, c es la velocidad acústica del medio, definida como:

$$c = \sqrt{\frac{\kappa}{\rho}}, \quad (1.6)$$

donde κ es el módulo volumétrico del medio y ρ es la densidad del medio. Esta última ecuación gobierna la propagación de ondas acústicas en medios fluidos y describe cómo las perturbaciones de presión se desplazan a lo largo del tiempo y en el espacio. Estas ondas acústicas son esenciales para la transmisión de energía sísmica en fluidos, como los océanos, donde no hay resistencia al corte.

1.3. Tipos de Ondas Sísmicas

Los terremotos liberan energía en forma de ondas sísmicas que se propagan desde el foco (hipocentro) del terremoto. Existen dos tipos principales de ondas sísmicas: i). Las ondas P (primarias), que son ondas de compresión que viajan rápidamente a través de la Tierra. Estas ondas son las primeras en ser detectadas por los sismógrafos. ii). Las ondas S (secundarias), que son ondas de corte que viajan más lentamente y causan movimientos más destructivos en la superficie. El tiempo entre la llegada de las ondas P y S, conocido como tiempo de retardo, es un indicador crucial para determinar la distancia al epicentro de un terremoto. La figura 1.3 representa un diagrama de un sismograma, con el registro de las ondas sísmicas generadas por un terremoto. La línea roja marca la primera llegada de las ondas P y la línea verde, la llegada posterior de las ondas S. En la parte inferior del gráfico se puede observar una referencia temporal de 10 segundos, lo que permite una mejor apreciación de los tiempos de arribo de las diferentes ondas. De otro lado, las ondas superficiales, como las ondas Love y Rayleigh, se generan a partir de la interacción de las ondas P y S con la superficie terrestre. Estas son responsables de la mayoría de los daños causados durante un sismo [22]. Las ondas de Rayleigh exhiben un movimiento elíptico, lo que provoca un movimiento del suelo tanto vertical como horizontal. A menudo se utilizan para detectar fuentes sísmicas debido a su sensibilidad a las estructuras subterráneas [24]. Las ondas Love se caracterizan por un movimiento de corte horizontal, suelen ser más rápidas que las ondas Rayleigh y se ven menos afectadas por los efectos de campo cercano [25].

1.4. Magnitud de un terremoto

La magnitud de un terremoto es una medida objetiva de la energía liberada durante el evento, y se calcula a partir de las ondas registradas por los sismógrafos. La escala más conocida es la escala de Richter, aunque actualmente se utiliza con mayor frecuencia la escala de magnitud de momento (M_w), que considera el área de ruptura y el desli-

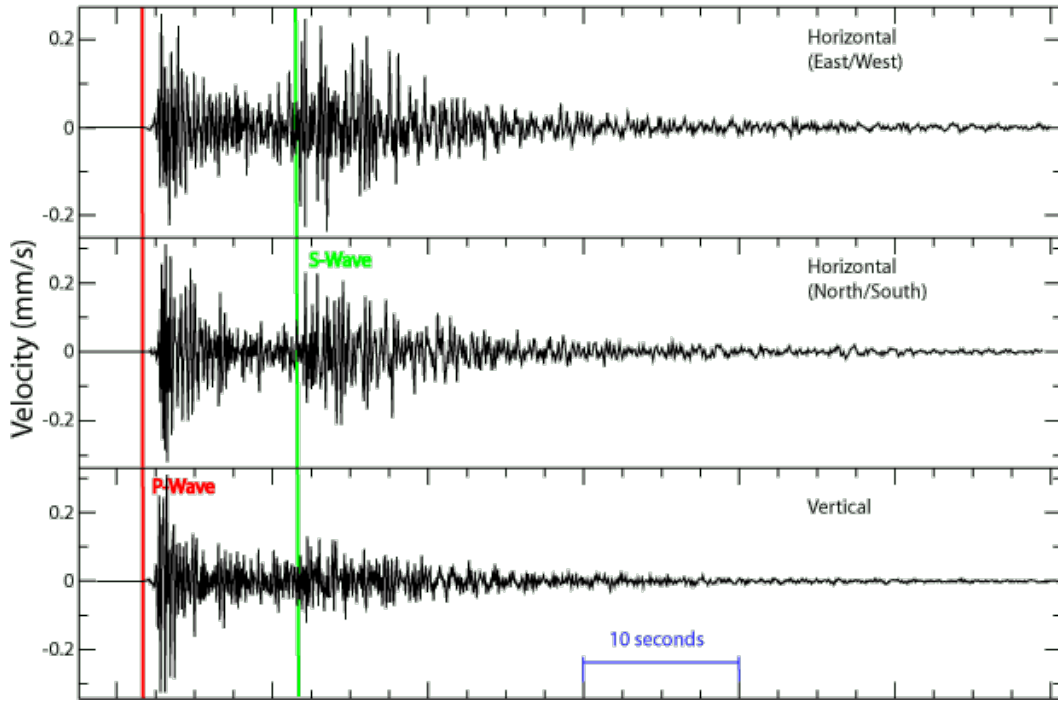


Figura 1.3: Diagrama que representa un sismograma, con el registro de las ondas sísmicas generadas por un terremoto. La línea roja marca la primera llegada de las ondas P y la línea verde, la llegada posterior de las ondas S. Este histograma fue tomado de la Ref [3](#).

zamiento a lo largo de la falla [\[22\]](#). La intensidad, por otro lado, describe los efectos del terremoto sobre la superficie y es más subjetiva, ya que se basa en la percepción humana y los daños observados [\[22\]](#).

1.4.1. Escala de Richter

La escala de magnitud local, comúnmente conocida como escala de Richter, fue desarrollada en 1935 por Charles F. Richter como una forma de medir la magnitud de los terremotos utilizando sismógrafos. Esta escala es logarítmica, lo que significa que un incremento de una unidad en la escala corresponde a un aumento de diez veces en la amplitud de las ondas sísmicas y aproximadamente 31.6 veces más energía liberada [\[26\]](#). La magnitud de Richter M_L se define mediante la siguiente expresión:

$$M_L = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_o) , \quad (1.7)$$

donde A es la amplitud máxima de las ondas registradas por el sismógrafo y A_o es una amplitud de referencia para una distancia dada entre el sismógrafo y el epicentro. Dado que esta escala fue inicialmente desarrollada para terremotos en California y con sismos de baja magnitud, su uso hoy en día es más limitado para eventos pequeños y locales, especialmente porque se saturan con terremotos grandes. Esto significa que no puede diferenciar bien entre sismos de magnitudes superiores a 7 [\[26\]](#).

1.4.2. Escala de Magnitud de Momento (M_w)

La escala de magnitud de momento fue introducida en la década de 1970 para superar las limitaciones de la escala de Richter, especialmente para terremotos grandes [27]. Esta escala también es logarítmica, pero se basa en parámetros físicos más relacionados con la fuente del terremoto, como el área de ruptura y el desplazamiento en la falla. La magnitud de momento está directamente relacionada con el momento sísmico M_o , una medida de la energía total liberada por el sismo. La expresión matemática está dada por la siguiente ecuación:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_o) - 10,7 , \quad (1.8)$$

donde M_o es el momento sísmico en unidades de dina-cm, y se define como $M_o = \mu \cdot A \cdot D$, siendo μ el módulo de rigidez de las rocas, A el área de ruptura y D el desplazamiento promedio a lo largo de la falla [28]. Esta escala no tiene un límite superior, lo que permite describir terremotos de gran magnitud sin saturarse. La escala de magnitud de momento es ampliamente utilizada en sismología moderna, dado que refleja de manera más precisa la energía total liberada por un terremoto, especialmente en eventos de gran magnitud.

1.5. Profundidad de los terremotos

La profundidad de un terremoto se refiere a la distancia entre el foco sísmico (hipocentro) y la superficie terrestre. Este parámetro es crucial para determinar la intensidad de los efectos sísmicos en la superficie. Los terremotos se clasifican generalmente en tres categorías según su profundidad. Esta clasificación es como sigue a continuación: i) Terremotos superficiales. Este tipo de terremotos se caracteriza por tener el hipocentro a menos de 70 km de profundidad. Estos son los más comunes y suelen generar los mayores daños debido a su proximidad a la superficie. ii) Terremotos intermedios. Estos poseen profundidades que varían entre 70 y 300 km. Generalmente, ocurren en zonas de subducción. iii) Terremotos profundos. Estos se originan a profundidades mayores a 300 km, llegando hasta los 700 km en algunos casos. Estos terremotos suelen ocurrir en zonas de subducción, pero sus efectos en la superficie suelen ser menos destructivos debido a la mayor distancia. [28]

1.5.1. Relación entre Profundidad y Magnitud

Los terremotos más destructivos suelen ser superficiales, ya que la energía liberada viaja una menor distancia antes de llegar a la superficie [29]. La magnitud de un terremoto, medida en la escala de magnitud de momento, no está directamente relacionada con la

profundidad, pero sí lo está su intensidad percibida en la superficie (intensidad sísmica). La profundidad de los terremotos se puede calcular a partir del tiempo de viaje de las ondas sísmicas. En particular, se utiliza la diferencia en los tiempos de arribo de las ondas P y ondas S para calcular la distancia al epicentro, mientras que la profundidad puede obtenerse mediante métodos de triangulación con datos de varios sismógrafos. La fórmula más comúnmente utilizada para estimar la profundidad D en función del tiempo de arribo de las ondas está dada por la siguiente expresión:

$$D = v_p \cdot (t_s - t_p) , \quad (1.9)$$

donde v_p es la velocidad de propagación de las ondas P en el medio, t_s y t_p son los tiempos de llegada de las ondas S y P, respectivamente. Esta ecuación es una forma simplificada que asume que las ondas viajan en líneas rectas y que las velocidades son constantes. En la práctica, se utilizan modelos más complejos que toman en cuenta la estructura de la Tierra y las variaciones de la velocidad de las ondas con la profundidad.

1.6. Subducción de placas

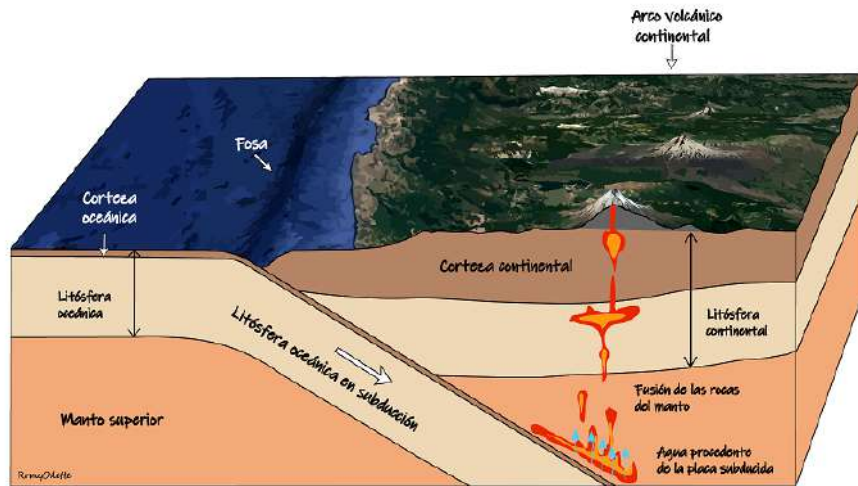


Figura 1.4: Esquema detallado del proceso de subducción, imagen tomada de la Ref [4].

La figura 1.4 muestra un esquema del proceso de subducción, ilustrando la interacción entre placas oceánicas y continentales, incluyendo la formación de fosas y arcos volcánicos. La subducción es un proceso geológico fundamental en la tectónica de placas donde una placa oceánica se hunde bajo otra placa, que puede ser continental u oceánica. Este proceso es uno de los principales mecanismos de reciclaje de la corteza terrestre y es responsable de gran parte de la actividad sísmica y volcánica en los márgenes

convergentes. En este proceso, se forman fosas, que son depresiones en la superficie de la tierra producidas por el hundimiento de una placa en otra, y arcos volcánicos, que son cadenas de volcanes que se forman en el borde de la placa no subducente como resultado de la fusión parcial de la corteza terrestre.



Figura 1.5: Ejemplo satelital de zona de subducción en la que se hunde la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La imagen fue tomada de la Ref 5.

Durante el proceso de subducción, la placa que se hunde (subducente) experimenta cambios físicos y químicos significativos debido a las condiciones de presión y temperatura. Estos cambios influyen en la generación de sismos a diferentes profundidades y en la formación de magma que alimenta los volcanes en superficie. La figura 1.5 ilustra cómo la placa de Nazca se hunde bajo la placa Sudamericana, un proceso que resulta en actividad sísmica y volcánica a lo largo del margen convergente. Se observa la interacción entre ambas placas, destacando la complejidad y dinámica del proceso de subducción en esta región.

El plano de Wadati-Benioff es una zona inclinada dentro de la litosfera subducente donde se concentra la sismicidad, y su geometría refleja la interacción y deformación de la placa subducente. Los sismos se distribuyen en tres focos: foco somero (70km de profundidad), foco intermedio (de 70km a 300 km de profundidad) y foco profundo (de



Figura 1.6: Diagrama de sismicidad en una zona de subducción, imagen tomada de la Ref 5.

300km a 700 km de profundidad). Estos focos están estrechamente relacionados con la deformación de la placa subducente y la interacción con la placa que se encuentra encima. La figura 1.6 ilustra un diagrama de sismicidad en una zona de subducción, mostrando la disposición espacial de los hipocentros a lo largo del plano de Wadati-Benioff. Este diagrama proporciona una representación visual detallada de cómo los sismos se alinean en relación con la estructura geológica, destacando las variaciones en profundidad y la intensidad de la actividad sísmica en cada foco. Además, se observa cómo los patrones sísmicos permiten inferir la dinámica interna y las condiciones tectónicas prevalentes en la región de subducción.

1.6.1. Modelos de Subducción

Se han desarrollado varios modelos para describir cómo se comportan las placas durante la subducción y cómo interactúan con el manto terrestre. Entre los modelos más estudiados, tenemos el de elasticidad, elastoplasticidad y viscoelasticidad. Cada uno de estos modelos será descrito a continuación.

1.6.1.1. Modelo de Elasticidad

Este modelo se utiliza para simular pequeñas deformaciones en la litosfera oceánica, como la flexión. Se controla por parámetros elásticos como el módulo de Young y la relación de Poisson. Las ecuaciones que rigen el comportamiento elástico de los materiales están basadas en la Ley de Hooke y se describen en términos del tensor

de esfuerzos (σ) y el tensor de deformación (ϵ), tal como se observa en la siguiente ecuación: [30]

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \epsilon_{kl} , \quad (1.10)$$

donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos, ϵ_{kl} es el tensor de deformación y C_{ijkl} es el tensor de elasticidad, que depende de propiedades elásticas como el módulo de Young (E) y la relación de Poisson (ν). Para el caso isotrópico (el más común en este tipo de modelización), la relación entre los esfuerzos y las deformaciones puede escribirse en términos de E , ν y δ_{ij} (delta de Kronecker) como:

$$\sigma_{ij} = \frac{E}{1 + \nu} \left(\epsilon_{ij} + \frac{\nu}{1 - 2\nu} \epsilon_{kk} \delta_{ij} \right) . \quad (1.11)$$

1.6.1.2. Modelo de Elastoplasticidad

Es una extensión del modelo elástico que incorpora la capacidad del material para experimentar deformaciones plásticas permanentes cuando las tensiones exceden un cierto umbral. El comportamiento elastoplástico está regido por lo siguiente: [30]

Comportamiento elástico: Para esfuerzos por debajo del límite elástico, el material sigue la ley de Hooke.

Condición de fluencia (Criterio de Von Mises): Este criterio define cuándo ocurre la deformación plástica, a partir de un esfuerzo equivalente σ_{eq} .

$$\sigma_{eq} = \sqrt{\frac{3}{2} S_{ij} S_{ij}} , \quad (1.12)$$

donde S_{ij} es el tensor de esfuerzos desviadores, definido como $S_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sigma_{kk} \delta_{ij}$. La condición de fluencia se activa cuando σ_{eq} supera el esfuerzo de fluencia σ_y :

$$\sigma_{eq} \geq \sigma_y \quad (1.13)$$

Deformación plástica: Si el esfuerzo supera el límite elástico, el incremento de la deformación plástica está gobernado por la ecuación:

$$d\epsilon_{ij}^P = \lambda \frac{\partial f}{\partial \sigma_{ij}} , \quad (1.14)$$

donde $d\epsilon_{ij}^P$ es el incremento en la deformación plástica, λ es un multiplicador escalar y f es la función de fluencia, que puede basarse en el criterio de von Mises o en otros criterios.

1.6.1.3. Modelo de Viscoelasticidad

El modelo viscoelástico combina los efectos de la elasticidad y la viscosidad. Para representar este comportamiento, se utilizan modelos reológicos como el modelo de Maxwell o el modelo de Kelvin-Voigt. La ecuación constitutiva general del comportamiento viscoelástico se puede describir mediante la relación diferencial entre los esfuerzos y las deformaciones:

Modelo de Maxwell (Combinación en Serie de Elasticidad y Viscosidad)

En este modelo, los esfuerzos dependen tanto de la deformación elástica como del flujo viscoso. La ecuación de Maxwell es:

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\eta} , \quad (1.15)$$

donde $\frac{d\epsilon}{dt}$ es la tasa de deformación total, E es el módulo de elasticidad, η es la viscosidad y $\frac{d\sigma}{dt}$ es la tasa de cambio de los esfuerzos.

Modelo de Kelvin-Voigt (Combinación en Paralelo)

En este modelo, los esfuerzos son el resultado de una deformación que combina componentes elásticos y viscosos simultáneamente:

$$\sigma(t) = E \cdot \epsilon(t) + \eta \cdot \frac{d\epsilon(t)}{dt} , \quad (1.16)$$

donde $\sigma(t)$ es el esfuerzo en función del tiempo, $\epsilon(t)$ es la deformación en función del tiempo, E es el módulo de elasticidad y η es la viscosidad. Este modelo es útil para describir el flujo lento y el comportamiento a largo plazo de la litosfera y la astenosfera en la subducción [31].

1.6.1.4. Modelado de Fricción en la Subducción

Modela la subducción utilizando la ley de fricción de Coulomb, que describe la resistencia al movimiento a lo largo de la interfaz de subducción como una función de la fricción y la presión normal. Este modelo está dado por la expresión:

$$\tau = \mu \cdot \sigma_n , \quad (1.17)$$

donde τ es la resistencia por fricción, μ es el coeficiente de fricción y σ_n es la presión normal en la interfaz de subducción [32].

Capítulo 2

Herramientas estadísticas para el análisis de datos

En la era digital, el volumen de datos generados ha alcanzado niveles inimaginables, desde interacciones en redes sociales hasta transacciones financieras y sensores en la industria. Este crecimiento ha impulsado a la ciencia de datos a convertirse en una de las herramientas más importantes para extraer valor y conocimiento a partir de la inmensa cantidad de información disponible. Es decir, se trata de una disciplina que combina la estadística, la informática, la matemática y el conocimiento del dominio específico para transformar datos en decisiones informadas. La ciencia de datos ha tejido una red invisible que permea todos los aspectos de nuestra vida. Por ejemplo, en sectores como la salud, permite mejorar el diagnóstico de enfermedades al analizar grandes bases de datos de pacientes y sus historiales médicos [33–35]. En el mundo de las finanzas, ayuda a predecir tendencias del mercado y gestionar riesgos [36–38]. En la industria, optimiza procesos de producción a través de la automatización y el mantenimiento predictivo [39–41]. Y a nivel social, la ciencia de datos está detrás de las recomendaciones que vemos en plataformas de streaming, e-commerce y redes sociales, personalizando la experiencia de los usuarios y mejorando la eficiencia de las empresas [42–44]. Además, la capacidad de la ciencia de datos para descubrir patrones ocultos es esencial para abordar problemas globales. En campos como la climatología o la sismología, la ciencia de datos permite a los científicos analizar fenómenos complejos y modelar escenarios futuros con mayor precisión, contribuyendo a la mitigación de desastres naturales o el cambio climático [45–47]. Su relevancia es tal, que las organizaciones que no aprovechan el potencial de los datos corren el riesgo de quedarse atrás frente a aquellas que integran la ciencia de datos en su toma de decisiones. Hoy en día, más empresas están invirtiendo en infraestructura y talento para analizar datos a escala, lo que refuerza la idea de que el futuro será impulsado por la información. Por tanto, la ciencia de datos no solo ha transformado la forma en que operan las organizaciones, sino también cómo

los individuos interactúan con el mundo. En un entorno cada vez más interconectado y dinámico, el análisis de datos y su correcta interpretación seguirán siendo fundamentales para enfrentar los retos del futuro. Por otro lado, el dataset es una colección organizada de información digital, que puede incluir números, texto, imágenes, audio, vídeo, entre otros. Esta información se almacena en diversos formatos como: CSV, JSON, SQL o XML. En el caso particular de este trabajo de investigación, los datos de reporte de sismos mundiales fueron extraídos del Centro Nacional de Información sobre Terremotos (del inglés, National Earthquake Information Center (NEIC)) [10]. Este centro es el encargado de determinar la ubicación y el tamaño de todos los terremotos significativos que ocurren a nivel mundial. Además, difunde esta información de manera inmediata a agencias nacionales e internacionales, científicos, instalaciones críticas y al público en general. El NEIC también compila y pone a disposición de la comunidad científica y del público una extensa base de datos sísmicos, que sirve como fundamento para la investigación científica. Esto es posible gracias a la operación de modernas redes de sismógrafos digitales, tanto a nivel nacional como global, así como a acuerdos de cooperación internacional. El NEIC actúa como el centro nacional de datos y archivo de información sobre terremotos, proporcionando una fuente confiable para el análisis y estudio de eventos sísmicos.

Los resultados del presente capítulo se han dividido en dos secciones. En la sección 2.1 se presentan los modelos estadísticos usados para el análisis de información de los datos tratados en el trabajo de investigación. En la sección 2.2 se presentan las características generales de los datos analizados en la presente investigación.

2.1. Conceptos y Modelos estadístico para el tratamiento de datos

El análisis estadístico de datos es fundamental en la sismología, ya que permite entender patrones, tendencias y correlaciones entre variables sísmicas. Los modelos estadísticos inferenciales se utilizan para extraer conclusiones sobre la actividad sísmica a partir de datos muestreados, permitiendo hacer predicciones y estimaciones sobre fenómenos geológicos. En particular, en el estudio de los sismos, estos modelos ayudan a analizar la frecuencia de los eventos, su magnitud, profundidad y su distribución temporal y espacial. Además, el uso de técnicas estadísticas permite, por ejemplo, identificar períodos de mayor actividad sísmica, correlacionar la magnitud de un sismo con su profundidad o establecer relaciones temporales entre los sismos de diferentes regiones. Adicionalmente, los modelos inferenciales son clave para evaluar la significancia de los cambios en la actividad sísmica y para construir escenarios probabilísticos que permitan predecir eventos futuros, lo cual es de gran utilidad para la planificación y mitigación

de riesgos sísmicos. Entre los modelos estadísticos inferenciales tenemos la correlación entre dos variables, las regresiones lineales, el modelo de K-Means y el método de codo que ayuda a optimizar modelos no supervisados como es el modelo de K-Means. A continuación, haremos una descripción más detallada de los modelos mencionados.

2.1.1. Modelo de Correlación de Pearson entre dos variables

En el análisis sísmico, la correlación de Pearson es una herramienta estadística clave para medir la relación lineal entre dos variables, como la magnitud y la profundidad de los sismos. Este coeficiente permite cuantificar el grado en que un aumento o disminución en una variable está asociado con un cambio proporcional en la otra. El valor del coeficiente de Pearson varía entre -1 y 1 . Un valor cercano a 1 indica una fuerte correlación positiva, lo que sugiere que, a medida que una variable aumenta, la otra también lo hace de manera proporcional. Por otro lado, un valor cercano a -1 refleja una fuerte correlación negativa, donde el aumento de una variable está relacionado con la disminución de la otra. Un valor cercano a 0 sugiere la ausencia de una relación lineal entre las dos variables. En el contexto de los sismos, esta técnica es útil para entender posibles patrones entre las características de los eventos sísmicos. Por ejemplo, al analizar los datos históricos de sismos, podemos explorar si existe una correlación significativa entre la magnitud de un sismo y su profundidad, lo cual podría ofrecer información relevante para estudios geológicos y evaluación del riesgo sísmico. Este modelo de correlación ha sido aplicado para los datos analizados y ha permitido establecer coeficientes de correlación entre las distintas variables analizadas. Los detalles completos de este análisis se encuentran en el análisis de resultados del Cap. 3. La expresión que calcula la correlación de Pearson (r) se muestra a continuación.

$$r = \frac{n(\sum XY) - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{[n \sum X^2 - (\sum X)^2] [n \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}}, \quad (2.1)$$

donde n es el número de observaciones, X y Y son las variables en el análisis (por ejemplo, la magnitud y la profundidad de los sismos), $\sum XY$ es el producto cruzado de las variables, $\sum X$ y $\sum Y$ son las sumas individuales de cada variable, $\sum X^2$ y $\sum Y^2$ son las sumas de los cuadrados de cada variable. Por ejemplo, la figura 2.1 muestra un diagrama de la fuerza del coeficiente Pearson. Según este resultado, $r = 0$ significa que no hay asociación o correlación entre las dos variables. $0 < r < 0,25$ representa una correlación débil, $0,25 \leq r < 0,75$ una correlación intermedia y $0,75 \leq r < 1$ correlación fuerte. Para el caso de $r = 1$ la correlación es considerada perfecta.

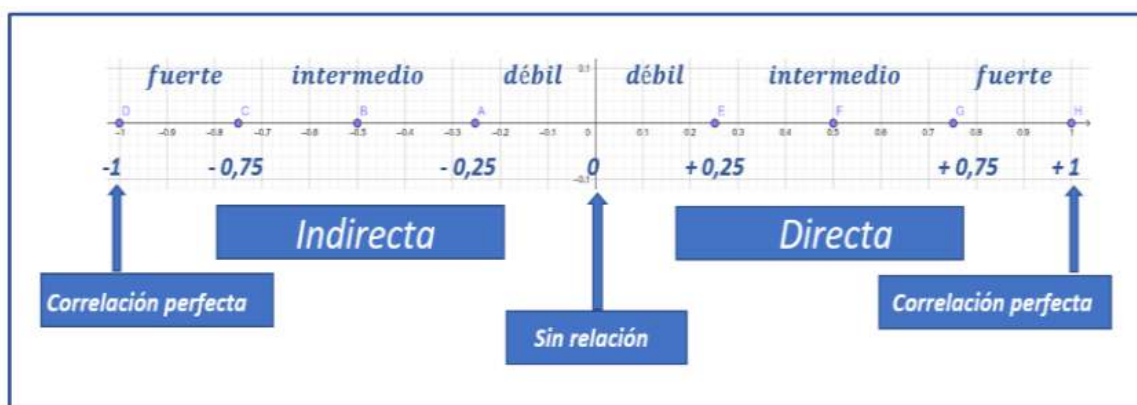


Figura 2.1: Diagrama de la fuerza de correlación del coeficiente Pearson. El esquema de la figura fue tomado de la Ref [6](#).

2.1.2. Modelo de mínimos cuadrados de orden lineal

La presente subsección tiene como propósito abordar el uso del modelo de mínimos cuadrados no lineales para ajustar datos observados en el análisis de los sismos que no tienen comportamiento lineal. A diferencia del modelo de mínimos cuadrados ordinarios, que se utiliza para ajustar modelos lineales, el enfoque no lineal es necesario cuando la relación entre las variables no puede ser descrita adecuadamente por una función lineal. Este método resulta particularmente útil cuando se trabaja con fenómenos complejos, como los sismos, donde las magnitudes, frecuencias y otras variables pueden seguir patrones que no se ajustan a una relación lineal sencilla. Utilizando este enfoque, es posible obtener una representación más precisa de las tendencias y comportamientos inherentes a los datos, permitiendo un análisis más detallado y relevante para predecir y comprender eventos futuros. En el contexto del análisis sísmico, la aplicación de los mínimos cuadrados no lineales nos permite ajustar modelos que reflejen con mayor exactitud la relación entre variables como la magnitud y la profundidad de los sismos, capturando la naturaleza más intrincada de estos fenómenos naturales. A continuación, se presentará la metodología utilizada para implementar este modelo. Los resultados de la aplicación de este concepto son presentados en el Cap. [3](#) del documento. El modelo de regresión no lineal tiene la forma: [\[48\]](#)

$$Y = f(X, \beta) + \epsilon_i, \quad (2.2)$$

donde X es un vector de p predictores, β es un vector de k parámetros, $f(\cdot)$ es una función de regresión conocida y ϵ es un término de error cuya distribución puede o no ser normal. Para encontrar los parámetros β en un modelo de regresión no lineal, es fundamental minimizar la función de error Q definida como:

$$Q = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n (y_i - f(X, \beta))^2, \quad (2.3)$$

donde y_i son los valores observados, $f(X, \beta)$ es la función de regresión que depende de los predictores X y de los parámetros β . El objetivo es encontrar los valores de β que minimizan Q

$$\hat{\beta} = \text{Arg.} \left[\min_{\beta} Q \right], \quad (2.4)$$

para ello derivamos Q en función de los parámetros β e igualamos a 0

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial \beta} &= \sum_{i=1}^n (y_i - f(X, \beta)) \left(-\frac{\partial f(X, \beta)}{\partial \beta} \right) = 0 \\ \sum_{i=1}^n (y_i - f(X, \beta)) \left(\frac{\partial f(X, \beta)}{\partial \beta} \right) &= 0. \end{aligned}$$

La ecuación anterior no es lineal y, en la mayoría de las veces, es difícil despejar para encontrar los parámetros que minimicen a Q , por eso es que hay que echar mano de algoritmos para la estimación de mínimos cuadrados no lineales. Los métodos reportados en la literatura y que sirven para solucionar estos sistemas no lineales se mencionan a continuación: i). El método de Newton, un método clásico basado en un enfoque de gradiente, puede ser computacionalmente desafiante y muy dependiente de buenos valores iniciales. ii). El algoritmo de Gauss-Newton es una modificación del método de Newton que proporciona una buena aproximación de la solución a la que debería haber llegado el método de Newton, pero que no está garantizado que converja. iii). El método de Levenberg-Marquardt, puede resolver las dificultades de cálculo que surgen con los otros métodos, pero puede requerir una tediosa búsqueda del valor óptimo de un parámetro de ajuste. En ese sentido, para los propósitos de este trabajo de investigación, a continuación nos enfocaremos en presentar con mayor rigurosidad este último método.

