



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
VULCANOLOGÍA

DISEÑO DE BASES DE DATOS PARA EL ANÁLISIS DEL VOLCANISMO
(OCURRENCIA Y MAGNITUD), LOS PARÁMETROS DE SUBDUCCIÓN Y
EVALUACIÓN DEL RIESGO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN MÉXICO-CHILE

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
NATALIE ORTIZ GUERRERO

DIRECTOR DE TESIS:
DR. HUGO DELGADO GRANADOS
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Al Dr. Hugo Delgado Granados por aceptarme para realizar esta tesis doctoral bajo su dirección. Su valioso apoyo y confianza en mi trabajo fueron un gran aporte en mi formación como investigador.

A los miembros de mi comité tutorial: Dr. Dante Morán Zenteno y Dr. Mariano Cerca Martínez por sus valiosas críticas que fortalecieron mi trabajo. Así mismo, agradezco al jurado examinador conformado por: Dr. Luca Ferrari Pedraglio, Dra. Lucia Capra Pedol y Dr. Marco Calò por sus importantes comentarios y que contribuyeron a mejorar mi tesis.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México. A su personal en coordinación y asistentes, en especial a Araceli y Laurita, por orientarme durante el transcurso de mi investigación. Al CONACyT por la beca otorgada.

A mis compañeros de grupo en el Posgrado de Ciencias de la Tierra, de quienes siempre recibí su apoyo desinteresado no solo en el plano académico sino también en el personal: Carlos Linares, Matthias Fickel, Cinthia Navarro, Lilia Arana, Jorge Cortés, Eveling Espinosa, Guillermo Ontiveros y Paty Jácome. Especialmente un agradecimiento al Dr. Guillem Gisbert y a la Dra. Dolors Ferrés por el soporte recibido en la fase final de mi trabajo de investigación.

Al Mtro. Luis Octavio Ramírez Fernández de Instituto de Geografía por sus enseñanzas sobre los sistemas de información geográfico y el vínculo con las bases de datos.

Al Programa Global de Vulcanismo (GVP: Global Volcanism Program) por financiar mi viaje al Instituto Smithsonian en Washington, con el objeto de obtener la base de datos del vulcanismo mundial y por financiar también mi visita a la Universidad de Bristol y al Servicio Geológico Británico, para adquirir la base de datos de Erupciones volcánicas Explosivas de gran magnitud (LaMEVE: Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions).

A la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI: International Association of Volcanology and Chemistry of Earth Interior) y al Modelo Global de Volcanes (GVM: Global Volcano Model) por apoyar en el desarrollo e implementación de la base de datos de monitoreo volcánico. Al personal de las Instituciones de Monitoreo e Investigación Volcánica en Latinoamérica, quienes amablemente suministraron los datos de monitoreo volcánico (GLOVOREMID: Global Volcano Research and Monitoring database). A Cristhian Lombana, José Fernando Jiménez y Yostin Latorre por su apoyo en la implementación de la base de datos GLOVOREMID.

A la Dra. Ruth Villanueva Estrada por brindarme su apoyo. Al director de la Biblioteca Adjunta de Ciencias de la Tierra, Lic. Saúl Armendáriz Sánchez y a todo el personal por su acogida y colaboración.

Deseo también expresar mi agradecimiento a mi familia, por haber sido mi fuente de inspiración y mi apoyo incondicional lo largo de este camino y por creer en mí siempre.

CONTENIDO

Declaratoria	i
Resumen	ii
Abstract	iii
Índice de figuras	iv
Índice de tablas	x
Índice de anexos	xi
CAPÍTULO I. INTRODUCCION	1
1.1. Trabajos previos	4
1.2. Descripción del área de estudio	9
1.3. Objetivos del proyecto	10
1.4. Alcances	11
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO Y NATURALEZA DE LOS DATOS	12
2.1. Geodinámica	12
2.2. Magmatismo y vulcanismo	21
2.3. Peligros volcánicos	29
2.4. Riesgo volcánico	35
2.5. Monitoreo volcánico	37
2.6. Sismicidad	39
2.7. Bases de datos	41
2.8. Sistemas de Información Geográfica	44
CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	46
3.1. Regiones con vulcanismo activo en las zonas de subducción México-Chile	46
3.2. Zonas de subducción planas y brechas en el vulcanismo	53
CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA PARA EL DISEÑO E IMPLEMENTACION DE LAS BASES DE DATOS	56
4.1. Selección del software	57
4.1.1. Bases de datos de erupciones volcánicas, de datos geodinámicos y de datos sísmicos	57

4.1.2. Sistema de Información Geográfica	58
4.1.3. Base de datos de monitoreo volcánico	58
4.2. Diseño de las bases de datos y del Sistema de Información Geográfica.	
Origen e inserción de datos	58
4.2.1. Base de datos de erupciones volcánicas	59
4.2.1.1. Base de datos de volcanes del mundo – zonas de subducción México-Chile (VOTW-ZSMC)	59
4.2.1.2. Base de datos de erupciones volcánicas explosivas de gran magnitud - zonas de subducción México-Chile (LaMEVE-ZSMC)	65
4.2.2. Base de datos sísmicos	66
4.2.3. Base de datos geodinámicos	70
4.2.4. Sistema de Información Geográfica	82
4.2.5. Base de datos de monitoreo volcánico	84
4.3. Consultas a las bases de datos	90
4.3.1. Bases de datos de erupciones volcánicas	91
4.3.2. Base de datos sísmicos	93
4.3.3. Base de datos geodinámicos	94
4.3.4. Sistema de Información Geográfica	95
4.3.5. Base de datos de monitoreo volcánico	97
CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIONES	100
5.1. Relaciones entre parámetros geodinámicos y vulcanismo en las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)	100
5.1.1. Velocidad de convergencia y número de volcanes	100
5.1.2. Velocidad de convergencia y volumen de volcanes	103
5.1.3. Velocidad de convergencia y volumen de erupciones volcánicas por tipo de roca	104
5.1.4. Velocidad de convergencia y número de erupciones volcánicas según VEI	115
5.1.5. Espesor de la corteza continental bajo los volcanes y volumen	

de erupciones volcánicas	124
5.1.6. Profundidad al slab bajo los volcanes y volumen de erupciones volcánicas según tipo de rocas volcánicas	129
5.1.7. Edad de la corteza oceánica en la trinchera y volumen de erupciones volcánicas	132
5.1.8. Angulo de subducción y volumen de las erupciones volcánicas	133
5.2. Energía sísmica en las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)	134
5.3. Aportaciones del desarrollo del sistema de bases de datos volcánicos, sísmicos y geodinámicos de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)	138
5.4. Desventajas del desarrollo del sistema de bases de datos volcánicos, sísmicos y geodinámicos de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)	138
5.5. Análisis de la base de datos de monitoreo volcánico en Latinoamérica	139
5.5.1. Niveles de Monitoreo volcánico en Latinoamérica	144
5.5.2. Niveles de Riesgo volcánico en Latinoamérica	146
5.6. Aportaciones del desarrollo de la base de datos GLOVOREMID	153
5.7. Desventajas del desarrollo de la base de datos GLOVOREMID	153
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES	154
REFERENCIAS	157
ABREVIACIONES	170
GLOSARIO	171
ANEXOS	172

DECLARATORIA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, reading "Natalie Ortiz Guerrero". The signature is written in a cursive, flowing style.

Natalie Ortiz Guerrero

RESUMEN

Diferentes parámetros geodinámicos asociados a las zonas de subducción tales como: tasa de convergencia, espesor de la corteza, edad de la placa que subduce, entre otros, pueden influenciar la actividad volcánica (tipo de erupción, tamaño y frecuencia). Surgen aquí varias preguntas: ¿Es posible identificar la frecuencia, magnitud y tipo de las erupciones volcánicas relacionados con los parámetros geodinámicos de las placas tectónicas? ¿Qué características tiene en común el volcanismo de las zonas de subducción México-Chile? ¿Cómo están siendo monitoreados los volcanes activos de estas zonas? El propósito de esta investigación es responder estas preguntas a través del cumplimiento de los siguientes objetivos: 1) revisar las relaciones entre los parámetros geodinámicos de las zonas de subducción México-Chile mediante el desarrollo de bases de datos, 2) establecer un vínculo entre las bases de datos y un sistema de información geográfica para facilitar análisis espaciales y 3) realizar una evaluación del monitoreo volcánico en las zonas de subducción México-Chile. Para lograr estos objetivos se hizo necesario la compilación y organización de datos de parámetros geodinámicos (de diferentes fuentes y formatos) que caracterizan las zonas de subducción y los datos de actividad volcánica. Posteriormente se realizó el diseño y análisis de las bases de datos y se estableció un vínculo con un sistema de información geográfica para facilitar las consultas a nivel regional y local.

De acuerdo con los resultados de esta investigación, los parámetros geodinámicos que más influyen en el volcanismo de las zonas de subducción México-Chile son: la tasa de convergencia, el espesor de la corteza y la edad de placa subducente. Por otra parte, se establecieron los niveles de riesgo de los volcanes activos en zona de estudio mediante la combinación de los índices de peligro volcánico, niveles de exposición de la población y niveles de monitoreo volcánico.

ABSTRACT

Different geodynamic parameters associated with the subduction zones such as: convergence rate, crustal thickness, age of the subducting plate, among others, can influence the volcanic activity (frequency, magnitude and type of the eruptions). Several questions arise here: Is it possible to identify frequency, magnitude and type of volcanic eruptions related to the geodynamic parameters of the tectonic plates? What characteristics does the volcanism in the Mexico-Chile subduction zones have in common? How are the active volcanoes in these zones being monitored? The aim of this research is to answer these questions through the fulfillment of the following objectives: 1) to review the relationships between the geodynamics parameters of the Mexico-Chile subduction zones through the development of databases, 2) to establish a link between the data bases and a geographic information system to facilitate the spatial analysis; and 3) to carry out a volcano monitoring assessment in the Mexico-Chile subduction zones. To achieve these objectives, it became necessary to compile and organize geodynamic parameters data (from different sources and formats) that characterize the subduction zones and volcanic activity. Subsequently, design and analysis of the databases was developed and a link was established with a geographic information system to facilitate queries at the regional and local level.

According with the results of this research, the geodynamic parameters that most influence the volcanism of the Mexico-Chile subduction zones are: convergence rate, crustal thickness and age of the subducting plate. On the other hand, the risk levels of active volcanoes in the study area were established through the combination of volcanic hazard levels, population exposure indexes and volcanic monitoring levels.

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1. Mapa de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC). Los volcanes incluidos en este estudio según la base de datos VOTW4.0 (Siebert et al., 2010). Los límites de las placas tectónicas se representan según el modelo digital de Bird (2003).

CAPÍTULO II

Figura 2.1. Principales placas tectónicas y sus vectores de movimiento representadas por flechas. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Figura 2.2. Sección transversal de las placas tectónicas. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Figura 2.3. Esquema de formación de las bandas magnéticas en las crestas del medio del océano. Las dos partes de la placa oceánica se separan y las bandas magnéticas más lejanas de la cresta son más viejas. (a) tiene edad de 5 millones de años (b) 2 a 3 millones de años (c) en la actualidad. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Figura 2.4. Geometrías estables del campo magnético terrestre. Tomado de: Villalaín (2016)

Figura 2.5. Ilustración esquemática de la geometría del slab de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco (a) 10 Ma (b) presente. CJVL, lineamiento volcánico Jalisco Central; TMVB, Cinturón Volcánico Transmexicano. Tomado de: Yang et al., (2009)

Figura 2.6. Curvas de temperatura solidus y liquidus para rocas secas y saturadas de agua y las zonas de fusión parcial (sombreadas) Tomada de: Parfitt y Wilson (2008)

Figura 2.7. Esquema de las etapas en la fragmentación del magma en una erupción explosiva. (a) a bajas presiones inicia la nucleación de los gases y formación de burbujas; (b) burbujas más viejas empiezan a crecer por difusión y descompresión; (c) la densidad de burbujas se incrementa y las paredes de las burbujas adyacentes pueden empezar a colapsar; (d) las paredes de muchas burbujas han colapsado y el magma ha cambiado de ser líquido que contiene burbujas a ser un gas que contiene gotas de gas. (Modificado de: Parfitt y Wilson, 2008)

Figura 2.8. Relación entre VEI y Magnitud. Los números dentro de las cajas son números de erupciones almacenadas en LaMEVE con determinado VEI. Tomado de: Croweller et al. (2012)

Figura 2.9. Flujo piroclástico del volcán de Colima, 11 de julio de 2015. Autor: Raúl Arámbula.

Figura 2.10. Vista aérea de la población Armero (Colombia), destruida por lahares del nevado del Ruiz, originados por la erupción del 3 de noviembre de 1985. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Figura 2.11. Flujo de lava del volcán Pacaya (Guatemala, 8 julio 2018). Fuente INSIVUMEH.

Figura 2.12. Matriz de riesgo: combinación del Índice de Peligro Volcánico (IPV) y el índice de exposición de la población (IEP) para Sur América, comprende los volcanes con historia volcánica eruptiva adecuada para calcular el IPV. Los colores del fondo se oscurecen con el incremento de los niveles del riesgo I-III. Tomado de Loughlin et al. (2015).

Figura 2.13. Ejemplo de un registro y sus atributos. Modificado de: Kendall y Kendall (2011)

Figura 2.14. Pasos principales de la normalización. Modificado de: Kendall y Kendall (2011)

CAPÍTULO III

Figura 3.1. Localizaciones de: Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), campo volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), arco volcánico Chapaneco (AVCH) y Arco volcánico Centroamericano (AVCA). Modificado de Espíndola et al. (2002).

Figura 3.2. Localización del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA) (Siebert et al., 2010). Límite de placas tectónicas según Bird (2003)

Figura 3.3. Vista tridimensional de zona de subducción de las placas de Cocos y Nazca, y la presencia del slab window bajo AVCA según modelo de Menea et al, (2013)

Figura 3.4. Localización de los arcos volcánicos: Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Zona volcánica Austral (Siebert et al., 2010). Límite de placas tectónicas según Bird (2003)

Figura 3.5. Segmentos de subducción plana actuales a lo largo de los Andes. Tomado de: Ramos y Folguera (2009)

CAPÍTULO IV

Figura 4.1. Diagrama de relaciones entre tablas volcano, activity, volcanovolumes, volcanorocktype, eruption_max_vei, type_rock, volcano_type, type_activity de la base de datos VOTW-ZSMC. Modificado de la base de datos VOTW4.0 - Global Volcanism Program, (2013)

Figura 4.2. Diagrama conceptual de la estructura de la base de datos LaMEVE. Tomada de: Crossweller et al. (2012)

Figura 4.3. Representación de los sismos registrados entre 2005 y 2014 con magnitudes entre 5 y 9 (NEIC, 2016)

Figura 4.4. Distribución de frecuencia-magnitud para los sismos de la base de datos y la determinación de magnitud de completitud (MoC = 4)

Figura 4.5. Sectores según la dirección de movimiento de las placas tectónicas (DeMets et al., 1994).

Figura 4.6. Diagrama simplificado de entidades y relaciones de la base de datos GEODINAMICA-ZSMC

Figura 4.7. Mapa con los vectores de movimiento relativo de las placas oceánicas según modelo NUVEL 1A (DeMets et al., 1994; UNAVCO, 2016).

Figura 4.8. Aplicación Slab 1.0 para México y Centroamérica. Tomado de: <http://earthquake.usgs.gov/data/slab/map/> consultado en diciembre 2016.

Figura 4.9. Aplicación Slab 1.0 para Suramérica. Tomado de: <http://earthquake.usgs.gov/data/slab/map/> consultado en diciembre 2016.