2.1.2.1. Método de Levenberg-Marquardt

El método de Levenberg-Marquardt es un algoritmo ampliamente utilizado para la optimización de datos no lineales. Este método combina las ventajas del método de descenso de gradiente y el de Gauss-Newton. Este enfoque resulta especialmente útil en situaciones donde los datos presentan cierta no linealidad o la función objetivo tiene mínimos locales. El principal objetivo de introducir este método consiste en ajustar de manera no lineal la variación del promedio de la magnitud y la profundidad de los sismos a lo largo de los meses, permitiendo una comprensión más profunda de

la relación entre estas variables y cómo varían con el tiempo (los resultados de esta implementación están contenidos en la sección 3.1). Para ese propósito, a continuación se desarrollará la parte matemática del método de Levenberg-Marquardt, explicando los pasos involucrados en la minimización del error y cómo este modelo optimiza los parámetros de ajuste. En primer lugar, el método se basa en una aproximación lineal a las componentes de f (un modelo lineal de f) en la vecindad de x para un $\|h\|$ pequeño. Vemos que la expansión de Taylor aplicada a F queda de la siguiente manera:

$$F(x+h) \approx \mathbf{l}(h) = \mathbf{f}(x) + \mathbf{J}(x)\mathbf{h} \quad (2.5)$$

$$(\mathbf{J}(x))_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial x_j}(x) .$$

Donde $F \in \mathbf{R}^n \rightarrow \mathbf{R}$ es la función que se va a aproximar, $f(x)$ es el valor de la función evaluada en x en donde está interesado en aproximar la función, $\mathbf{J}(x) \in \mathbf{R}^{m \times n}$ es el Jacobiano; esta es una matriz que contiene las primeras derivadas parciales de los componentes de la función y $\mathbf{h}$ es el paso que se va a dar en cada iteración. Para comodidad, se va a utilizar la notación de vectores y matrices de la siguiente manera:

$$F(x) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^m (\mathbf{f}_i(x))^2 = \frac{1}{2} \|\mathbf{f}(x)\|^2 = \frac{1}{2} \mathbf{f}^T(x) \mathbf{f}(x) , \quad (2.6)$$

esta forma de escritura matricial y vectorial la introducimos en la Ec.(2.5) quedando de la siguiente forma:

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} \mathbf{l}^T(h) \mathbf{l}(h)$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} (\mathbf{f}(x) + \mathbf{J}(x)\mathbf{h})^T (\mathbf{f}(x) + \mathbf{J}(x)\mathbf{h})$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} (\mathbf{f}^T(x) + (\mathbf{J}(x)\mathbf{h})^T) (\mathbf{f}(x) + \mathbf{J}(x)\mathbf{h})$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} [\mathbf{f}^T(x)\mathbf{f}(x) + (\mathbf{J}(x)\mathbf{h})^T \mathbf{f}(x) + \mathbf{f}^T(x)\mathbf{J}(x)\mathbf{h} + (\mathbf{J}(x)\mathbf{h})^T \mathbf{J}(x)\mathbf{h}]$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} [\mathbf{f}^T(x)\mathbf{f}(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h}]$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} [\mathbf{f}^T(x)\mathbf{f}(x) + 2\mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h}]$$

$$F(x+h) \approx L(h) = \frac{1}{2} \mathbf{f}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \frac{1}{2} \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h}$$

Recordemos que: $F(x) = \frac{1}{2} \mathbf{f}^T(x) \mathbf{f}(x)$

$$F(x+h) \approx L(h) = F(x) + \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \frac{1}{2} \mathbf{h}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h} \quad (2.7)$$

se calcula el gradiente de la ecuación anterior

$$\frac{\partial L}{\partial \mathbf{h}} = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h} = L'(h) .$$

Posterior a esto, se calcula la matriz Hessiana (nombrada así en honor al matemático alemán Ludwig Otto Hesse). Al ser una matriz cuadrada, la matriz Hessiana posee un determinante (llamado Hessiano), el cual permite plantear el llamado criterio de la segunda derivada para puntos estables [49]; seguidamente, procedemos a calcular esta matriz.

$$\frac{\partial^2 L}{\partial^2 \mathbf{h}} = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) = L''(h) . \quad (2.8)$$

Calculando la derivada parcial con respecto a los parámetros x_j de la Ec. 2.6 se tiene lo siguiente:

$$\frac{\partial F}{\partial x_j}(x) = \sum_{i=1}^m f_i(x) \frac{\partial f_i}{\partial x_j}(x) \quad (2.9)$$

$$F'(x) = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x)$$

y al evaluar $L'(h)$ en $h = 0$ se tiene:

$$L'(0) = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) (\mathbf{0})$$

$$L'(0) = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x)$$

$$L'(0) = \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) = F'(x) . \quad (2.10)$$

Además, vemos que la matriz $L''(h)$ es independiente de h . Es simétrica y, si $\mathbf{J}$ tiene rango completo, es decir, si las columnas son linealmente independientes, entonces $L''(h)$ también es definida positiva. Esto implica que $L(h)$ tiene un minimizador único, que se puede encontrar haciendo que la Ec.(2.9) sea igual a 0. En el Apéndice B se muestra el algoritmo con el diagrama de flujo para el funcionamiento del método de Levenberg-Marquardt. Este algoritmo fue tomado de la Ref 50.

$$\sum_{i=1}^m f_i(x) \frac{\partial f_i}{\partial x_j}(x) = 0 .$$

Rescribiéndolo de manera vectorial, se tiene que:

$$\mathbf{f}(x) + \mathbf{J}(x)\mathbf{h} = 0$$

$$\mathbf{J}(x)\mathbf{h} = -\mathbf{f}(x) ,$$

multiplicando ambos lados de la ecuación por $\mathbf{J}^T(x)$ se tiene lo siguiente:

$$\begin{aligned} (\mathbf{J}^T(x)\mathbf{J}(x))\mathbf{h} &= -\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x) \\ x &:= x + \alpha\mathbf{h} \end{aligned} . \quad (2.11)$$

La dirección de descenso o ascenso para F es:

$$\mathbf{h}^T \mathbf{F}'(x)$$

ya que $\mathbf{F}'(x)$ es el gradiente y $\mathbf{h}$ son los parámetros de la función, vemos que esta ecuación nos va a decir si los parámetros ascienden (divergen) o descienden (convergen) según el signo de calcular la ecuación anterior. Desarrollando, tenemos que de la Ec.(2.10) sabemos que:

$$\mathbf{h}^T \mathbf{F}'(x) = \mathbf{h}^T (\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x)) .$$

Ahora de la Ec.(2.11) se tiene:

$$\mathbf{h}^T \mathbf{F}'(x) = -\mathbf{h}^T (\mathbf{J}^T(x)\mathbf{J}(x))\mathbf{h} < 0 , \quad (2.12)$$

aquí los parámetros descienden, ya que nos dio un resultado negativo en la Ec.(2.12). En la Ec.(2.11) el valor de α se encuentra mediante búsqueda lineal, corrigiendo este valor en cada iteración. El método clásico de Gauss-Newton utiliza $\alpha = 1$ en todos los pasos [50] y $\mathbf{J}^T(x)\mathbf{J}(x)$ es la matriz Hessiana calculada anteriormente en la Ec.(2.8). Hasta aquí es lo que se sabía del método de Gauss-Newton; ahora, lo que mejoraron Kenneth Levenberg en (1944) y, años más tarde, Donald W. Marquardt en (1963), sugirieron utilizar un método de Gauss-Newton amortiguado. El $\mathbf{h}_{lm}$ escalonado se define mediante la siguiente modificación de la Ec.(2.11)

$$(\mathbf{J}^T(x)\mathbf{J}(x) + \mu\mathbf{I})\mathbf{h}_{lm} = -\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x) . \quad (2.13)$$

El parámetro de amortiguamiento μ tiene varios efectos:

- Para todos los valores de $\mu > 0$ la matriz de coeficientes es definida positiva, y

esto asegura que $\mathbf{h}_{lm}$ es una dirección de descenso, Ec.(2.12).

- Para valores grandes de μ obtenemos

$$\mathbf{h}_{ml} \simeq -\frac{1}{\mu} \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) = -\frac{1}{\mu} \mathbf{F}'(x)$$

es decir, un pequeño paso en la dirección de descenso más pronunciado. Esto es bueno si la iteración actual está lejos de la solución.

- Si μ es muy pequeño, entonces $\mathbf{h}_{ml} \simeq \mathbf{h}$, lo cual es un buen paso en las etapas finales de la iteración, cuando x está cerca de x^* . Si $\mathbf{F}(x^*) = 0$ (o muy pequeño), entonces podemos obtener una convergencia final (casi) cuadrática [50].

Por lo tanto, el parámetro de amortiguamiento influye tanto en la dirección como en el tamaño del paso, y esto nos lleva a realizar un método sin una búsqueda de línea específica. La elección del valor μ inicial debe estar relacionada con el tamaño de los elementos en $A_0 = \mathbf{J}(x_0)^T \mathbf{J}(x_0)$, por ejemplo, dejando

$$\mu_o = \tau \cdot \max_i \{a_{ii}^{(0)}\} ,$$

donde τ es elegido por el usuario. Durante la iteración, el tamaño de μ se puede actualizar con la relación de ganancia, que es la siguiente:

$$\varrho = \frac{\mathbf{F}(x) - \mathbf{F}(\mathbf{x} + \mathbf{h}_{lm})}{\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm})} ,$$

donde el denominador es la ganancia predicha por el modelo lineal en la Ec.(2.7)

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\mathbf{h}_{lm}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) - \frac{1}{2} \mathbf{h}_{lm}^T \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h}_{lm} ,$$

sacando factor común $-\frac{1}{2} \mathbf{h}_{lm}^T$

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\frac{1}{2} \mathbf{h}_{lm}^T (2\mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + \mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) \mathbf{h}_{lm}) ,$$

sumando y restando $\mu \mathbf{I}$

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\frac{1}{2} \mathbf{h}_{lm}^T (2\mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + (\mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) + \mu \mathbf{I} - \mu \mathbf{I}) \mathbf{h}_{lm})$$

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\frac{1}{2} \mathbf{h}_{lm}^T (2\mathbf{J}^T(x) \mathbf{f}(x) + (\mathbf{J}^T(x) \mathbf{J}(x) + \mu \mathbf{I}) \mathbf{h}_{lm} - \mu \mathbf{h}_{lm}) ,$$

por la Ec.(2.13) se tiene:

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\frac{1}{2}\mathbf{h}_{lm}^T (2\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x) - \mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x) - \mu\mathbf{h}_{lm})$$

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = -\frac{1}{2}\mathbf{h}_{lm}^T (\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x) - \mu\mathbf{h}_{lm}) ,$$

reescribiendo, se tiene

$$\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm}) = \frac{1}{2}\mathbf{h}_{lm}^T (\mu\mathbf{h}_{lm} - \mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x))$$

aquí $\mathbf{h}_{lm}^T \mathbf{h}_{lm}$ y $-\mathbf{h}_{lm}^T \mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x)$ son positivos; esta última se asegura por la Ec.(2.13), por lo tanto se asegura que $\mathbf{L}(0) - \mathbf{L}(\mathbf{h}_{lm})$ también es positiva. Un valor alto de ϱ indica que $L(\mathbf{h}_{lm})$ es una buena aproximación a $F(x + \mathbf{h}_{lm})$, y podemos disminuir μ de modo que el siguiente paso de Levenberg-Marquardt esté más cerca del paso de Gauss-Newton. Si ϱ es pequeño (quizás incluso negativo), entonces $L(\mathbf{h}_{lm})$ es una mala aproximación y deberíamos aumentar μ con el doble objetivo de acercarnos a la dirección de descenso más pronunciada y reducir la longitud del paso; una estrategia podría ser la que se muestra a continuación [50].

$$\begin{aligned} & \text{if } \varrho > 0 \\ & \mu = \mu * \max\{\frac{1}{3}, 1 - (2\varrho - 1)^3\}; v := 2 \\ & \text{else} \\ & \mu = \mu * v; v := 2 * v \end{aligned} .$$

Los criterios de detención del algoritmo deben reflejar que en un minimizador global tenemos $F'(x^*) = \mathbf{J}^T(x^*)\mathbf{f}(x^*) = 0$, por lo que podemos usar

$$\|\mathbf{J}^T(x)\mathbf{f}(x)\| \leq \epsilon_1 ,$$

donde ϵ_1 es un número positivo pequeño, elegido por el usuario. Otro criterio relevante es detenerse si el cambio en x es pequeño,

$$\|\mathbf{x}_{new} - \mathbf{x}\| \leq \epsilon_2(\|\mathbf{x}\| + \epsilon_2) .$$

Esta expresión da un cambio gradual desde un tamaño de paso relativo ϵ_2 cuando x es grande hasta un tamaño de paso absoluto ϵ_2^2 si x es cercano a 0. Finalmente, como en todos los procesos iterativos, necesitamos una protección contra un bucle infinito,

$$k \geq k_{max} .$$

Además, ϵ_2 y k_{max} son elegidos por el usuario; el algoritmo completo se presenta en el Apéndice B

2.2. Características generales de los datos analizados en la investigación

El análisis exploratorio de datos (EDA) permite obtener una comprensión profunda de los datos, identificar patrones, distribuciones y relaciones entre las variables. En ese sentido, y para los intereses de la siguiente investigación, se llevará a cabo un análisis a los datos obtenidos del NEIC [10]. En un primer análisis se busca que el dataset analizado no tenga valores atípicos o datos faltantes. Este análisis es importante debido a que, si no se manejan adecuadamente, pueden influir negativamente en el rendimiento del modelo. Un óptimo EDA permite identificar estas anomalías y, por lo tanto, decidir si se deben eliminar, corregir o imputar estos valores antes de ingresarlos en la red neuronal implementada.

Parámetros sísmicos	Número de datos	Característica del parámetro sísmico
Date	23412	Fecha en que se registró el evento
Time	23412	Hora en que se registró el evento
Latitude	23412	Latitud del epicentro, en grados
Longitude	23412	Longitud del epicentro, en grados
Type	23412	El tipo de evento, como un sismo, explosión, etc.
Depth	23412	Profundidad del epicentro del evento (km).
Depth Error	4461	Error en la medición de la profundidad (km).
Depth Seismic Stations	7097	Número de estaciones sísmicas que contribuyeron a la medición de la profundidad.
Magnitude	23412	Magnitud del evento (energía liberada).
Magnitude Type	23409	El tipo de magnitud (Richter o momento).
Magnitude Error	327	Error en la medición de la magnitud.
Magnitude Seismic Stations	2564	Número de estaciones sísmicas que contribuyeron a la medición de la magnitud.
Azimuthal Gap	7299	Diferencia angular entre las estaciones sísmicas más cercanas y más lejanas.
Horizontal Distance	1604	Distancia horizontal desde la estación sísmica hasta el epicentro.
Horizontal Error	1156	Error en la localización horizontal del epicentro.
Root Mean Square	17352	Valor cuadrático medio de las mediciones.
Plate	23412	Placa tectónica involucrada en el evento.
Type failure	23412	Tipo de falla.
Distance fails	23412	Distancia desde el epicentro a la falla geológica.

Tabla 2.1: Número de datos por variables reportados por NEIC. Los datos de esta tabla fueron obtenidos de la pagina Web, reportada en la Ref 10.

La Tabla 2.1 presenta un panorama general de los datos utilizados en este estudio.

Cada variable contenida en ella es fundamental para analizar los eventos sísmicos y sus consecuencias. Aunque la tabla registra un máximo de 23412 datos por variable, se observan valores faltantes en varias columnas. Para visualizar esta situación de forma más clara, se han elaborado los gráficos de barras de la figura 2.2, los cuales evidencian la distribución de los datos disponibles para cada variable. En (a) se muestra el porcentaje de datos faltantes en la muestra, mientras que en (b) se presentan los datos disponibles. Ambos gráficos son complementarios y han sido representados de esa manera para darle mayor claridad al lector.

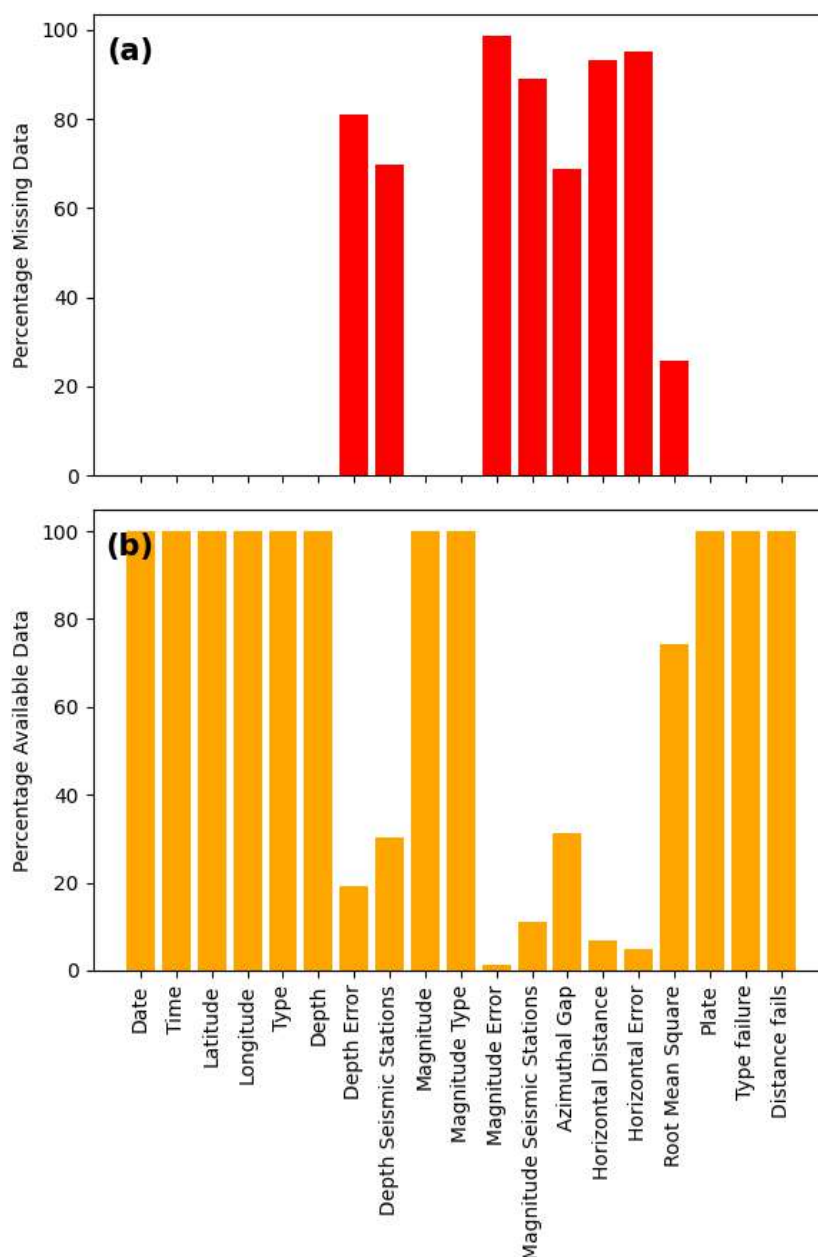


Figura 2.2: Representación gráfica de los datos obtenidos de NEIC y mostrados en la Tabla 2.1.
(a) Porcentaje de datos faltantes en la muestra. (b) Porcentaje de datos disponibles.

Capítulo 3

Reportes históricos de sismos: Identificación de patrones y tendencias

Este capítulo reúne los resultados y la discusión del análisis de los datos sísmicos reportados en el mundo. Dicho análisis se ha realizado utilizando los conceptos, técnicas estadísticas y herramientas de ciencia de datos que se han introducido y discutido en el Cap. 2. El análisis y estudio se ha centrado en identificar patrones que relacionan variables como la magnitud, la profundidad y la frecuencia de los sismos; esto con el objetivo de obtener una mejor comprensión de los fenómenos sísmicos en áreas geográficas. Los resultados presentados aquí permiten observar tendencias a lo largo de los meses y años, mostrando así cómo varían estas variables y qué implicaciones pueden tener estos cambios. Asimismo, se han aplicado modelos estadísticos, como la correlación de Pearson, para explorar las relaciones entre las diferentes variables sísmicas. Logrando de esta manera resultados que ofrecen una visión cuantitativa que no solo contribuye al estudio del comportamiento de los sismos en el mundo, sino que también puede ser de utilidad para la comunidad científica y para los responsables de la gestión de riesgos naturales. La distribución del capítulo se ha diseñado como se menciona a continuación: en la sección 3.1 se hace un análisis general de los datos que se tienen de los sismos; en ella se ve cómo están relacionadas las variables y qué comportamientos hay en cada una de ellas. En la sección 3.2 se exploran nuevos datos de factores geofísicos como la gravedad, el campo magnético y la actividad volcánica con el fin de encontrar una relación entre estos factores y la actividad sísmica de la Tierra.

3.1. Resultados de generalidades de la sismología terrestre

A continuación presentamos resultados en gran detalle de la variable profundidad del sismo en función del tiempo. Esto con el fin de identificar de manera concreta en qué año sucedieron con mayor frecuencia los eventos sísmicos y así considerar una estadística básica para conocer datos generales que nos pueden ayudar a ver algunos patrones o comportamientos de la actividad sismológica en el mundo. Para ese propósito, a continuación mostramos resultados de número, profundidad y magnitud de los sismos a lo largo de los años y meses.

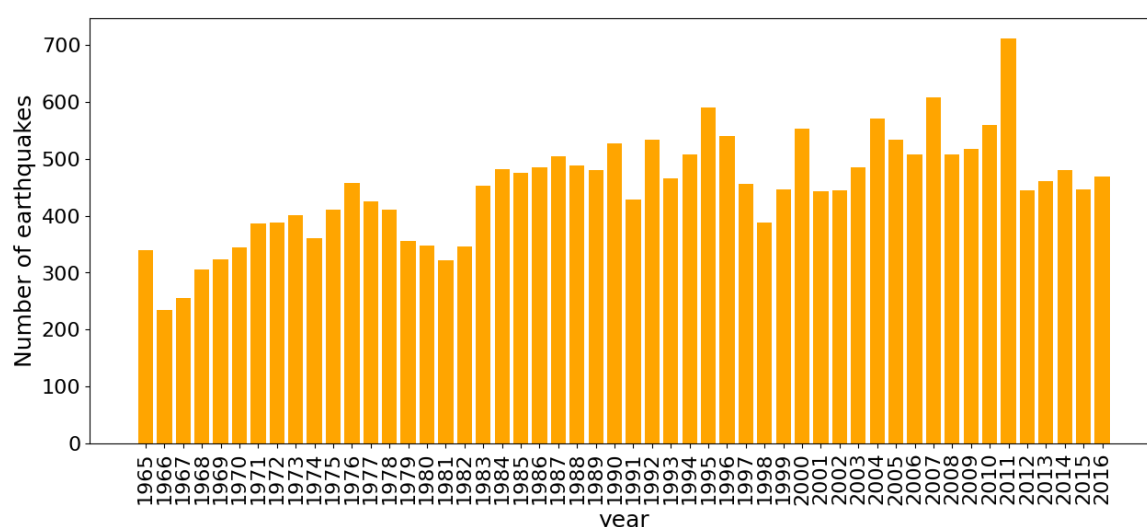


Figura 3.1: Representación gráfica de número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. En el eje horizontal se representa los años, y en el eje vertical se representa el número de sismos, con un rango de 0 a más de 700 por cada año.

En la figura 3.1 se muestra la representación gráfica del número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. Según esta distribución, puede verse que el año 2011 destaca como el de mayor actividad sísmica registrada, con un total de 712 sismos significativos. En contraste, el año con menor número de sismos fue 1966, con un total de 234. La variabilidad en la cantidad de sismos anuales presenta una media de 450 y una desviación estándar de 91. Estos valores sugieren una dispersión considerable en la actividad sísmica global a lo largo del tiempo, indicando que algunos años pueden experimentar un número mucho mayor de sismos en comparación con otros.

Otro resultado interesante para mostrar es el número de sismos por meses. Esto puede verse en la figura 3.2, donde se representa el número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. El eje horizontal representa los meses y el eje vertical representa el número de sismos que ocurrieron en todos los años en ese mismo mes; el rango va desde 0 a más de 2000 sismos ocurridos todos los años. De este resultado puede decirse que el mes de marzo destaca como el mes con mayor número de eventos sísmicos

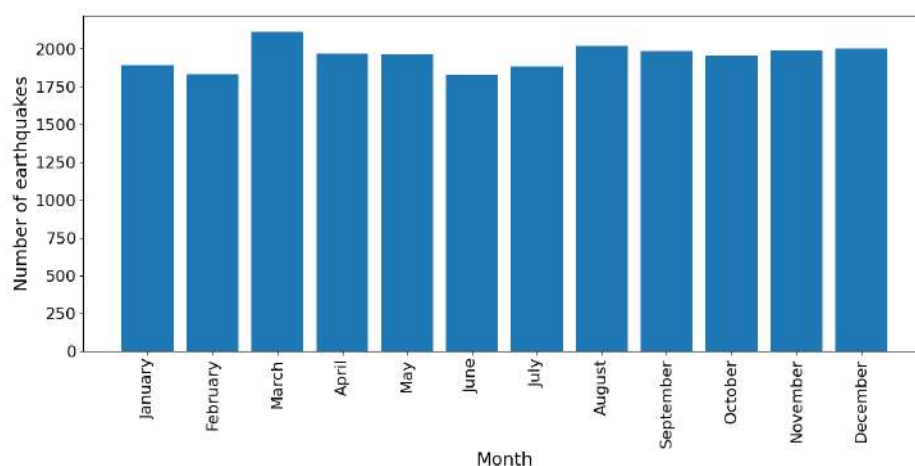


Figura 3.2: Representación gráfica de número de sismos registrados cada año desde 1965 hasta 2016. El eje horizontal representa los meses y el eje vertical representa el número de sismos que ocurrieron en todos los años en ese mismo mes. El rango va desde 0 a más de 2000 sismos ocurridos todos los años.

registrados, con un total de 2113. El mes de junio tuvo la menor cantidad de sismos, registrando 1824 eventos. En promedio, el número de sismos por mes es de aproximadamente 1951 con una desviación estándar de aproximadamente 83. Esto último sugiere una distribución relativamente uniforme de los sismos a lo largo del año, con ligeras fluctuaciones entre meses.

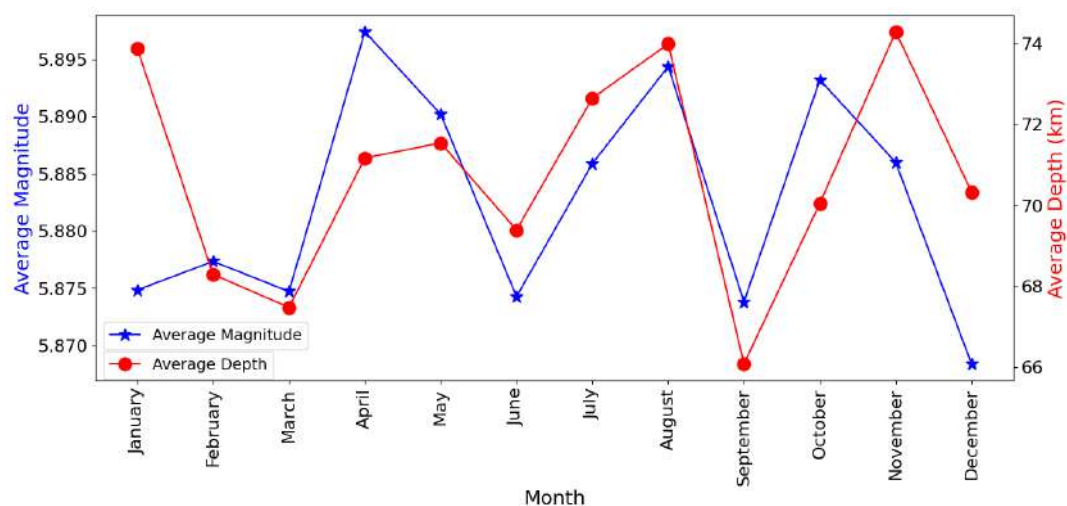


Figura 3.3: Resultado del promedio mensual de la magnitud (línea continua azul) y la profundidad (línea punteada roja) de los sismos registrados a lo largo de todos los años. La línea roja punteada es una guía al ojo para mostrar el comportamiento de la profundidad promedio de los sismos en kilómetros. Mientras que la línea azul continua indica la magnitud promedio de los eventos sísmicos para cada mes. El código de Python que hace esta parte del tratamiento de los datos se muestra en el apéndice A (sección A.0.1).

La figura 3.3 muestra el resultado del promedio mensual de la magnitud (línea continua azul) y la profundidad (línea punteada roja) de los sismos registrados a lo largo de todos los años. La línea roja punteada es una guía al ojo para mostrar el comportamiento de la

profundidad promedio de los sismos en kilómetros. Mientras que la línea azul continua indica la tendencia de la magnitud promedio de los eventos sísmicos para cada mes. El resultado muestra cierta correlación entre las variables magnitud y profundidad de los sismos. En ambos casos se observa que tienden a aumentar y disminuir de manera simultánea. Además, puede verse cierto comportamiento periódico a lo largo de los meses. En algunos casos, las variaciones de ambas variables coinciden en sus valores máximos y mínimos dentro de este ciclo periódico. A fin de establecer una relación cuantitativa entre los parámetros físicos del sistema y el fenómeno descrito en la figura 3.3, se procedió a ajustar un modelo no lineal a los datos experimentales, tal y como se describió en la sección. 2.1.2. Para encontrar la expresión de ajuste y de esta manera tener una mejor predicción del resultado, el ajuste que se realizó en base a la siguiente ecuación no lineal,

$$f(x, a, b, c, d) = a \sin (bx + c) + d . \quad (3.1)$$

Usando el modelo teórico propuesto en la Ec. 3.1 pudimos aplicar la optimización de mínimos cuadrados no lineales del algoritmo propuesto por Levenberg-Marquardt. De esta aplicación se obtuvo el resultado mostrado en la figura 3.4. Esta figura ilustra los resultados de ajustar los datos promedio mensuales de magnitud (arriba) y profundidad (abajo) a la función no lineal presentada en la Ec. 3.1.

Del ajuste del promedio de la magnitud promedio y la profundidad promedio, el modelo de Levenberg-Marquardt arrojó las siguientes ecuaciones no lineales.

$$f(x) = -0,006782 \sin (1,1824x - 0,340184) + 5,88316 \quad (3.2)$$

$$f(x) = 1,783693 \sin (1,08438x + 1,247843) + 70,7 , \quad (3.3)$$

donde la Ec.(3.2) representa el modelo no lineal del promedio de la magnitud a lo largo de los meses en todos los años y la Ec.(3.3) representa el modelo no lineal del promedio de la profundidad. De este ajuste se concluyó lo siguiente: i). El promedio de la magnitud a lo largo de los meses oscila alrededor de 5.88 en la escala de Richter (este resultado está acorde al resultado de la figura 3.8 presentado más adelante) y la profundidad oscila alrededor de los 70,7 km. Estos dos datos coinciden con una precisión muy alta, ya que los errores son del 0,01 % (5,88) y el 0,10 % (70,77 km) respectivamente. ii). El periodo de oscilación para el promedio de la magnitud es de 5,3 meses y el periodo de oscilación para el promedio de la profundidad es de 5,79 meses.