Figura 4.10. Representación de espesores de la corteza en Google Earth. Fuente Zhu et al., (2016)

Figura 4.11. Representación en Google Earth de las isócronas de la litosfera oceánica según Müller et al., (1997) y Müller et al., (2008)

Figura 4.12. Elementos del Sistema de Información Geográfica en QGIS. Divisiones de las ZSMC en sectores y selección de erupciones con VEI 2, registradas desde el Holoceno (Fuentes: VOTW-ZSMC, Bird, 2003)

Figura 4.13. Esquema de principales entidades y relaciones de GLOVOREMID

Figura 4.14. Diagrama simplificado de entidades y relaciones en GLOVOREMID

Figura 4.15. Módulo del Sistema en GLOVOREMID

Figura 4.16. Ejemplo de consulta a la base de datos VOTW-ZSMC

Figura 4.17. Ejemplo de consulta a la base de datos LaMEVE-ZSMC

Figura 4.18. Ejemplo de consulta a la base de datos sísmicos

Figura 4.19. Ejemplo de consulta a la base de datos GEODINAMICA-ZSMC

Figura 4.20. Ejemplo de selección de datos mediante el generador de consultas en QGIS

Figura 4.21. Resultado de consulta de los equipos de monitoreo del volcán Galeras (Colombia) en GLOVOREMID

CAPÍTULO V

Figura 5.1. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y número de volcanes en las ZSMC. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.2. Mapa de densidad de volcanes en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC)

Figura 5.3. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y volúmenes de volcanes en las ZSMC. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

Figura 5.4. Volúmenes de volcanes en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

Figura 5.5. Volumen de erupciones volcánicas según tipo de rocas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.6. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y volúmenes de las erupciones de todos los tipos de roca. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

Figura 5.7. Volumen de erupciones por tipo de roca basalto / picro-basalto y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.8. Volumen de erupciones por tipo de roca andesítica / andesita-basáltica y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.9. Volumen de erupciones por tipo de roca dacitas – dacitas riolitas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.10. Volumen de erupciones por tipo de roca riolitas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.11. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 1 y 2 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.12. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 3 y 4 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.13. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 5 y 6 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.14. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 7 y 8 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.15. Relación entre el número de erupciones según VEI y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Figura 5.16. Espesor de la corteza continental bajo los volcanes y volumen de erupciones volcánicas. Los diamantes representan el número de erupciones volcánicas por tipo de roca. (Fuentes: modelo CRUST 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC)

Figura 5.17. Relación de volumen de las erupciones tipo andesita / andesita basáltica y número de erupciones por rango de espesor de corteza. Las etiquetas sobre los puntos corresponden a los rangos de espesor de la corteza en km.

Figura 5.18. Relación de volumen de las erupciones tipo riolita y número de erupciones por rango de espesor de corteza. Las etiquetas sobre los puntos corresponden a los rangos de espesor de la corteza en km.

Figura 5.19. Volumen de erupciones y profundidad al slab bajo los volcanes. (Principales fuentes: modelo SLAB 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC)

Figura 5.20. Edad de la corteza oceánica en la trinchera y volumen de erupciones volcánicas. (Fuentes: Müller et al., 2008; Syracuse y Abers, 2006; bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC)

Figura 5.21. Volumen de erupciones volcánicas en la ZSMC y ángulos de subducción (Principales fuentes: modelo Slab 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC).

Figura 5.22. Detalle de la energía sísmica de los sismos registrados en México y Centro América a una profundidad igual o menor de 130 km y Mw mayor o igual a 6. Los triángulos corresponden a los volcanes según WOTW4.0

Figura 5.23. Detalle de la energía sísmica de los sismos registrados en Sur América a una profundidad igual o menor de 130 km y Mw mayor o igual a 6. Los triángulos corresponden a los volcanes según WOTW4.0

Figura 5.24. Número de volcanes del Holoceno monitoreados mediante tres técnicas de monitoreo básico: sismicidad, deformación y emisión de gases.

Figura 5.25. Número de sismómetros instalados en Latinoamérica agrupados por tipo: banda ancha, corto período (un componente) y corto período (tres componentes)

Figura 5.26. Número de sensores de emisiones de gas en Latinoamérica agrupados por tipo: DOAS permanente, DOAS móvil, cámaras de flujo de CO₂, COSPEC y FTIR

Figura 5.27. Número de instrumentos de monitoreo de deformación instalados en Latinoamérica agrupados por tipo: EDM, GPS e inclinómetros

Figura 5.28. Niveles de monitoreo para los 314 volcanes del Holoceno en Latinoamérica. Modificado de Ortiz Guerrero et al. (2015).

Figura 5.29. Porcentaje de los volcanes del Holoceno en Latinoamérica clasificados según sus Niveles de Monitoreo. Datos actualizados hasta 2012. Modificado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

Figura 5.30. Niveles de Monitoreo de los volcanes activos históricamente en Latinoamérica. Modificado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO II

Tabla 2.1. Índice de Explosividad volcánica (VEI). Modificado de: Newhall and Self (1982)

CAPÍTULO IV

Tabla 4.1. Tabla “volcano” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.2. Tabla “activity” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.3. Tabla “eruption_max_vei” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.4. Tabla “volcanovolumes” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.5. Tabla “volcanorocktype” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.6. Tabla “earthq_mag_1900_2014” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.7. Tabla “sector” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.8. Tabla “velocidad_placa” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.9. Tabla “distancia_trinchera” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.10. Tabla “angulo_subduccion” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.11. Tabla “profundidad_slab” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.12. Tabla “espesor_corteza” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.13. Tabla “edad_corteza_oceanica” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.14. Tabla “energía_sismica_sector” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla 4.15. Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica (IMIV) en Latinoamérica que suministraron datos a GLOVOREMID

CAPÍTULO V

Tabla 5.1. Número y volumen de las erupciones tipo andesita / andesita basáltica por rango de espesor de la corteza.

Tabla 5.2. Número y volumen de las erupciones tipo riolita por rango de espesor de la corteza.

Tabla 5.3. Detalles de los sismos con mayor energía sísmica por sector en las ZSMC desde 1900 hasta 2014 (NEIC, <http://earthquake.usgs.gov>)

Tabla 5.4. Número de volcanes del Holoceno en Latinoamérica y su clasificación en niveles de Monitoreo (Modificado de Ortiz Guerrero et al., 2015)

Tabla 5.5. Distribución de los volcanes no monitoreados de Latinoamérica en sus Niveles de Peligro y IEP. En la parte superior se muestran los volcanes con Niveles de Peligro clasificados según Auken et al. (2015); los volcanes activos históricamente se muestran en negrita y los colores del fondo se oscurecen al incrementar el Nivel de Riesgo. Los volcanes sin clasificación de peligros, se muestran en la parte inferior, los volcanes activos históricamente son mostrados en la sección U-HHR; los volcanes con erupciones en el Holoceno pero que no tienen registro de erupciones históricas se muestran en la sección U-HR. El número de volcanes con erupciones no confirmadas en el Holoceno se muestran en U-NHHR. Tomado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

Tabla 5.6. Número de volcanes con o sin actividad volcánica histórica en Latinoamérica y niveles de monitoreo (Modificado de Ortiz Guerrero et al., 2015)

Tabla 5.7. Distribución de los volcanes de Latinoamérica en sus Niveles de Peligro y IEP que cuentan con Niveles de Monitoreo (NM) de 3 a 5 (código de colores: NM 3 en verde, NM 4 en púrpura, NM 5 en negro). En la parte superior se muestra los volcanes con Niveles de Peligro clasificados según Auken et al. (2015). Los colores del fondo se oscurecen al incrementar los Niveles de Riesgo. Los volcanes sin clasificación de peligros, se muestran en la parte inferior, los volcanes activos históricamente son mostrados en la sección U-HHR; los volcanes con erupciones en el Holoceno pero que no tienen registro de erupciones históricas se muestran en la sección U-HR. El número de volcanes con erupciones no confirmadas en el Holoceno se muestran en U-NHHR. Tomado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

ÍNDICE DE ANEXOS (en formato digital)

CAPÍTULO IV

Anexo 4.1. Tablas y datos de ejemplo de base de datos VOTW-ZSMC en PostgreSQL

Anexo 4.2. Publicación Lombana et al. (2015)

Anexo 4.3. Diagrama completo de las tablas y relaciones en GLOVOREMID

Anexo 4.4. Registro público de derecho de autor de GLOVOREMID

Anexo 4.5. Guía de instalación de GLOVOREMID

CAPÍTULO V

Anexo 5.1. Publicación Ortiz Guerrero et al. (2015)

CAPÍTULO I. INTRODUCCION

La Tectónica de Placas es una teoría que explica la ocurrencia de diversos procesos geológicos que interactúan en conjunto y generan una diversidad de escenarios geodinámicos. Las interacciones en los límites de las placas y otros procesos inducidos por la dinámica del manto de la Tierra tienen como consecuencia la deformación de corteza, sismos y magmatismo. Aunque estos procesos no son exclusivos de los límites de placas, es en dichos límites en donde se expresan normalmente con mayor intensidad.

El estudio de las relaciones entre el vulcanismo y los parámetros de convergencia que caracterizan las zonas de subducción México-Chile (ZSMC), es una tarea que implica la consulta de diversas fuentes de información. En el caso de erupciones volcánicas, existen varias bases de datos desarrolladas en diferentes formatos haciéndose necesario adecuarlas para su uso en conjunto (Volcanoes of the World: VOTW4.0, Siebert et al., 2010; Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions: LaMEVE, Croweller et al., 2012). Por otro lado, los parámetros geodinámicos que caracterizan a las zonas de subducción no están en bases de datos, sino contenidos en la literatura científica o en páginas web especializadas (Hayes et al., 2012; DeMets et al., 1994; Syracuse y Abers, 2006; Slab 1.0). Para facilitar la consulta de este conjunto de datos se requiere crear bases de datos integradas.

La ocurrencia del fenómeno volcánico puede causar pérdida de vidas y de sus medios de subsistencia, dañar infraestructura crítica y tener impactos a corto y largo plazo, incluyendo desplazamiento de comunidades. Con el objeto de prevenir los desastres volcánicos, es importante valorar de manera integral la influencia del vulcanismo en las ZSMC, relacionando los niveles de peligro de cada volcán (VOTW4.0, Siebert et al. 2010; Auker et al., 2015), los índices de exposición de la población (Ewert y Harpel, 2004; Aspinal, et al., 20011; Brown et al., 20015) y

los niveles de monitoreo volcánico en las ZSMC (Informes internos de las Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica: IMIV).

Para poder investigar y comprender las relaciones entre el vulcanismo y los parámetros geodinámicos en las ZSMC, además de establecer las bases para identificar las interacciones entre niveles de peligros volcánicos, niveles de monitoreo para determinada población, se hace necesario el desarrollo, análisis e implementación de un sistema de bases de datos que permita el intercambio y cruce de la información a través de consultas sencillas. Estas consultas permitirían dar respuestas a preguntas tales como: ¿Existe alguna relación entre los parámetros geodinámicos que caracterizan la convergencia de las placas tectónicas y el vulcanismo en las ZSMC? ¿Qué controla la menor o mayor recurrencia y volumen de las erupciones en las ZSMC? ¿Podemos utilizar la información suministrada por las bases de datos para reconocer las zonas más activas en las ZSMC y así poder anticipar sus posibles efectos? ¿Cuáles son los riesgos asociados a estas zonas volcánicamente activas en las ZSMC? ¿De qué manera están siendo monitoreados los volcanes identificados como los más activos en las ZSMC? ¿Es posible resolver estas preguntas mediante el diseño e implementación de bases de datos?

El presente documento describe el desarrollo del proyecto que tiene como objeto encontrar cuáles son los parámetros geodinámicos que más influyen en el vulcanismo de las ZSMC y hacer una valoración del riesgo volcánico en la misma región, mediante el diseño de un sistema de bases de datos que incluye: datos de erupciones volcánicas, datos de sismicidad, parámetros geodinámicos de las placas tectónicas y datos de monitoreo de los volcanes activos de las ZSMC.

La naturaleza de los datos y conceptos teóricos necesarios para identificar los parámetros que, se asume *a priori*, regulan las relaciones entre vulcanismo y geodinámica, se abordan en el Capítulo II. También se hace una descripción de los elementos utilizados para la valoración del

riesgo volcánico en las ZSMC. Además, se abordan los conceptos relacionados con la creación de bases de datos y la utilización de Sistemas de Información Geográfica.

En el Capítulo III se realiza una descripción general de las zonas de estudio (ZSMC), donde se hacen presentes los cinturones volcánicos de México, Centroamérica, Suramérica y de la zona volcánica austral.

Una vez identificados los parámetros geodinámicos y los rasgos vulcanológicos que caracterizan las ZSMC, se procede a realizar el diseño de las bases de datos bajo un sistema que permita las consultas entre ellas. Los datos que alimentan el sistema de base de datos, fueron estandarizados para permitir realizar los análisis. Además, se incluye la adecuación de un Sistema de Información Geográfica, el cual permite realizar consultas a las bases de datos creadas, con la ayuda de un entorno gráfico. La metodología aquí utilizada esta consignada en el Capítulo IV.

En el Capítulo V, se presenta un análisis de las relaciones entre parámetros geodinámicos y la actividad volcánica en las ZSMC, obtenidas por medio de las consultas al sistema de bases de datos. Asimismo, en este capítulo se establecen niveles de monitoreo volcánico, que serán utilizados en conjunto con los niveles de peligro volcánico (VOTW4.0, Siebert et al. 2010; Auker et al., 2015) y los índices de exposición de la población que habita zonas bajo influencia volcánica (Ewert y Harpel, 2004; Aspinal, et al., 20011; Brown et al., 20015), con el objeto de establecer el riesgo volcánico para los volcanes de las ZSMC.

Por último, en el Capítulo VI se presentan las conclusiones del presente estudio, donde se menciona las dificultades, los logros y recomendaciones para futuros trabajos en la misma línea de investigación.

1.1. Trabajos previos

Se han realizado diversos estudios sobre los parámetros de la zona de subducción como: estructura de la corteza (Chulick et al., 2013; MacKenzie et al., 2008), variaciones en la geometría del slab bajo los arcos volcánicos (Manea et al., 2013; Pérez-Campos et al., 2008; Pedraza et al., 2007; Syracuse y Abers, 2006; England 2004;) y edad de la corteza oceánica (Müller et al., 1997).

Menea et al. (2013) hacen un análisis de las investigaciones realizadas sobre los procesos geológicos, geofísicos y tectónicos a lo largo de la zona de subducción de las placas Rivera y Cocos en México y Centroamérica. La compleja configuración de esta zona, corresponde a la interacción de los parámetros de subducción: tasa de convergencia, dinámica de la trinchera y edad de la placa. En su estudio Menea et al. (2013) presentan una serie de escenarios de la migración del vulcanismo y la evolución cinemática de la geometría del slab de las placas de Cocos y Rivera y a lo largo de la trinchera Mesoamericana desde principios del Mioceno

Un estudio de las relaciones entre varios parámetros de subducción fue realizado por Jarrard (1986), en zonas de interacción entre dos placas oceánicas y entre placas oceánicas y continentales a nivel global, sin tener en consideración zonas donde la subducción es incipiente o desconocida. En su investigación, Jarrard (1986) encuentra una correlación importante entre el producto de la edad del slab y la tasa de convergencia y el largo de la zona de Benioff, lo cual explica de la siguiente manera: la transición frágil/dúctil en el slab es controlada por el calentamiento conductivo gradual del slab, por tanto la zona de Benioff debe ser proporcional a: (1) el tiempo de la subducción del extremo del slab, el cual es controlado por la tasa de convergencia y (2) el tiempo requerido para calentar el slab para que la transición frágil/dúctil ocurra, el cual es proporcional al cuadrado del espesor de la litósfera por tanto, también proporcional a la edad del slab.

Schmidt and Poli (1998) proponen un modelo térmico para estimar la localización del cinturón volcánico, el cual se forma por la deshidratación de la peridotita y del piso oceánico que subduce, a una profundidad aproximadamente entre 150 y 200 km. Esta deshidratación se presenta de manera continua a través de diferentes reacciones simultáneas en diferentes porciones del slab que desciende. Adicionalmente, afirman que la localización del frente volcánico depende principalmente de la posición de la isoterma que alcanza valores de 1300 C y de los parámetros de subducción los cuales determinan la estructura de la cuña del manto.

Por su parte, England et al. (2004) afirma que las localizaciones de los cinturones volcánicos están controladas un proceso que depende de una temperatura crítica y no de una presión crítica. Además, encontró que las profundidades del slab debajo de los cinturones volcánicos tienen una correlación inversa con la velocidad de descenso de la placa que subduce (calculada como la multiplicación de la velocidad de convergencia por el ángulo de subducción).