En la Figura 3.5 se muestra la matriz de correlación correspondiente a las variables numéricas presentadas en la Tabla 2.1. Los cálculos de esta matriz de correlación fueron

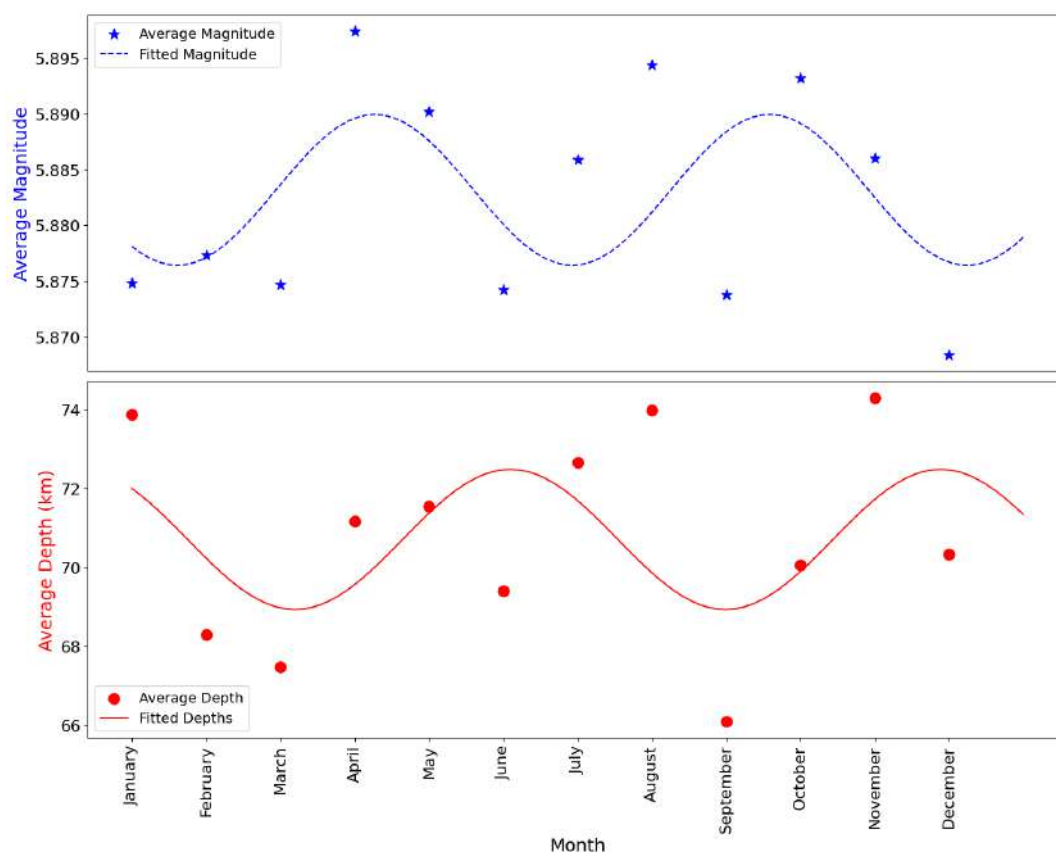


Figura 3.4: Arriba: Resultado de ajuste no lineal para los datos promedio de magnitud. Abajo: Resultado de la profundidad promedio. En ambos casos se usó la función de ajuste presentada en la Ec. 3.1. El código de Python que permite este ajuste no lineal de los datos se muestra en el apéndice A (sección A.0.3).

realizados utilizando la expresión de Pearson Ec.(2.1), presentada en el Cap. 2. Esta matriz permite analizar la intensidad y dirección de las relaciones lineales entre las variables. De este resultado pueden verse los siguientes comportamientos: i). En general, las distintas variables numéricas presentan una correlación débil. ii). Algunas correlaciones son directas y otras de forma inversa (ver definición de correlación de Pearson en el Cap. 2, de la sección 2.1.1). Una visualización completa y detallada de la correlación entre variables mostradas en la figura 3.5 y que corresponden a todo el dataframe se puede visualizar en la figura 3.6. A partir de la figura 3.5, se puede observar que las correlaciones entre las variables numéricas del dataframe son, en su mayoría, débiles o prácticamente inexistentes. La matriz de correlación confirma que no hay una relación significativa entre la magnitud de los sismos y la profundidad, ni entre la magnitud y la distancia a la falla. De igual forma, las correlaciones entre latitud, longitud y las demás variables son débiles, lo cual indica que estos parámetros geográficos no influyen de manera notable en las demás características. Si bien la figura 3.6 ofrece una visualización más completa de las relaciones entre las variables, este gráfico también refuerza la dificultad de extraer conclusiones claras sobre patrones entre las variables. La falta de correlaciones fuertes y consistentes sugiere que la variabilidad en los datos es alta y

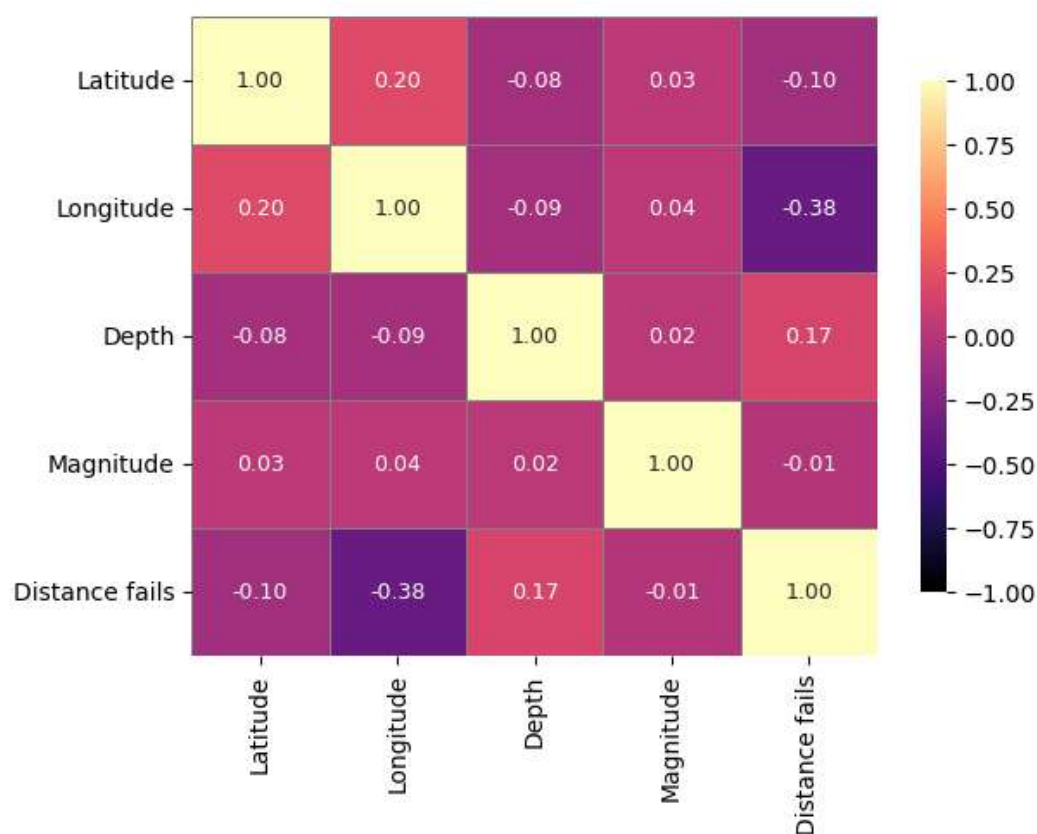


Figura 3.5: Representación gráfica de la matriz de correlación entre las diferentes variables numéricas de la base de datos (ver variables en la tabla 2.1). El código de Python que genera este resultado se muestra en el apéndice A (sección A.0.2).

que, aunque se aprecian ciertos agrupamientos, no es posible determinar una tendencia general clara a simple vista. Esto subraya la complejidad de los fenómenos sísmicos, donde múltiples factores pueden estar involucrados sin mostrar dependencias directas evidentes en los datos analizados. En la siguiente sección, se discutirá en más detalle la relación entre la profundidad de los sismos y la distancia a la falla, ya que este análisis, aunque también muestra una correlación débil, puede arrojar información valiosa cuando se examina bajo diferentes metodologías. Una representación visual efectiva y muy representativa de la intensidad de los sismos a nivel mundial podría lograrse mediante un mapa del mundo donde a cada sismo le corresponda una intensidad en el color dependiendo de su magnitud en la escala de Richter. La figura 3.7 muestra el resultado antes mencionado. Del resultado del mapa puede verse la distribución de los sismos en todo el mundo. En el mapa iterativo, la escala de colores puede ir cambiando según la concentración (estimada en sismos por m^2). Según la magnitud de los sismos, es posible diferenciar zonas donde las magnitudes de dichos sismos y las concentraciones son tan fuertes, llegando a ser cifras muy elevadas de magnitud (alrededor de 9,0 en la escala de Richter) y cifras bajas de magnitud (alrededor de 5,5 en esta misma escala). Los sismos se pueden clasificar según su magnitud de la siguiente manera: **Sismos**

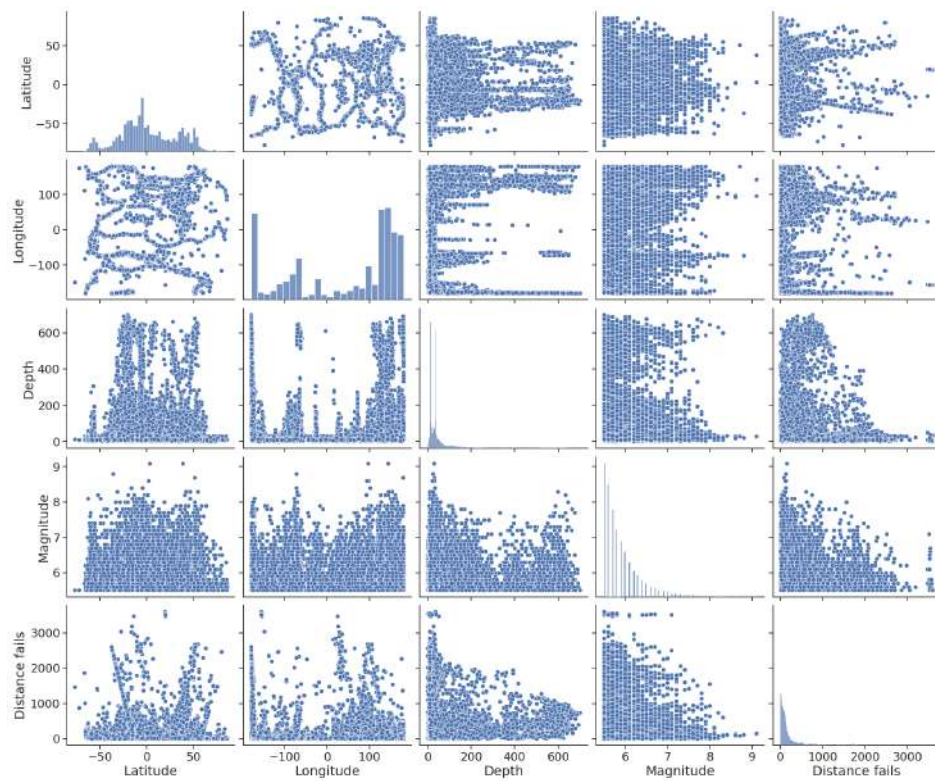


Figura 3.6: Resultado gráfico de la correlación entre las variables numéricas disponibles en el dataframe

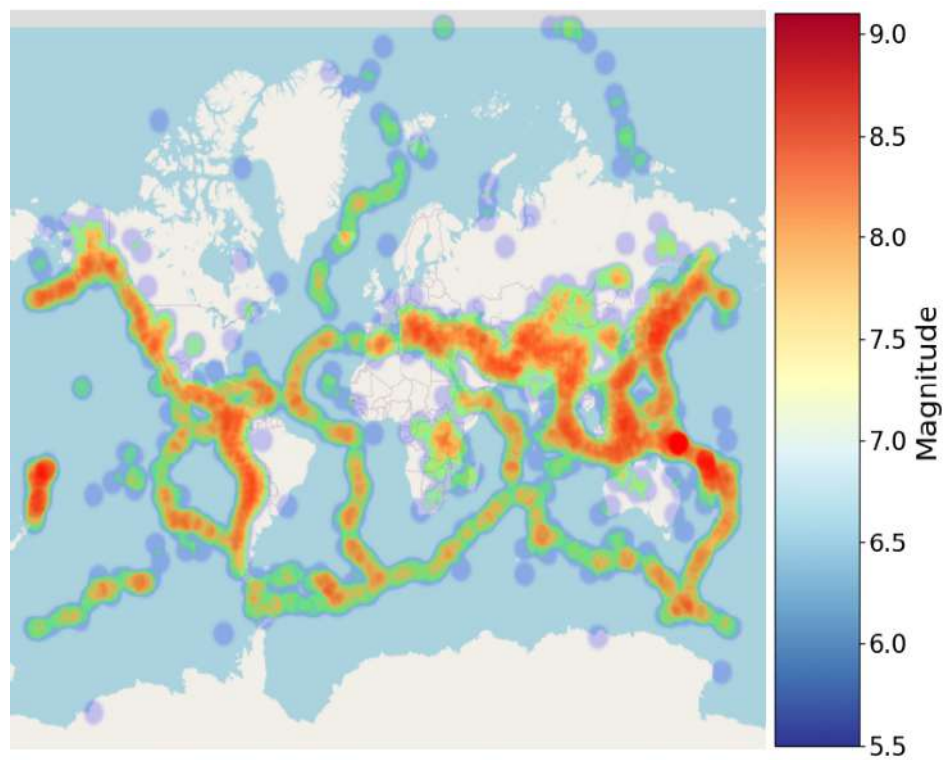


Figura 3.7: Representación gráfica cartográfica de la distribución global de la intensidad sísmica. Esta representación se logra a través de un mapa con escala de colores que representa la intensidad de acuerdo a la escala de Richter.

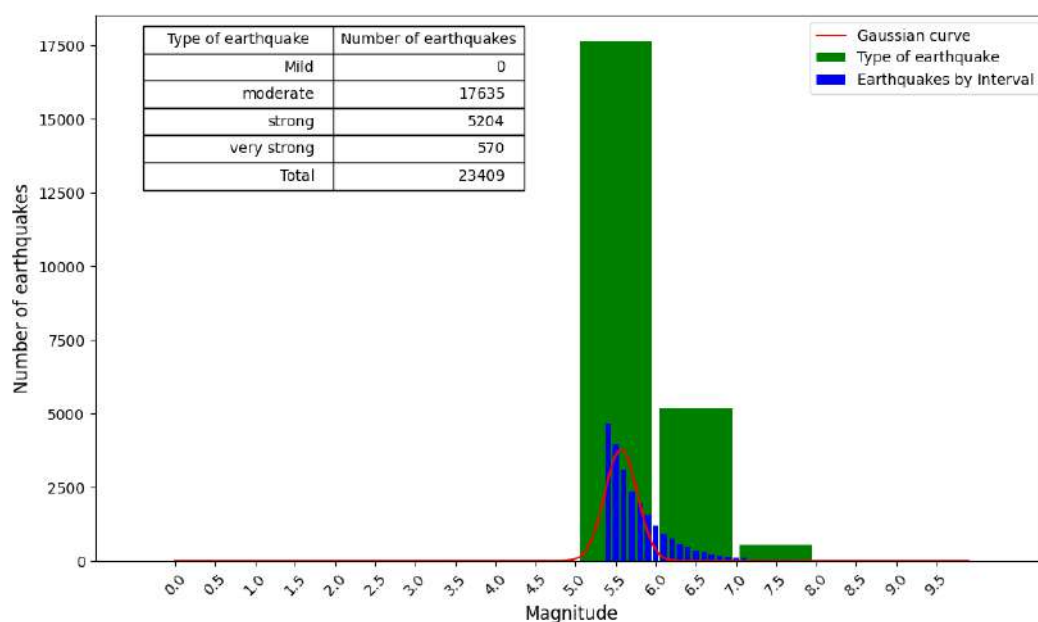


Figura 3.8: Histograma que muestra la clasificación de sismos. Las barras de color verde muestran la clasificación de los sismos según su magnitud entre sismos leves ($M \leq 5$), moderados ($5 < M \leq 6$), fuertes ($6 < M \leq 7$) y muy fuertes ($M > 7$). Las barras de color azul representan los mismos sismos en intervalos de magnitud más pequeños y la curva roja representa un ajuste gaussiano al histograma de color azul.

leves: aquellos que tienen una magnitud inferior a 5,0 en la escala de Richter. **Sismos moderados:** aquellos que oscilan entre 5,1 y 6,0 en la misma escala; **Sismos fuertes:** que abarcan magnitudes de 6,1 a 7,0. Y finalmente, **sismos muy fuertes:** que son todos los sismos con magnitudes superiores a 7,0. Teniendo en cuenta esta clasificación, podemos agrupar los datos de esta manera y generar un gráfico de barras que nos permita visualizar su distribución según la magnitud de los sismos (ver resultado de la figura 3.8). Puede verse en el gráfico y en el inset que no hay sismos leves y esto se debe a que no fueron contemplados en el dataframe. En el histograma formado por las barras más chicas de color azul, se representa el número de datos en intervalos de magnitud de 0,1. Puede verse que estos datos siguen una distribución tipo gaussiana. De esta función se calcularon sus parámetros utilizando el método de Levenberg-Marquardt explicado en la sección (2.1.2.1) y se utilizó como función de ajuste la fórmula de Gauss expresada por la siguiente expresión:

$$f(x, A, \bar{x}, \sigma) = A \exp \left(-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2} \right).$$

En la ecuación anterior, A es la amplitud, $\bar{x}$ es la media y σ es la desviación estándar de los datos suministrados. Haciendo el ajuste con el método mencionado anteriormente (ver en el apéndice A.0.4) nos da una amplitud de 3788,573, un valor medio de 5,5655 y una desviación estándar de 0,2030.

Esta clasificación de sismos se puede ver geográficamente mediante la siguiente repre-

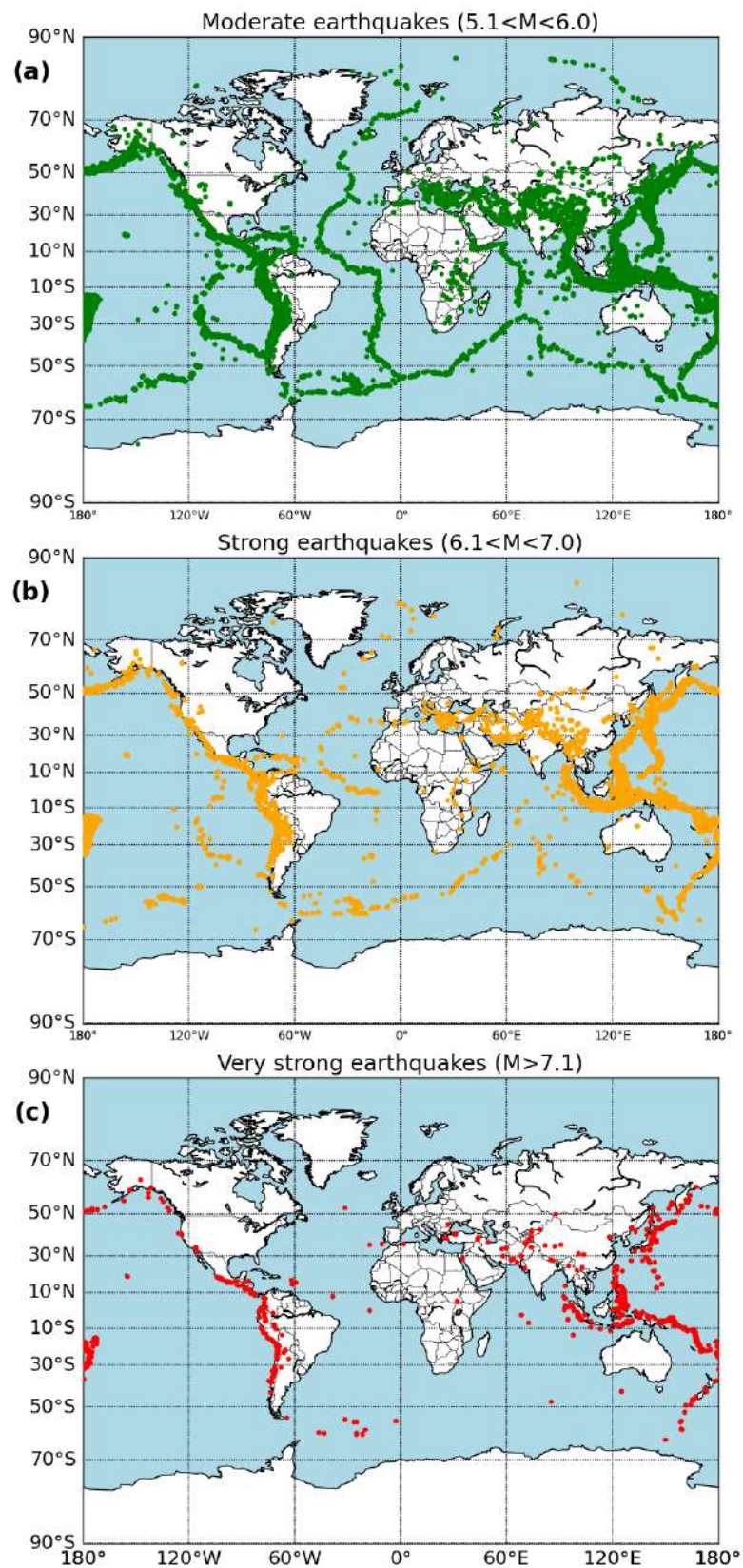


Figura 3.9: Mapa mundo con la representación gráfica de los sismos clasificados en: sismos moderados (a), sismos fuertes (b) y sismos muy fuertes (c).

sentación en los mapas mundiales, utilizando la proyección de Mercator (ver resultado en la figura 3.9). En los mapas puede verse la concentración de estos sismos y cómo están distribuidos a lo largo del mundo. Como era de esperarse, los resultados de los mapas están en común acuerdo con lo reportado en la figura 3.8. Puede verse también en la figura 3.9(a) una mayor cantidad de sismos registrados y desciende para los resultados de la figura 3.9(b)-(c). Puede verse también que estos sismos no son al azar, ya que, como vemos en el resultado del apéndice C la mayoría de ellos se encuentran a una distancia inferior a 300 km de la falla. Esto último sugiere que estos sismos predicen el contorno del límite entre las placas tectónicas (o fallas).

3.2. Relación entre sismos y factores geofísicos: gravedad, campo magnético y actividad volcánica

El estudio de las correlaciones entre diferentes parámetros geofísicos y la actividad sísmica ha sido un tema de investigación activo durante décadas. Diversos investigadores han explorado las relaciones entre variables como el campo magnético terrestre, la gravedad, y la actividad sísmica, buscando patrones que puedan ayudar a comprender mejor los procesos tectónicos. Con el propósito de contribuir en estas temáticas en particular, la presente sección abordará la correlación de los sismos con tres fenómenos naturales o factores geofísicos de interés. Entre estos factores tenemos el campo gravitacional terrestre, las variaciones en el campo magnético y la actividad volcánica. La interacción entre estos factores y los eventos sísmicos ha sido motivo de múltiples estudios, ya que la comprensión de estas relaciones podría aportar información relevante para la predicción y análisis de la ocurrencia de los eventos sísmicos. De la revisión de la literatura científica hemos encontrado varios reportes de intentos de establecer correlaciones entre parámetros geofísicos y actividad sísmica. Uno de estos reportes está enfocado en la correlación entre: **Campo Magnético y Sismos**. Según el reporte se ha demostrado que el campo magnético terrestre puede servir como precursor de los terremotos. En este sentido, se han detectado señales magnéticas anómalas desde satélites antes de los grandes terremotos, lo que sugiere una correlación entre la duración de la anomalía y la magnitud del terremoto [7]. El análisis surge de datos de los satélites Swarm para 1077 terremotos mayores a 5.0 ocurridos entre 2014 y 2023 en el cinturón Alpino-Himalayo. Los resultados mostraron que el 83 % de los terremotos presentaron anomalías magnéticas detectables en los 10 días previos al evento. Además, se encontró una relación logarítmica entre la duración de las anomalías y la magnitud del terremoto de la siguiente manera: $M = (1,414 \pm 0,771) \times \ln(Du) + (1,29 \pm 0,678)$, indicando que terremotos de mayor magnitud generan anomalías más largas. En el estudio se reportaron una correlación entre la duración de las anomalías y la magnitud

del terremoto. Estos resultados son mostrados en la figura 3.10.

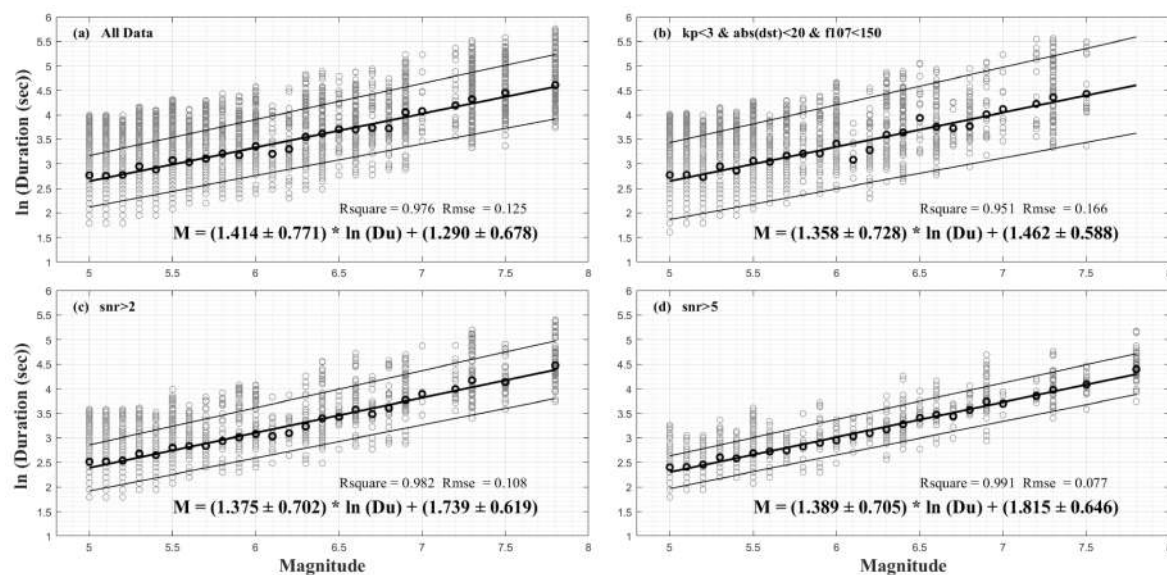


Figura 3.10: Gráfica de la correlación entre la duración de las anomalías y la magnitud del terremoto. Este resultado fue tomado de la Ref 7 para ampliar la discusión de esta parte de la investigación.

La Fig 3.10 ilustra la relación entre el logaritmo natural de la duración de las anomalías (eje y) y la magnitud de los terremotos (eje x) bajo diferentes condiciones: (a) Todos los datos considerados sin aplicar condiciones específicas. (b) Datos filtrados bajo condiciones geomagnéticas tranquilas, con criterios como $Kp \leq 3$, este es un índice que varía de 0 a 9, donde valores más bajos indican condiciones geomagnéticas tranquilas y valores más altos indican condiciones más activas, en este caso el Kp está en un nivel de 3 o menos, lo que indica que las condiciones geomagnéticas son relativamente tranquilas, $|Dst| \leq 20$ nT, este se refiere a un criterio relacionado con el índice Dst (Disturbance Storm Time), que mide la actividad geomagnética en la tierra, específicamente la perturbación del campo magnético terrestre causada por tormentas geomagnéticas, un índice menor o igual a 20 nT implica que se están considerando solo las condiciones geomagnéticas tranquilas o ligeramente perturbadas, lo que es importante para asegurar que las anomalías observadas no sean el resultado de perturbaciones externas, como tormentas solares. (c) Datos filtrados con una relación señal-ruido mayor a 2. (d) Datos filtrados con una relación señal-ruido mayor a 5. Por ejemplo, terremotos de magnitud $M_w = 5,5$ producen anomalías de 10 a 20 segundos, mientras que eventos de $M_w = 7,0$ generan anomalías de 40 a 80 segundos. Asimismo, se puede ver una correlación entre la energía de las anomalías (definida como la amplitud de la anomalía relativa a la amplitud promedio de la señal) y la magnitud del terremoto, lo que refuerza la idea de que terremotos más grandes están asociados con anomalías más intensas. Estos hallazgos sugieren que las anomalías magnéticas detectadas por satélites podrían ser utilizadas como precursores sísmicos en un sistema de predicción operacional (OEPS,

por sus siglas en inglés). Sin embargo, los autores destacan que, aunque los resultados son prometedores, aún existen limitaciones, como la tasa de falsas alarmas del 36 %, lo que subraya la necesidad de integrar este método con otros tipos de precursores para mejorar su fiabilidad.

Gravedad y Actividad Sísmica: La variación de la gravedad inducida por terremotos se refiere a los cambios en el campo gravitatorio de la tierra debido a las actividades sísmicas. Los avances en las tecnologías de observación de la gravedad, como la gravimetría superconductora y las misiones satelitales, han mejorado la comprensión y el seguimiento de estos cambios gravitacionales asociados con los terremotos. Estudios utilizando datos de misiones satelitales como GRACE han documentado cambios en el campo gravitacional asociados con grandes terremotos [51]. En este último estudio se destaca cómo las observaciones de gravedad han permitido identificar variaciones co-sísmicas y pre-sísmicas en el campo gravitacional. Las variaciones co-sísmicas son cambios en el campo gravitacional que ocurren simultáneamente con un terremoto. Estos cambios son el resultado de la redistribución de masa en la corteza terrestre debido al deslizamiento de fallas durante el evento sísmico. Lo que causa estas variaciones en la gravedad durante un terremoto es la ruptura de la falla provoca un desplazamiento de las rocas, lo que puede generar cambios en la densidad y la forma de la corteza terrestre. Esta redistribución de masa afecta el campo gravitacional local, resultando en variaciones que pueden ser medidas por gravímetros. Un estudio sobre el terremoto de Tohoku en 2011 ($M_W 9.1$) mostró que se registraron cambios gravitacionales significativos durante el evento, que fueron detectados por gravímetros superconductores. Estos cambios pueden ser del orden de microGals (μGal), que son unidades de medida de la gravedad. Las variaciones pre-sísmicas son cambios en el campo gravitacional que se producen antes de un terremoto. Estas variaciones pueden ser indicativas de la acumulación de estrés en la corteza terrestre que precede a un evento sísmico. Las posibles causas de estas variaciones pre-sísmicas pueden ser causadas por la acumulación de tensión en las rocas a medida que se acerca un terremoto. A medida que el estrés se acumula, puede haber cambios en la densidad de las rocas y en la distribución de masa, lo que se traduce en cambios en el campo gravitacional, estas investigaciones han mostrado que, en algunos casos, las anomalías gravitacionales pueden ser detectadas hasta varias horas o días antes de un terremoto. Por ejemplo, en el caso del terremoto de Tohoku, se registraron anomalías gravitacionales hasta 89 horas antes del evento, con amplitudes que alcanzaron hasta $28 \mu Gal$ en ciertas estaciones de medición. Un aspecto particularmente innovador de este campo es la detección de señales gravitacionales pre-P (Prompt Elasto-Gravity Signals, PEGS), que viajan a la velocidad de la luz y pueden ser detectadas antes de la llegada de las ondas sísmicas tradicionales. Estas señales, aunque pequeñas, han sido observadas en eventos como el terremoto de Tohoku en 2011, y se han utilizado para desarrollar sistemas de alerta temprana ba-

sados en inteligencia artificial, como el modelo PEGSNet [52]. Este modelo, entrenado con datos reales y simulados, ha demostrado ser capaz de determinar la magnitud y ubicación de un terremoto entre 5 y 10 segundos antes que los métodos tradicionales.

Actividad Volcánica: La relación entre vulcanismo y sismicidad ha sido ampliamente estudiada, especialmente en zonas de subducción. En las zonas de subducción, la actividad volcánica aumenta significativamente después de los terremotos de megapempuje debido a la relajación de la tensión de compresión, lo que promueve la falla de deslizamiento, lo que mejora la movilización del magma y la migración vertical, lo que lleva a pulsos de erupciones a largo plazo después de los eventos sísmicos [53]. Para el análisis de la gravedad terrestre, se han utilizado datos obtenidos mediante observaciones satelitales. En este caso, cuando un satélite sobrevuela una inhomogeneidad o anomalía de masas en la Tierra, su órbita experimenta una perturbación, alterando su distancia a la superficie terrestre. Estos cambios en la trayectoria satelital reflejan variaciones en el valor de la gravedad; estas variaciones en la gravedad y su relación con los eventos sísmicos se explorarán detalladamente en la sub-sección 3.2.1. De manera similar, se analizará la posible correlación entre la actividad sísmica y las fluctuaciones en el campo magnético terrestre, tema que se desarrollará en la subsección 3.2.3. Finalmente, se abordará la relación entre los sismos y la actividad volcánica, considerando cómo ambos fenómenos pueden estar interrelacionados. Los resultados de este análisis serán presentados en la subsección 3.2.2. El análisis de esta sección buscará identificar patrones y dependencias entre estos factores y los sismos, aportando una perspectiva integral sobre los posibles indicadores naturales de actividad sísmica.

3.2.1. Relación entre variaciones gravitacionales y actividad sísmica

El análisis de los datos gravitacionales permite identificar variaciones en la distribución de masa terrestre, que pueden estar asociadas con procesos geodinámicos, tales como la acumulación de tensiones en las placas tectónicas o el movimiento de magma en el subsuelo. Según la ley de gravitación de Newton, la atracción entre dos cuerpos es proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Esta relación hace que un satélite que pasa por encima de una inhomogeneidad de masas en la Tierra experimente perturbaciones en su órbita, acercándose o alejándose de la superficie terrestre en función de la distribución de masa subyacente. Cuanto más baja sea la altitud del satélite, mayor será su sensibilidad a estas anomalías gravitacionales, lo que permite realizar mediciones detalladas de las variaciones en el campo gravitatorio terrestre. Para obtener estos datos, se utilizan técnicas avanzadas de seguimiento y posicionamiento satelital, como GNSS (sistema mundial de navegación por satélite), SLR (medición de distancia por láser por satélite)

y DORIS (Orbitografía Doppler y radioposicionamiento integrado por satélite). Estas técnicas permiten determinar con precisión la órbita de los satélites en altitudes entre 800 y 20,000 km. Sin embargo, para alcanzar una resolución espacial más alta en el campo gravitatorio, se han desarrollado misiones satelitales específicas que operan a altitudes entre 200 y 500 km. Estas misiones aprovechan los satélites como sondas de gravedad, permitiendo registrar con alta precisión las variaciones en el campo gravitatorio terrestre a través de un seguimiento continuo en tres dimensiones espaciales y la separación de las fuerzas gravitacionales de otras fuerzas no gravitacionales, como el arrastre atmosférico y la presión de radiación solar. La información, en gran parte, ha sido obtenida de la documentación de la organización GGOS (Global Geodetic Observing System) sobre gravimetría satelital [8]. A continuación, haremos una breve descripción de las técnicas avanzadas de seguimiento y posicionamiento satelital, descritas previamente.