Existe una investigación realizada por Syracuse y Abers (2006) sobre las variaciones de la profundidad del slab bajo los cinturones volcánicos, realizada mediante la compilación de los parámetros de las zonas de subducción. La zona de estudio comprende los volcanes del Cinturón de Fuego del Pacífico principalmente. Syracuse y Abers (2006) concluyen que la localización del frente volcánico está controlada por factores diferentes a la profundidad del slab, tales como cambios temporales del ángulo de subducción o heterogeneidades térmicas en la estructura de la cuña del manto.

England et al. (2004) y Cruciani et al. (2005) realizaron estudios globales sobre las relaciones entre los ángulos de subducción y las edades de las placas oceánicas en las trincheras, los cuales afirman que no necesariamente el ángulo de subducción se incrementa con la edad de la placa oceánica. Esto sugiere que deben tenerse en cuenta la existencia de fuerzas complementarias

o limitantes, como el espesor y forma de la placa subyacente, velocidades de convergencia, variaciones laterales de densidad en el manto superior, deformación del slab debido al movimiento relativo del manto con relación a la placa que subduce (Cruciani et al., 2005). Sin embargo, para segmentos específicos (p.ej. sur de Centro América) se puede encontrar una relación directa entre los ángulos de subducción y la edad de la litosfera en las trincheras o la combinación de la edad de la litosfera y la velocidad de convergencia y el ángulo de subducción (Protti et al., 1994).

Zellmer (2008), realizó un estudio de 29 arcos volcánicos continentales regulares en zonas de subducción a nivel global (con poca deformación dentro del arco, sin presencia de slab windows o tears), los cuales presentan cada uno al menos 10 erupciones efusivas de acuerdo con la base de datos del Programa Global de Vulcanología del Smithsonian (GVP; VOTW4.0, Siebert et al. 2010). Esta investigación tomó como parámetros de entrada: viscosidad promedio del magma del arco volcánico, variación del promedio del flujo del calor superficial, promedio del espesor de la corteza y la tasa de convergencia de las placas, pero no tuvo en cuenta el régimen tectónico regional. Para la Faja Volcánica Transmexicana y los arcos volcánicos de Centroamérica, Colombia, Ecuador, norte y sur de Chile; Zellmer (2008) encontró una buena correlación inversa entre la viscosidad promedio del magma del arco, la tasa de convergencia y el flujo de calor superficial ponderado. El espesor de la corteza al parecer tiene poco efecto en la viscosidad promedio del magma del arco.

Hughes y Mahood (2011) estudiaron la ocurrencia magmatismo silíceo voluminoso representado en erupciones que forman calderas en arcos volcánicos oceánicos, continentales o transicionales-continentales; tuvieron en cuenta seis parámetros tectónicos y de la corteza: (1) tasa de convergencia normal a la trinchera, (2) régimen de esfuerzo de la corteza, (3) espesor de la corteza, (4) edad de la corteza y composición, (5) duración del vulcanismo de arco y (6) oblicuidad

local de la subducción. Esta investigación destaca dos parámetros que más influyen en la formación de las calderas silíceas: la tasa de convergencia normal a la trinchera entre 70 y 95 mm/año, lo cual indica que un flujo alto de basalto asociado a la tasa de convergencia, favorece la formación de magma más evolucionado, con excepción del vulcanismo calderico presente en Nueva Zelanda. Además, los autores proponen que cortezas más evolucionadas y gruesas constituyen dos factores importantes que favorecen la formación de calderas riolíticas, en contraste, en cortezas menos evolucionadas y más delgadas prevalecen calderas dacíticas.

En cuanto a bases de datos de erupciones volcánicas, en la actualidad existen varias, las más difundidas son: 1) base de datos del Programa Global de Vulcanología del Smithsonian (GVP) denominada Volcanes del Mundo (Volcanoes of the World: VOTW4.0, Siebert et al., 2010), la cual almacena datos de erupciones volcánicas ocurridas desde el Holoceno; 2) base de datos de erupciones volcánicas explosivas de gran magnitud, con registros desde el Cuaternario y cuyas magnitudes son iguales o mayores que 4 (Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions: LaMEVE; Croweller et al., 2012; Ortiz, 2008) y 3) la base de datos de calderas de colapso (Geyer y Martí, 2008). Estas bases de datos, aunque se encuentran disponibles a través de Internet, no permiten el intercambio de datos entre ellas.

Los trabajos realizados sobre los parámetros de las zonas de subducción y las bases de datos de erupciones volcánicas, constituyen un aporte a la presente investigación, ya que proporcionan las fuentes para alimentar el sistema de bases de datos y posteriormente para realizar los análisis de las relaciones entre los parámetros geodinámicos de las placas tectónicas y la actividad volcánica en las ZSMC.

Además del conocimiento de las características del vulcanismo en las zonas de subducción, es importante identificar la probabilidad de afectación de una población, sus medios de

subsistencia, sus bienes e infraestructura, los cuales se encuentran en una zona de influencia volcánica. La Oficina de Reducción de Desastres de las Naciones Unidas (UNISDR: The United Nations Office for Disaster Risk Reduction), realizó un esfuerzo multidisciplinario para realizar una evaluación de los efectos de las erupciones volcánicas a escala local, regional y global, con el objeto de identificar vacíos en el conocimiento y permitir la priorización de recursos (Loughlin et al., 2015). Para esta evaluación, se desarrollaron dos índices: Índice de Peligro Volcánico (IPV) e Índice de Exposición de la población (IEP) (Auker et al., 2015; Brown et al., 2015), los cuales se combinan, con el objeto de identificar los volcanes que tienen un alto potencial de causar daños y además cuentan con una alta densidad de población en su zona de influencia. La presente investigación proporcionó una valoración de los niveles de monitoreo volcánico en la ZSMC, para complementar el trabajo de la UNISDR antes mencionado, en base la información que se encuentra almacenada almacenados en las Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica (IMIV) y en sus portales web.

Existe un proyecto a nivel global, denominado: WOVOdat (Venezky y Newhall, 2007), el cual consiste en una base de datos de actividad volcánica, que reúne las señales resultado del monitoreo de volcanes activos a nivel mundial, con el fin de tener patrones de comportamiento volcánico y así poder anticiparse a una actividad futura. Sin embargo, esta base de datos no cuenta con la información concerniente a cómo están siendo monitoreados los volcanes, es decir, qué tipo de equipos se tienen instalados en los volcanes y que personal calificado se encuentra disponible en las IMIV.

A escala regional, se encuentra un estudio realizado por Aguilera Sáez, D. (2016), quien realiza una comparación entre variantes metodológicas para la evaluación del riesgo volcánico en

Chile, el cual considera la evaluación de la capacidad del monitoreo volcánico, teniendo en cuenta la frecuencia del monitoreo y la proximidad a las redes sísmicas.

1.2. Descripción del área de estudio

El área de estudio está constituida por las zonas de subducción México-Chile (ZSMC) y comprende la interacción de las placas oceánicas: Rivera y Cocos las cuales subducen bajo la placa continental Norteamericana; la zona de subducción en Centro América está constituida por la interacción de dos placas oceánicas: Cocos y Caribe, la primera subduce bajo la segunda; y por último las zona de subducción de Suramerica donde las placas oceánicas de Nazca y Antártica subducen bajo la placa continental Suramericana (Fig. 1.1). La mayor densidad de la litosfera oceánica con respecto a la astenósfera en las zonas de subducción proporciona la fuerza principal para su hundimiento por debajo de las placas continentales (Stern, R., 2002). Los parámetros que caracterizan las placas tectónicas están disponibles gracias a experimentos geofísicos y modelados los cuales se detallan más adelante en el Capítulo IV (Metodología). Entre estos parámetros podemos mencionar: las edades de las placas oceánicas, las velocidades de convergencia, los ángulos de subducción, profundidad del slab bajo el arco volcánico y distancias del frente volcánico a la trinchera.



Figura 1.1. Mapa de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC). Los volcanes incluidos en este estudio según la base de datos VOTW4.0 (Siebert et al., 2010). Los límites de las placas tectónicas se representan según el modelo digital de Bird (2003).

1.3. Objetivos del proyecto

El presente proyecto se enmarca en la existencia de las relaciones entre los parámetros geodinámicos de las zonas de subducción y la presencia del vulcanismo. Con el propósito de establecer cuales parámetros geodinámicos tales como: velocidad de convergencia, edad de la

placa subducente, ángulos de subducción entre tienen más influencia en el volcanismo en las ZSMC, se llevan a cabo los siguientes objetivos:

- Revisar las relaciones entre los parámetros que caracterizan la geodinámica de las placas tectónicas y el vulcanismo en las ZSMC mediante la conformación de un sistema de bases de datos.
- Establecer un vínculo entre el sistema de base de datos y un sistema de información geográfica que permita el análisis espacial de la interacción de la geodinámica de placas y la geoquímica y el vulcanismo en las ZSMC.
- Realizar un diagnóstico del monitoreo de los volcanes activos en las ZSMC y con ello establecer los niveles de afectación para la población que se encuentra bajo la influencia de los volcanes asociados a la zona de estudio.

1.4. Alcances

Con esta investigación se pretende revisar cuáles son los parámetros geodinámicos que más influyen en la actividad volcánica de las ZSMC y establecer cómo es esta relación. Además, se desea encontrar los niveles de afectación para la población y sus bienes en las ZSMC, teniendo en cuenta: la identificación de los peligros, la cantidad de población viviendo en sus proximidades y los niveles de monitoreo para cada volcán activo. Para poder desarrollar estas tareas se hace necesario la recolección una gran cantidad de datos, la creación y adecuación de las bases de datos existentes y el análisis que permitan encontrar las respuestas a los interrogantes planteados en el problema de esta investigación.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO Y NATURALEZA DE LOS DATOS

2.1. Geodinámica

A lo largo de la historia, la Tierra ha tenido cambios globales cuyos procesos geológicos principales originan: sismos, formación de montañas, volcanes, y expansión del piso oceánico (Oreskes, 2005). En 1915, el alemán Alfred Wegener en su libro: “El origen de los continentes y los océanos”, sugirió la existencia de un supercontinente denominado Pangea, el cual hace unos 200 millones de años empezó a fragmentarse en continentes, cuyos movimientos derivaron a sus posiciones actuales, dando así origen a la teoría de la deriva continental. Para validar su teoría, Wegener presento las siguientes evidencias: el ajuste entre Suramérica y África, la distribución de los fósiles y los sedimentos de origen glacial. El trabajo de Wegener recibió muchas críticas porque los mecanismos capaces de mover los continentes no eran claros (Oreskes, 1999).

La teoría de la deriva continental tuvo un impulso a mediados de los años 50, gracias a los estudios de sismología, geología, geofísica de los pisos oceánicos, fechamientos absolutos y paleomagnetismo. A principio de los años 60, Harry Hess formuló la idea de la expansión del piso oceánico, la cual afirma que parte del nuevo piso oceánico se genera en las dorsales mediooceánicas y otra parte más antigua del mismo se consume en las fosas marinas. La deriva continental y la expansión del piso oceánico se une en la teoría denominada “Tectónica de Placas” (Oreskes, 2005).

La litosfera actualmente está dividida en 14 placas principales y 38 más pequeñas cuyos bordes son clasificados de la siguiente manera: divergentes, convergentes y transformantes (Bird, P., 2003; Kearey et al., 2009) (Fig. 2.1)

Bordes divergentes: las placas se separan, facilitando el ascenso del nuevo material desde el manto dando origen al volcanismo basáltico. Estos bordes se presentan en los rift continentales y dorsales oceánicas. Los temblores son de extensión y poco profundos.

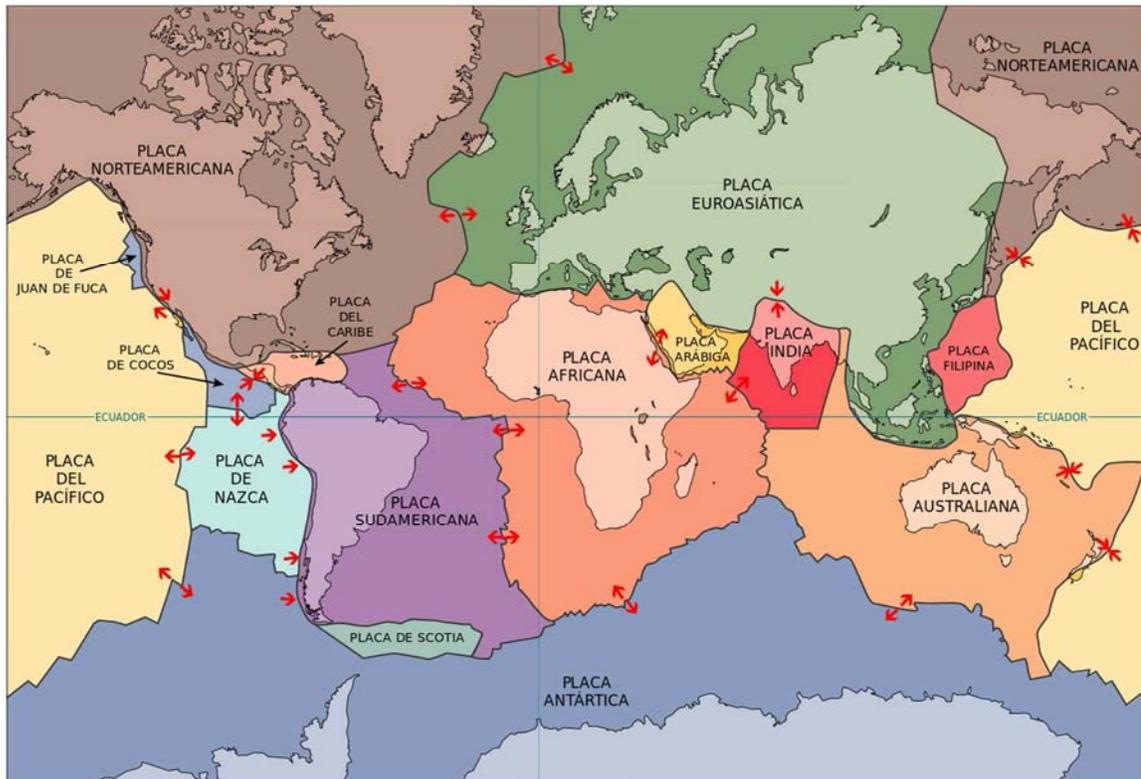


Figura 2.1. Principales placas tectónicas y sus vectores de movimiento representadas por flechas. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Bordes convergentes: es donde las placas colisionan dando origen a la subducción de la corteza oceánica en el manto a lo largo de una trinchera, o subducción de una placa continental bajo otra placa continental, como ocurre con las placas India y Euroasiática (Fig. 2.1). Aquí puede presentarse la formación de cadenas montañosas y volcanismo de tipo basáltico a riolítico, pero predomina en tipo andesítico. Los temblores pueden ser desde someros a profundos.

Bordes transcurrentes: estos ocurren donde las placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra, se presentan las fallas laterales o transformes. No hay ocurrencia de volcanismo. Los temblores son someros y de cizalla. (Fig. 2.2)

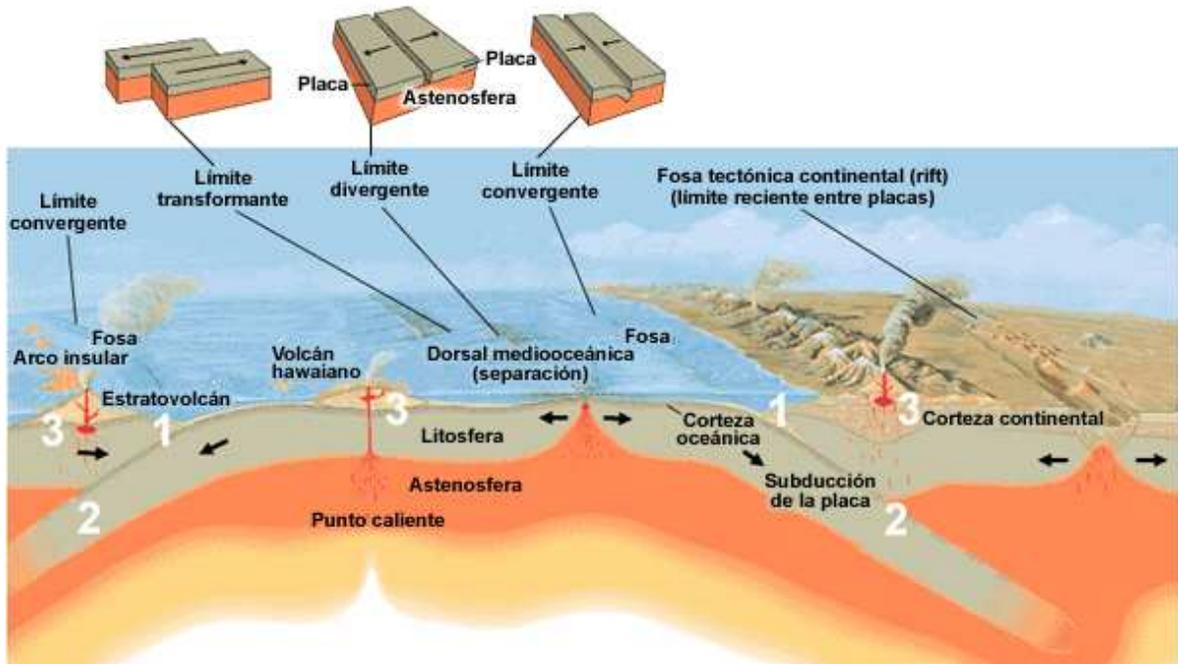


Figura 2.2. Sección transversal de las placas tectónicas. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Las zonas de subducción constituyen los principales lugares donde el calor y la masa continuamente circulan entre el interior y exterior de la Tierra y se consideran un sistema de reciclaje, donde las materias primas: sedimentos oceánicos, la corteza oceánica y el manto litosférico oceánico entran a la zona de subducción y junto con las peridotitas de la cuña del manto, se procesan originando magmatismo, corteza continental y sismos. El material que no es reciclado en los aproximadamente 100 km superiores de la zona de subducción, se hunde hacia el límite del manto y núcleo, donde puede ser recalentado (proceso que puede llevar miles de millones de años)

y eventualmente puede surgir como una pluma del manto (Stern, 2002; Tatsumi, 2005; Hofmann, 1997).

Una zona de subducción se puede caracterizar mediante los siguientes parámetros: edad de la placa oceánica, el ángulo subducción, velocidad de convergencia de las placas, y la profundidad del slab debajo del arco volcánico, entre otros.

Las edades de las placas oceánicas pueden ser determinadas gracias al descubrimiento de las anomalías magnéticas de la corteza oceánica cuyos registros se pueden datar hasta el Jurásico Superior (Cande y Kent, 1992; Gee y Kent, 2007). Durante la expansión oceánica, el manto que asciende por la dorsal se solidifica, formando nueva litosfera oceánica a ambos lados. La corteza oceánica que forma la parte superior de esta litosfera, está compuesta de rocas ígneas, en su mayoría basaltos cuyos minerales ferromagnéticos se magnetizan durante el proceso de enfriamiento en presencia del campo magnético terrestre (Fig. 2.3). El campo magnético de la Tierra tiene su origen principalmente su núcleo externo, el cual está compuesto mayoritariamente por hierro y níquel en estado fundido, como consecuencia de las altas temperaturas y presiones. Debido a la diferencia entre las temperaturas entre la parte superior del núcleo externo (3500 °C) y la parte inferior del mismo (6000 °C), se crean corrientes ascendentes y descendentes, las cuales transportan calor desde el núcleo interno hasta el manto. Estos movimientos de convección llevan asociados corrientes eléctricas que a su vez inducen un campo magnético (Garcés y Beamud, 2016). Existen dos configuraciones estables del campo magnético de la Tierra, la que tiene actualmente se denomina polaridad normal (polo sur del dipolo en el norte geográfico) y la polaridad inversa (dirección del campo en sentido opuesto a la polaridad normal; Fig. 2.4). Estas dos configuraciones se han ido alternando a lo largo de la historia de una manera irregular (Fig.

2.3). El último cambio de polaridad geomagnética se denominó transición Matuyama/Brunhes y sucedió hace unos 780.000 Ma (Villalaín, 2016).

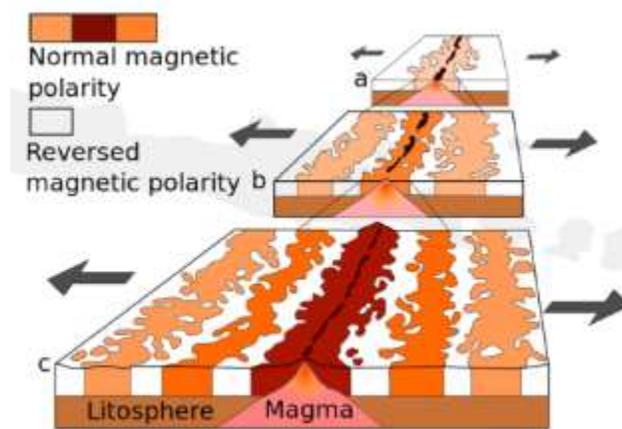


Figura 2.3. Esquema de formación de las bandas magnéticas en las crestas del medio del océano. Las dos partes de la placa oceánica se separan y las bandas magnéticas más lejanas de la cresta son más viejas. **(a)** hace 5 millones de años **(b)** 2 a 3 millones de años **(c)** en la actualidad. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

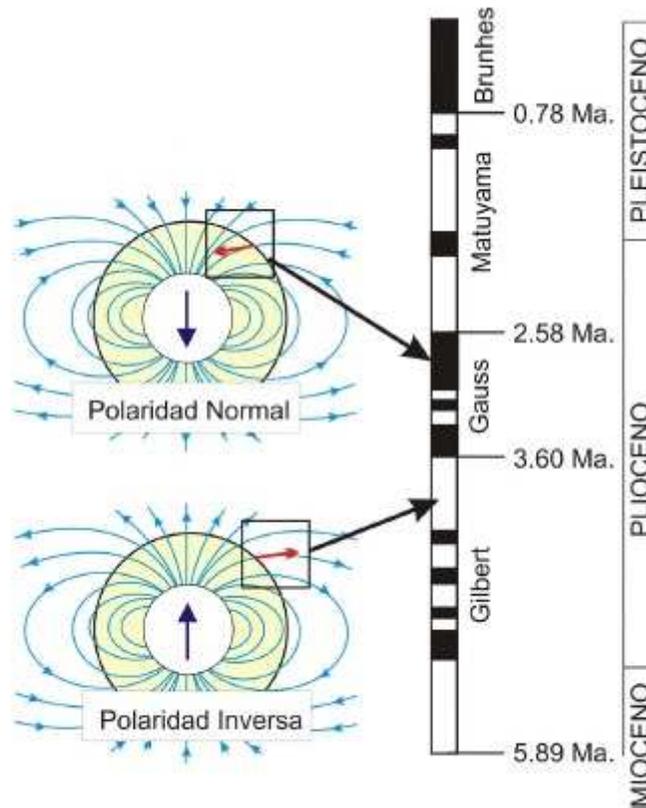


Figura 2.4. Izquierda: configuraciones geométricas estables del campo magnético terrestre: polaridades normal e inversa. Derecha: secuencia de inversiones de polaridad. Tomado de: Villalaín (2016)

Para determinar las edades de la corteza oceánica, Müller et al., (2008) desarrolló mapas con cuadrículas digitales en base a las tasas de asimetría y de expansión del piso oceánico, las cuales fueron determinadas por interpolación lineal de isócronas adyacentes en dirección de la expansión del piso oceánico. Las anomalías magnéticas identificadas como las más antiguas, fueron interpoladas mediante estimativos de las edades geológicas de segmentos continentales pasivos.

La geometría de las placas en las zonas de subducción puede ser determinada por la relocalización de los hipocentros de los sismos locales y telesismos. Un método utilizado para la

relocalización de los hipocentros denominado: Joint Hypocenter Determination (JHD), el cual fue propuesto por Douglas (1967) y tiene por objeto minimizar los efectos de las anomalías del tiempo de recorrido (travel-time) en la localización de los sismos y explosiones. Posteriormente, Dewey (1971) realiza una modificación del método de Douglas, el cual fue adaptado y probado con fuentes de epicentros conocidos. Esta última versión del JHD fue utilizada para determinar la geometría de las placas Rivera y Cocos, en la zona de subducción bajo la placa Norteamericana al sur de México (Pardo y Suárez, 1995).

Una técnica utilizada para encontrar la estructura de velocidades sísmicas y la geometría de placas en las zonas de subducción es la tomografía. Rawlinson et al. (2010) proveen una revisión del estado del arte de esta técnica y ofrece una discusión de las áreas de aplicación que incluyen: tomografía de tiempo de viaje de la onda de cuerpo, tomografía de ondas de superficie y tomografía de ruido. La tomografía en sí, es una técnica que explota la información contenida en los registros sísmicos para restringir modelos 2D o 3D del interior de la Tierra. Generalmente se requiere la solución inversa de un problema para obtener un modelo sísmico heterogéneo que es consistente con las observaciones.

Zhao et al. (1992, 1994) investiga estructura de velocidad al Noreste de Japón, con la técnica de inversión tomográfica, utilizando los tiempos de arribos de las ondas P, S y reflejadas para sismos locales, regionales y telesismos de manera simultánea, para cubrir la zona de estudio en todas las escalas. Su modelo permite incluir las discontinuidades conocidas previamente. En este estudio, los autores desarrollan una técnica de trazado de rayos tridimensional, la cual usa de manera iterativa la técnica y ley de Snell.

Yang et al., (2009) presentan la geometría del manto superior en la zona de subducción de las placas Rivera y Cocos bajo el bloque de Jalisco (Fig. 2.5), determinada por inversión

tomográfica de los arribos de las ondas P de telesismos; registradas por los experimentos sísmicos: Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS) y Colima Volcano Deep Seismic Experiment (CODEX). La geometría de las placas Rivera y Cocos fue identificada a profundidades mayores de 100 km y se destaca una brecha entre estas dos placas, la cual incrementa su tamaño con la profundidad y podría ser responsable del rift de Colima y volcán de Colima.

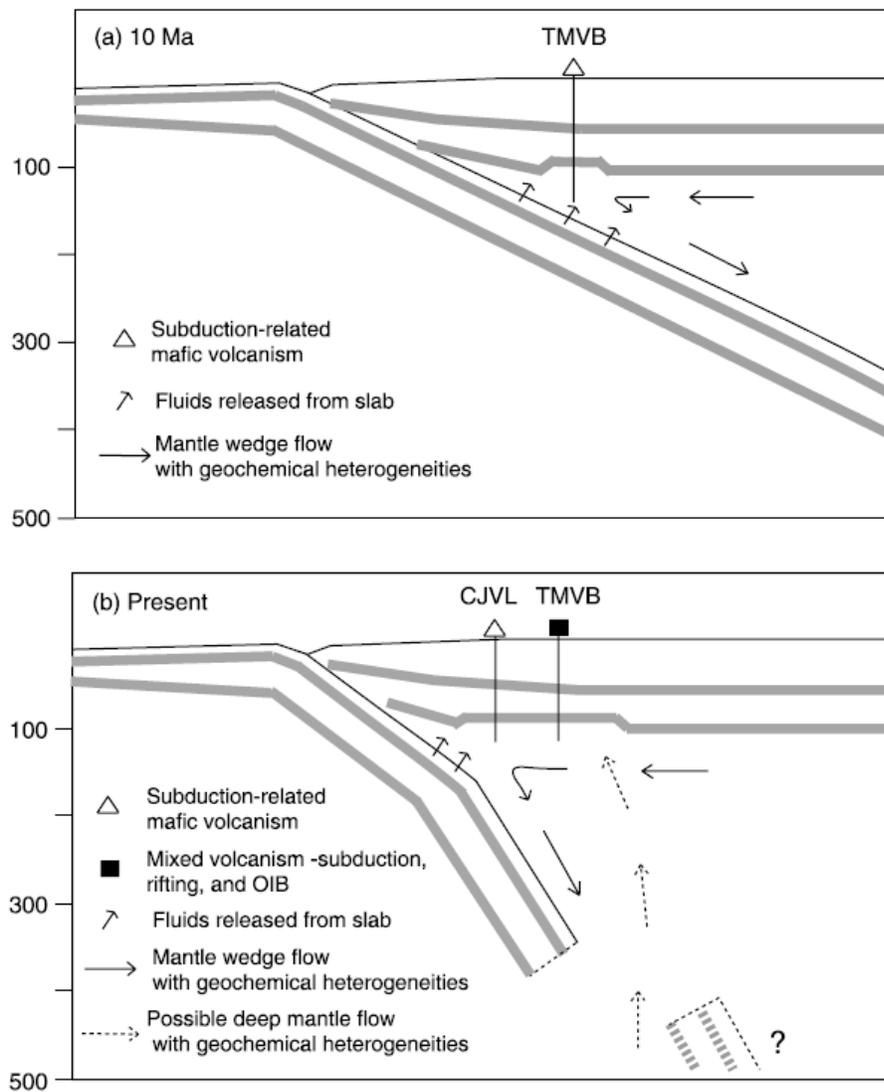


Figura 2.5. Ilustración esquemática de la geometría del slab de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco (a) 10 Ma (b) presente. CJVL, lineamiento volcánico Jalisco Central; TMVB, Cinturón Volcánico Transmexicano. Tomado de: Yang et al., (2009)

Otro parámetro que caracteriza la zona de subducción, es el movimiento de placas tectónicas. DeMets et al., (1990) presentó el modelo: NUVEL 1 el cual se basó en datos de batimetría, magnetismo, tasas de expansión del piso oceánico y azimut de fallas transformantes para encontrar los polos de Euler y velocidades angulares con las cuales estimar el movimiento actual de 12 placas asumidas como rígidas. Años más tarde, DeMets et al., (1994) realizó una corrección a NUVEL 1, dado que las edades de las inversiones magnéticas usadas eran sistemáticamente muy jóvenes y como consecuencia las velocidades angulares son muy rápidas. Por tanto, presentan a NUVEL 1A, el cual básicamente corrige este error multiplicando todas las velocidades angulares por una constante $\alpha=0.9562$.

Un nuevo avance en el modelamiento de las velocidades angulares relativas de 25 placas tectónicas actuales, se denominó MORVEL (DeMets et al., 2010). Como parámetros de entrada, se utilizaron las tasas de expansión del piso oceánico y azimut de fallas transformantes para determinar el movimiento de 19 placas que tienen bordes con crestas oceánicas. Las restantes 6 placas son más pequeñas, con poca o ninguna conexión con dorsales oceánicas, fueron vinculadas al modelo MORVEL mediante las velocidades calculadas con GPS (Global Positioning System) y datos azimutales. Las velocidades angulares relativas obtenidas con MORVEL fueron corroboradas con medidas estimadas de GPS y se encontraron menos diferencias comparadas con los modelos previos (NUVEL-1, y NUVEL-1A). En MORVEL las tasas de expansión del piso oceánico se estiman para los últimos 0.78 Ma para centros de expansión rápida y 3.16 Ma para centros de expansión lentos y ultra lentos.

Además de los anteriores modelamientos de movimiento de placas tectónicas, existen otros basados únicamente en el uso de técnicas de la geodesia. Harrison y Robaudo (1992) utilizaron VLBI (Very Long Baseline Interferometry) y SLR (Satellite Laser Ranging) para comprobar las

velocidades propuestas por DeMets et al., (1990); y encontraron varias discrepancias, entre ellas, la diferencia en el movimiento horizontal de una estación ubicada en la Isla de Pascua (en la placa del Pacífico), cuya velocidad es ± 19.28 mm/año más lenta que la velocidad presentada para este punto con el modelo NUVEL 1.

2.2. Magmatismo y vulcanismo

Uno de los procesos más importantes derivados de la tectónica de placas es el magmatismo a partir de la fusión del manto terrestre. La mayor cantidad de actividad ígnea tiene lugar en los bordes divergentes (dorsales oceánicas), donde ocurre la expansión del piso oceánico y la fusión por descompresión. Las zonas de subducción también originan magmatismo donde se involucran volátiles y los cuales son liberados por efectos de presión, lo que contribuye a la disminución del punto de fusión de las rocas del manto y hace que se fundan parcialmente. Finalmente, está el magmatismo del interior de las placas (vulcanismo intraplaca), generalmente originado por el ascenso de plumas calientes del manto (Sparks, 1992).