GNSS: Es una red de satélites que proporciona información de posicionamiento y localización en cualquier parte del mundo, ya sea en tierra, mar o aire. Este sistema permite determinar las coordenadas geográficas y la altitud de un punto específico mediante la recepción de señales de varios satélites artificiales [54]. El GNSS se compone de tres segmentos principales: i) Segmento Espacial: incluye los satélites que orbitan la Tierra y transmiten señales. ii) Segmento de Control: consiste en estaciones en tierra que monitorean y gestionan los satélites. iii) Segmento de usuario: comprende los dispositivos y receptores que reciben las señales para calcular la posición [55]. **SLR:** Es una técnica que utiliza pulsos de láser para determinar la distancia entre un satélite y una estación terrestre. Este método se basa en el principio de medir el tiempo que tarda un pulso láser en viajar desde la estación hasta un reflector en el satélite y regresar. El funcionamiento del SLR es el siguiente: i) Emisión del pulso: una estación terrestre emite un pulso láser hacia un satélite que está equipado con reflectores. ii) Reflexión: el pulso láser impacta en el reflector del satélite y se refleja de vuelta hacia la estación. iii) Medición del tiempo: La estación mide el tiempo total que tardó el pulso en hacer el viaje de ida y vuelta. iv) Cálculo de distancia: La distancia se calcula utilizando la siguiente expresión: $d = \frac{C \cdot t}{2}$. Donde C es la velocidad de la señal y t es el tiempo medido que incluye tanto el viaje de ida como el de vuelta. **DORIS:** Es un sistema de medición y seguimiento que utiliza señales de radio emitidas por una red de balizas terrestres que permiten determinar la posición y la órbita de satélites. Este sistema fue desarrollado por el Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (CNES) y se ha utilizado en diversas misiones espaciales desde su inicio en 1990. El funcionamiento del DORIS es el siguiente: i) Emisión de señales: Las balizas terrestres emiten señales de radio en frecuencias específicas. ii) Recepción en satélites: los satélites equipados con receptores DORIS capturan estas señales mientras pasan sobre las estaciones. iii) Efecto Doppler: Al moverse el satélite, se producen cambios en la frecuencia de las señales recibidas

(efecto Doppler), lo que permite calcular la distancia entre el satélite y la baliza. iv) Procesamiento de datos: los datos son procesados tanto a bordo del satélite como en estaciones de control en tierra, permitiendo determinar la órbita del satélite con una precisión que puede alcanzar centímetros [56]. A continuación, se explorarán los datos de actividad sísmica y campo gravitacional terrestre, con el propósito de responder la siguiente pregunta: ¿Puede la gravedad predecir terremotos? Es decir, esperamos con este análisis identificar si existe alguna relación entre las variaciones gravitacionales y la ocurrencia de sismos, proporcionando una visión novedosa sobre los posibles factores que influyen en la actividad sísmica global. Para ese propósito, a continuación, en la figura (3.11) se presentan las variaciones significativas del campo gravitacional en función de la latitud. Se observa que la gravedad es más intensa en las regiones polares que en el ecuador. Esto se atribuye al achatamiento de la Tierra en los polos y su ensanchamiento en el ecuador. Este aspecto en la geometría de la Tierra afecta la distancia al centro de masa del planeta y, por ende, la fuerza gravitatoria. Además de esto, se identifican ciertas anomalías gravitacionales en la franja ecuatorial, donde la gravedad presenta un debilitamiento en comparación con otras latitudes. Esta disminución en la intensidad gravitacional en el Ecuador se analizará en mayor profundidad utilizando un mapa de calor de la altura, lo cual permitirá explorar cómo las variaciones topográficas y geológicas contribuyen a estas anomalías (ver el resultado de la figura 3.12).

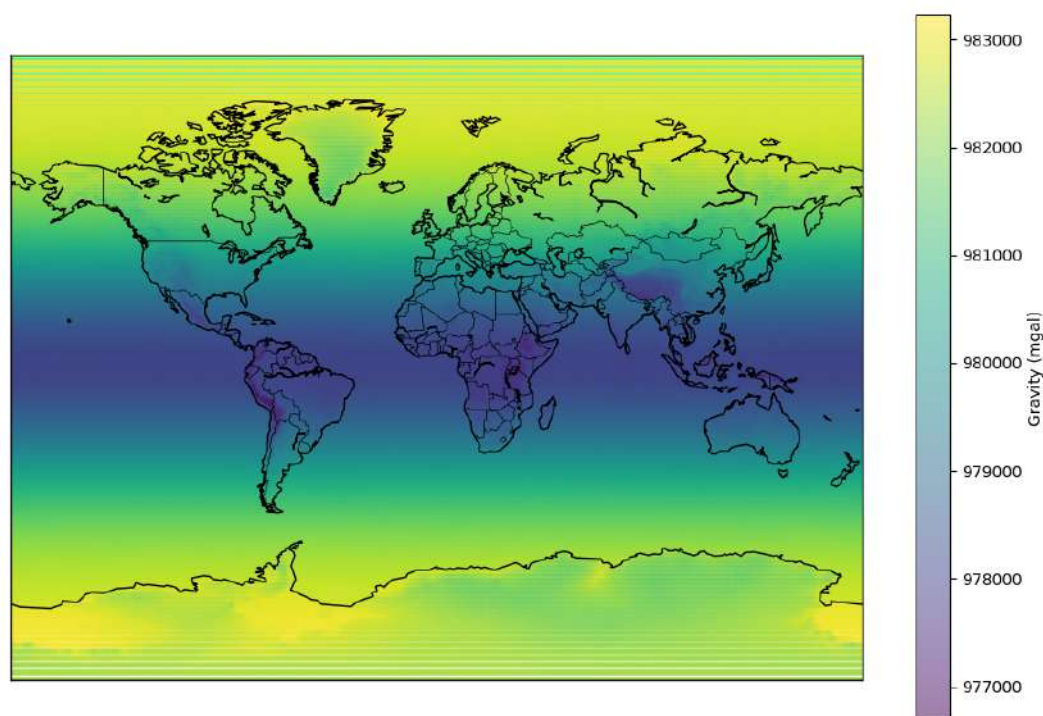


Figura 3.11: Resultados de la magnitud del gradiente del potencial gravitacional (incluido el potencial centrífugo) en un punto dado. La gravedad está en unidades de Milligals; su equivalencia es: $1m/s^2 = 100000mgal$.

La figura 3.12 revela que las regiones con mayores elevaciones, como la cordillera de los

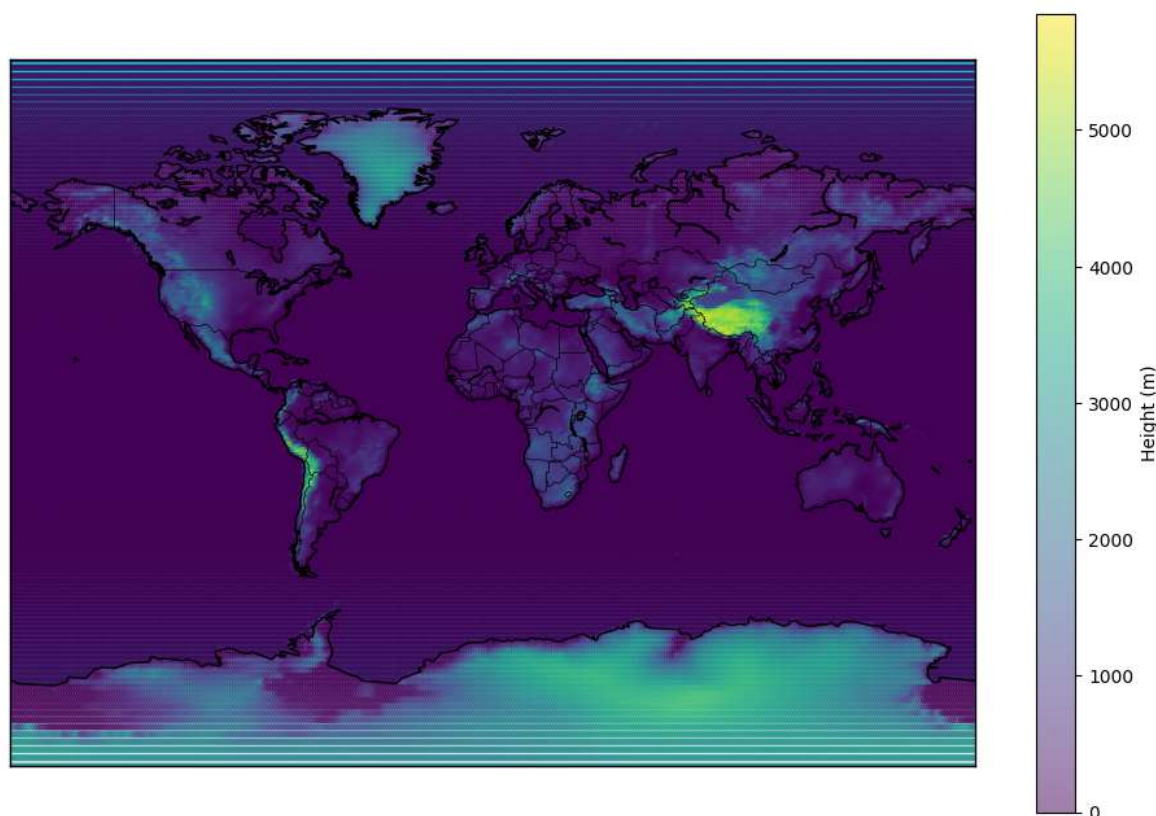


Figura 3.12: Mapa de calor de la altura a lo largo de la superficie terrestre. Estos resultados se obtuvieron de las mediciones de altitud de los satélites (SLR y GNSS), punto a punto en la superficie de la tierra [8].

Andes en América del Sur, el Himalaya en Asia y las Montañas Rocosas en América del Norte, coinciden con las zonas donde se observaron anomalías gravitacionales en el resultado de la figura anterior (ver resultado de la figura 3.11). Esta correspondencia indica que las anomalías gravitacionales pueden atribuirse en gran medida a la presencia de grandes estructuras montañosas. Debido a la mayor altitud en estas áreas, la fuerza centrífuga generada por la rotación terrestre tiene un efecto más notable, lo que contribuye a una reducción de la fuerza gravitacional aparente en estas zonas. Así, la disminución en la gravedad observada en dichas áreas es una consecuencia directa de la interacción entre la altitud y las fuerzas físicas presentes, confirmando que las anomalías gravitacionales están influenciadas por la topografía de gran altitud. La comparación entre la distribución de sismos moderados en la figura 3.13 (a) y el mapa de anomalías gravitacionales de la Tierra en la figura 3.13 sugiere una posible correlación entre estas dos variables. Se observa que las zonas con alta actividad sísmica moderada, como el cinturón de fuego del Pacífico, los bordes de las placas tectónicas y ciertas áreas del sur de Asia y Europa, coinciden con regiones que presentan anomalías gravitacionales. Estas anomalías pueden estar relacionadas con variaciones en la densidad de la corteza terrestre y la estructura del manto, factores que también influyen en la acumulación y liberación de tensiones tectónicas. Esta correlación implica que

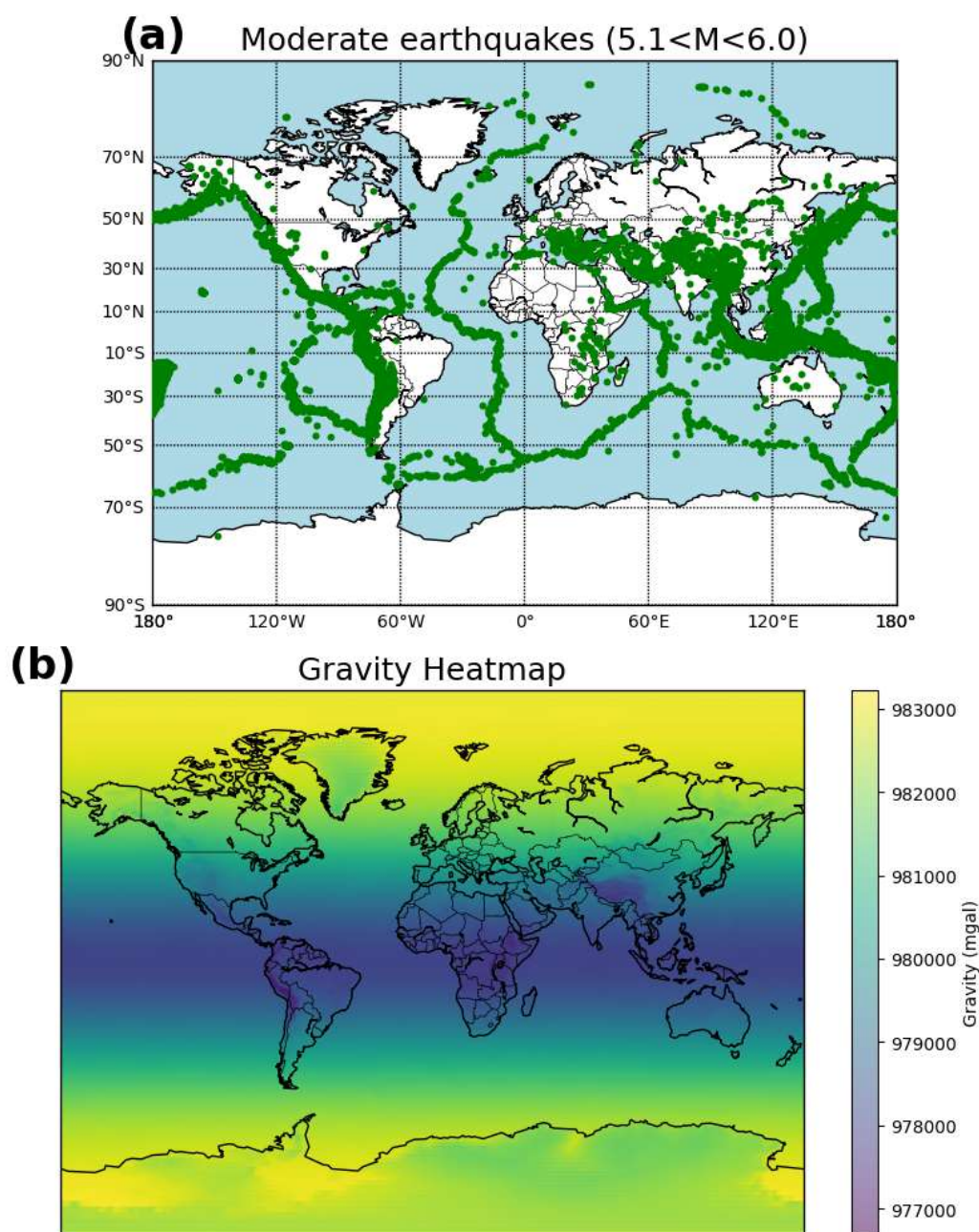


Figura 3.13: Correlación entre sismos moderados y campo gravitacional. En (a) mapa de la distribución de sismos moderados (resultado presentado previamente en la figura 3.9). En (b). Mapa de anomalías gravitacionales de la Tierra (resultado presentado previamente en la figura 3.11).

las áreas donde la gravedad presenta valores anómalos también tienden a experimentar una mayor frecuencia de sismos moderados, sugiriendo una relación entre las variaciones en el campo gravitatorio terrestre y la actividad sísmica. La presencia de estas anomalías puede estar asociada a estructuras geológicas y características tectónicas que favorecen la ocurrencia de sismos. Estos hallazgos refuerzan la idea de que tanto la gravedad como la actividad sísmica comparten una interdependencia en estas regiones, lo que podría indicar una conexión entre la estructura interna de la Tierra y el

comportamiento sísmico observado.

3.2.2. Correlación de eventos sísmicos y actividad volcánica terrestre

En el presente apartado, se explorará la relación entre los sismos y la actividad volcánica. Estos fenómenos geológicos, aunque distintos, comparten una estrecha interdependencia debido a la dinámica tectónica de la Tierra. Los volcanes y los terremotos suelen coincidir en zonas de actividad tectónica, como los límites de placas, donde las tensiones acumuladas en la corteza terrestre pueden desencadenar ambos eventos. Se analizarán diversos aspectos clave para entender esta correlación. Primero, se abordará la ubicación geográfica de los volcanes y los patrones de actividad sísmica en sus alrededores. Cada volcán posee una configuración tectónica específica, influenciada por el tipo de placa y las características geológicas locales, las cuales determinan tanto la actividad volcánica como la frecuencia e intensidad de los sismos. Además, se discutirá el tipo de actividad que presentan los volcanes, desde erupciones explosivas hasta flujos de lava, y cómo esta actividad puede inducir o ser inducida por movimientos sísmicos. También se estudiará el tipo de roca predominante en cada volcán, que puede ofrecer pistas sobre la intensidad y naturaleza de su actividad, y cómo estas características geológicas influyen en los patrones de sismicidad. A través de la integración de estos factores, esta subsección busca establecer una visión completa de cómo la actividad volcánica y sísmica están interrelacionadas, proporcionando una base para interpretar mejor las señales geológicas en zonas de riesgo y mejorar la comprensión de estos complejos procesos naturales. Los datos fueron proporcionados por el Programa Global de Volcanismo (GVP) [57] de la Institución Smithsonian, que documenta los volcanes de la Tierra y su historia eruptiva durante los últimos 10.000 años. El GVP informa sobre las erupciones actuales de todo el mundo y mantiene un repositorio de base de datos sobre volcanes activos y sus erupciones. El GVP se encuentra en el Departamento de Ciencias Minerales, que forma parte del Museo Nacional de Historia Natural, en el National Mall de Washington, D.C. Todo el set de datos fue descargado de la Ref 11 y el dataset estudiado tiene las variables que se relacionan a continuación en la tabla 3.1. A continuación, en la figura 3.14 se presenta un mapa con proyección Miller que muestra las localizaciones geográficas de los volcanes a nivel mundial. Este mapa permite observar la distribución de los volcanes en relación con las principales divisiones por países del planeta, proporcionando una perspectiva clara de cómo estos se concentran, en su mayoría, en el Anillo de Fuego del Pacífico. Esta distribución será fundamental para analizar la correlación entre la actividad volcánica y la sismicidad en estas zonas geológicamente activas. La figura 3.15 muestra los diferentes tipos de volcanes que hay en el dataset y cómo estos están distribuidos por frecuencia. De este resultado,

Parámetros volcanicos	Número de datos	Característica del parámetro
Name	1508	Nombre del volcán
Country	1508	Ciudad en que se encuentra el volcán
Region	1508	Región en el que está el volcán
Type	1508	Tipo del volcán
Activity Evidence	1507	evidencia de la actividad volcánica.
Last Known Eruption	1508	año de erupción.
Latitude	1508	Latitud de la ubicación del volcán.
Longitude	1508	Longitud de la ubicación del volcán.
Elevation	1508	la elevación del volcán en metros.
Dominant Rock Type	1455	Tipo de roca que ha salido del volcán
Tectonic Setting	1501	áreas y cortezas donde está el volcán

Tabla 3.1: Número de datos por variables reportados por GVP. Los datos de esta tabla fueron obtenidos de la página Web, reportada en la Ref. [11](#)

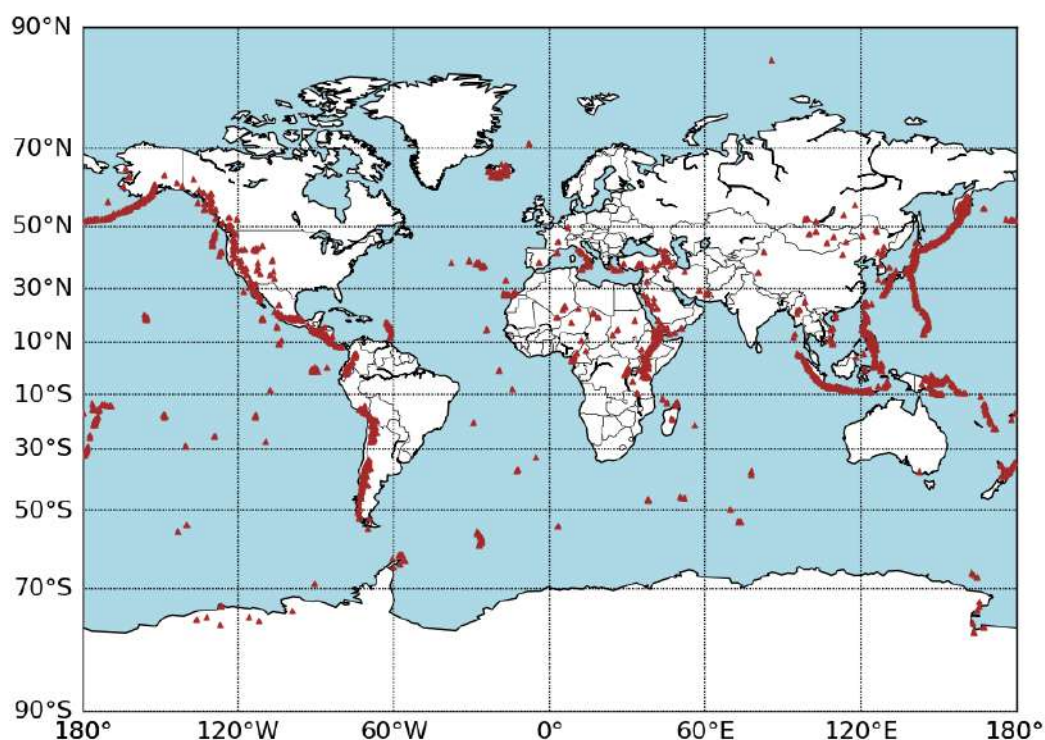


Figura 3.14: Mapa de localización de los volcanes alrededor del mundo.

es posible observar que los tipos de volcanes en el dataset revelan una distribución significativa en cuanto a la frecuencia de cada tipo de estructura volcánica. La clasificación y frecuencia de cada tipo de volcán pueden aportar información valiosa sobre su actividad, morfología y potencial impacto geológico en la región donde se encuentran. A continuación, mostramos una descripción de los principales tipos de volcanes:

Stratovolcano: Con una gran mayoría en el dataset, estos volcanes cónicos y altos son conocidos por sus erupciones violentas y su estructura está compuesta por múltiples

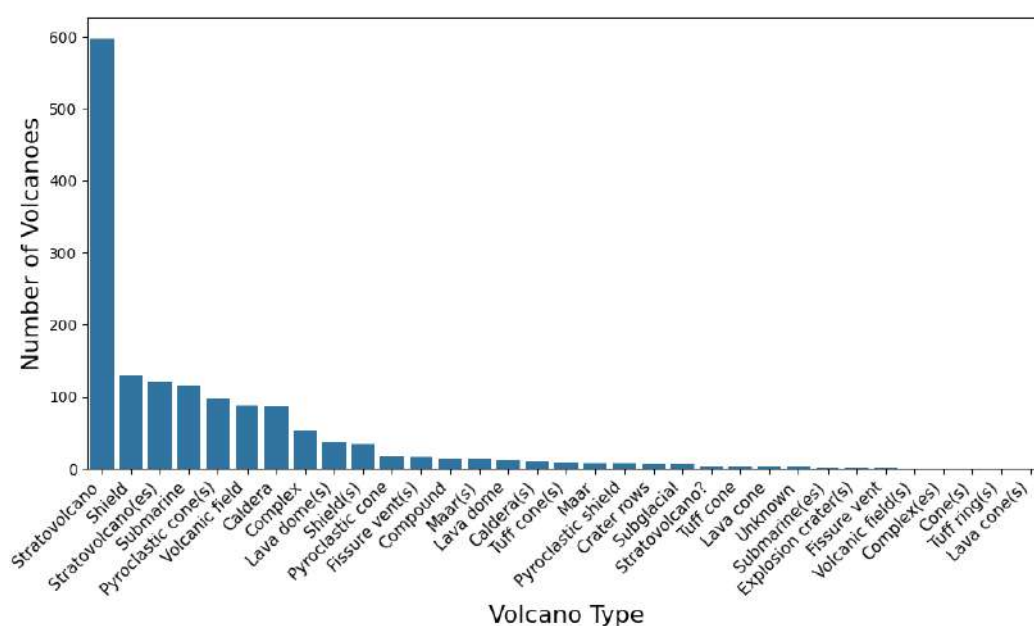


Figura 3.15: Resultado de la distribución de los tipos de volcanes según su frecuencia.

capas de lava y ceniza. Su alta frecuencia sugiere una mayor prevalencia de este tipo de volcán, especialmente en zonas tectónicamente activas, como el Anillo de Fuego del Pacífico. [58]

Shield y Shield(s): Los volcanes de tipo escudo, caracterizados por su perfil bajo y laderas suaves, representan un número considerable, aunque mucho menor que los estratovolcanes. Su estructura permite que la lava fluya y se extienda a grandes distancias, formando amplias bases volcánicas. Esto es característico en áreas como Hawái y otras regiones de actividad volcánica intensa, pero menos explosiva. [59]

Caldera y Caldera(s): Las calderas son depresiones volcánicas grandes formadas por el colapso de un volcán tras una erupción masiva. La presencia de múltiples calderas indica regiones con historia de grandes eventos explosivos, lo que sugiere un potencial de actividad volcánica significativa y prolongada en estas zonas [?] acocella_{alerio}₂₀₁₈

Pyroclastic cone(s): Estos conos, formados por acumulación de materiales volcánicos fragmentados,

Submarine y Submarine(es): Estos reflejan actividad volcánica en el fondo oceánico, y su presencia

Complex y Complex(es): Los volcanes complejos muestran una morfología variada, producto de múlt

Los resultados de la posición geográfica de estos tipos de volcanes para entender cómo están distribuidos en el globo terráqueo, se muestran en la figura 3.16. Puede verse que la distribución de cada tipo de volcán está íntimamente relacionada con la tectónica de placas figura 1.2. Puede verse también que la mayoría de los volcanes se alinean a lo largo de los límites de placas tectónicas, donde las interacciones entre estas generan las condiciones para la formación de diversas estructuras volcánicas. La concentración de estratovolcanes en los márgenes de subducción y la presencia de volcanes escudo en puntos calientes como Hawái destacan la relación entre los tipos de volcanes y el contexto

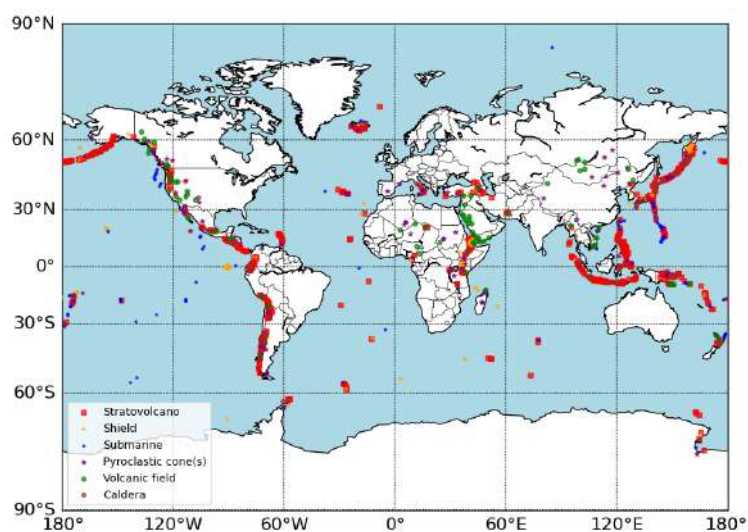


Figura 3.16: Tipos de volcanes distribuidos geográficamente en el mundo.

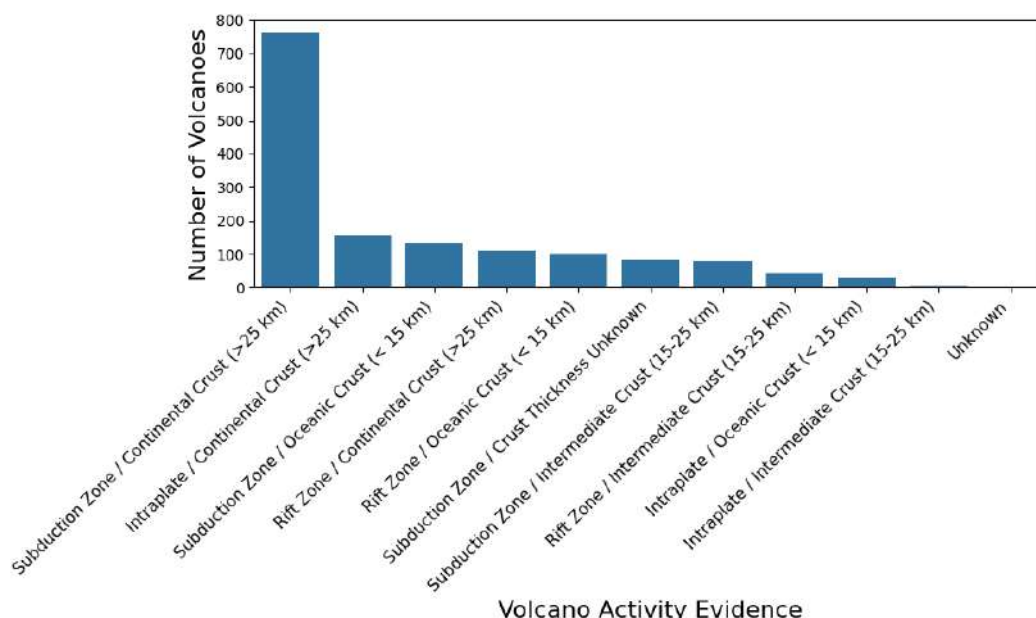


Figura 3.17: Resultado de ajuste tectónico en el cual se encuentran los respectivos volcanes.

tectónico que los rodea. En el ajuste tectónico se pueden diferenciar 10 configuraciones volcánicas que son las siguientes: Subduction Zone / Continental Crust, Intraplate / Continental Crust, Subduction Zone / Oceanic Crust, Rift Zone / Continental Crust, Rift Zone / Oceanic Crust, Subduction Zone / Crust Thickness, Subduction Zone / Intermediate Crust, Rift Zone / Intermediate Crust, Intraplate / Oceanic Crust, Intraplate / Intermediate Crust. Estas configuraciones volcánicas han sido representadas en la distribución de frecuencia mostrada en la figura 3.17. Este resultado del ajuste tectónico de los volcanes (figura 3.17) revela patrones interesantes sobre la relación entre los tipos de volcanismo y sus entornos tectónicos. A continuación, se presenta con más detalle una interpretación de cada categoría basada en los resultados obtenidos.

Subduction Zone / Continental Crust (>25 km): Esta categoría tiene la mayor cantidad de volcanes (más de 700 registrados). Las zonas de subducción bajo corteza continental gruesa (mayor a 25 km) son ambientes tectónicos altamente activos, conocidos por generar volcanes grandes y peligrosos, como los estratovolcanes. Esto es común en el llamado Anillo de Fuego del Pacífico, donde la interacción entre placas tectónicas promueve el ascenso de magma y la actividad volcánica explosiva.

Intraplate / Continental Crust (>25 km): En segundo lugar en frecuencia, los volcanes dentro de placas tectónicas continentales con corteza gruesa están en regiones alejadas de los límites de placas, lo que indica actividad volcánica intraplaca. Ejemplos de este tipo de volcanismo se observan en lugares como el Parque Nacional de Yellowstone en Estados Unidos. Aunque son menos comunes, estos volcanes pueden tener eventos eruptivos significativos debido a la acumulación de presión en puntos calientes.

Subduction Zone / Oceanic Crust (<15 km): Este ajuste tectónico, con volcanes en zonas de subducción bajo corteza oceánica delgada, también es relativamente frecuente. Las áreas donde la corteza oceánica se subduce bajo otra placa suelen ser altamente sísmicas y volcánicas, generando volcanes que pueden emerger en forma de islas, como en las zonas de subducción del Pacífico occidental.

Rift Zone / Continental Crust (>25 km): Aunque menos comunes que los volcanes de subducción, los volcanes en zonas de rift bajo corteza continental gruesa son significativos. Estas áreas indican la separación de la corteza continental, un proceso que puede generar volcanes de tipo fisural y extensos flujos de lava. El Rift de África Oriental es un ejemplo de este tipo de entorno tectónico.

Rift Zone / Oceanic Crust (<15 km): En zonas de rift bajo corteza oceánica delgada, se forman volcanes principalmente en las dorsales oceánicas. Estos volcanes están asociados con la generación de nueva corteza oceánica y suelen tener erupciones menos explosivas. Ejemplos de este tipo se observan en la dorsal mesoatlántica.

Rift Zone / Intermediate Crust (15-25 km): Aunque menos común, este ajuste tectónico en zonas de rift con corteza de grosor intermedio indica áreas de extensión donde la corteza está en proceso de adelgazamiento, lo cual puede generar actividad volcánica significativa en estas regiones transicionales.