Generación del magma

Según Parfitt y Wilson (2008), básicamente, existen tres mecanismos principales de generación del magma: (1) Incrementando la temperatura (presión y composición constantes). El ascenso de una porción del manto es el proceso más probable para fundir parcialmente la roca encajante de la corteza al incrementarse la temperatura con valores superiores a 1200 °C. (2) Reduciendo la presión de confinamiento de la roca (temperatura y composición constantes). En la mayoría de los casos reduciendo la presión que actúa sobre la roca, se reduce la temperatura de fusión parcial. Este proceso se llama fusión por descompresión. (3) Cambiando la composición de

la roca (presión y temperatura constantes). Usualmente adicionando fases fluidas (principalmente H₂O y CO₂), con lo cual se reduce la temperatura necesaria para fundir parcialmente la roca.

La figura 2.6. muestra los rangos de temperaturas de fusión parcial (zonas sombreadas) limitadas por la curva de temperatura solidus (temperatura en la cual la roca inicia el proceso de fusión) y la curva liquidus (temperatura de fusión) para rocas secas y rocas mezcladas con fases fluidas. De acuerdo con lo anterior, cuando se adiciona H₂O y/o CO₂ a una roca seca, se puede inducir la fusión parcial, si la temperatura inicial de la roca es suficientemente alta.

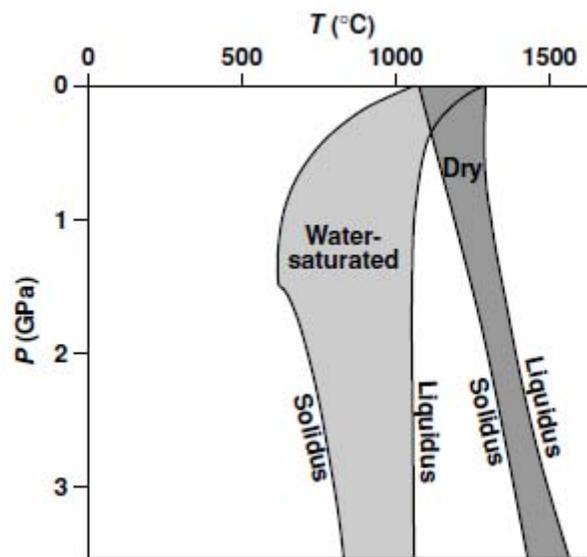


Figura 2.6. Curvas de temperatura solidus y liquidus para rocas secas y saturadas de agua y las zonas de fusión parcial (sombreadas) Tomada de: Parfitt y Wilson (2008)

Zonas de subducción y vulcanismo

En las zonas de subducción, la placa oceánica con mayor densidad que la placa suprayacente (continental u oceánica), se hunde con ayuda de las fuerzas gravitatorias. El factor crítico para la formación del magma es el agua, que ha sido incorporada a la corteza oceánica mediante la interacción del agua de mar en sistemas hidrotermales activos cerca de la dorsal (Gill,

1981). La corteza oceánica y la porción más superior del manto en la placa subducida contienen minerales que se deshidratan paulatinamente conforme se calientan en la parte superior de la placa. La solubilidad del agua aumenta al aumentar la presión de manera que se baja la temperatura solidus en los materiales silicatados, con lo cual se puede disparar la fusión parcial tanto de la placa subducida como del manto suprayacente. (Sparks, 1993; Stern, 2002).

Una vez que el magma es generado, el fluido parcial asciende por la fuerza de flotabilidad debido a la diferencia entre las densidades del magma y la roca encajante, que hace que el magma sea gravitacionalmente inestable y capaz de ascender. La capacidad de ascenso depende además de la viscosidad del magma. Los magmas suben a lo largo de fisuras y que pueden cerrarse después de que un lote de fundido ha subido o sobreviven como un dique congelado (intrusión – plutonismo). También el magma que ha sufrido diferenciación y mezclas en diferentes grados durante su tránsito puede almacenarse en un reservorio (cámara magmática) en la corteza superior (Schmincke, 2004; Best, 2003). Las cámaras magmáticas son sistemas abiertos donde nuevo magma repetidamente se introduce desde profundidad, provocando un aumento en la presión y al mismo tiempo que el magma residente diferenciado es descargado en superficie. La recarga de magma en las cámaras es posiblemente la causa más importante de las erupciones volcánicas (Sparks et al., 1980; Blakley, 1981)

Los volátiles disueltos en el magma (principalmente el H_2O y CO_2) juegan un rol importante en el ascenso del magma, afectando su viscosidad. El contenido de H_2O en disolución afecta más la viscosidad del magma que el CO_2 . Para magmas ricos en SiO_2 pueden contener hasta un 7% de H_2O , al contrario de los magmas más básicos que pueden contener hasta un 1.5% de H_2O . La mayor presencia de volátiles en los magmas da origen a erupciones más explosivas.

Cuando el magma asciende hacia la superficie, la presión de confinamiento disminuye, provocando la exolución gradual de los volátiles por medio de pequeñas burbujas de gas, las cuales se distribuyen en el líquido. Estas burbujas se forman por la unión de un número suficientemente grande de moléculas, lo cual permite que sea estable. Este proceso se denomina nucleación. A continuación, las burbujas formadas crecen mediante tres procesos: difusión: implica la migración hacia la burbuja de moléculas de volátiles aun disueltos en el magma; descompresión: cuando la presión del gas disminuye, el volumen del gas aumenta; y coalescencia: ocurre cuando las burbujas más grandes alcanzan a las más pequeñas y hasta fundirse en una. Este proceso es importante en lavas con viscosidad baja (Parfitt y Wilson, 2008).

Cuando el gas ocupa 70-80% del volumen disponible ocurre el proceso de fragmentación, en donde el magma deja de ser un líquido continuo con burbujas de gas y pasa a ser un cuerpo continuo de gas, el cual contiene gotas suspendidas de líquido. En la fragmentación, las burbujas de gas en el magma han crecido tanto que las paredes líquidas entre las burbujas grandes, colapsan, lo que permite que las burbujas se unan. Los piroclastos de magmas más evolucionados y altamente viscosos (pómez) generalmente contienen vesículas de tamaños más pequeños que los piroclastos de basaltos (Cashman et al, 2000; Parfitt y Wilson, 2008; Sparks, 1978).

La figura 2.7 esquematiza cuatro etapas en la formación de burbujas que conduce a la fragmentación del magma en una erupción explosiva.

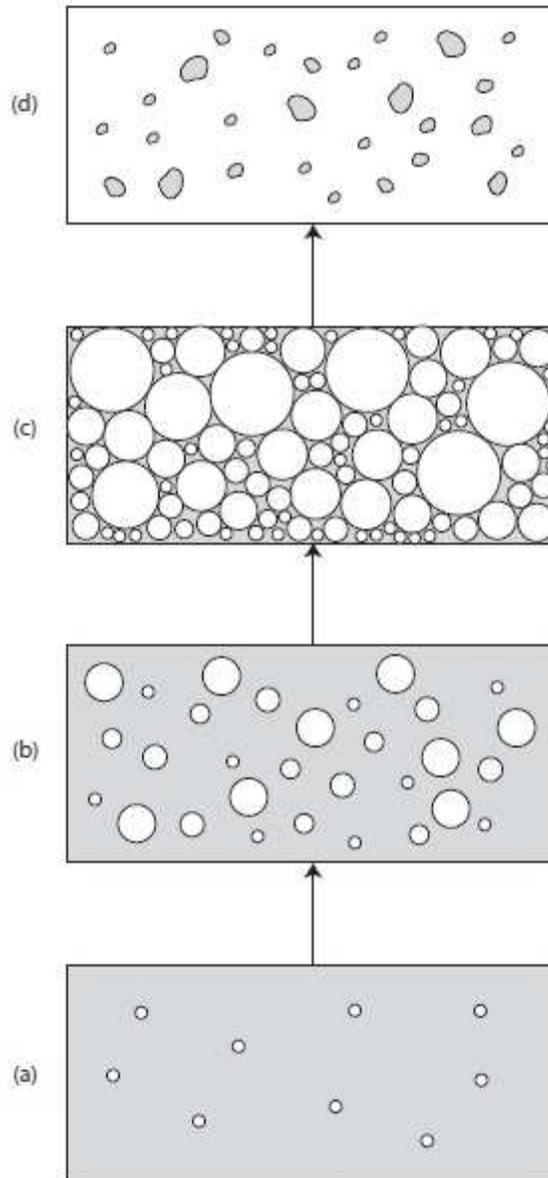


Figura 2.7. Esquema de las etapas en la fragmentación del magma en una erupción explosiva. (a) a bajas presiones inicia la nucleación de los gases y formación de burbujas; (b) burbujas más viejas empiezan a crecer por difusión y descompresión; (c) la densidad de burbujas se incrementa y las paredes de las burbujas adyacentes pueden empezar a colapsar; (d) las paredes de muchas burbujas han colapsado y el magma ha cambiado de ser líquido que contiene burbujas a ser un gas que contiene gotas de gas. (Modificado de: Parfitt y Wilson, 2008)

Fusión parcial y diferenciación magmática

Existen diferentes composiciones de magmas que reflejan los mecanismos bajo los cuales fueron generados: fusión parcial y diferenciación magmática (incluye la cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación del encajante).

La fusión parcial de las rocas del manto o de la corteza se inicia a diferentes temperaturas dependiendo de su composición química y mineral. La fusión parcial ocurre en un rango de temperaturas en que las fases minerales se funden progresivamente.

Una vez que el magma fundido alcanza una menor densidad, escapa de la zona de fusión y asciende hacia zonas más superficiales. Durante este ascenso, el magma puede sufrir varios procesos físicos y químicos y como consecuencia su composición se modifica, a este cambio se denomina diferenciación magmática. Cuando el ascenso del magma es muy rápido y directo, el magma que llega a la superficie suele presentar unas características muy semejantes a las del magma generado en la zona de fusión. Sin embargo, durante el ascenso del magma, las nuevas condiciones termodinámicas hacen que los diferentes elementos químicos del magma se reagrupen para formar estructuras más estables, dando a lugar la formación de cristales, lo que se conoce como cristalización fraccionada del magma (Aulinas et al., 2018).

Durante los primeros estadios de la cristalización fraccionada del magma de composición básica, los primeros cristales que se forman y se separan del magma son los ricos en magnesio (Mg), hierro (Fe) y calcio (Ca). Esto trae como consecuencia el enriquecimiento del fundido en silicio (Si), aluminio (Al) o elementos alcalinos (sodio-Na, potasio-K). Un magma es más evolucionado cuando tiene mayor concentración de SiO_2 .

Cuando el magma asciende o reside en cámaras magmáticas, se pueden presentar las interacciones con otros cuerpos magmáticos, los cuales pueden tener propiedades físicas y químicas diferentes. Si estas propiedades son poco contrastadas, se podrán mezclar totalmente y dar lugar a un magma híbrido, proceso que se conoce como “magma mixing”. Sparks et al. (1977) realizaron un estudio de la inyección de magma básico en magma ácido, lo cual causa un aumento de calor del magma ácido, una convección vigorosa y una sobresaturación de volátiles, esto origina un aumento de la presión del magma, que puede desencadenar una erupción.

Si la diferencia física y química entre magmas es muy notable, se da lugar a un magma heterogéneo, donde los dos magmas son diferenciables. A este proceso se denomina “magma mingling”.

En algunos casos, el magma a altas temperaturas puede fundir parcialmente las rocas que lo rodean e incorporar parte de sus minerales, a esto se denomina asimilación del encajante.

Índice de Explosividad Volcánica

Un parámetro importante para caracterizar las erupciones volcánicas de tipo explosivo es el Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés), desarrollado por Chris Newhall y Stephen Self (1982). De acuerdo con este índice, el tamaño de una erupción explosiva depende principalmente de 5 parámetros, los cuales fueron identificados inicialmente por Walker (1980): (1) Magnitud, la cual se basa en el volumen del material piroclástico eyectado (ceniza volcánica, tefra, flujos piroclásticos); (2) Intensidad, definida como el volumen del material arrojado por unidad de tiempo y determinada mediante la altura de la columna eruptiva y las velocidades de salida; (3) Poder de dispersión, el cual está determinado por la altura de la columna eruptiva; (4) Violencia de la liberación de la energía cinética, que tiene un significado

físico similar a la intensidad pero se refiere principalmente a eventos explosivos instantáneos y no a erupciones sostenidas (5) Potencial destructivo, definido como la extensión de devastación real o potencial de una erupción.

El VEI es una escala compuesta que tiene 8 grados. Según sus características, a cada erupción se le asigna un grado en la escala, utilizando los criterios de la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Índice de Explosividad volcánica (VEI). Modificado de: Newhall y Self (1982)

VEI index	0	1	2	3	4	5	6	7	8
General description	Non-explosive	Small	Moderate	Moderate-large	Large	Very large	→		
Qualitative description	Gentle	Effusive	Explosive	→	Cataclysmic, paroxysmal	→			
Max erupted volume of tephra (m ³)	10 ⁴	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²	10 ¹³
Eruption cloud column height (km)	<0.1	0.1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	>25			

El VEI es utilizado en los registros de las erupciones volcánicas en base de datos VOTW4.0. Sin embargo, en la base de datos LaMEVE se prefiere utilizar la definición de Magnitud (M) según Pyle (2000), la cual se calcula usando la siguiente formula:

$$M = \log_{10}[\text{erupted mass (kg)}] - 7$$

Para poder sumar los volúmenes de las erupciones volcánicas explosivas almacenados en la base de datos VOTW4.0, a cada erupción de determinado VEI se asigna un valor promedio de volumen eyectado según la tabla 2.1. Para las erupciones almacenadas en la base de datos LaMEVE, se asigna a cada erupción de determinada M, un valor de VEI, según la relación presentada en Croweller et al. (2012) (ver Fig. 2.8) y luego se procede a asignar los volúmenes como se mencionó anteriormente.

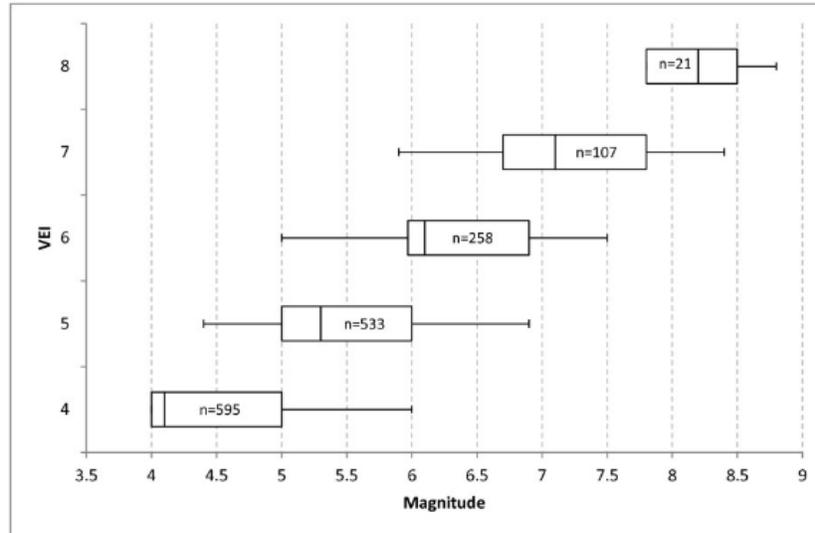


Figura 2.8. Relación entre VEI y Magnitud. Los valores dentro de las cajas son números de erupciones almacenadas en LaMEVE con determinado VEI. Tomado de: Croweller et al. (2012)

2.3. Peligros volcánicos

Peligro se define como un proceso, fenómeno o actividad humana que puede causar pérdida de vidas, lesiones u otros impactos a la salud, daños a la propiedad, alteración social y económica y degradación ambiental. Los peligros pueden ser antropogénicos (inducidos por los humanos) o de origen natural. Cada peligro es caracterizado por su localización, intensidad o magnitud, frecuencia y probabilidad. Los peligros geológicos o geofísicos se originan de los procesos internos de la tierra. Se pueden mencionar algunos de estos peligros: erupciones volcánicas, sismos, tsunamis y avalanchas de escombros entre otros (UNISDR, 2007).

Cada erupción volcánica es caracterizada por su magnitud (masa del material expulsado), intensidad (tasa de la erupción), duración y fenómeno eruptivo (por ej. erupciones explosivas o flujos de lava). La composición del magma y estilo eruptivo varía de un volcán a otro, por lo tanto,

sus peligros tienen diferentes características (Papale y Shroder, 2014). Como consecuencia, cada volcán debe ser estudiado para poder identificar sus peligros con el objeto de mitigar sus efectos.

A continuación, se realiza una breve descripción de los peligros volcánicos

Balísticos. Los balísticos son rocas expulsadas en las erupciones volcánicas que tienen trayectoria balística. En algunos casos estas rocas alcanzan pocos kilómetros y pueden llegar hasta cerca de 5 kilómetros desde el cráter en las erupciones más poderosas. Los impactos de balísticos pueden causar fatalidades, lesiones y daños estructurales, además por ser muy calientes pueden iniciar incendios (Brown et al., 2015).

Ceniza volcánica. Las erupciones explosivas pueden generar fragmentos muy finos de menos de 2 mm conocidos como ceniza volcánica y pueden ser producidos en grandes cantidades. Las propiedades físicas y químicas de la ceniza volcánica son altamente variables y tienen impactos en la salud, medio ambiente e infraestructura. Adicionalmente, las erupciones volcánicas expulsan ceniza volcánica en la atmósfera y esta puede ser transportada dependiendo de la dirección de los vientos predominantes, por cientos hasta miles de kilómetros de distancia y constituye una amenaza importante para la aviación (Brown et al., 2015; Sparks et al., 2013).

Corrientes de densidad piroclástica o flujos piroclásticos y oleadas. Las corrientes de densidad piroclástica son una mezcla multifase de gases volcánicos calientes y piroclastos de diferentes tamaños y propiedades, tales como: ceniza, lapilli, rocas volcánicas, que son típicamente confinados en los valles. Las corrientes de densidad piroclástica son probablemente los fenómenos más destructivo y complejo con respecto a la dinámica de los fluidos (Sigurdsson et al., 1987; Papale, 2014). Este peligro volcánico se origina de diferentes formas: (1) colapso gravitacional de una porción de una columna (2) explosión súbita de un domo enriquecido de gas (explosión lateral)

(3) colapso gravitacional y desintegración de un domo de lava cristalizado rico en gas (Sparks et al., 1997; Calder et al., 2002). El termino **oleadas** es definido por Carey et al. (1996) como nubes turbulentas de cenizas y gases más diluidas, que pueden propagarse a través del paisaje e incluso subir a las montañas o atravesar el agua. Jenkins et al. (2013) usa el término **explosiones volcánicas** para describir un tipo muy energético de corriente de densidad piroclástica, la cual no es controlada por la topografía y es caracterizada por altas velocidades (más de 100 m/s) y presiones dinámicas (Jenkins et al., 2013) (Fig. 2.9).



Figura 2.9. Flujo piroclástico del volcán de Colima, 11 de julio de 2015. Autor: Raúl Arámbula.

Lahares e inundaciones. Los lahares son mezclas de fragmentos volcánicos y agua, que se mueven rápidamente a lo largo de la ladera de un volcán, pueden destruir puentes, carreteras y hasta enterrar edificaciones. Los lahares algunas veces afectan áreas muy distantes de los volcanes. Pueden originarse cuando lluvia intensa cae sobre material volcánico no consolidado o también como consecuencia de una erupción volcánica que derrite una cima cubierta de hielo, así como por

ruptura de lagos cratéricos. Los lahares, junto con los flujos piroclásticos, son la mayor causa de pérdida de vidas, pero las comunidades pueden ser protegidas siendo evacuadas o escapando a lugares altos lejos de las barrancas cuando se les da una alarma (Aspinall et al., 2011; Brown et al., 2015) (Fig. 2.10).



Figura 2.10. Vista aérea de la población Armero (Colombia), destruida por lahares del nevado del Ruiz, originados por la erupción del 3 de noviembre de 1985. Tomada de: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Avalancha de escombros. Según Leyrit y Meteneat (2000) es un flujo seco, denso y rápido, originado por un deslizamiento súbito de una porción del edificio volcánico, asociado a una erupción freática o magmática

Las avalanchas de escombros y los flujos piroclásticos en islas y volcanes costeros algunas veces ocasionan **tsunamis** cuando entran al mar. Los tsunamis pueden causar gran pérdida de vidas

debido a su gran escala, velocidad y potencial de devastación de las poblaciones costeras (Brown et al., 2015).

Gases volcánicos y aerosoles. Los gases volcánicos pueden causar directamente muertes, impactos a la salud, dañar la vegetación, ganado, infraestructura y propiedades. Los gases están disueltos en el magma a cierta profundidad, pero cerca de la superficie se escapan por la reducción de la presión. Mientras que la mayoría del gas volcánico es vapor de agua (60-99%), hay otros tipos de gases volcánicos y aerosoles asociados. Estos pueden incluir: dióxido de carbono (hasta 10%), dióxido de sulfuro y otros gases sulfurados (hasta 15%), halógenos (hasta 10%). El impacto de los gases volcánicos varía ampliamente y depende de la cantidad y el tipo de gas emitido y el nivel al cual es eyectado a la atmósfera, la topografía local y las condiciones meteorológicas en el momento. El dióxido de carbono es más denso que el aire y puede fluir silenciosamente a lo largo del suelo y se acumula en las depresiones. La inhalación del dióxido de carbono ocasiona muerte por asfixia (Brown et al., 2015; Sparks et al., 2013).

Flujos de lava. Las muertes directas por este peligro son poco comunes porque las lavas se mueven lentamente y el peligro es local, sin embargo, si se pueden producir por sus efectos indirectos, por ejemplo, cuando un flujo de lava interactúa con agua ocasionando explosiones y asfixia por gases tóxicos. Adicionalmente, el paso de un flujo de lava por una población puede causar destrucción total. La distancia que alcanza un flujo de lava depende de la temperatura del fluido, el contenido de sílice, tasa de extrusión y la pendiente de los volcanes (Brown et al., 2015) (Ver figura 2.11)



Figura 2.11. Flujo de lava del volcán Pacaya (Guatemala, 8 julio 2018). Fuente INSIVUMEH.

Sismos volcánicos. Los sismos volcánicos son típicamente pequeños en magnitud ($\leq M5$) y relativamente superficiales, pero pueden ser sentidos y pueden causar daño estructural (Brown et al., 2015).

Relámpagos. Los relámpagos pueden ocurrir durante erupciones explosivas en las nubes de cenizas volcánicas y pueden causar fatalidades (Auker et al., 2013)

2.4. Riesgo volcánico

Las condiciones determinadas por factores o procesos físicos, sociales, económicos y ambientales los cuales incrementan la susceptibilidad de un individuo, una comunidad y sus bienes al ser impactados por peligros, constituyen la vulnerabilidad (UNISDR, 2007).

El producto del peligro por la vulnerabilidad se denomina riesgo, que es la probabilidad de ocurrencia de pérdida de vidas y daños a objetos, edificaciones y medioambiente como resultado de la acción de un fenómeno extremo de la naturaleza que actúa con una fuerza e intensidad específica (Kobler et al., 2004).

Scandone et al., (1993) introduce la siguiente fórmula para calcular el riesgo volcánico:

$$R = \text{Valor} \times \text{Vulnerabilidad} \times \text{Peligro}$$

Donde valor es la cantidad total de vidas o propiedades que están en riesgo por una erupción volcánica, vulnerabilidad es el porcentaje de valor en riesgo dado un evento volcánico determinado y el peligro es la probabilidad de que de cierta área pueda ser afectada por un fenómeno volcánico.

La relación la probabilidad y el impacto de diferentes riesgos se puede representar por medio de una matriz de riesgo, la cual es una representación gráfica de dos dimensiones, utilizada para facilitar comparaciones entre diferentes riesgos. Este concepto fue desarrollado por la Comisión Europea en 2010.

Auker et al. (2013) implementaron una metodología para generar una matriz de riesgo volcánico que incluye el índice de peligro volcánico (IPV) y el índice de exposición de la población (IEP). El índice de peligro volcánico utiliza los siguientes indicadores de las erupciones volcánicas: frecuencia de las erupciones registradas, niveles de VEI máximos registrados, la

ocurrencia de flujos piroclásticos, lahares y flujos de lava. El índice de exposición de la población un indicador basado en número de pobladores que habitan dentro de los 10, 30 y 100 km de un volcán, el cual es ponderado de acuerdo con evidencias de distribuciones de fatalidades históricas con las distancias de los volcanes (Brown et al., 2015).

Los niveles de riesgo resultan de combinar IPV con IEP mediante una matriz de riesgo, la cual permite identificar los volcanes que representan un alto riesgo (Fig. 2.12).

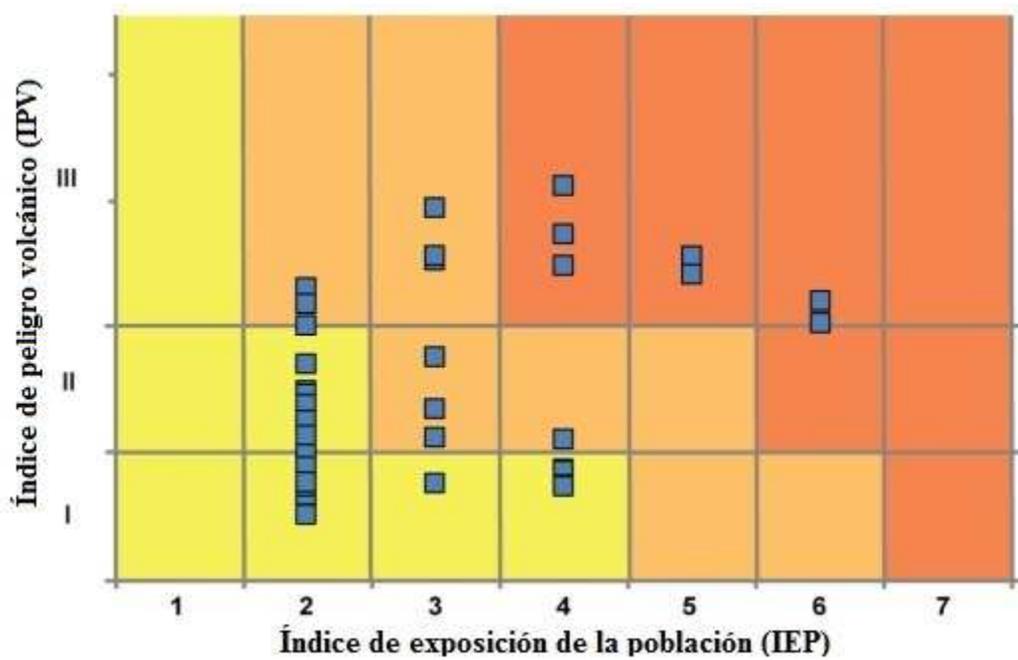


Figura 2.12. Matriz de riesgo: combinación del índice de peligro volcánico (IPV) y el índice de exposición de la población (IEP) para Sur América, comprende los volcanes con historia volcánica eruptiva adecuada para calcular el IPV. Los colores del fondo se oscurecen con el incremento de los niveles del riesgo I-III. Modificado de: Auker et al. (2015).

2.5. Monitoreo volcánico

El monitoreo volcánico es un conjunto de técnicas que permiten hacer seguimiento a la actividad volcánica y detectar cambios que pueden desencadenar una erupción. Además, en el monitoreo volcánico es necesaria la participación de científicos en diversas áreas del conocimiento como: geología, geofísica, geoquímica, computación y electrónica, entre otras, quienes son los encargados de analizar los datos provenientes de los volcanes y alertar a la población sobre cambios en los niveles alerta de actividad volcánica.

Para poder entender el comportamiento de un volcán se debe incluir el estudio de varios tipos de fenómenos: sismos, gases volcánicos, química de las rocas y del agua, deformación del edificio volcánico y análisis de imágenes de sensores remotos. Las principales técnicas usadas en la vigilancia volcánica según el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, 2016) son:

- **Visuales y cámaras de video.** El uso de técnicas visuales y cámaras puede ser económico, cuando se tiene facilidad de adquisición y de envío de señales desde el volcán. Se puede monitorear además del cráter, sus principales barrancas y el edificio volcánico en general para detectar cambios en su estabilidad.
- **Monitoreo sísmico.** El monitoreo sísmico es el más usado en conjunto con la deformación y la geoquímica. Procesos volcánicos como el ascenso del magma y gases volcánicos pueden generar varios tipos de señales sísmicas, lo cual implica cambios significantes del esfuerzo (*stress*) en la corteza.
- **Deformación del edificio volcánico.** Los cambios en la superficie del volcán pueden aparecer como hundimiento, hinchazón o grietas que pueden ser causados por el movimiento del magma, gas u otros fluidos. Generalmente esta deformación tiene una magnitud muy pequeña (pocos centímetros), por lo tanto, los equipos utilizados para detectarla deben ser muy

sensibles. Entre los equipos para medir deformación están: Sistemas de posicionamiento global (GPS: Global Positioning System), inclinómetros y redes de medidores electrónicos de distancia (EDM: Electronic Distance Meter). Además, existen técnicas basadas en tecnologías satelitales para el estudio de cambios en áreas más extensas como el radar interferométrico de apertura sintética (InSAR: Interferometric Synthetic Aperture Radar).

Química de gases. Se mencionan a continuación algunos de los gases de interés en el monitoreo volcánico y las técnicas más utilizadas. Para el análisis del SO₂ se utiliza la técnica espectroscópica, mediante sistemas que miden directamente la absorción en una banda estrecha de la radiación ultravioleta que es característica de las moléculas de SO₂. Algunos de los equipos más usados son: Espectrómetros de Correlación (COSPEC: Correlation Spectrometer), espectrómetros ultravioletas, DOAS (Diferencial Optical Absorption Spectrometer) y sistema de espectrómetro infrarrojo de transformada de Fourier (FTIR: Fourier transform infrared spectrometer system). Además, se utilizan las imágenes satelitales OMI (Ozone Monitoring Instrument).

Para medir el flujo del CO₂ del suelo, se utilizan métodos directos e indirectos. Los métodos indirectos miden la concentración del CO₂ en el suelo a diferentes profundidades. Los métodos directos miden la concentración del CO₂ presente en el flujo del aire extraído y acumulado en una cámara de área y volumen conocido colocada sobre la superficie del suelo (Chiodini et al, 1998).

Existen además otros gases volcánicos que se analizan como el H₂S, y azufre total por reducción, oxidación y preparación de sulfatos. El análisis HCl se realiza por espectrofotometría ultravioleta-visible de fibra óptica en un sistema de inyección de flujo (FIA) (OVSICORI, 2018).

Química de agua. En el muestreo de las aguas se utilizan botellas de polietileno mediante inmersión simple, se adicionan conservantes y se miden parámetros fisicoquímicos *in situ* como pH, temperatura, conductividad eléctrica y tasas de emisión. Posteriormente en laboratorio se realiza un análisis de aniones y cationes mayoritarios mediante cromatografía de iones y mediante análisis por espectrometría ultravioleta-visible acoplado a un sistema de inyección de flujo (FIA) (OVSICORI, 2018).

El gas y el agua son muestreados cuando los volcanes no están en erupción y cuando están en actividad eruptiva, esto para poder establecer niveles de base que caracterizan a cada volcán.

2.6. Sismicidad

Los sismos no ocurren de manera aleatoria en la corteza terrestre, la mayoría se presentan en límites de las placas tectónicas que interactúan en las zonas de subducción (Hasegawa, 1989).