Subduction Zone / Intermediate Crust (15-25 km): Los volcanes en zonas de subducción con un grosor de corteza intermedio son menos frecuentes. Este tipo de subducción genera actividad volcánica en ambientes donde la corteza continental es más delgada o está en transición. La naturaleza de estas zonas puede implicar una actividad volcánica menos intensa comparada con zonas de subducción bajo corteza muy gruesa.

Intraplate / Oceanic Crust (<15 km): Los volcanes intraplaca en corteza oceánica delgada son característicos de puntos calientes en océanos, como Hawái. Aunque no están asociados a los límites de placas, estos volcanes pueden ser muy activos y generar

islas volcánicas, producto de la acumulación de lava a lo largo del tiempo.

Subduction Zone / Crust Thickness Unknown: La clasificación de volcanes en zonas de subducción sin un grosor de corteza definido sugiere que hay regiones volcánicas menos estudiadas o con datos limitados. Estas áreas aún pueden ser sísmicas y volcánicas, pero es difícil evaluar su comportamiento tectónico con precisión.

Intraplate / Intermediate Crust (15-25 km): Este ajuste tectónico es raro y representa volcanes que se encuentran en placas continentales de grosor intermedio, lejos de los límites de placas. Estos volcanes intraplaca pueden estar asociados con puntos calientes que generan actividad volcánica a partir del ascenso de magma profundo en zonas continentales.

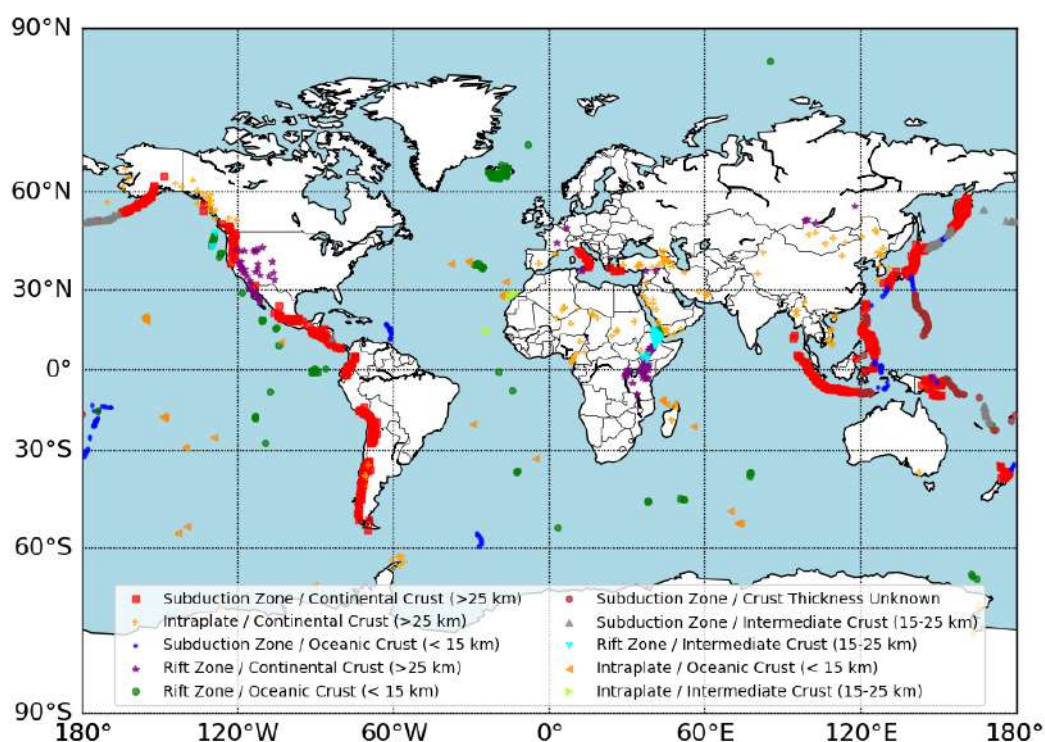


Figura 3.18: Mapa de ajuste tectónico de volcanes.

En la figura 3.18 se muestra un mapa con los resultados de ajuste tectónico de los volcanes, distribuidos en el mapa mundo. Del análisis de este resultado puede verse que la mayor concentración de volcanes se encuentra en zonas de subducción bajo corteza continental gruesa. Este resultado es consistente con la naturaleza activa de estos entornos tectónicos. Los volcanes en zonas de rift y en entornos intraplaca también están representados, aunque en menor cantidad. Esto subraya su naturaleza menos frecuente en comparación con los volcanes de subducción. Estos resultados proporcionan una visión amplia sobre cómo los entornos tectónicos influyen en la distribución y características de la actividad volcánica global.

3.2.3. Correlación entre sismicidad y variación del campo magnético

En este apartado del capítulo se presenta un análisis del estudio de correlación entre la actividad sísmica y las variaciones del campo magnético terrestre en el tiempo. En particular, se exploró la actividad sísmica en los años: 1965 a 1970, 2000, 2001, 2011, 2015 y 2016. La principal motivación para el presente estudio radica en que el campo magnético terrestre es el resultado de los movimientos en el núcleo de la Tierra. Este campo presenta fluctuaciones que podrían estar relacionadas con fenómenos tectónicos. Es decir, que cierto cambio en el campo magnético de la tierra puede coincidir con la ocurrencia de sismos. Para ese propósito, este análisis busca identificar patrones o correlaciones que contribuyan a entender mejor la compleja relación entre estas dos variables mencionadas, y de esta manera brindar una perspectiva adicional que pueda contribuir al entendimiento de las causas de los fenómenos sísmicos. Los datos utilizados en este estudio han sido obtenidos a través de la API, ofrecida por el National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) [62] y Australian Antarctic Data Center (AADC), [63] empleando el conjunto de metadatos AAS 4092 Geomagnetic Field Model. Esta fuente proporciona información detallada sobre el comportamiento del campo geomagnético, lo cual permite realizar un análisis temporal y espacial de su variación en relación con los eventos sísmicos. Los datos del campo magnético corresponden a los años mencionados anteriormente y se consolidaron en un solo conjunto de datos que contiene las columnas: **Latitude**, **Longitude**, **MagneticField(nT)** y **Year**. De estas variables se recopilieron aproximadamente 718764 filas de datos. Inicialmente, el conjunto de datos fue sometido a un procesamiento complejo que incluye datos relacionados con sismos, campo magnético y gravedad. Esto último con el objetivo de prepararlos para análisis posteriores, como el clustering. El código de procesamiento cuenta con dos funciones principales; siendo *process and save data* la función central que coordina todo el flujo de trabajo. Esta función toma como entrada tres DataFrames (sismos, campo magnético y gravedad) junto con una ruta de almacenamiento para guardar los resultados y realizar las siguientes tareas: **Limpieza y conversión de datos:** Asegura que los tipos de datos sean los correctos y unifica los formatos. **Enriquecimiento de datos:** Asocia a cada sismo el valor del campo magnético más cercano en tiempo y espacio, enriqueciendo así el conjunto de datos. **Cálculo de características:** Genera nuevas características derivadas de los datos del campo magnético, tales como el promedio, la desviación estándar y la tasa de cambio. Después de estos cálculos, los datos son normalizados para asegurar una distribución uniforme y facilitar su análisis. Finalmente, se guardan en un archivo en formato **Pickle** de Python, un módulo utilizado para serializar objetos y permitir su almacenamiento y recuperación posterior. Por último, se desarrolló un método para buscar el valor del campo magnético más

cercano a un punto geográfico y un año específico dentro del DataFrame de campo magnético. Todo este procesamiento tiene como fin identificar patrones en los datos para comprender mejor la relación entre los sismos y la variación del campo magnético de la Tierra. Además, estos datos estarán listos para una posterior clusterización, con la que se espera agrupar los sismos en función de sus características y potencialmente revelar diferentes tipos de eventos sísmicos. Se identificaron tres tipos de clústeres utilizando el algoritmo DBSCAN (Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise). Este modelo maneja dos hiperparámetros principales para clasificar los datos en diferentes clústeres. El primero es el valor de **epsilon**, que representa la distancia máxima entre dos puntos para que se considere que uno está dentro de la vecindad del otro. Este parámetro es crucial y debe ajustarse adecuadamente para nuestro conjunto de datos. El segundo hiperparámetro es **min samples**, que define el número mínimo de muestras en la vecindad de un punto para que este se considere un punto central. Valores más altos en **min samples** resultan en clústeres más densos. Otro parámetro, que aunque generalmente no se ajusta y es importante mencionar, es la **métrica**, que determina la medida de distancia utilizada por el modelo. En este caso, se empleó la métrica predeterminada: la distancia euclidiana. Para encontrar los mejores valores de hiperparámetros para DBSCAN, se implementó una simulación en la que se variaron los valores de **epsilon** en el intervalo de 0.5 a 2.0, tomando 7 valores equidistantes en este rango. Asimismo, **min samples** se exploró en el rango de 5 a 51, con 5 valores seleccionados. Los resultados de esta simulación se presentan en la figura 3.19. De esta se observa que los valores de epsilon menores a 0.6 resultan desfavorables, ya que generan una gran cantidad de ruido y un número elevado de clústeres, lo cual es indeseable en este modelo. Por esta razón, se opta por un valor de **epsilon** igual a 1 y un valor de **min samples** de 5, que representan un equilibrio adecuado entre la cantidad de ruido y el número de clústeres obtenidos. El objetivo principal es lograr una cantidad razonable de clústeres con un nivel mínimo de ruido, por lo que estos valores de hiperparámetros fueron seleccionados. El modelo de DBSCAN, con los hiperparámetros elegidos (epsilon=1, min samples=5), hizo la siguiente clasificación de los datos.

En la figura(3.20), se observa que el cluster 0 contiene una cantidad considerable de valores atípicos, conocidos en la literatura de ciencia de datos como **outliers**. Estos valores están representados por los círculos ubicados por encima del diagrama de caja y están significativamente alejados del rango intercuartílico (IQR), lo que indica que no siguen la tendencia general de la distribución de los datos en este cluster. Comparando la dispersión en los diferentes clusters, puede notarse que el cluster de ruido (cluster -1) presenta una desviación estándar en la magnitud de 0.81, lo que refleja una variabilidad más alta en comparación con los clusters 0, 1 y 2. Por otro lado, el cluster 0, que contiene la mayor cantidad de datos, tiene una desviación estándar más baja en la magnitud (0.41), indicando una distribución más concentrada alrededor de su mediana. Esto

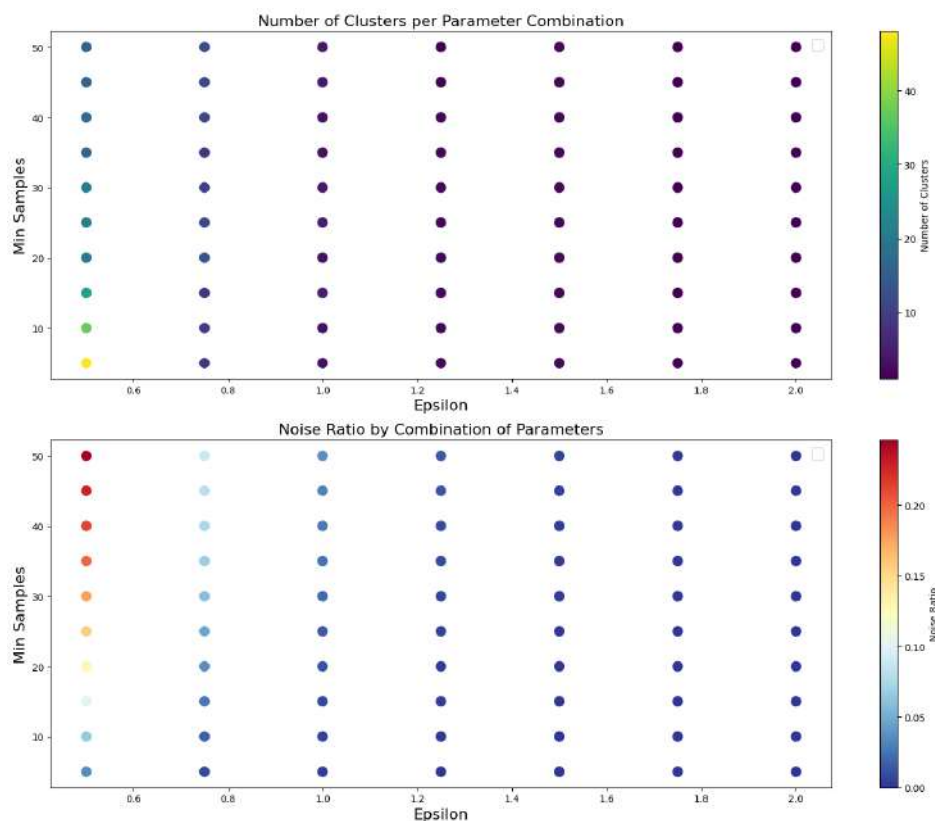


Figura 3.19: Simulación para determinar los hiperparámetros para el modelo de DBSCAN. En la parte superior se presenta el número de clusters y en la parte inferior se muestra la proporción de ruido para los diferentes hiperparámetros de epsilon y min samples.

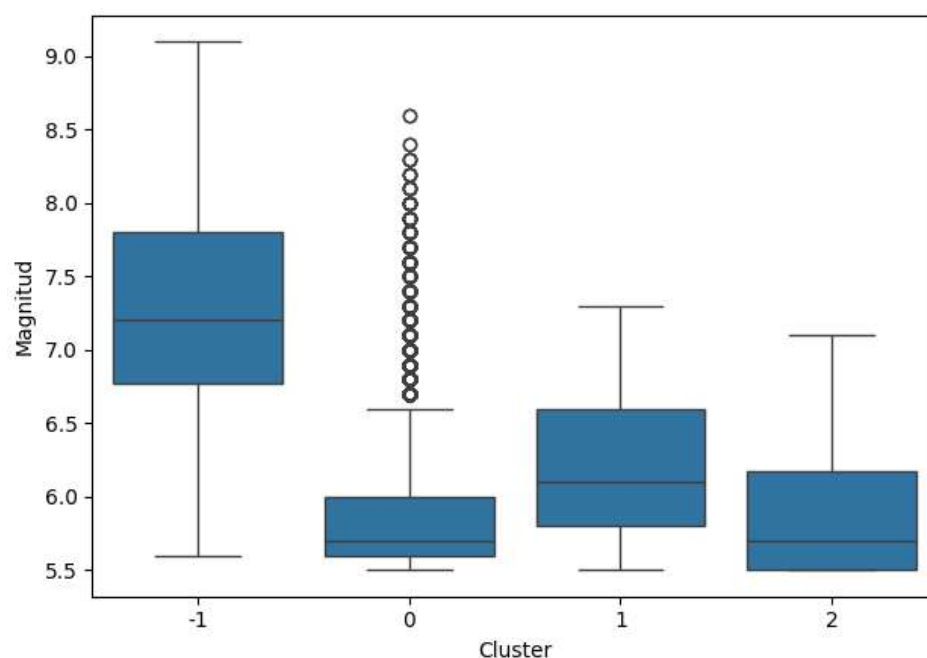


Figura 3.20: Distribución de los datos por cada uno de los clusters, representada en una gráfica de caja

sugiere que los valores atípicos en el cluster 0 no representan la variabilidad general de

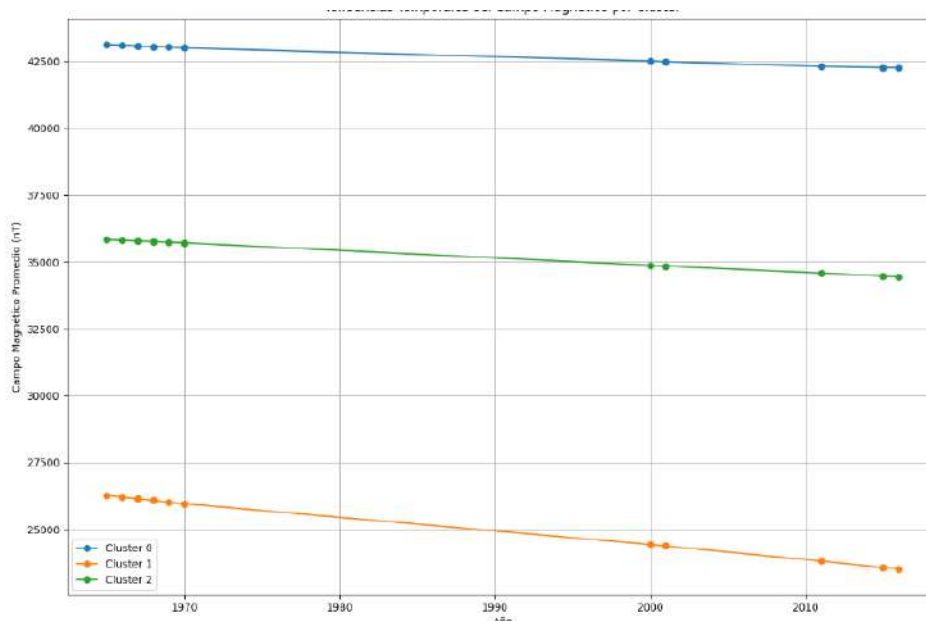


Figura 3.21: Valor medio de los campos magnéticos a lo largo de los años.

los datos, sino excepciones significativas dentro de un grupo homogéneo. Asimismo, los clusters 1 y 2 muestran distribuciones con desviaciones estándar en magnitud de 0.50 y 0.48, respectivamente. Estos valores, aunque algo superiores al cluster 0, indican menor dispersión en comparación con el cluster de ruido. Esta diferencia en la variabilidad puede interpretarse como una indicación de que los clusters 1 y 2 agrupan sismos con características más consistentes y menos susceptibles a valores extremos.

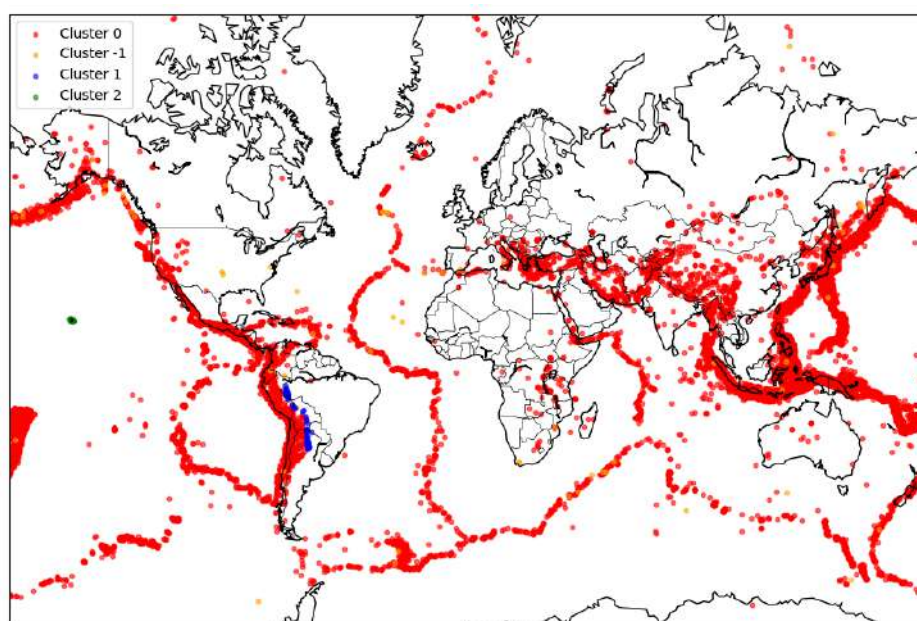


Figura 3.22: Distribución de los clusters en el mapa del mundo.

En el mapa de distribución de terremotos agrupados en clusters (ver Fig 3.22), se pueden apreciar concentraciones evidentes de sucesos sísmicos en zonas tectónicamente activas.

te activas del planeta, agrupadas en cuatro grupos (cluster 0, cluster -1, cluster 1 y cluster 2), basándose en sus propiedades geomagnéticas y otros factores. El **cluster 0**, ilustrado en rojo, predomina en las áreas de subducción más importantes, como la región del Cinturón de Fuego del Pacífico, que abarca las costas de Sudamérica, América del Norte, Japón y el sudeste asiático. La concentración de sismos en estas áreas coincide con la ubicación de límites de placas convergentes, donde la subducción de una placa tectónica bajo otra genera actividad sísmica intensa y frecuente. Por otro lado, el **cluster -1** (ver color amarillo en el gráfico), identificado como el grupo de ruido, presenta una distribución dispersa en áreas menos activas y parece incluir sismos de magnitudes y características variables, no necesariamente relacionadas con las zonas más activas de subducción o colisión de placas. Esto sugiere que este cluster agrupa eventos que no presentan una clara asociación con las tendencias principales de actividad sísmica en las áreas delimitadas, posiblemente incluyendo eventos aislados y de menor relevancia estadística dentro del análisis de clusters. El **cluster 1** (mostrado en color azul en el gráfico) se concentra notablemente en la región andina de Sudamérica. Este agrupamiento específico podría estar asociado con características geomagnéticas particulares de esta zona y la interacción compleja entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. La actividad volcánica también es prominente en esta región, lo que podría indicar una relación entre estos fenómenos. La mayor homogeneidad de este cluster sugiere que los sismos agrupados aquí comparten propiedades más consistentes, tanto en términos de profundidad como de magnitud. Finalmente, el cluster 2 (en color verde), que aparece con menor frecuencia en el mapa, tiene una distribución mucho más esporádica. La rareza de este grupo podría indicar que representa eventos sísmicos inusuales o con características muy específicas que los diferencian significativamente de los otros clusters. Este análisis espacial muestra cómo los diferentes clusters de sismos se relacionan con las características tectónicas de las áreas estudiadas, resaltando la capacidad del modelo de clustering para distinguir patrones en la distribución y características de los sismos. Los clusters principales (0 y 1) presentan una correspondencia notable con las zonas sísmicamente activas, mientras que los clusters -1 y 2 pueden representar variabilidad o excepciones en los datos, incluyendo eventos sísmicos atípicos o influenciados por factores menos comunes. Para ver estas relaciones se presentarán unos resultados de los clusters y sus respectivos pares de imágenes, donde se analizarán los años en que más sismos hubo (en este caso es en el 2011, según el resultado de la Fig 3.1). En la figura 3.23 muestra la distribución geográfica de 93 eventos sísmicos atípicos ocurridos durante el año 2011. Estos outliers están representados en un mapa mundial, donde la escala de colores indica la magnitud de los sismos, variando desde 5.5 hasta 9.0. Por otra parte, la mayoría de los outliers se concentran a lo largo de la costa occidental de América del Sur, una región conocida por su intensa actividad sísmica debido a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Esta concen-

tracción refuerza la identificación del clúster 0, que se asocia con zonas de subducción activas. También se observan outliers dispersos en el Océano Pacífico, lo que podría indicar actividad sísmica relacionada con otras zonas de subducción o fallas divergentes (ver el resultado de la figura 1.2). Estos eventos atípicos pueden representar sismos que, aunque no encajan perfectamente en los patrones de los clústeres principales, son significativos para entender la variabilidad sísmica en regiones tectónicamente activas.

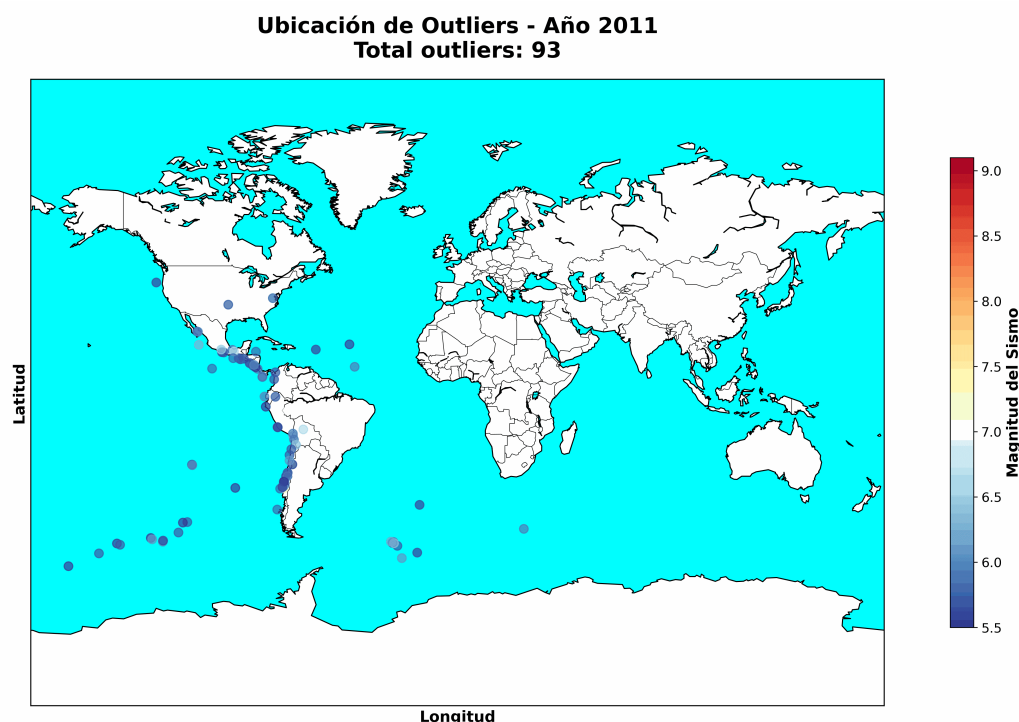


Figura 3.23: Outliers del año 2011

Finalmente, la figura 3.24 muestra dos resultados que se describen a continuación: en la parte superior se muestra el campo magnético terrestre en 2011, mientras que la parte inferior ilustra la distribución de terremotos durante el mismo año. Los terremotos se muestran con círculos cuyo tamaño y color reflejan su magnitud. La concentración de eventos en el Cinturón de Fuego del Pacífico y la región andina de Sudamérica es notable, apoyando la identificación de los clústeres 0 y 1 en tu análisis. Este resultado refuerza la idea de que los clústeres principales (0 y 1) están asociados con zonas sísmicamente activas. Otros resultados de la actividad sísmica vs. campo magnético, para diferentes años, pueden ser consultados en el apéndice D

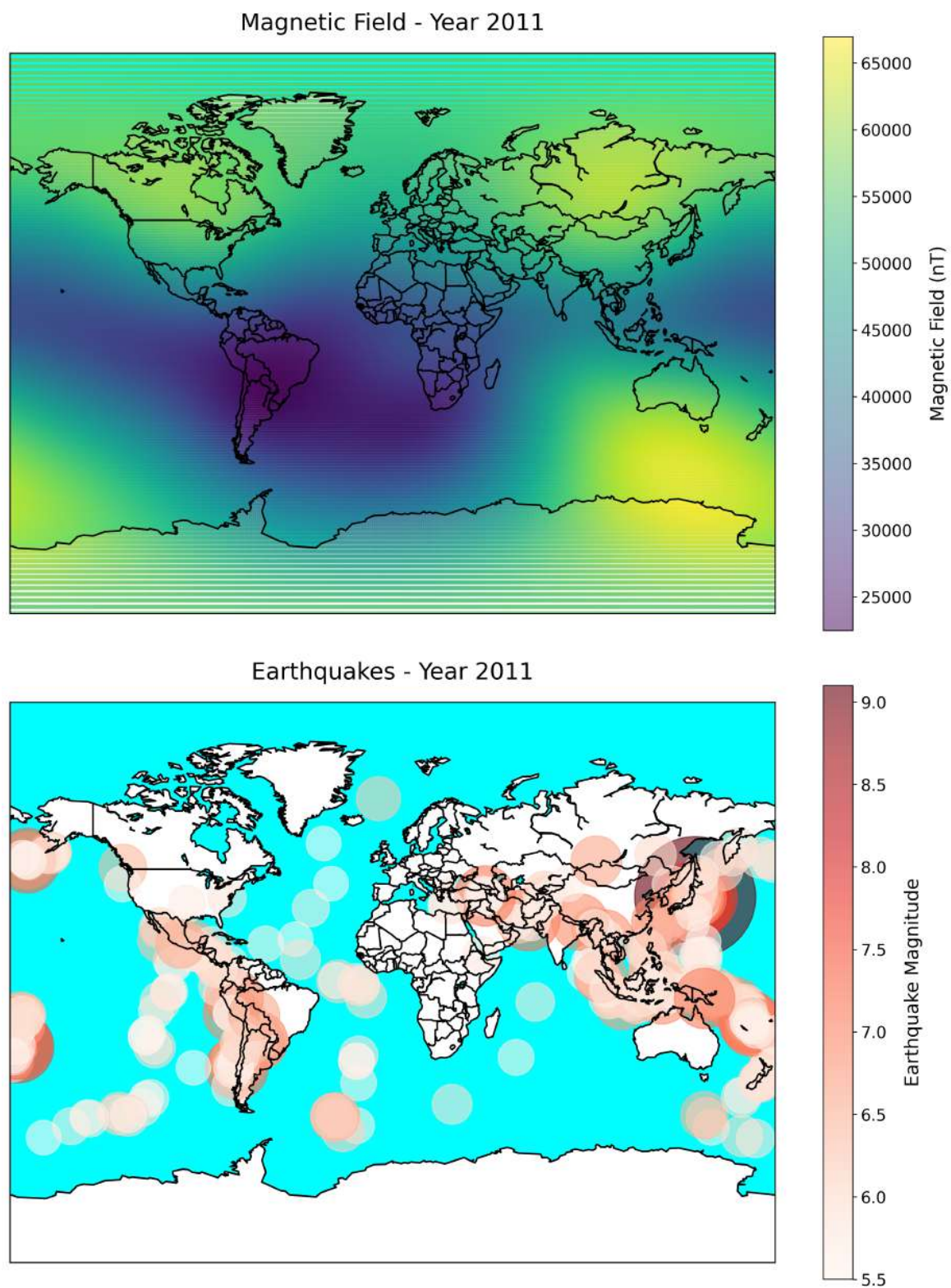


Figura 3.24: Sismos y campo magnético para el año 2011. La variación en la intensidad del campo magnético se representa con una escala de colores.

Capítulo 4

Estudio y Caracterización de la actividad sísmica histórica por regiones en Colombia

Colombia es un país ubicado en el límite convergente de las placas tectónicas de Nazca, Caribe y Sudamericana (ver figura 1.2) lo que lo convierte en una de las regiones con mayor actividad sísmica en América Latina. La interacción entre estas placas genera una compleja dinámica tectónica, caracterizada por frecuentes sismos de diversa magnitud y profundidad. Este fenómeno no solo tiene implicaciones para el entendimiento científico de los procesos geológicos, sino también para la planificación y mitigación de riesgos en un país donde gran parte de la población habita en áreas vulnerables. En este capítulo, se presenta un análisis detallado de los sismos ocurridos en el territorio colombiano, desde el año 1993 hasta el 2018, siguiendo una metodología similar a la utilizada para los eventos sísmicos a nivel mundial. Se estudiará la distribución espacial y temporal de los sismos en función de su magnitud, profundidad y localización, así como su relación con las principales fallas tectónicas activas en el país, como la falla de Romeral [64], la falla de Bucaramanga [65] y la zona de subducción del Pacífico. Además, se analizarán las características de los clusters de actividad sísmica en Colombia, identificando patrones que puedan estar relacionados con fenómenos tectónicos específicos o factores regionales, tales como la interacción entre sistemas de fallas y la presencia de volcanes activos. Este enfoque permitirá no solo entender la naturaleza de los eventos sísmicos en el país, sino también contextualizarlos dentro del marco de la sismicidad global. Con este análisis, se espera contribuir al conocimiento de la dinámica tectónica en Colombia y sus implicaciones para la actividad sísmica, resaltando similitudes y diferencias con otros escenarios sísmicos en el mundo.