Según el lugar en donde se originan los sismos dentro de la zona de subducción pueden ser clasificados de la siguiente manera:

- **Sismos interplaca:** estos sismos de poca profundidad se localizan entre el límite de la litosfera oceánica (placa que subduce) y la placa continental. Se producen en respuesta al plegamiento y la fricción de la placa que subduce cuando empieza su descenso e interacciona con la placa superior (Hasegawa, 2011).
- **Sismos intraslab:** son los sismos que ocurren dentro de la placa que subduce, es decir dentro del slab. Estos sismos están distribuidos en un plano inclinado en el manto, llamado plano de Wadati-Benioff (quienes la descubrieron primero), los sismos más frecuentes ocurren a profundidades desde 0 a 50-60 km pero se pueden producir hasta los 600 km (Hasegawa, 2011).

- **Sismos de profundidad intermedia:** son sismos que ocurren a una profundidad entre 60 - 300 km (Hasegawa, 2011). En esta zona se presentan dos planos sismos que son paralelos, que fue descubierta por Engdahl y Scholz (1977), y que es explicada por la flexión de la placa oceánica que subduce.
- **Sismos profundos:** son sismos que ocurren a una profundidad superior a 300 km. Los sismos de profundidad intermedia y profundos ocurren solamente en la placa que subduce, por lo tanto, son sismos intraslab (Hasegawa, 2011).
- **Sismos superficiales:** son sismos que ocurren en la placa ubicada encima de la zona de subducción a profundidades inferiores a 60 km (Hasegawa, 2011).

Kirby et al. (1991) estudiaron sismos originados a profundidades entre 350 a 690 km, zona en la cual, no se esperan fracturas frágiles ordinarias, ni deslizamientos por fricción, que si están presentes en procesos de sismos poco profundos. Desarrollos en varias áreas de la geofísica experimental y teórica, apoyan la hipótesis de que los sismos profundos representan el fallado transformacional en una cuña rica en olivino y peridotita, que probablemente persista metaestable en el interior frío de una placa a profundidades de hasta 690 km.

En las zonas de subducción, la distribución espacial de los hipocentros y la dirección del esfuerzo identificadas mediante el uso de mecanismos focales, proveen información importante de la geometría de las placas y de los procesos de deformación locales y regionales. Para realizar estudios detallados en una zona específica además de la utilización de catálogos de sismicidad mundial se requiere de estudios sísmicos regionales los cuales permiten tener un grado de mayor precisión. Existen numerosos estudios de las ZSMC que describen la geometría de las zonas de subducción (Pardo y Suárez, 1995; Pedraza et al., 2007, experimentos MARS, MASE y VEOX).

Se puede mencionar el trabajo presentado por Tavera et al. (2006) quien realiza una inferencia de la geometría de la placa de Nazca en el Noroeste del Perú, mediante el análisis de la base los datos del NEIC, los complemento con datos de redes locales del Instituto Geofísico del Perú.

2.7. Bases de datos

Grandes cantidades de datos pueden ser almacenados básicamente de dos maneras: mediante el uso de archivos individuales y la creación de bases de datos. Los archivos individuales se utilizan generalmente para satisfacer una necesidad inmediata y tienen la desventaja al momento de necesitar una consulta de diferentes parámetros que se encuentran en varios archivos, ya que estos no están relacionados. En cambio, las bases de datos al utilizar una estructura centralizada permiten que los datos estén disponibles cuando se necesiten y se caracterizan por ser precisos y consistentes. Esto permite extraer información útil para la planeación, administración, control y toma de decisiones (Kendall y Kendall, 2011).

Para el diseño de las bases de datos se debe tener en cuenta la definición de los siguientes conceptos básicos, según Kendall y Kendall (2011):

- **Entidades:** cualquier objeto, evento o persona sobre el cual se desea recolectar datos se denomina entidad. Volcán y erupción son ejemplos de entidades.
- **Relaciones:** son asociaciones entre las entidades. Existen varios tipos de relaciones, las más comunes son: relaciones uno a muchos, por ej. Un volcán puede tener muchas erupciones y una erupción pertenece a un volcán; y relaciones muchos a muchos, por ej. Varias erupciones pueden ser estudiadas por varios autores y viceversa.
- **Atributos:** los atributos son las características de una entidad. Por ej. Un volcán puede tener volumen, altura, tipo de roca etc.

- **Registros:** es una colección de elementos que caracterizan a una entidad.
- **Clave:** es uno de los elementos del registro que es utilizado para identificarlo, por ej. Cada volcán tiene una clave única por medio de la cual se establece relaciones con otras tablas, incluso con otras bases de datos, esta clave se denomina clave primaria.

La figura 2.13 muestra un ejemplo de un registro con sus atributos para la entidad volcán.

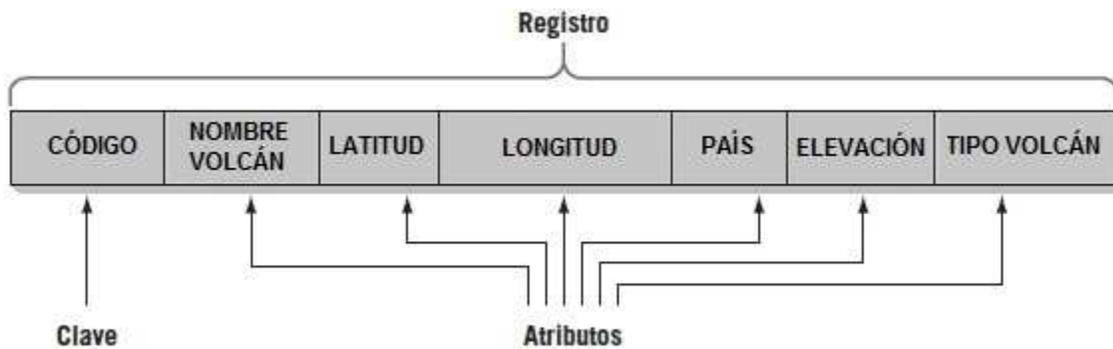


Figura 2.13. Ejemplo de un registro y sus atributos. Modificado de: Kendall y Kendall (2011)

Existen varios tipos de bases de datos: orientada a objetos, jerárquicas, etc.; pero las relacionales son las más comunes. Las **bases de datos relacionales** están organizadas por un conjunto de tablas representativas que se relacionan entre sí. Para lograr un buen diseño de bases de datos relacionales se utiliza un proceso denominado normalización, que consiste en transformar la forma compleja que usa el usuario para almacenar sus datos en estructuras más simples y estables de fácil mantenimiento (Silberschatz et al., 2002) (Fig. 2.14).

Kendall y Kendall (2011), resumen el proceso de normalización en tres pasos:

- **Primer paso:** consiste en eliminar los elementos repetidos en una tabla e identificar la clave primaria para cada tabla.

- **Segundo paso:** se debe eliminar la redundancia, esto sucede cuando un subconjunto de una tabla no depende de la clave en su totalidad.
- **Tercer paso:** eliminar los datos de las tablas que no dependen directamente de la clave primaria identificada en el primer paso.

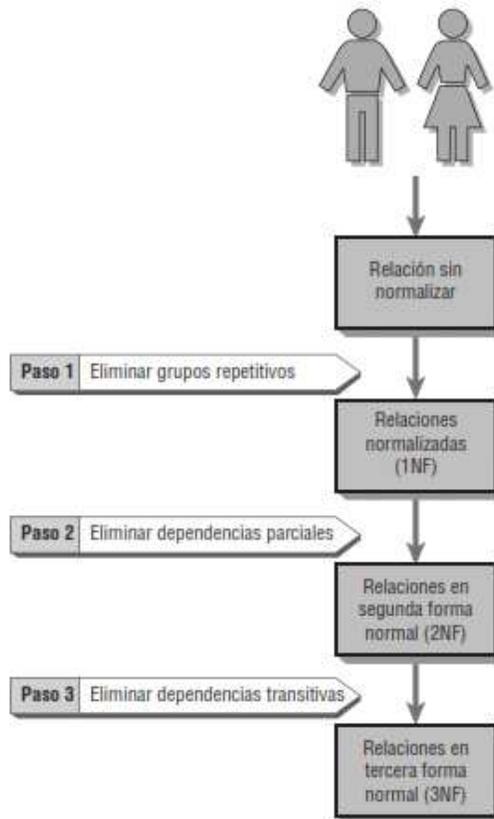


Figura 2.14. Pasos principales de la normalización. Modificado de: Kendall y Kendall (2011)

2.8. Sistemas de Información Geográfica

Un Sistema de Información Geográfica (SIG) es una estructura que integra tecnología informática, personas e información geográfica y cuya principal función es capturar, analizar, almacenar, editar y representar datos georreferenciados (Korte, 2001).

Según Olaya (2014), un SIG está compuesto por las siguientes piezas fundamentales: datos, tecnología, análisis, visualización y factor organizativo.

- **Datos:** los datos son los elementos fundamentales en un SIG y se requiere un conocimiento exhaustivo de su naturaleza, forma y propiedades. Los datos pueden estar almacenados en archivos individuales o en bases de datos las cuales se vinculan con el SIG como se verá más adelante en el capítulo IV Metodología.
- **Tecnología:** aquí tiene que ver el hardware y el software donde se ejecuta la aplicación del GIS y el software. Hay muchas opciones de hardware para escoger según los requerimientos de los usuarios, se pueden utilizar desde computadores personales hasta estaciones de trabajo, para trabajar en forma personal o colaborativa. También existen elementos periféricos para la entrada de datos y plotters e impresoras para la salida de la información. En cuanto al software, encargado de manipular los datos, existen paquetes propietarios (ArcGIS, ESRI) y otros gratuitos (QGIS, GRASS GIS).
- **Análisis:** un GIS incorpora una serie de herramientas que permiten realizar operaciones con los datos espaciales, que pueden ir desde procesos sencillos hasta complejos que utilicen por ejemplo estadística y modelamiento.
- **Visualización:** cualquier tipo de información puede ser representada de manera gráfica, y esto permite la interpretación de la información de una manera más intuitiva. Además, se

pueden hacer consultas a datos dependiendo de su ubicación geográfica o también realizar consultas directamente a los datos y luego desplegarlos en un entorno geográfico.

- **Factor organizativo:** este factor hace referencia a que la información no se concibe como algo privado de un usuario, sino que se debe gestionar para que esté disponible para un grupo de usuarios, de esta manera se crean perfiles de usuario que tienen diferentes privilegios.

CAPÍTULO III. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

En las zonas de subducción México-Chile (ZSMC) se hacen presentes zonas con vulcanismo activo de diferentes características y brechas en el vulcanismo, las cuales se describen de manera general a continuación.

3.1. Regiones con vulcanismo activo en las zonas de subducción México-Chile

- **Regiones con vulcanismo activo en México**

Las regiones con vulcanismo activo en México son: La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Gómez-Tuena, A. et al., 2007; Mazzarini et al., 2010), el campo volcánico aislado de Los Tuxtlas (CVLT) (Nelson et al., 1995) y el arco volcánico Chapanecho (AVCH) (Damon y Montesinos, 1978) (Ver Fig. 3.1).

La FVTM está constituida por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, tiene aproximadamente 1000 km de longitud, con una amplitud irregular entre 80 y 230 km, se distribuye preferencialmente de E a W en su parte central y oriental, esta orientación transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas da origen a su nombre (Gómez-Tuena, A. et al., 2007).

Ferrari et al. (2012) describe las etapas de la evolución volcánica en la FVTM; en la última etapa iniciada hace 3 Ma se formó el arco moderno como lo conocemos hoy en día y que consiste en una cadena volcánica frontal orientada de este a oeste y caracterizada por el flujo y la fusión del slab y un cinturón posterior determinado por rocas más diferenciadas o lavas máficas con poca o ninguna evidencia de fluidos provenientes de la subducción, pero con huellas de la astenósfera.

La actividad volcánica más reciente corresponde a los volcanes localizados en la margen sur de la FVTM que incluye los volcanes: Colima, Parícutin, Nevado del Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba (Aguirre-Díaz et al., 1998).

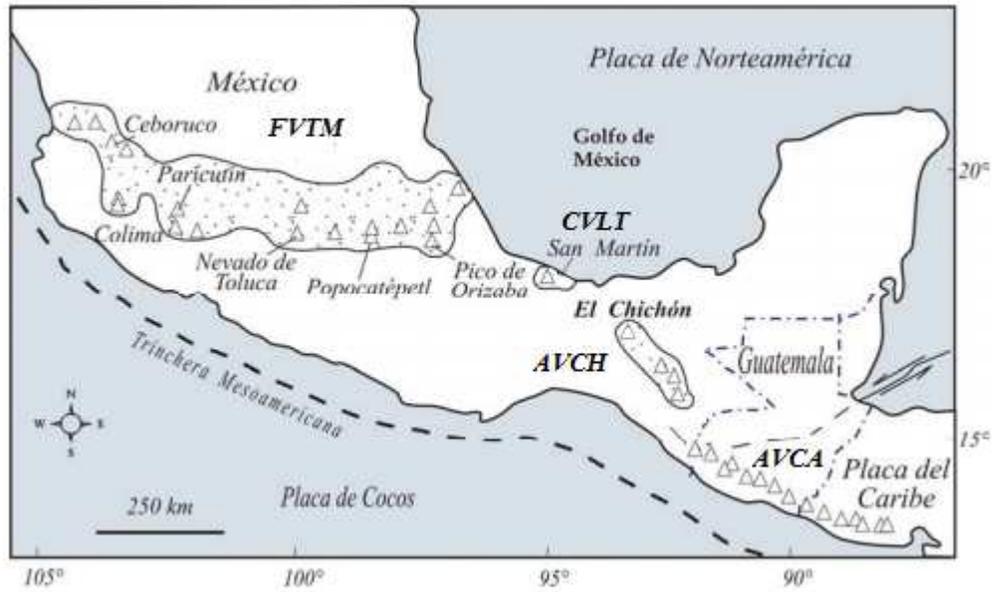


Figura 3.1. Localizaciones de: Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), campo volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), arco volcánico Chapaneco (AVCH) y Arco volcánico Centroamericano (AVCA). Modificado de: Espíndola et al. (2002).

El campo monogenético Michoacán-Guanajuato, localizado en la parte central oeste de la FVTM, contiene aproximadamente 1000 volcanes de los cuales el 90% son conos cineríticos basálticos, cuyas erupciones datan del Pleistoceno tardío al Holoceno (Hasenaka y Carmichael, 1985). El campo monogenético Tenango-Chichinautzin, se localiza al oriente de la FVTM, consta de aproximadamente 220 volcanes monogenéticos los cuales han tenido erupciones durante los últimos 40 Ka y se consideran que son producto de la fusión parcial de la corteza inferior (Márquez et al., 1999; Mazzarini et al., 2010).

En un trabajo reciente de Gómez-Tuena et al. (2017) sugiere que la gran diversidad composicional del magma presente en la FVTM, resulta de la fusión de la cuña del manto altamente heterogénea, enriquecida antes de la subducción y más tarde sobreimpresa con los fundidos primarios provenientes del slab, sin influencias perceptibles de aportes de la corteza suprayacente. Adicionalmente, ellos advierten que el magmatismo en la FVTM ha migrado

ampliamente presumidamente en respuesta a reconfiguraciones de las placas tectónicas y fluctuaciones de los parámetros de la zona de subducción.

El campo volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), se encuentra localizado en la llanura costera del Golfo de México, en este complejo se encuentra uno de los volcanes históricamente más activos de México: el volcán San Martín (Nelson et al., 1995).

El arco volcánico Chapanecho (AVCH) se encuentra entre la FVTM y el arco volcánico Centroamericano (AVCA) a 350 km de la trinchera Mesoamericana, sobresale el volcán Chichón considerado volcán más joven del AVCH (Damon y Montesinos, 1978).

- **Arco volcánico Centroamericano**

El arco volcánico Centroamericano (AVCA) se extiende con una longitud de 1,100 km, en dirección NW-SE, desde el sur de México hasta el norte de Panamá, a unos 150-175 km al NE de la trinchera Mesoamericana (Ferrés, 2014) (Fig. 3.2). El AVCA es producto de la subducción de la Placa de Cocos (<21Ma) bajo la placa del Caribe con una velocidad relativa de 70-83 mm/año (DeMets et al., 1994; Müller et al., 1997; Syracuse y Abers, 2006). En el límite entre las placas de Cocos y Nazca existe la zona de fractura de Panamá, la cual intersecta la trinchera Centroamericana produciendo un slab window (Menea et al, 2013) (Fig. 3.3). El frente volcánico de AVCA es dividido en 8 segmentos según Carr (1984), de acuerdo a la variación del espesor de la corteza, altura de los edificios volcánicos y densidad del magma. Este autor destaca la disminución del contenido de sílice, el aumento de la densidad de los magmas y disminución de la altura de los volcanes en Nicaragua, pero estos valores que disminuyen van aumentando suavemente hasta Guatemala al norte y Costa Rica al sur.