4.1. Distribución de las Placas Tectónicas en Colombia

Colombia es un país geológicamente activo debido a su ubicación en la convergencia de varias placas tectónicas importantes. La interacción de estas placas ha dado forma a la geografía y geología del país, contribuyendo a la formación de sus cordilleras, a su actividad sísmica y volcánica. Las principales placas tectónicas que encontramos en el territorio son 3: en primer lugar tenemos a la **Placa Sudamericana**; la mayor parte del territorio continental de Colombia se encuentra sobre esta. Es una de las más grandes del mundo y se extiende desde el Atlántico hasta el Pacífico, abarcando gran parte de América del Sur. En segundo lugar tenemos a la **Placa de Nazca**: se ubica al oeste de Colombia, esta placa se subduce bajo la placa sudamericana. Este proceso de subducción es responsable de la actividad volcánica en las cordilleras Occidental y Central de los Andes colombianos. La placa de Nazca se mueve hacia el este a una velocidad de aproximadamente 65 mm/año a 70 mm/año [9, 66] y en tercer lugar tenemos a la **Placa del Caribe**: se ubica al norte e interactúa con la placa sudamericana; las islas de San Andrés y Providencia se encuentran sobre ella y esta se mueve hacia el este a una velocidad de aproximadamente 2.875 mm/año [67]. A continuación, vamos a hacer principalmente énfasis en la placa sudamericana, en particular en la falla de Romeral y la falla de Bucaramanga, ya que en esta es donde está ubicada la gran parte del territorio nacional. La compleja interacción de estas placas ha dado lugar a la formación de las tres principales cordilleras de Colombia: la Cordillera Occidental, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental. Además, la Sierra Nevada de Santa Marta, una de las montañas costeras más altas del mundo. Esta montaña se formó debido al levantamiento tectónico oblicuo del arco sur del Caribe, que es un proceso geológico que ha influido en la formación de ciertas estructuras montañosas en el norte de Colombia. En esta región, el movimiento de las placas no es completamente perpendicular, sino que tiene un componente oblicuo, lo que significa que las placas se mueven en ángulos que no son rectos entre sí. Este tipo de levantamiento es responsable de la elevación de terrenos y la formación de montañas en áreas donde las placas tectónicas se encuentran y se deslizan una sobre otra de manera no paralela. La distribución de las placas en Colombia se muestra en la Fig 4.1, donde se observan las fallas que pasan por el territorio nacional. Entre estas, la falla de Romeral, la falla de Santa Marta, la falla del Cauca, la falla de Oriente Andino y las cordilleras provocadas por la actividad tectónica. La falla de **Romeral** se extiende a lo largo del occidente colombiano, marcando el límite entre el Bloque de los Andes del Norte y la región costera del Pacífico. Otra de las fallas a destacar es la falla de Bucaramanga, que se ubica en el noreste de Colombia, cerca de la ciudad de Bucaramanga. Esta falla

sable de la alta actividad sísmica en el país. Estudiar los sismos en Colombia permite identificar patrones de actividad sísmica y comprender mejor los procesos geológicos subyacentes. Esto es crucial para evaluar el riesgo sísmico y desarrollar estrategias de mitigación efectivas. Además, el análisis sísmico proporciona información valiosa sobre la dinámica de las placas tectónicas, como la velocidad y dirección de su movimiento, así como las zonas de subducción y colisión. Los datos han sido organizados en un conjunto que contiene 173,230 registros, cada uno con 16 columnas que describen diversos aspectos de los eventos sísmicos.

Parámetro Sísmico	Número de Datos	Descripción del Parámetro
FECHA	173230	Fecha del evento sísmico
HORA.UTC	173230	Hora del evento en tiempo universal coordinado
LATITUD (grados)	173230	Latitud de la ubicación del sismo
LONGITUD (grados)	173230	Longitud de la ubicación del sismo
PROFUNDIDAD (Km)	173230	Profundidad del sismo en kilómetros
MAGNITUD MI	173230	Magnitud local del sismo
DEPARTAMENTO	173230	Departamento donde ocurrió el sismo
MUNICIPIO	173230	Municipio donde ocurrió el sismo
NÚMERO DE FASES	173230	Número de fases sísmicas detectadas
RMS (Seg)	173041	Error cuadrático medio en segundos
GAP (grados)	173041	Ángulo de cobertura de la red sísmica en grados
ERROR LATITUD (Km)	173041	Error en la latitud en kilómetros
ERROR LONGITUD (Km)	173041	Error en la longitud en kilómetros
ERROR PROFUNDIDAD (Km)	173041	Error en la profundidad en kilómetros
ESTADO	173230	Estado del registro sísmico

Tabla 4.1: Número de datos por variables en el conjunto de datos sísmicos de Colombia.

La tabla 4.1 ofrece una base sólida para el análisis de la actividad sísmica en Colombia. La cantidad de datos recopilados permite realizar un estudio estadístico robusto, identificando patrones y anomalías en el comportamiento sísmico. La profundidad y magnitud de los sismos son parámetros clave que ayudan a entender la dinámica tectónica y evaluar el riesgo asociado a diferentes regiones del país.

La figura 4.2 destaca la distribución de sismos por categoría en Colombia, revelando que la mayoría de los eventos son de magnitud moderada. Sin embargo, la presencia

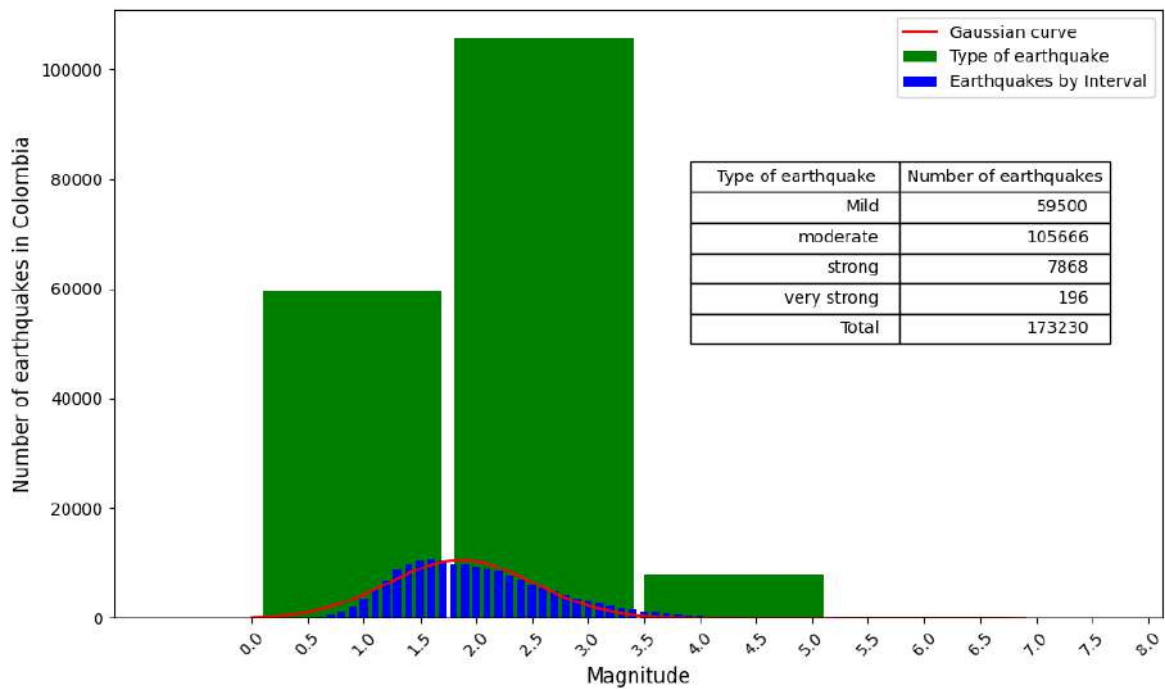


Figura 4.2: Distribución de los sismos en Colombia por categoría

de sismos de mayor magnitud en ciertas áreas subraya la necesidad de estrategias de mitigación específicas. Este patrón de distribución también sugiere que ciertas regiones pueden estar más predispuestas a eventos sísmicos significativos, lo cual es crucial para la planificación del desarrollo urbano y la infraestructura.

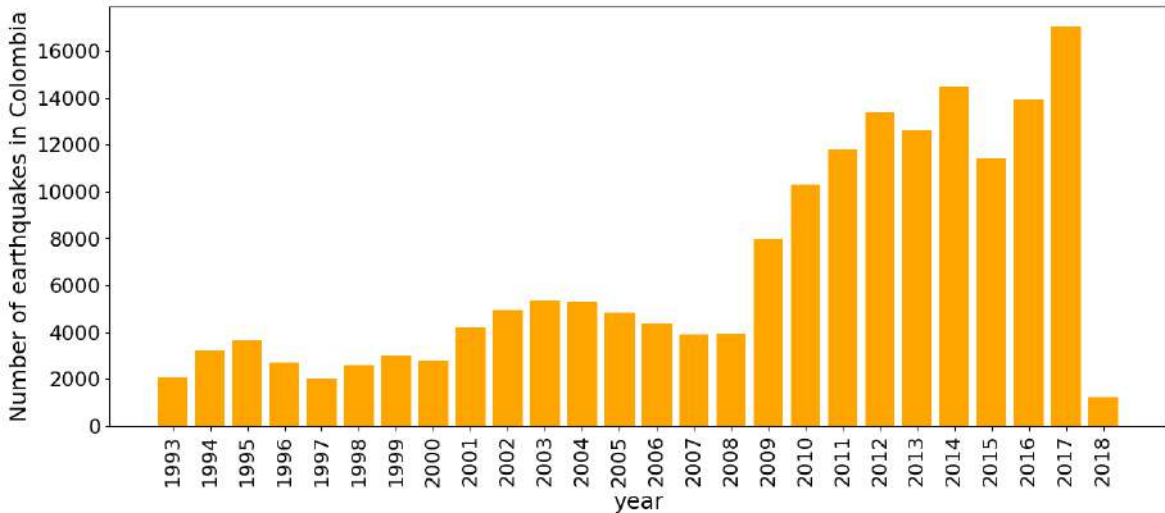


Figura 4.3: Número de sismos registrados por año en Colombia

La tabla 4.1 proporciona una visión completa de las características de cada sismo registrado, incluyendo la fecha, hora, ubicación geográfica (latitud y longitud), profundidad, magnitud y la localización administrativa (departamento y municipio), entre otros. Para facilitar el análisis, los sismos han sido clasificados en cuatro categorías basadas en

su magnitud local (MI). Además de la clasificación por magnitud, se presenta una distribución temporal de los sismos, mostrando el número de eventos registrados por año durante el período de estudio. Este análisis estadístico general permite identificar patrones y tendencias en la actividad sísmica del país, proporcionando una base sólida para la comprensión de la dinámica tectónica en Colombia. En la figura 4.2 se ilustra un resultado de la distribución de sismos en Colombia clasificados por magnitud y destacando cuatro categorías: leves, moderados, fuertes y muy fuertes. Puede notarse que la mayoría de los sismos registrados son de magnitud moderada, con un total de 105,666 eventos, seguidos por los sismos leves con 59,500. Los sismos fuertes y muy fuertes son menos frecuentes, con 7,868 y 196 eventos respectivamente. Superpuesta a esta distribución, mostramos una curva gaussiana que proporciona una representación visual de la distribución de frecuencias. Los parámetros de esta curva son: una amplitud de 10,531.038, una media de 1.865 y una desviación estándar de 0.644. Estos parámetros indican que la mayoría de los sismos se concentran alrededor de la magnitud media de 1.865, reflejando cómo los eventos de menor magnitud son más comunes en esta región tectónicamente activa. Al final de este capítulo presentaremos mapas con la distribución de los sismos en el territorio colombiano.

La figura 4.4 muestra la distribución espacial de los sismos en Colombia, clasificados por magnitud. En el mapa (a), los sismos leves ($M < 1,7$) se concentran principalmente en la región central del país, lo que sugiere una actividad sísmica constante pero de baja intensidad en esta área. Esta distribución puede estar relacionada con la presencia de fallas menores o ajustes tectónicos superficiales. El mapa (b) muestra los sismos moderados ($1,7 < M < 3,4$), que también se distribuyen ampliamente en la región central, pero con una mayor densidad hacia el noroeste. Esto podría indicar zonas de mayor acumulación de tensión tectónica, posiblemente vinculadas a la interacción de las placas tectónicas circundantes.

De otro lado, en la figura 4.3 se muestra la evolución del número de sismos registrados en Colombia. Se observa una tendencia general al aumento en la cantidad de eventos sísmicos reportados a lo largo de los años. Este incremento puede estar relacionado con la mejora en la tecnología de detección y el aumento en la cobertura de la red sísmica nacional. Un punto notable es el significativo aumento en el número de sismos a partir de 2009, alcanzando un pico en 2017 (el bajo número de sismos del año 2018 se debe a que está truncado al mes de febrero). Los sismos se clasificaron en cuatro categorías, siguiendo un enfoque similar al utilizado para los sismos globales, pero adaptado a los valores específicos del conjunto de datos actual. Para determinar los límites de cada categoría, se consideraron los valores máximo y mínimo de magnitud presentes en el dataframe. La clasificación resultante es la siguiente: sismos leves, con magnitudes menores o iguales a 1.7; sismos moderados, con magnitudes mayores a 1.7 y hasta 3.4; sismos fuertes, con magnitudes mayores a 3.4 y hasta 5.1; y sismos muy fuertes, con

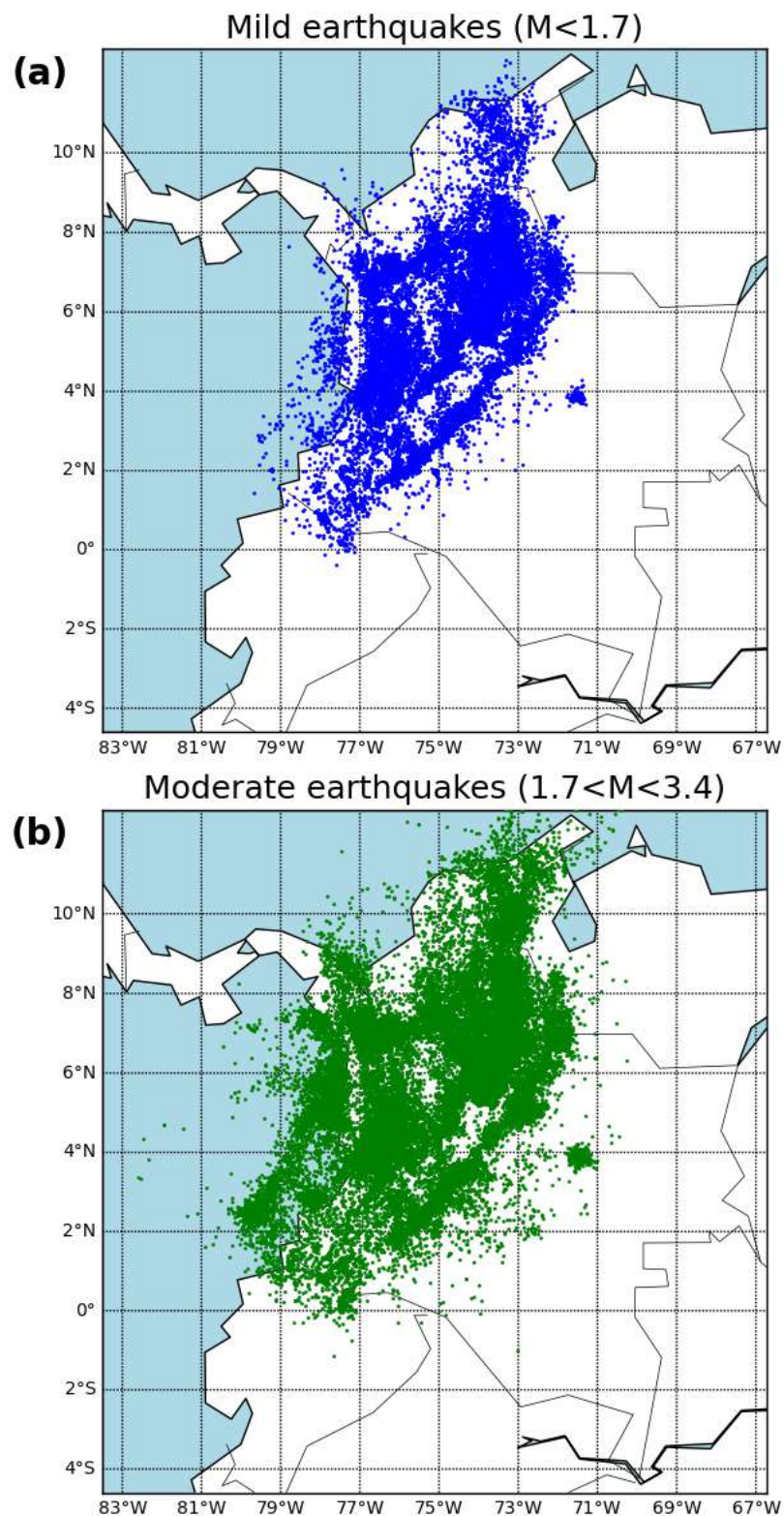


Figura 4.4: En el mapa (a) se tienen los sismos leves menores a 1.7 y en el mapa (b) se tienen los sismos moderados.

magnitudes superiores a 5.1. Esta clasificación se basa en los valores extremos del dataframe. Además, se realizaron particiones de magnitud en incrementos de 0.1 para contar el número de sismos de manera más detallada y observar su distribución. Las

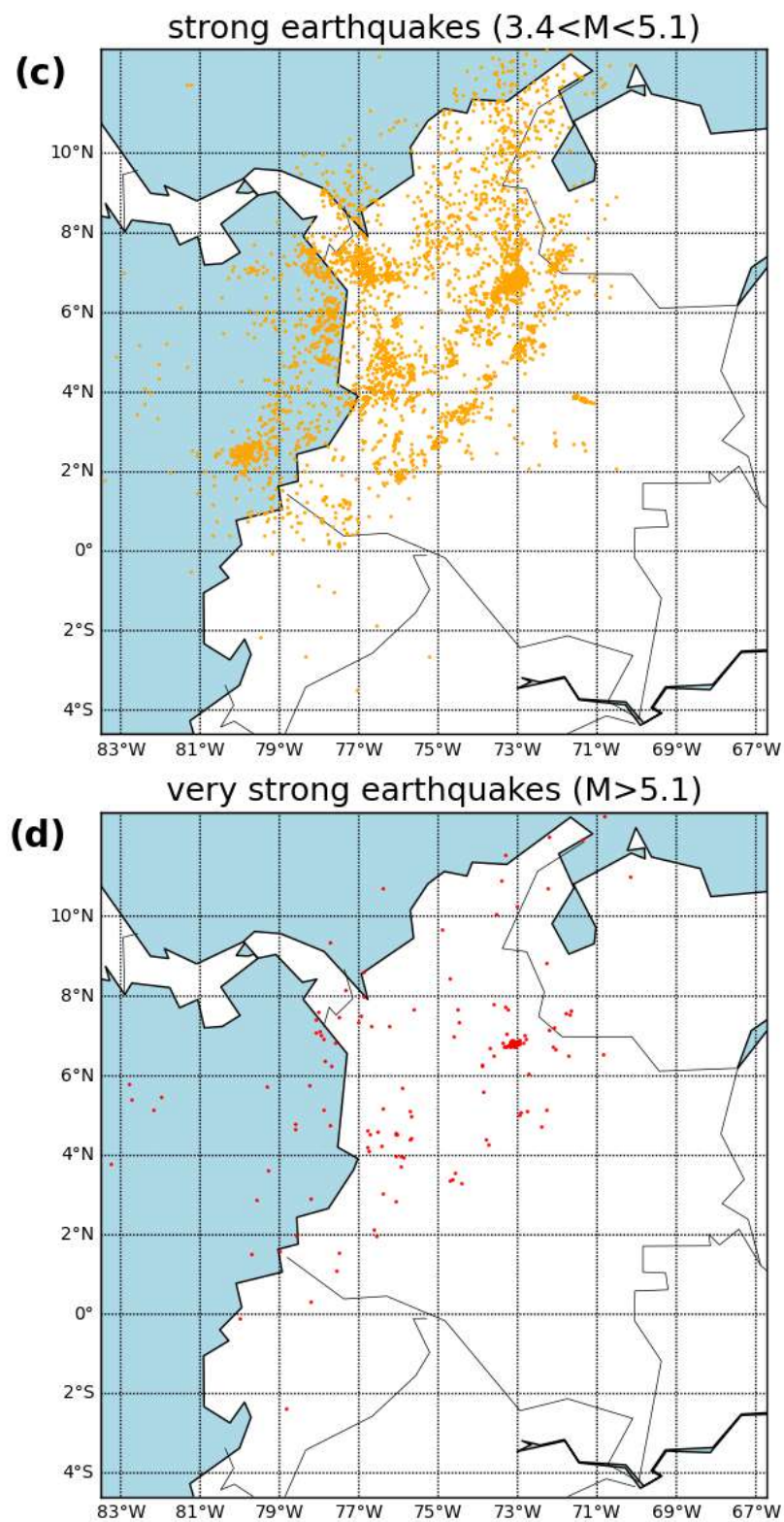


Figura 4.5: En el mapa (c) se tienen los sismos fuertes mayores a 3.4 y en el mapa (d) se tienen los sismos muy fuertes mayores a 5.1

clasificaciones correspondientes se ilustran en la figura 4.4 y figura 4.5. Estos resultados ofrecen una visión clara de la distribución espacial de los sismos en Colombia, clasificados por magnitud. En la figura 4.4(a), los sismos leves ($M < 1,7$) se concentran

principalmente en la región central del país, lo que sugiere una actividad sísmica constante pero de baja intensidad en esta área. Esta distribución puede estar relacionada con la presencia de fallas menores o ajustes tectónicos superficiales. La figura 4.4(b) muestra los sismos moderados ($1,7 < M < 3,4$), que también se distribuyen ampliamente en la región central, pero con una mayor densidad hacia el noroeste. Esto podría indicar zonas de mayor acumulación de tensión tectónica, posiblemente vinculadas a la interacción de las placas tectónicas circundantes. En la figura 4.5 (c), los sismos fuertes ($3,4 < M < 5,1$) se localizan principalmente en el noroeste, lo que resalta áreas de mayor actividad tectónica, posiblemente asociadas con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana. Y finalmente, la figura 4.5(d) revela que los sismos muy fuertes ($M > 5,1$) son menos frecuentes y están más dispersos, pero su presencia es crucial para identificar las zonas de mayor riesgo sísmico. Estos eventos suelen estar relacionados con fallas tectónicas mayores y pueden tener un impacto significativo en la región. Estas visualizaciones se hicieron con el fin de comprender la dinámica sísmica de Colombia. A continuación, se presentará una tabla de los principales departamentos donde han ocurrido con mayor frecuencia los sismos en el territorio nacional.

La tabla 4.2 proporciona un desglose detallado del número de sismos registrados en cada departamento de Colombia. Santander encabeza la lista con un número significativamente alto de eventos sísmicos, constituyéndose así en una de las regiones más activas sísmicamente en el país. Este alto conteo puede estar relacionado con la presencia de importantes fallas tectónicas en la región, como la Falla de Bucaramanga descrita anteriormente en la sección 4.1. Otros departamentos como Antioquia, Chocó y Valle del Cauca también muestran una considerable actividad sísmica, lo que sugiere la necesidad de un monitoreo continuo y detallado en estas áreas. La variabilidad en el número de sismos entre los diferentes departamentos subraya la complejidad de la actividad tectónica en Colombia y la influencia de las diversas estructuras geológicas presentes en el territorio. A continuación, se realizará un enfoque más profundo en los dos primeros departamentos del país. Esto con el propósito de entender cómo están distribuidos los sismos en los principales municipios de este departamento.

La tabla 4.3 destaca los diez municipios del departamento de Santander con la mayor actividad sísmica registrada. Los Santos encabeza la lista con un alto número de sismos. Esto lo convierte en un área de interés particular para el monitoreo sísmico. Este municipio es conocido por su proximidad a la falla de Bucaramanga, una de las estructuras tectónicas más activas de la región. Otros municipios como Cepitá y Zapatoca también muestran una actividad significativa, lo que sugiere la presencia de otras fallas menores o ajustes tectónicos locales.

De la misma manera, la tabla 4.4 presenta los 10 municipios del departamento de Antioquia con mayor actividad sísmica. Murindó y Dabeiba son los municipios con el mayor número de sismos registrados, lo que indica una actividad tectónica considerable

Departamento	N. de Sismos
SANTANDER	105,245
ANTIOQUIA	10,629
CHOCÓ	7,540
VALLE DEL CAUCA	6,624
HUILA	6,133
BOYACÁ	5,872
CUNDINAMARCA	5,771
NARIÑO	3,779
CESAR	3,216
META	3,081
TOLIMA	2,760
NORTE DE SANTANDER	2,507
CAUCA	1,964
BOLÍVAR	1,663
LA GUAJIRA	1,104
CASANARE	1,093
QUINDÍO	703
CALDAS	600
RISARALDA	550
MAGDALENA	539
ARAUCA	503
PUTUMAYO	376
CÓRDOBA	326
CAQUETÁ	286
SUCRE	217
ATLÁNTICO	79
GUAVIARE	48
ARCHIPIÉLAGO DE S. ANDRÉS, PROV. Y STA CATALINA	9
VICHADA	4
GUAINÍA	4
VAUPÉS	2
AMAZONAS	2
ZONA GEOGRÁFICA ESPECIAL	1

Tabla 4.2: Número de sismos por departamento en Colombia.

en estas áreas. La ubicación de estos municipios en la región noroccidental de Colombia, cerca de la interacción entre la placa de Nazca y la placa sudamericana, podría explicar la alta frecuencia de eventos sísmicos.

Municipio	Conteo de Sismos
LOS SANTOS	54,824
CEPITÁ	13,310
ZAPATOCA	7,123
VILLANUEVA	3,272
PIEDECUESTA	2,569
EL CARMEN	2,391
SANTA HELENA DEL OPÓN	2,180
JORDÁN	1,905
BETULIA	1,743
SAN ANDRÉS	1,659

Tabla 4.3: Los 10 municipios con mayor actividad sísmica en el departamento de Santander.

Municipio	Conteo de Sismos
MURINDÓ	1,414
DABEIBA	1,139
URAMITA	748
MUTATÁ	580
VIGÍA DEL FUERTE	569
PUERTO BERRÍO	432
YONDÓ	352
EL BAGRE	328
CÁCERES	294
ZARAGOZA	253

Tabla 4.4: Los 10 municipios con mayor actividad sísmica en el departamento de Antioquia.

Capítulo 5

Conclusiones y Perspectivas

Los eventos sísmicos son el resultado de la dinámica terrestre y representan un fenómeno complejo que involucra múltiples variables interrelacionadas. Si bien la predicción exacta de eventos sísmicos sigue siendo un desafío inalcanzable en la actualidad, la investigación continua en este campo es esencial para desarrollar mejores herramientas de evaluación de riesgo sísmico y estrategias de preparación ante estos eventos. Con este propósito, la presente investigación se centró en analizar las posibles correlaciones estadísticas entre las características de los eventos sísmicos y diversos parámetros geofísicos, a través del análisis de una extensa base de datos. Este análisis permitió identificar y caracterizar patrones y tendencias en la ocurrencia de sismos a nivel global y, particularmente, en la región de Colombia.

Los resultados más relevantes obtenidos permiten establecer las siguientes conclusiones:

1. La actividad sísmica se concentra predominantemente en zonas cercanas a las fallas geológicas, confirmando que la dinámica de estas estructuras es fundamental en la generación de eventos sísmicos. Los mapas de sismicidad muestran claramente que los límites de las placas tectónicas constituyen las zonas de mayor actividad sísmica.

2. En cuanto a la relación entre el campo magnético y los eventos sísmicos, el análisis no reveló una correlación directa que pudiera ser utilizada como predictor confiable. Si bien se identificaron anomalías magnéticas en ciertas regiones, estas observaciones requieren estudios más detallados y a largo plazo para comprender su significado en el contexto de la actividad sísmica.

3. Respecto a las variaciones en el campo gravitacional, aunque se observaron coincidencias entre anomalías gravitacionales y zonas de actividad sísmica, es importante señalar que estas correlaciones no implican necesariamente una relación causal. Las variaciones gravitacionales podrían estar más relacionadas con la estructura geológica subyacente que con la predicción de eventos sísmicos.

4. El análisis de la sismicidad en Colombia reveló patrones específicos, como la con-

centración de terremotos moderados en la zona central y eventos más intensos en el noroeste, asociados a la subducción de la placa de Nazca. Posiblemente, esta distribución espacial y temporal de los sismos en Colombia esté fuertemente influenciada por la interacción entre las placas tectónicas de Nazca, Caribe y Sudamericana. Las fallas geológicas como las de Romeral y Bucaramanga juegan un papel fundamental en la generación de sismos, especialmente en regiones como Santander y Antioquia, donde se registra una alta frecuencia de eventos.

Si bien los resultados de este trabajo de investigación y la revisión de estado del arte revelan cierta correlación entre la actividad sísmica y la proximidad a los límites de placa. Es importante mencionar que la complejidad de los procesos sísmicos dificulta establecer relaciones causales definitivas. Se ha identificado en este estudio una débil correlación entre las variaciones del campo magnético terrestre y la ocurrencia de sismos. A partir de esto, se dejan como perspectiva de trabajo estudios más detallados y en regiones específicas con el propósito de establecer relaciones más confiables entre estas variables. Asimismo, futuras investigaciones podrían enfocarse en analizar en profundidad la relación entre la actividad sísmica, la tensión tectónica acumulada y la actividad volcánica, utilizando modelos numéricos diferentes a los implementados en este estudio y datos de mayor resolución.

Apéndice A

Códigos para el tratamiento estadísticos de datos

A.0.1. Cálculo del promedio de la magnitud y la profundidad de los sismos

A continuación se muestra las líneas de código programadas en Python para el calculo del promedio de la magnitud del sismo vs. la profundidad.

```
1      """
2      author: Juan Diego Florez Vera
3      """
4      def calculate_monthly_averages(df):
5          """
6          Calculates the average magnitude and depth for each
7              month.
8
9          Args:
10             df: DataFrame with the earthquake data.
11
12          Returns:
13             tuple: Two lists, one containing the average
14                 magnitudes for each month and one containing
15                 the average depths for each month.
16          """
17
18          # Initialize lists to store the averages
19          average_magnitudes = []
```

```

17     average_depths = []
18
19     # Get unique months
20     months = df_filtrado["Date"].str.split("/", expand=
21         True)[0].unique()
22
23     # Loop through each month
24     for month in months:
25         # Filter the DataFrame by month
26         df_month = df_filtrado[df_filtrado["Date"].str.
27             startswith(month)]
28
29         # Calculate the average magnitude and depth for the
30         month
31         average_magnitude = df_month["Magnitude"].mean()
32         average_depth = df_month["Depth"].mean()
33
34         # Add the averages to the lists
35         average_magnitudes.append(average_magnitude)
36         average_depths.append(average_depth)
37
38     return average_magnitudes, average_depths
39
40 # Calculate the monthly averages
41 average_magnitudes, average_depths =
42     calculate_monthly_averages(df_filtrado)
43
44 # Create the figure and axes
45 fig, ax1 = plt.subplots(figsize=(15, 6))
46
47 # Plot the average magnitudes with the primary axis
48 ax1.plot(range(1, 13), average_magnitudes, label="
49     Average_Magnitude", color="blue")
50 ax1.set_xlabel("Month")
51 ax1.set_ylabel("Average_Magnitude", color="blue")
52
53 # Set the ticks and labels for the x-axis
54 ax1.set_xticks(range(1, 13))
55 ax1.set_xticklabels([str(i) for i in range(1, 13)]) #

```

```

    Labels from 1 to 12
51
52 # Create a secondary axis for the average depths
53 ax2 = ax1.twinx()
54
55 # Plot the average depths with the secondary axis
56 ax2.plot(range(1, 13), average_depths, label="Average_
    Depth", color="red")
57 ax2.set_ylabel("Average_Depth_(km)", color="red")
58
59 # Set the title and show the legend
60 plt.grid()
61 plt.show()
62 #plt.savefig("promedio_Magnitud_y_profundidad_por_mes.
    png", format='png', bbox_inches='tight')

```

A.0.2. Calcular la matriz de correlación de Pearson

A continuación se muestra las líneas de código programadas en Python para el cálculo de la correlación entre las diferentes magnitudes numéricas que se tiene en la base de datos

```

1  """
2  author: Juan Diego Florez Vera
3  """
4  # choose the numerical data for the pearson correlation
    matrix
5  df_filtrado.dropna(inplace=True)
6  def CV_df(df):
7      df_numerico = df.select_dtypes(include='number')
8      #select the variables that are numerical
9      CV = {columna : (df_numerico[columna].std() * 100)
        / df_numerico[columna].mean() for columna in
        df_numerico.columns}
10     CV = pd.DataFrame([CV], columns=df_numerico.columns
        )
11     return CV
12 CV_df(df_filtrado)
13 correlacion = df_filtrado.select_dtypes(include="number

```

```

    ").corr()
14 sns.heatmap(data= correlacion,
15             vmin = -1,
16             vmax = 1,
17             center = 0,
18             annot = True,
19             fmt=".2f", # Correlation Number Format
20             cmap="magma", # Custom color palette
21             linewidths=0.5, # Width of lines between cells
22             linecolor='gray', # Color of the lines between
                                cells
23             annot_kws={"size": 9}, # Size of correlation
                                numbers
24             cbar_kws={"shrink": 0.8})
25
26 plt.show()

```

A.0.3. Ajuste no lineal por minimización del error cuadrático

A continuación se muestra las líneas de código programadas en Python para el cálculo del ajuste a la ecuación $f(X, \beta)$. Se utilizó la librería `scipy.optimize`.

```

1  """
2  author: Juan Diego Florez Vera
3  """
4  from scipy.optimize import curve_fit
5
6  months = np.arange(1, 13)
7  months_continue=np.linspace(1,13,100)
8
9  # Define the sine function for the fit
10 def sine_function(x, a, b, c, d):
11     return a * np.sin(b * x + c)+d
12
13 # Perform the sine function fit for the average
    magnitude
14 params1, _ = curve_fit(sine_function, range(1, 13),
    average_magnitudes)
15 fitted_magnitudes = sine_function(months_continue, *

```

```

    params1)
16
17 # Perform the sine function fit for the average depth
18 params2, _ = curve_fit(sine_function, range(1, 13),
    average_depths)
19 fitted_depths = sine_function(months_continue, *params2
    )
20
21 print("Par metros del ajuste de la magnitud promedio:"
    )
22 print("a:", params1[0])
23 print("b:", params1[1])
24 print("c:", params1[2])
25 print("d:", params1[3])
26
27 print("\nPar metros del ajuste de la profundidad
    promedio:")
28 print("a:", params2[0])
29 print("b:", params2[1])
30 print("c:", params2[2])
31 print("d:", params2[3])

```

A.0.4. Calcular el ajuste no lineal por la minimización del error cuadrático para la formula gaussiana

A continuación se muestra las líneas de código programadas en Python para el cálculo del ajuste a la ecuación gaussiana. Se utilizó la librería `scipy.optimize`.

```

1  """
2  author: Juan Diego Florez Vera
3  """
4  from scipy.optimize import curve_fit
5
6  # Function to classify earthquakes into intervals
   according to a given step
7  def clasificar_sismos(df, paso):
8      # Determinar el rango de magnitudes
9      min_magnitude = 0
10     max_magnitude = df["Magnitude"].max()

```

```

11
12     # Create the magnitude intervals according to the
13     step
14     bins = np.arange(np.floor(min_magnitude), np.ceil(
15         max_magnitude) + paso, paso)
16     labels = [f"{i}-{i+paso}" for i in bins[:-1]] #
17     Crear etiquetas para los intervalos
18
19     # Classify earthquakes into intervals
20     df["Intervalo_Magnitud"] = pd.cut(df["Magnitude"],
21         bins=bins, labels=labels, include_lowest=True)
22
23     # Count the number of earthquakes per interval
24     sismos_por_intervalo = df["Intervalo_Magnitud"].
25         value_counts().sort_index()
26     sismos_por_intervalo = pd.DataFrame({"Magnitude_p"
27         :[i for i in bins[:-1]], "Number_of_earthquakes":
28         sismos_por_intervalo.values})
29
30     return sismos_por_intervalo
31
32
33     # Magnitude step to classify earthquakes (for example,
34     every 1 unit)
35     paso_magnitud = 0.1
36
37     # Classify earthquakes into intervals
38     sismos_por_intervalo = clasificar_sismos(df_filtrado,
39         paso_magnitud)
40
41     #Rename 'Type of earthquake' column to 'Magnitude_p'
42     sismos_por_tipo_sin_total = sismos_por_tipo_sin_total.
43         rename(columns={'Type_of_earthquake': 'Magnitude_p'
44             })
45     sismos_por_tipo_sin_total['Magnitude_p'] = [2.5, 5.5,
46         6.5, 7.5]
47
48     # Define the Gaussian function

```

```
38     def gaussiana(x, amp, mean, stddev):
39         return amp * np.exp(-(x - mean)**2 / (2 * stddev
40             **2))
41
42     # Gaussian curve fitting
43     magnitudes = sismos_por_intervalo['Magnitude_p']
44     sismos = sismos_por_intervalo['Number_of_earthquakes']
45
46     # Use curve_fit to fit the Gaussian curve to the data
47     popt, _ = curve_fit(gaussiana, magnitudes, sismos, p0=[
48         max(sismos), np.mean(magnitudes), np.std(magnitudes)
49     ])
50
51     # Generate x points for the smoothed curve
52     x_curve = np.linspace(min(magnitudes), max(magnitudes),
53         500)
54     y_curve = gaussiana(x_curve, *popt)
55
56     print("Par metros de la curva gaussiana:")
57     print("Amplitud:", popt[0])
58     print("Media:", popt[1])
59     print("Desviaci n est ndar:", popt[2])
```

Apéndice B

Algoritmo del método de Levenberg-Marquardt

A continuación se muestra el algoritmo con el diagrama de flujo, para el funcionamiento del método de Levenberg-Marquardt. Este algoritmo fue tomado de la Ref. [50](#)

```
begin
   $k := 0;$     $\nu := 2;$     $\mathbf{x} := \mathbf{x}_0$ 
   $\mathbf{A} := \mathbf{J}(\mathbf{x})^\top \mathbf{J}(\mathbf{x});$     $\mathbf{g} := \mathbf{J}(\mathbf{x})^\top \mathbf{f}(\mathbf{x})$ 
   $found := (\|\mathbf{g}\|_\infty \leq \varepsilon_1);$     $\mu := \tau * \max\{a_{ii}\}$ 
  while (not  $found$ ) and ( $k < k_{\max}$ )
     $k := k+1;$    Solve  $(\mathbf{A} + \mu \mathbf{I})\mathbf{h}_{lm} = -\mathbf{g}$ 
    if  $\|\mathbf{h}_{lm}\| \leq \varepsilon_2(\|\mathbf{x}\| + \varepsilon_2)$ 
       $found := \mathbf{true}$ 
    else
       $\mathbf{x}_{\text{new}} := \mathbf{x} + \mathbf{h}_{lm}$ 
       $\varrho := (F(\mathbf{x}) - F(\mathbf{x}_{\text{new}}))/(L(\mathbf{0}) - L(\mathbf{h}_{lm}))$ 
      if  $\varrho > 0$                                      {step acceptable}
         $\mathbf{x} := \mathbf{x}_{\text{new}}$ 
         $\mathbf{A} := \mathbf{J}(\mathbf{x})^\top \mathbf{J}(\mathbf{x});$     $\mathbf{g} := \mathbf{J}(\mathbf{x})^\top \mathbf{f}(\mathbf{x})$ 
         $found := (\|\mathbf{g}\|_\infty \leq \varepsilon_1)$ 
         $\mu := \mu * \max\{\frac{1}{3}, 1 - (2\varrho - 1)^3\};$     $\nu := 2$ 
      else
         $\mu := \mu * \nu;$     $\nu := 2 * \nu$ 
  end
```

Figura B.1: Algoritmo del método de Levenberg-Marquardt

Apéndice C

Número de sismos por distancia a la falla

A continuación se muestra una distribución del número de sismos y la distancia que hay a la placa más cercana.

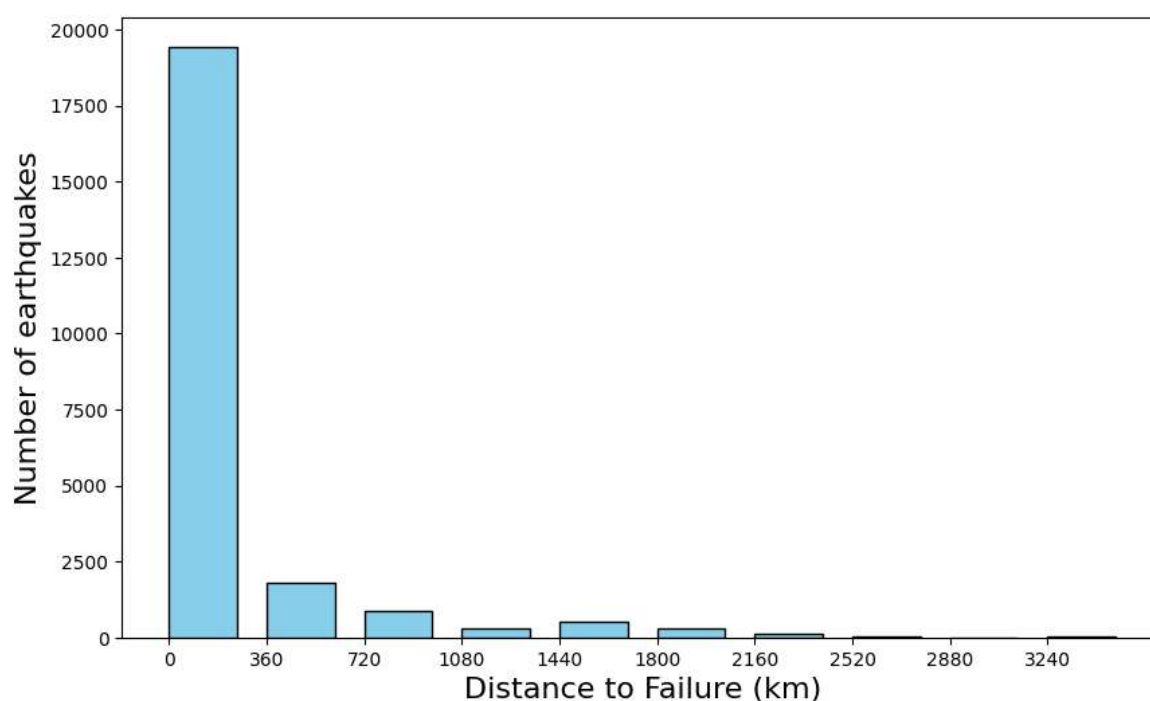


Figura C.1: Organización de número de sismos por distancia a la falla

Apéndice D

Sismos ocurridos y valor del campo magnético cada año

A continuación se muestra una distribución del número de sismos y los valores del campo magnético para los años 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970, 2000, 2001, 2011, 2015 y 2016.

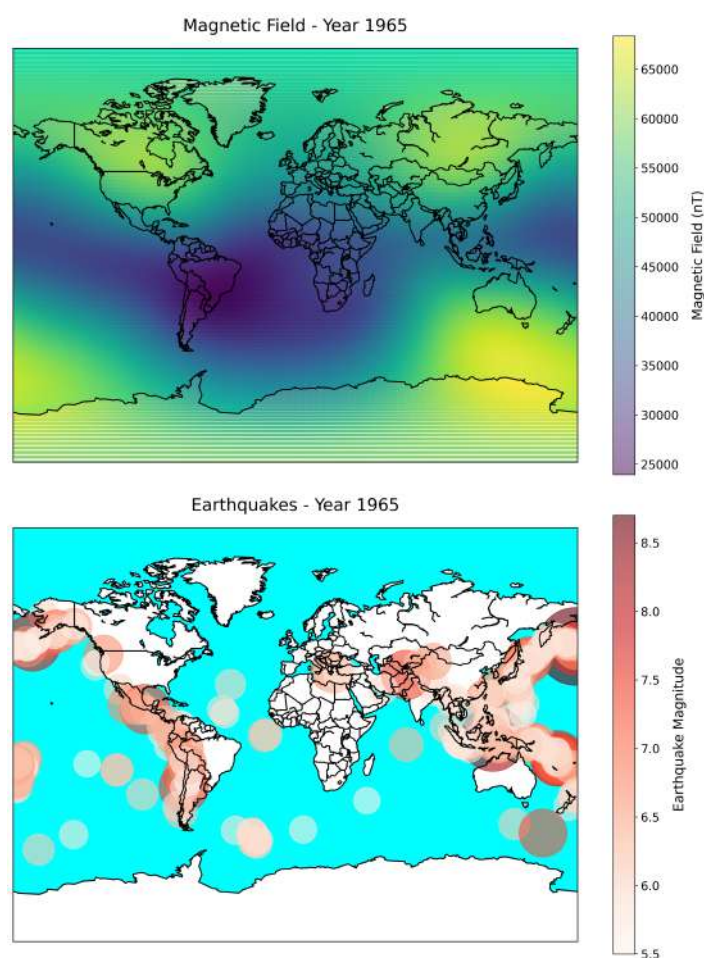


Figura D.1: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1965

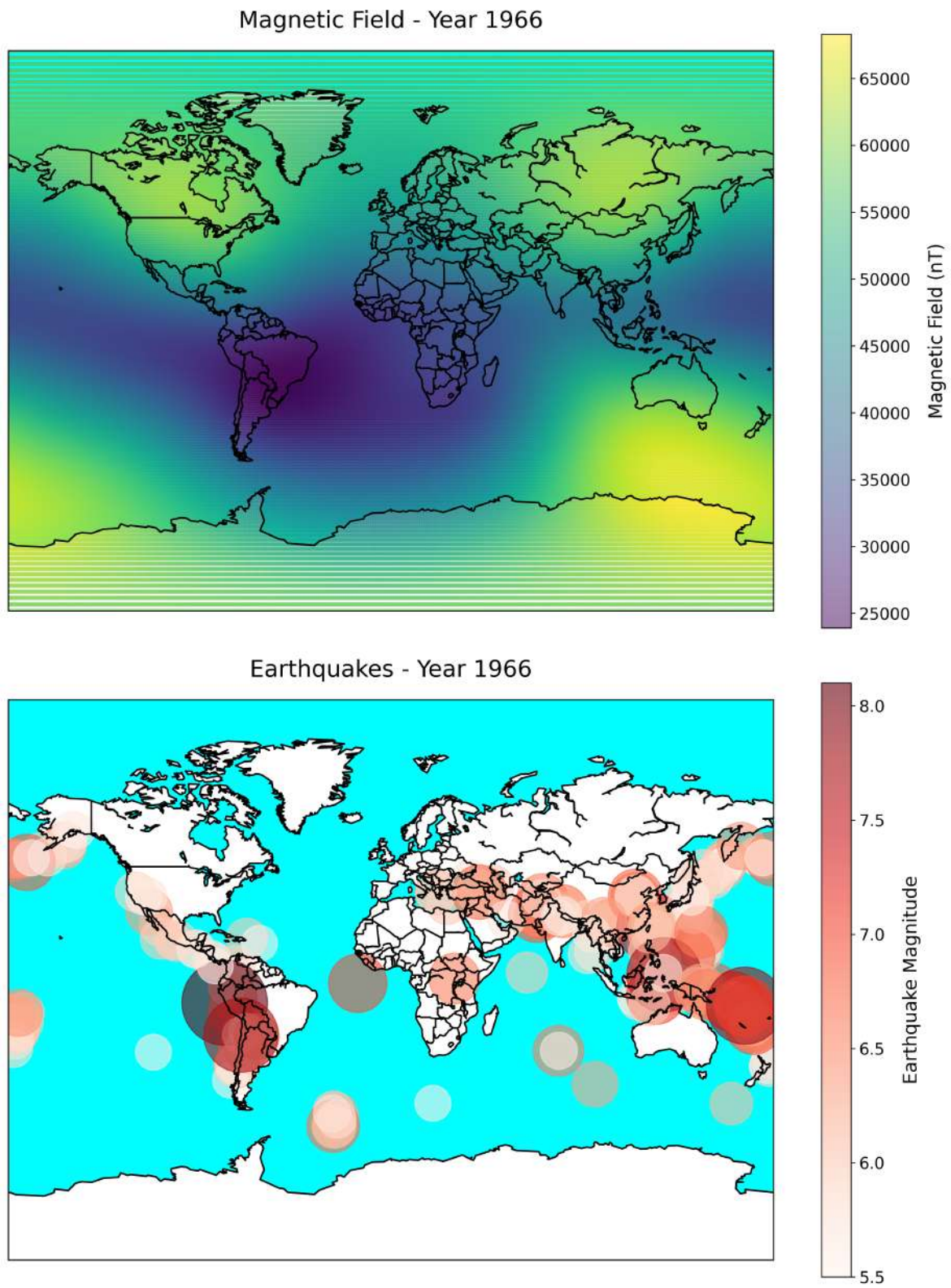


Figura D.2: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1966

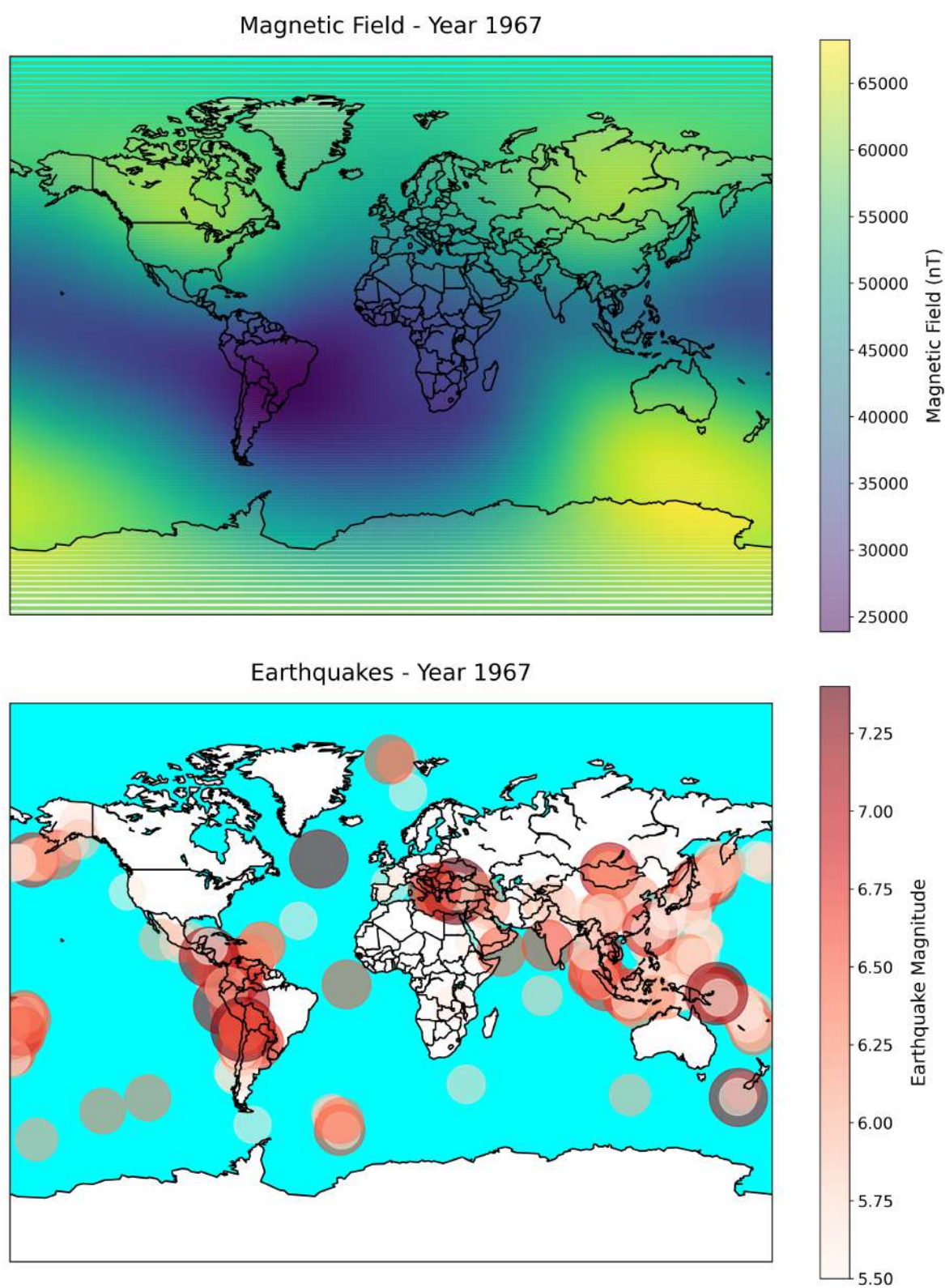


Figura D.3: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1967

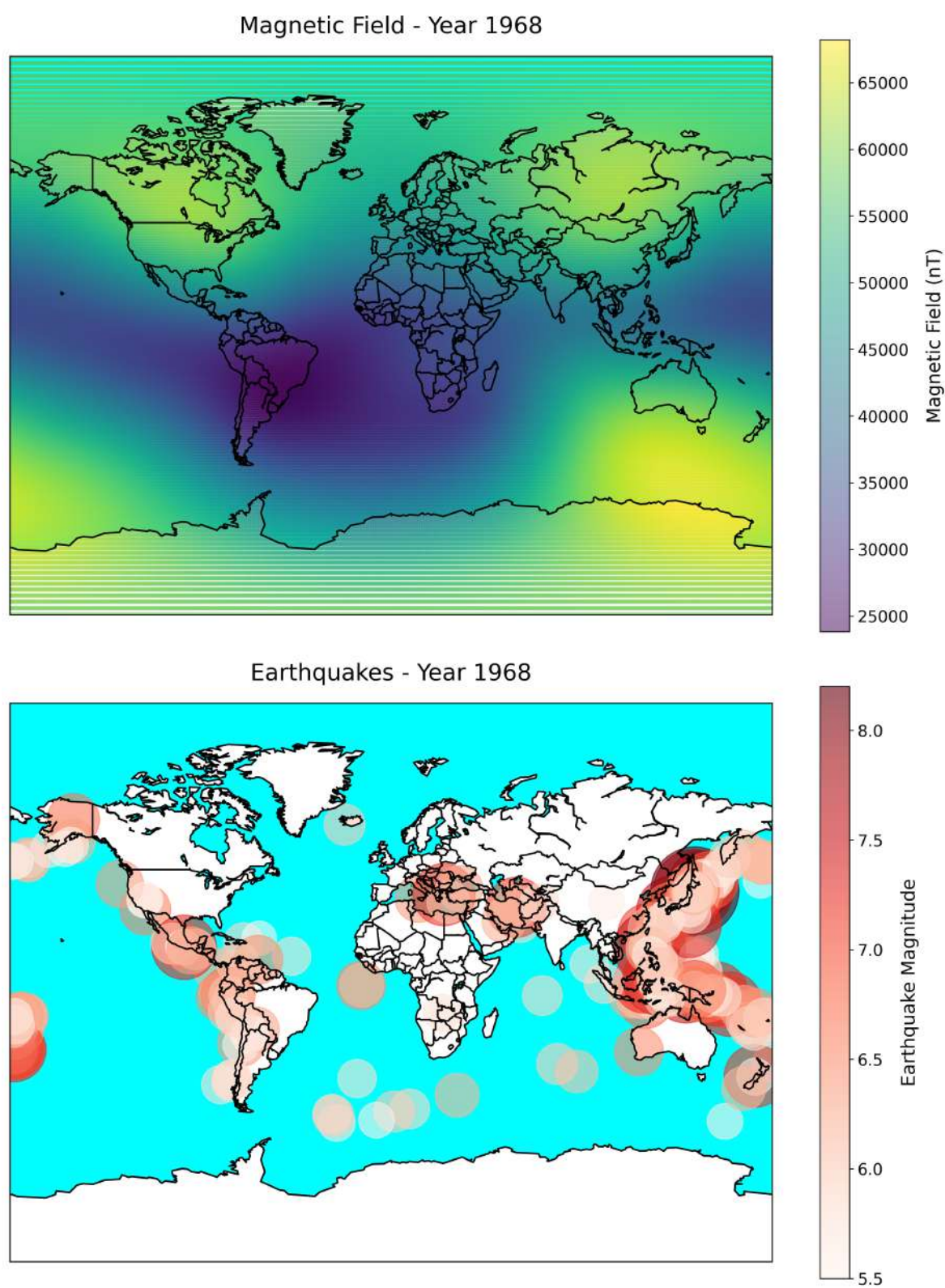


Figura D.4: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1968

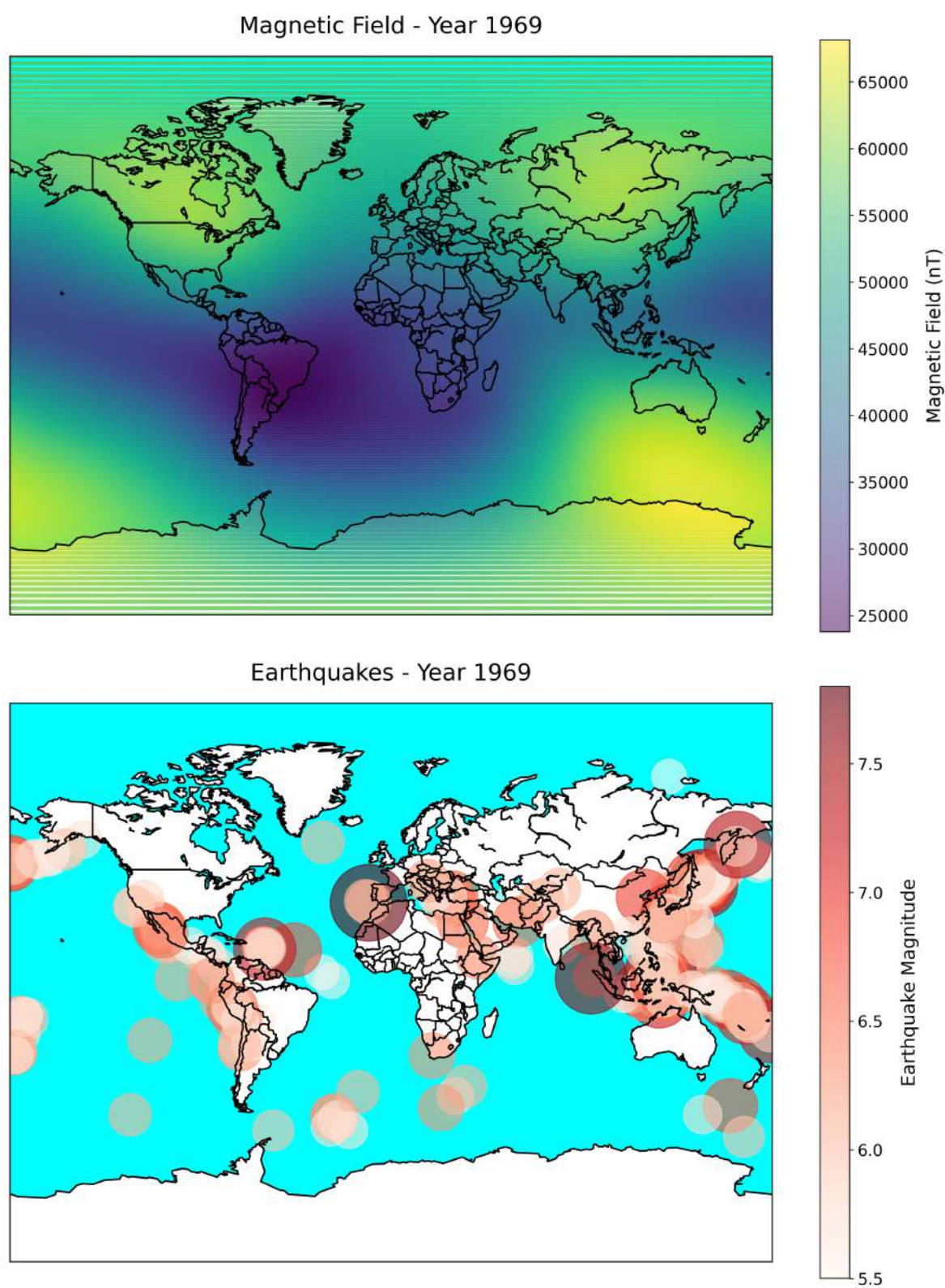


Figura D.5: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1969

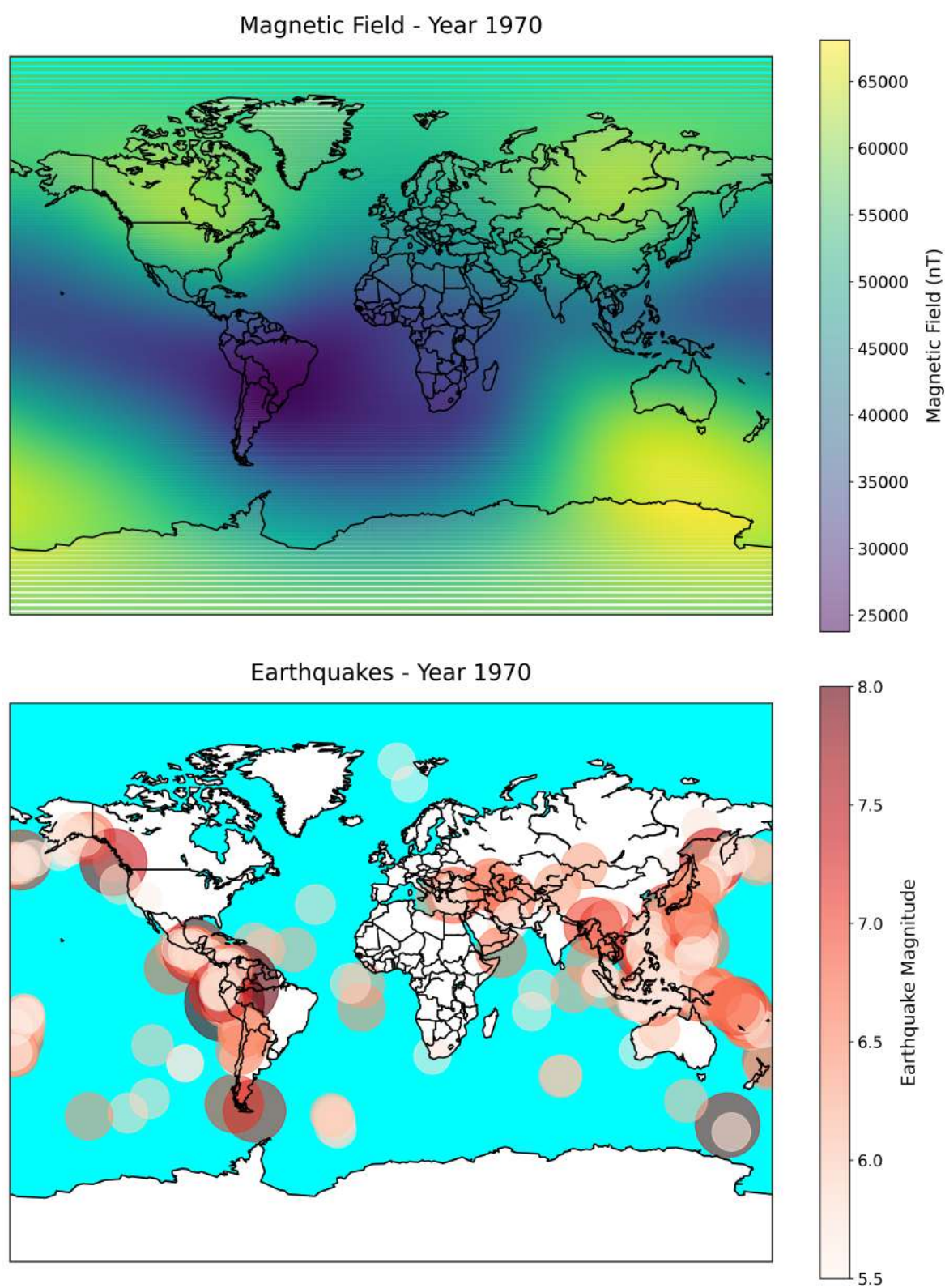


Figura D.6: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 1970

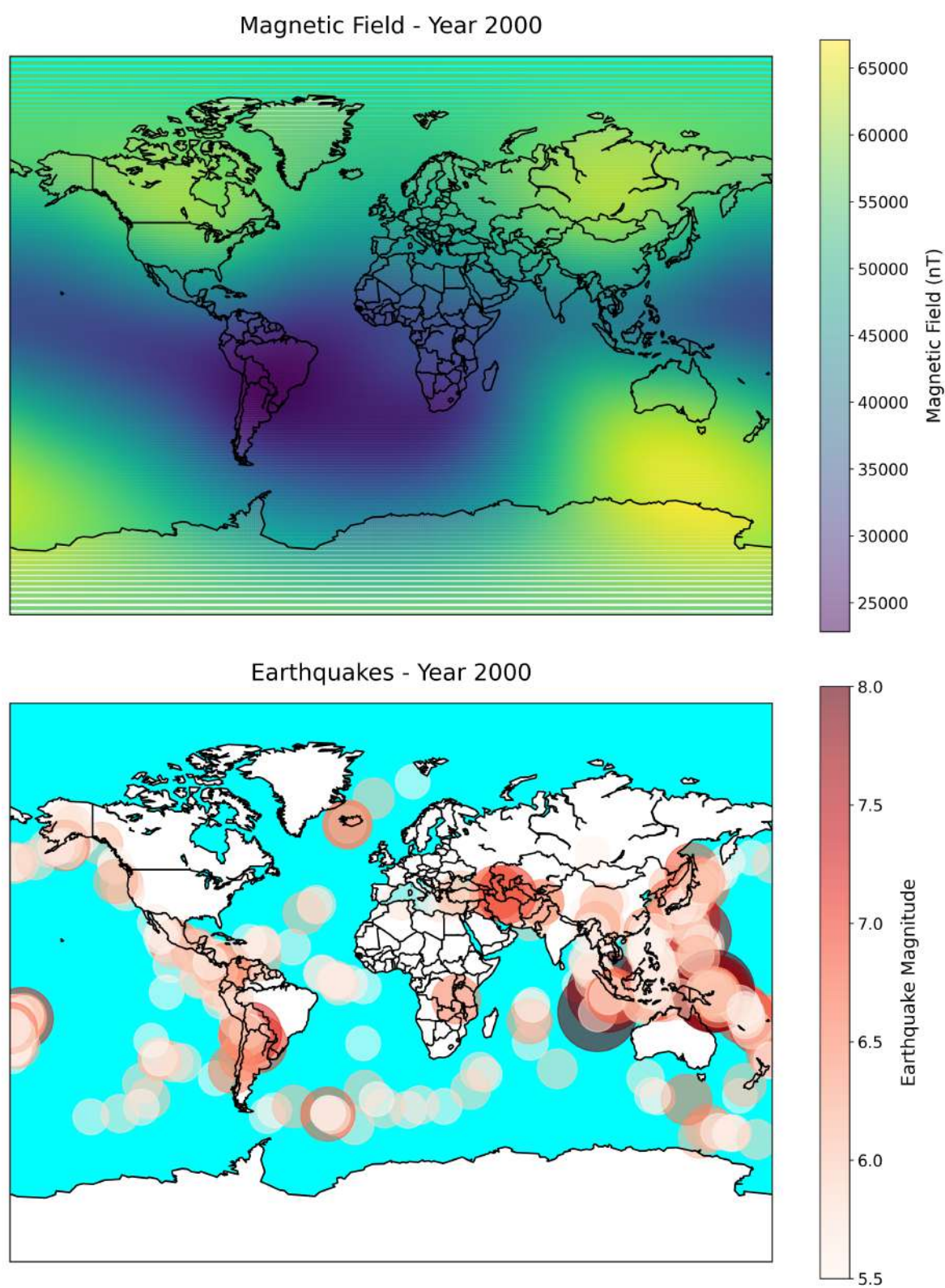


Figura D.7: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2000

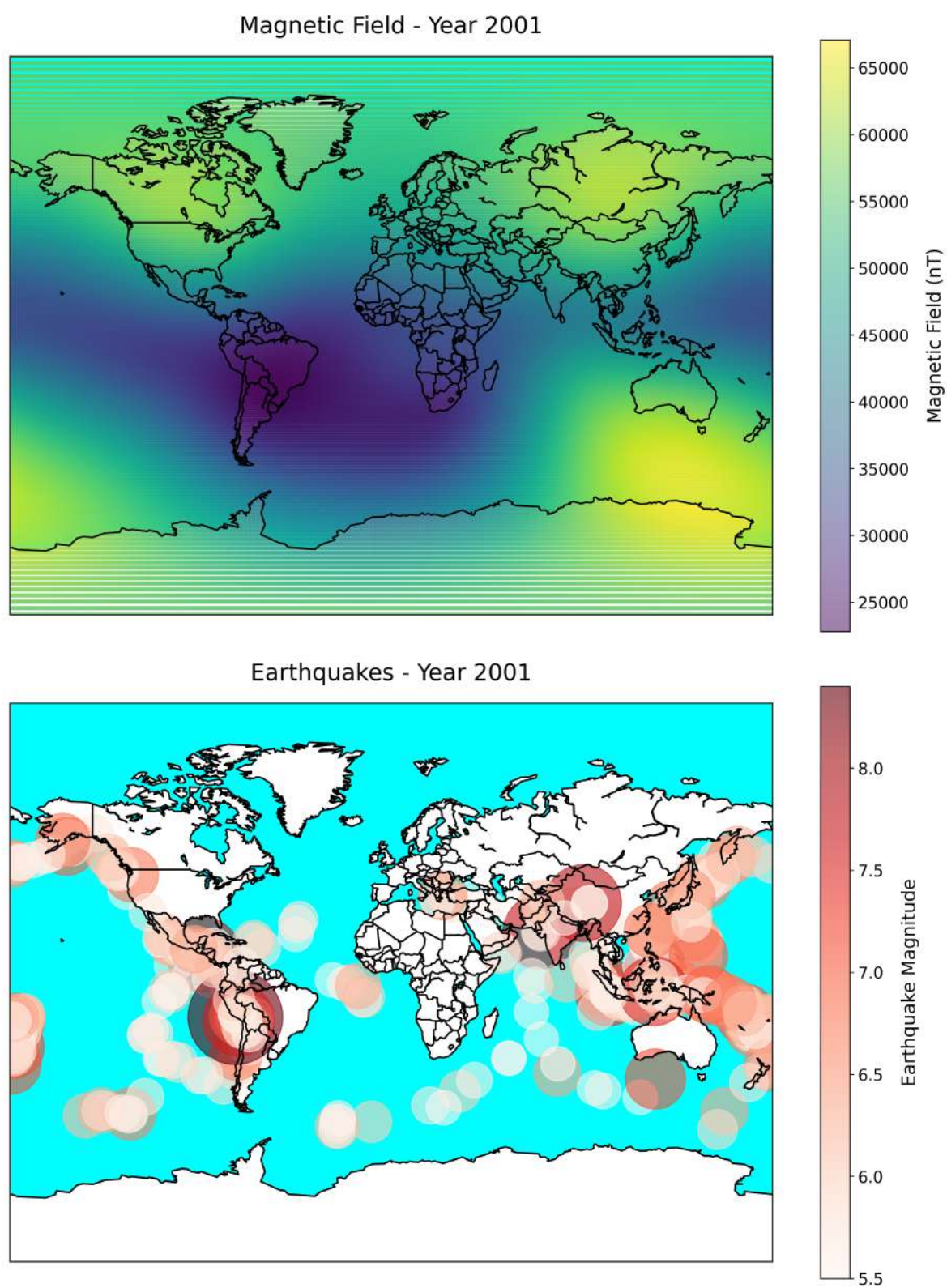


Figura D.8: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2001

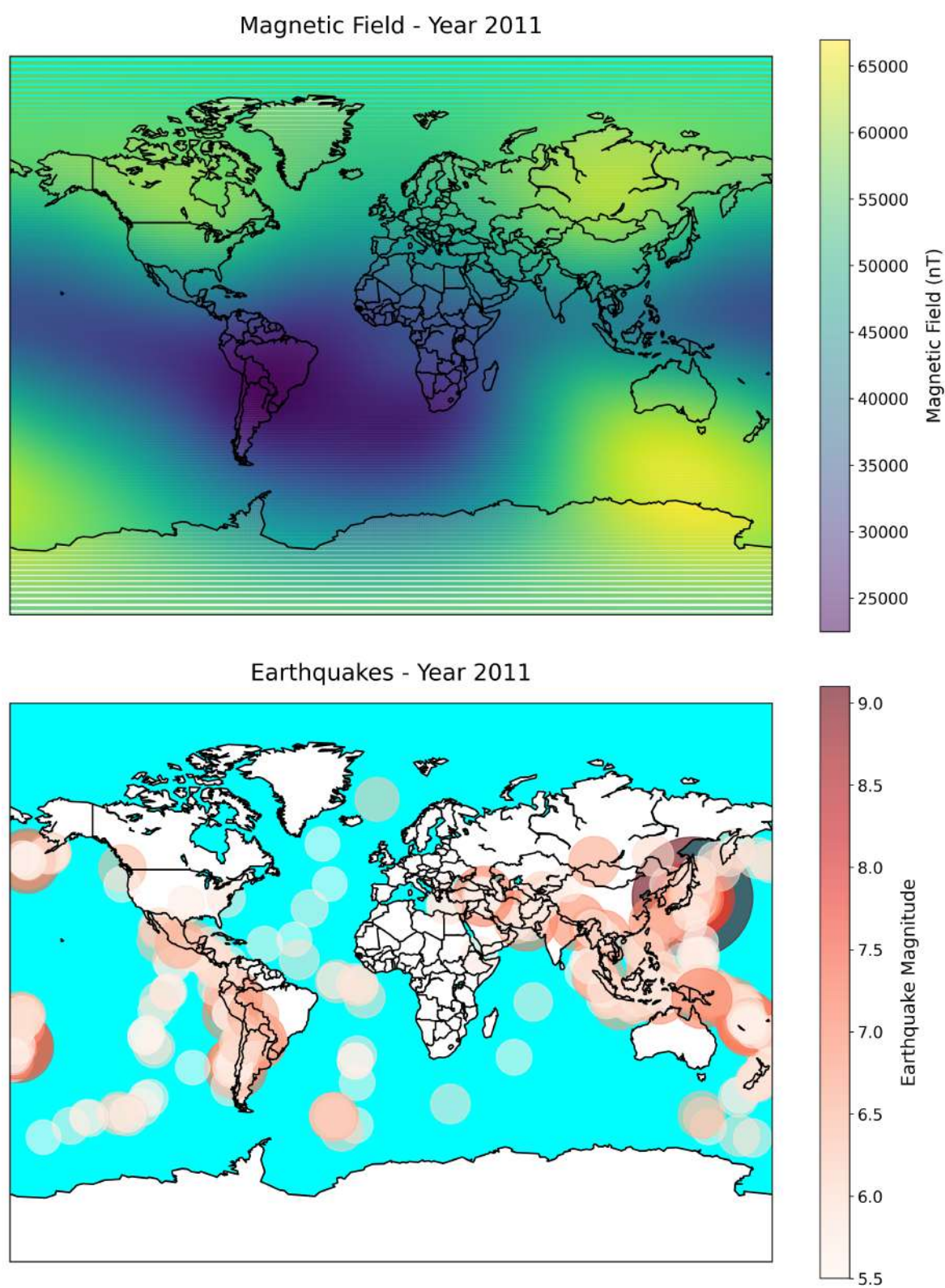


Figura D.9: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2011

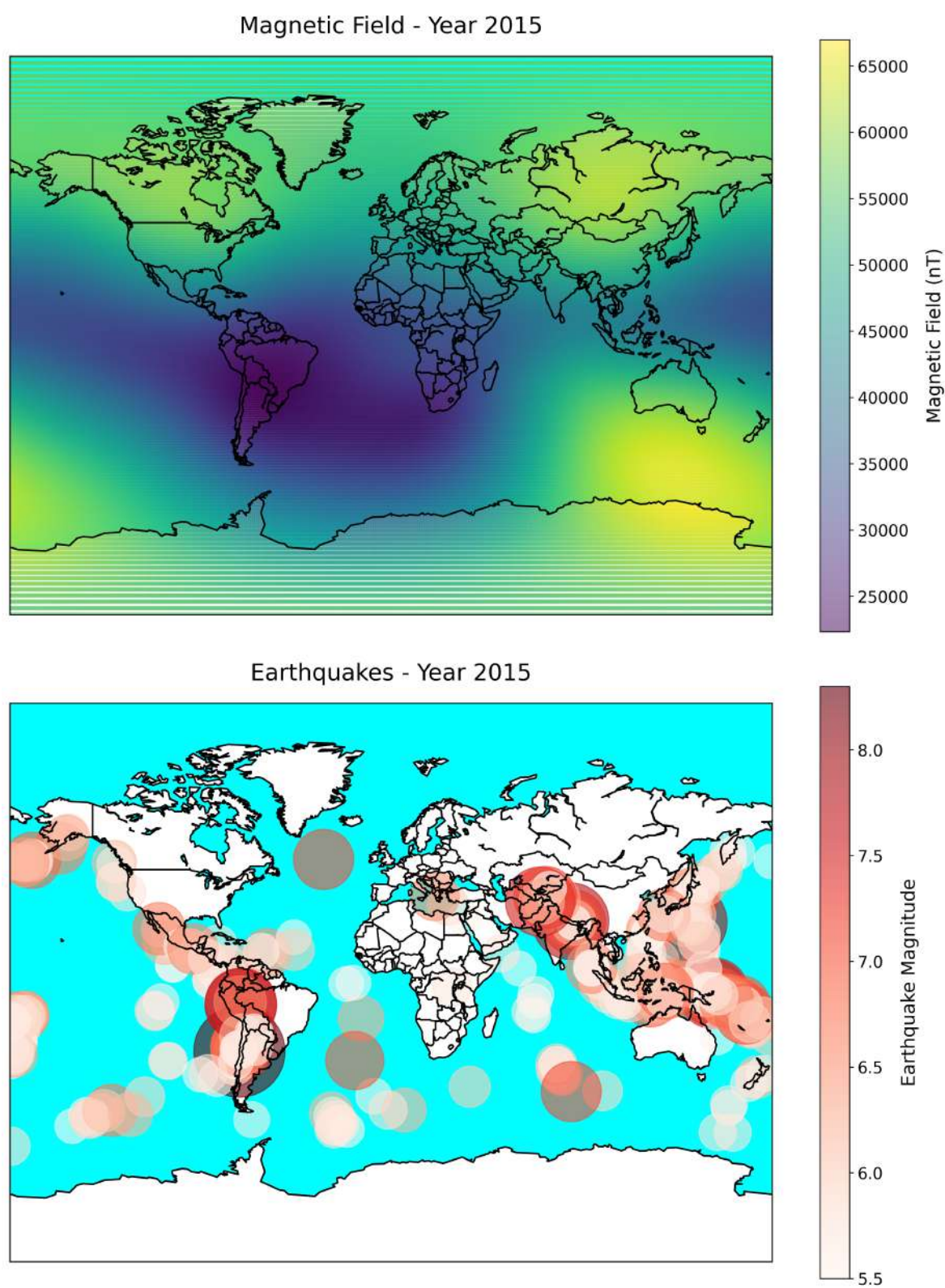


Figura D.10: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2015

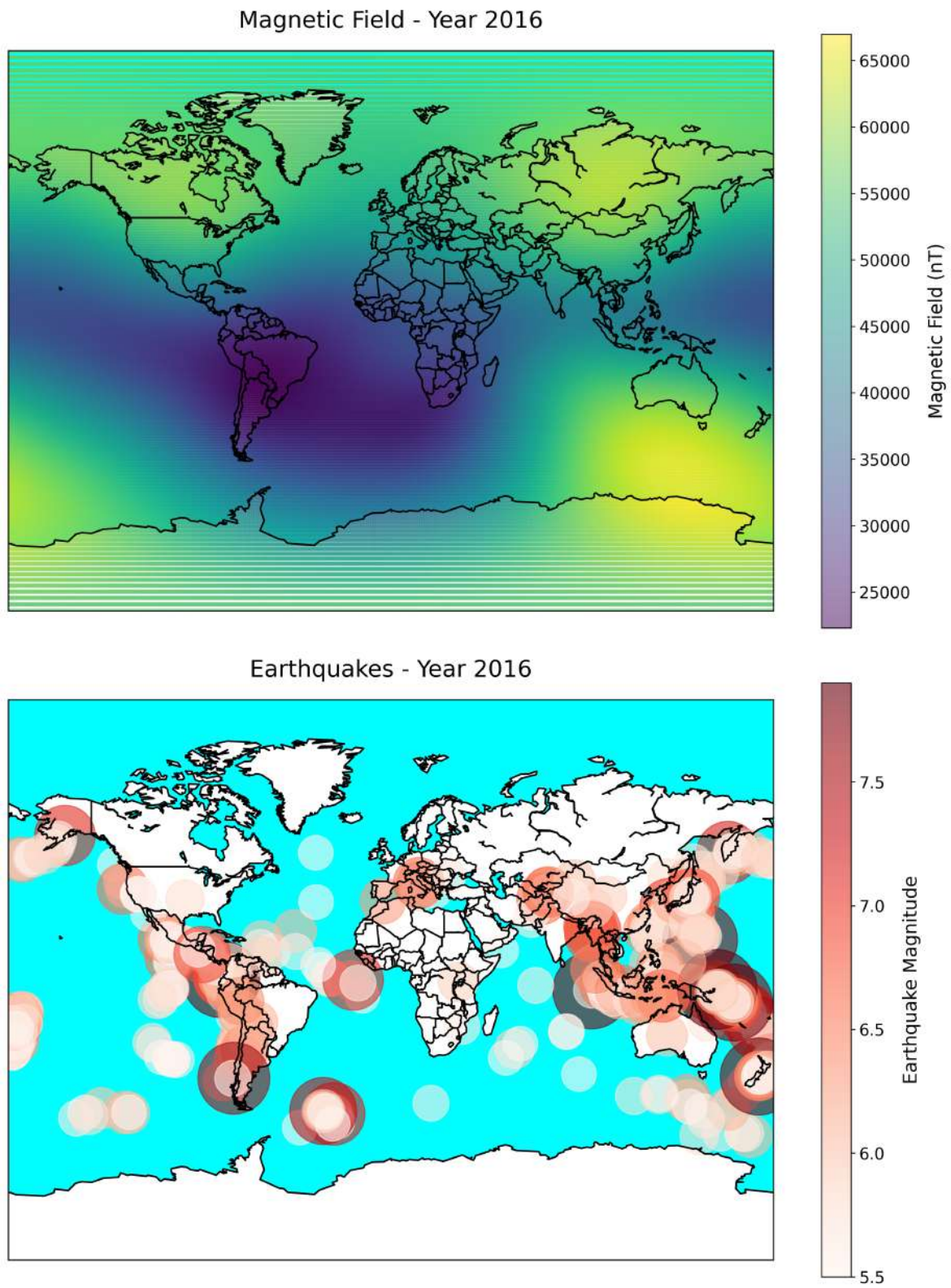


Figura D.11: Campo Magnético de la tierra junto a los sismos ocurridos en el año 2016

Bibliografía

- [1] Edward, J., TARBUCK, L., FREDERICK, K. CIENCIAS DE LA TIERRA: una introducción a la geología física. PEARSON EDUCACION, 2010. [iii](#), [2](#)
- [2] misistemasolar. PLACAS TECTÓNICAS: Origen, ¿Qué Son?, Características, Tipos Y Más — misistemasolar.com. <https://misistemasolar.com/placas-tectonicas/>, 2018. [Accessed 01-11-2024]. [iii](#), [3](#)
- [3] Crickett. Seismogram. Wikimedia Commons, 2006. URL <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Seismogram.gif>, accedido el 25 de septiembre de 2024. [iii](#), [7](#)
- [4] Aristizábal, E. Geomorfología, 2024. URL <https://edieraristizabal.github.io/Geomorfologia/html/Geomorfologia.html>. [iii](#), [9](#)
- [5] Garrote, J. L. I. Curiosidades científicas: Bordes destructivos i - los andes, 2020. URL <https://kuriosidadescientifiks.blogspot.com/2020/07/bordes-destructivos-i-los-andes.html>. [iii](#), [iii](#), [10](#), [11](#)
- [6] Fiallos, G. La correlación de pearson y el proceso de regresión por el método de mínimos cuadrados. *Ciencia Latina Revista Científica Multidisciplinar*, **5** (3), 2491–2509, 2021. [iii](#), [17](#)
- [7] Alimoradi, H., Rahimi, H., Santis, A. D. Successful tests on detecting pre-earthquake magnetic field signals from space. *Remote sensing*, **16** (16), 2985–2985, 2024. [iv](#), [35](#), [36](#)
- [8] Barthelmes, F., Ince, E. S., Reissland, S. The global geodetic observing system: Space geodesy techniques. *Journal of Geodesy*, **90** (1), 1–23, 2016. [v](#), [39](#), [41](#)
- [9] Velandia, F., Terraza Melo, R., Villegas, H. El sistema de fallas de algeciras hacia el suroeste de colombia y la actual transpresión de los andes del norte. 2001. [v](#), [57](#), [58](#)
- [10] Significant Earthquakes, 1965-2016 — kaggle.com. <https://www.kaggle.com/datasets/usgs/earthquake-database/data>. [Accessed 13-09-2024]. [vii](#), [15](#), [24](#)

- [11] Volcanic eruptions in the holocene period, 2017. URL <https://www.kaggle.com/datasets/smithsonian/volcanic-eruptions>. vii, 43, 44
- [12] Needham, J., *et al.* Science and civilization in china, 1954. x
- [13] Jackson, J. Bolt, b. 1999. earthquakes, xiv+ 366 pp. new york: Wh freeman & co.; distributed in the uk by macmillan. price£ 16.95 (paperback). isbn 0 7167 3396 x. *Geological Magazine*, **137** (1), 97–106, 2000. x, x
- [14] Ben-Menahem, A. A concise history of mainstream seismology: Origins, legacy, and perspectives. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85** (4), 1202–1225, 1995. x
- [15] of the Royal Academy of Berlin, M. The History and Philosophy of Earthquakes: Accompanied by John Michell's' Conjectures Concerning the Cause, and Observations Upon the Ph'nomena of Earthquakes. Cambridge University Press, 2013. x, x
- [16] Sismología - Qué es, función, historia y escala de Richter — concepto.de. <https://concepto.de/sismologia/>. [Accessed 19-10-2024]. x, x
- [17] Agnew, D. C. History of seismology. En: International Geophysics, tomo 81, págs. 3–11. Elsevier, 2002. x, x
- [18] Sirvent, R. E. Algo de la ciencia e historia de los sismos y sus consecuencias. https://www.revistaciencia.amc.edu.mx/images/revista/69_1/PDF/Algodelacienciaehistoriadelossismos.pdf. [Accessed 19-10-2024]. x, xi, xi
- [19] Mendes-Victor, L. A., Oliveira, C. S., Azevedo, J., Ribeiro, A., de Almeida, A. B. The 1755 lisbon earthquake and the genesis of the risk management concept. *The 1755 Lisbon Earthquake: Revisited*, págs. 147–165, 2009. x
- [20] Cárdenas, J. R. G. cienciorama.unam.mx. http://www.cienciorama.unam.mx/a/pdf/91_cienciorama.pdf. [Accessed 19-10-2024]. xi, xi
- [21] Thorne, M. S., Pachhai, S., Li, M., Ward, J., Rost, S. Investigating ultra-low velocity zones as sources of pkp scattering beneath north america and the western pacific ocean: Potential links to subducted oceanic crust. *AGU Advances*, **5** (4), e2024AV001265, 2024. xi
- [22] Rajendran, K. Earthquakes as expressions of tectonic activity: Sources, types and examples. *Resonance*, **23**, 337–353, 2018. 1, 6, 7
- [23] Sain, K., Nara, D. Active seismic tomography: Theory and applications, 2023. 4, 5

- [24] Fan, W. 1. combining love and rayleigh waves in detecting and locating seismic sources. *Geophysical Journal International*, 2023. [6](#)
- [25] Mahvelati, S., Coe, J. T., Nyquist, J. E. 3. characterizing the effects of survey parameters on experimental love wave multichannel analysis of surface wave (masw) data. *Pure and Applied Geophysics*, 2021. [6](#)
- [26] Hough, S. E. Richter's Scale: Measure of an Earthquake, Measure of a Man. Princeton, NJ: Princeton University Press, 2007. [7](#)
- [27] Kanamori, H. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **82** (20), 2981–2987, 1977. [8](#)
- [28] Lay, T., Wallace, T. C. Modern Global Seismology. San Diego, CA: Academic Press, 1995. [8](#)
- [29] Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L. R. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **73** (18), 5855–5899, 1968. [8](#)
- [30] Turcotte, D. L., Schubert, G. Geodynamics. Cambridge university press, 2002. [12](#)
- [31] Johnson, C. Ranalli, g. 1995. rheology of the earth, xv+ 413 pp. london, glasgow, weinheim, new york, tokyo, melbourne, madras: Chapman & hall. price£ 29.95 (paperback). isbn 0 412 54670 1. *Geological Magazine*, **134** (3), 409–421, 1997. [13](#)
- [32] Hassani, R., Jongmans, D., Chéry, J. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research*, 1997. [13](#)
- [33] Nuseir, M. T., Akour, I., Alzoubi, H. M., Kurdi, B. A., Alshurideh, M. T., AlHamad, A. Role of big data analytics to empower patient healthcare record management system. págs. 39–52. Springer International Publishing, 2023. [14](#)
- [34] Wang, L., rui Wu, C. Database model and applications for electronic medical records (emrs) system. *DEStech Transactions on Computer Science and Engineering*, 2019.
- [35] Dongjin, X. 5. medical database with statistical analysis function, 2019. [14](#)
- [36] Cui, J., Zhang, Y., Liu, Y. 3. machine learning for risk assessment in financial market forecasting. *Journal of computing and electronic information management*, 2024. [14](#)
- [37] Khunti, S., Muni, V., Kumar, P., Singh, V. S., Rao, M., Chand, S., *et al.* 4. application of machine learning and deep learning algorithms to the prediction of stock market trends. 2023.

- [38] Yuanfang, Z. 5. optimization of financial market risk prediction system based on computer data simulation and markov chain monte carlo. *Soft Computing*, 2023. 14
- [39] Ram, B. M. V., Sharma, N., Joshi, A., Vermani, A. 4. predictive maintenance and production analysis in smart manufacturing. 2023. 14
- [40] Heistracher, C., Wachsenegger, A., Weißenfeld, A., Casas, P. 5. moxai – manufacturing optimization through model-agnostic explainable ai and data-driven process tuning. *Proceedings of the European Conference of the Prognostics and Health Management Society (PHME)*, 2024.
- [41] Abdelillah, F. M., Nora, H., Samir, O., Benslimane, S. M. 6. predictive maintenance approaches in industry 4.0: A systematic literature review. 2023. 14
- [42] Padmapriya, S., R, T., Jagadeesh, S., Selvi, D. M. K., Shariff, M. 1. development of recommender systems for better services and products using data science. 2023. 14
- [43] Wang, S., Wang, Y., Sivrikaya, F., Albayrak, S., Anelli, V. W. 2. data science for next-generation recommender systems. *International journal of data science and analytics*, 2023.
- [44] Veloso, B., Gama, J., Malheiro, B. 4. classification and recommendation with data streams. 2020. 14
- [45] Tin, D., Cheng, L., Le, D., ming Hata, R. K. K., Ciottone, G. 2. natural disasters: a comprehensive study using emdat database 1995-2022., 2023. 14
- [46] Fawzy, S., Osman, A. I., Doran, J., Rooney, D. Strategies for mitigation of climate change: a review. *Environmental Chemistry Letters*, 2020.
- [47] Huggel, C., Raissig, A., Rohrer, M., Romero, G., Diaz, A., Salzmänn, N. How useful and reliable are disaster databases in the context of climate and global change? a comparative case study analysis in peru. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2015. 14
- [48] Morales-Oñate, V. 7 mínimos cuadrados no lineales. https://bookdown.org/victor_morales/TecnicasML, 2024. [Accessed: 2024-10-11]. 17
- [49] Jiménez Arteaga, A. Cálculo vectorial. lectura 2: criterio de la segunda derivada y matriz hessiana, 2020. 20
- [50] Madsen, K., Nielsen, H. B., Tingleff, O. Methods for non-linear least squares problems, 2004. 20, 21, 22, 23, 76

- [51] Tang, H., bo Sun, W. Theories and applications of earthquake-induced gravity variation: Advances and perspectives. *Earthquake Science*, 2023. 37
- [52] Licciardi, A., Bletery, Q., Rouet-Leduc, B., Ampuero, J. P., Juhel, K. Instantaneous tracking of earthquake growth with elastogravity signals. *Nature*, **606** (7913), 319–324, 2022. URL <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04672-7>. 38
- [53] Lupi, M., Miller, S. A. Short-lived tectonic switch mechanism for long-term pulses of volcanic activity after mega-thrust earthquakes. *Solid Earth*, **5** (1), 13–24, 2014. 38
- [54] Guandique Rivas, D. J., López Vargas, R. E., Martínez Nolasco, J. S. Manual técnico para el levantamiento geodésico con GPS de una frecuencia aplicando el Sistema Global de Navegación (GNSS) utilizando un modelo geoidal y su análisis comparativo con levantamiento topográfico con estación total. Tesis Doctoral, Universidad de El Salvador, 2013. 39
- [55] Sistema global de navegación por satélite (gnss). URL https://multimedia.uned.ac.cr/pem/montanismo/1navegacion/sistema_navegacion_satelite.html. 39
- [56] Aviles, L. Sistema DORIS — prezi.com. <https://prezi.com/p/kxhbkbpvfylv/sistema-doris/>, 2019. [Accessed 31-10-2024]. 40
- [57] Institution, S. Global volcanism program. URL <https://volcano.si.edu/>. 43
- [58] Gudmundsson, A., Brenner, S. L. On the conditions of sheet injections and eruptions in stratovolcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 2005. 45
- [59] Siebert, L., Cottrell, E., Venzke, E., Andrews, B. J. Earth’s volcanoes and their eruptions: An overview. 2014. 45
- [60] Valerio, A., Eleonora, R. Calderas: Structure, unrest, magma transfer and eruptions. 2018.
- [61] Xu, W., Ruch, J., Jónsson, S. Birth of two volcanic islands in the southern red sea. *Nature Communications*, 2015. 45
- [62] EEUU. National oceanic and atmosphere administration, 2015-01-14. URL <https://www.noaa.gov/>, accessed: 2024-11-14. 49
- [63] Center, A. A. D. Global geomagnetic field models, 2015-01-14. URL https://data.aad.gov.au/metadata/records/AAS_4092_Geomagnetic_Field_Model, accessed: 2024-11-14. 49

-
- [64] Vinasco, C. J., Cordani, U. G. 2. reactivation episodes of the romeral fault system in the northwestern part of central andes, colombia, through ³⁹ar-⁴⁰ar and k-ar results, 2012. 56
- [65] Pérez-Forero, D., Koulakov, I., Vargas, C., Gerya, T., Al-Arifi, N. Lithospheric delamination as the driving mechanism of intermediate-depth seismicity in the bucaramanga nest, colombia, 2023. 56
- [66] Jarrin, P., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Mora-Páez, H., Mothes, P., Cisneros, D. 1. current motion and deformation of the nazca plate: new constraints from gps measurements. *Geophysical Journal International*, 2022. 57
- [67] Chen, Y.-W., Colli, L., Bird, D. E., Wu, J., Zhu, H. 1. caribbean plate tilted and actively dragged eastwards by low-viscosity asthenospheric flow. *Nature Communications*, 2021. 57
- [68] Sismicidad Hist&xF3;rica de Colombia — sish.sgc.gov.co. <https://sish.sgc.gov.co/visor/>. [Accessed 19-11-2024]. 58

Agradecimientos

En primer lugar, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mis padres, Mirian Yanet Vera Villamizar y Diego Liborio Florez Hernández, por su paciencia y apoyo constante y por haberme brindado la oportunidad de perseguir mis sueños. Sin su aliento y sacrificio, este logro no habría sido posible. A continuación, agradezco a mi director de tesis, Dr. Luis Alfonso Guerra, por su guía experta, paciencia y por compartir su conocimiento invaluable a lo largo de este proceso. Su apoyo y consejos han sido fundamentales para el desarrollo de este trabajo. Quiero también agradecer a mis compañeros del departamento de física, como: Dilmer Fabian Suarez Buitrago, Jammy Fabian Diaz Camacho, Johan Danilo Mantilla Camargo, Oscar Esteban Ruiz Rivera, Mileydi Yuliana Cruz Mendoza, Camilo Andres Villegas Bossio, María Fernanda Bustos, Marolin Yulieth Polo Garcia, Roger Alejandro Salcedo Saavedra, Jhon Fredy Gelvez Parada, Cristian Vargas, Jefferson Orlando Jaimes Arciniegas, Johan Sebastian Pinzon Mesa, Angel David Caicedo Peñaranda, Angel Moises Fuentes, quienes han sido una fuente de inspiración y motivación. Las discusiones y el trabajo en equipo han enriquecido mi experiencia académica. Un agradecimiento especial a la Universidad de Pamplona por brindarme los recursos y el ambiente propicio para llevar a cabo mis estudios e investigaciones. Finalmente, quiero agradecer a mis amigos y familiares que me han apoyado emocionalmente durante este viaje. Su comprensión y ánimo han sido un pilar fundamental en los momentos de desafío.

A todos ustedes, ¡gracias de corazón!