Figura 3.2. Localización del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA) (Siebert et al., 2010). Límite de placas tectónicas según Bird (2003)

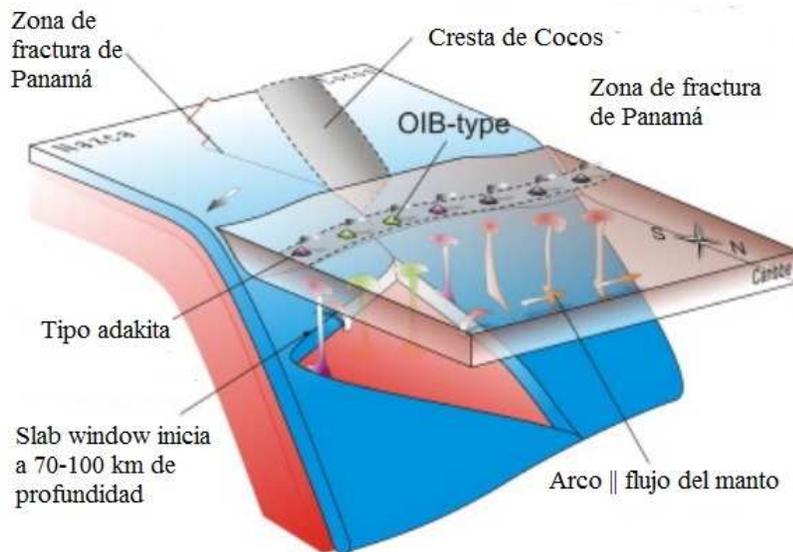


Figura 3.3. Vista tridimensional de zona de subducción de las placas de Cocos y Nazca, y la presencia del slab window bajo AVCA según modelo de Menea et al, (2013)

- **Arco volcánico de los Andes**

El arco volcánico de los Andes es el resultado de la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Suramericana. Comprende más de 200 estratovolcanes y al menos 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activas, dispuestos en cuatro segmentos separados, conocidos como: arco volcánico Andes del Norte, arco volcánico Andes Centrales, arco volcánico Andes del Sur y zona volcánica Austral (Stern, 2004).

➤ **El Arco volcánico Andes del Norte:** este arco comprende los volcanes de Colombia y Ecuador. En Colombia, el slab subduce con un ángulo de aproximadamente de 35°, originándose alineaciones de estrato volcanes andesíticos. Bajo Ecuador (latitudes entre 1°N y 2° S) se encuentra la subducción de la cresta de Carnegie, la cual tiene 300 km de ancho y 3 km de alto, la cual representa el rastro del punto caliente de Galápagos, construido sobre la corteza oceánica de 16 Ma. Durante los últimos 25 Ma la placa de Nazca y la cresta Carnegie han tenido una tasa de convergencia de 8-9 cm/año (Hall, et al., 2008). Al sur de Ecuador la placa de Nazca subduce con ángulo de solo 14° y el vulcanismo activo cesa y se reinicia en la región de Arequipa al sur de Perú (Hall, et al., 2008) (Ver Fig. 3.4).

➤ **El arco volcánico Andes Centrales:** se extienden desde el sur de Perú hasta el norte de Chile y está formado por 32 volcanes que se caracterizan por presentar altitudes sobre los 5000 msnm, donde se presentan estratovolcanes y campos monogenéticos (Siebert et al. 2010). En la parte sur, el arco volcánico Andes Centrales está limitado por un segmento de subducción plana causado por la

subducción de la Cresta de Juan Fernández, presentándose discontinuidad en la actividad volcánica (Anderson et al., 2007; Pilger, 1981) (Ver Fig. 3.4).

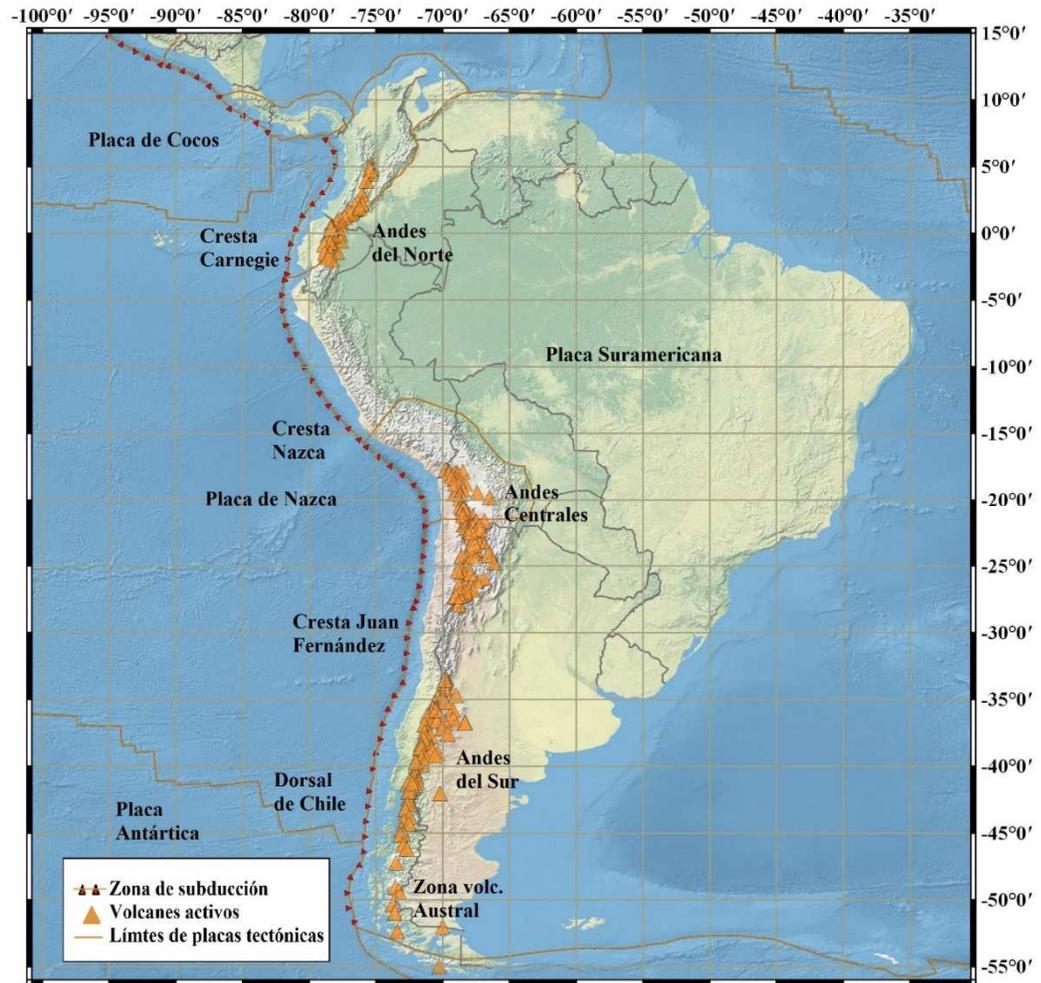


Figura 3.4. Localización de los arcos volcánicos: Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Zona volcánica Austral (Siebert et al., 2010). Límite de placas tectónicas según Bird (2003)

➤ **El arco volcánico Andes del Sur:** se localiza en Chile y Argentina. Esta limitada en el norte por el Ridge de Juan Fernández sobre la fosa Chile-Perú y en el extremo sur por el Golfo de Penas. Este arco está compuesto por una faja continua de estrato-volcanes, del Pleistoceno y el Holoceno, grandes campos volcánicos, al menos 9 complejos de calderas y cientos de centros eruptivos menores, formando

una cadena de 1.400 km de largo (Stern, 2007), que se extiende entre los 33.3° S y 46° S.

Los ángulos de subducción tienen una variación de 27° en el norte y 34° en el sur. Como consecuencia, la distancia del frente volcánico a la trinchera disminuye de >290 km en el norte a <270 km en el sur. El espesor de la corteza terrestre disminuye hacia el sur, desde valores de 50 km en el norte hasta 30-35 km en el sur (Stern, 2004). En la parte sur de los Andes del Sur, existe una zona asísmica y con ausencia de vulcanismo de arco, sin embargo, existe vulcanismo con una firma más astenosférica como resultado de la presencia de la slab window de la Patagonia (Stern, 2004).

- **La zona volcánica Austral:** ubicada al sur de la dorsal de Chile, es resultado de la subducción de la placa oceánica Antártida bajo la placa Suramericana, que inicio aproximadamente entre 8-14 Ma (Stern, 2004). Existen aquí seis centros volcánicos, caracterizados por tener erupciones andesíticas, dacíticas, y con carencias de erupciones basálticas y andesitas basálticas. La diferencia en las composiciones geoquímicas de estas erupciones con relación a las presentadas en los arcos volcánicos de los Andes, es un indicio de la interacción de las placas Antártida y Suramericana (Moreno y Gibbons, 2007)

3.2. Zonas de subducción planas y brechas en el volcanismo

La evolución geodinámica de la subducción plana en México, Perú y Chile es estudiada por Manea et al. (2017). Entre todos los parámetros que investigaron (edad de la placa oceánica, tasa de convergencia, erosión de la trinchera, profundidad y ancho del slab plano, entre otros) encontraron algunos que aparentemente facilitan la subducción plana y ellos son: dinámica de la trinchera (roll-back), la evolución tectónica de la placa que subduce (episodios de subducción súper rápida y/o placas oceánicas jóvenes), así como las variaciones fuertes y discontinuidades en la estructura de las placas oceánica y suprayacente. Sin embargo, Manea et al. (2017) no encontraron un conjunto de único de condiciones comunes que expliquen la formación de las zonas de subducción planas en estos tres países.

En México al sur de la FVTM existe una zona de subducción plana, que coincide con la presencia de una corteza es más gruesa y resistente, donde la existencia de fluidos disminuye e influye en el adelgazamiento de la cuña astenosférica incrementando la viscosidad y las fuerzas de succión Ferrari (2012).

En Costa Rica existe un segmento de subducción plana por el incremento de la flotabilidad de la placa que subduce como consecuencia del decremento su edad y el aumento del espesor de la placa superior (Gardner et al., 2013; Barckhausen et al., 2001; Walther, 2003). En este segmento se presenta la subducción de la cresta de Cocos, la cual es formada por el movimiento de la placa de Cocos sobre el punto caliente de Galápagos, cuya subducción aumenta dramáticamente las tasas de elevación del sector sureste de Costa Rica (Morell et al., 2011).

En Ecuador, existe posiblemente un segmento de slab plano, que se puede relacionar con la subducción de la cresta de Carnegie (Gutscher et al., 1999a).

En Perú, la subducción plana es una combinación de dos segmentos adyacentes planos resultado de la subducción de la cresta de Nazca y la presencia hipotética y no completamente subducida de la meseta Inca (Gutscher et al., 1999b; Kumar et al., 2016).

La subducción plana que se presenta en el centro de Chile, coincide con la subducción de la cresta Juan-Fernández lo cual contribuye a la flotabilidad positiva de la losa plana (Anderson et al., 2007; Pilger, 1981) y con el engrosamiento de la litosfera continental (Manea et al., 2011).

Otra brecha en el volcanismo de arco se presenta entre 46°-49° S, donde se encuentra el triple Punto de Chile, donde confluyen tres placas (Nazca, Suramericana y Antártica) y la dorsal de Chile que se subduce bajo la placa suramericana durante los últimos 8 Ma aproximadamente. En esta zona existe además la presencia de la slab window de Patagonia (Stern, 2004) (Fig. 3.5).

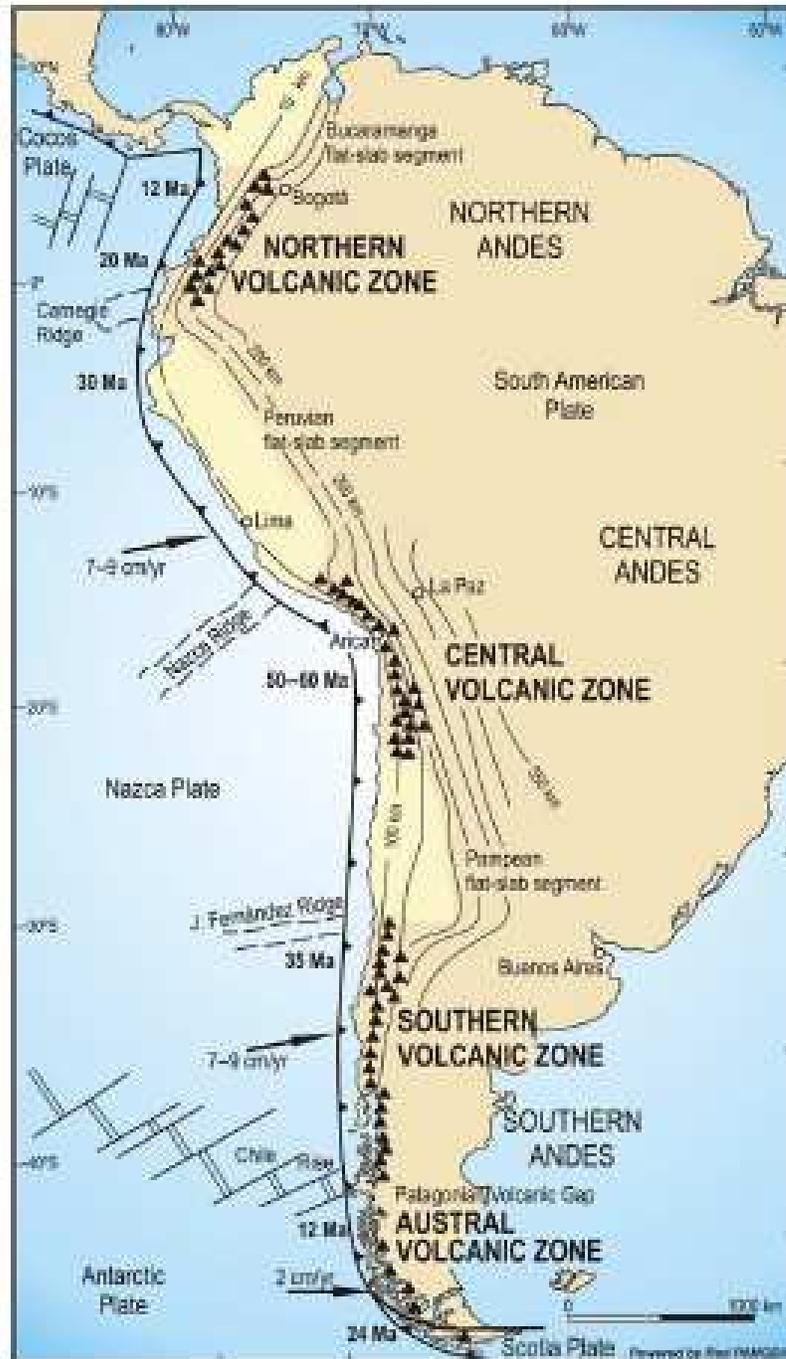


Figura 3.5. Segmentos de subducción plana actuales a lo largo de los Andes. Tomado de: Ramos y Folguera (2009).

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA PARA EL DISEÑO E IMPLEMENTACION DE LAS BASES DE DATOS

El análisis de los datos de erupciones volcánicas permite a los científicos entender el comportamiento volcánico, que puede ser usado para pronosticar actividad volcánica futura con el objeto de mitigar los efectos asociados a los peligros para la gente y sus propiedades. Asimismo, conocer cómo están siendo vigilados los volcanes de una región permite realizar un diagnóstico sobre los niveles de monitoreo volcánico e identificar las carencias que existen para que sean atendidas y así lograr reducir la vulnerabilidad de las personas que viven en las zonas de influencia volcánica.

Aunque existe en la actualidad bases de datos de erupciones volcánicas a nivel regional y mundial (LaMEVE, Croweller et al., 2012; VOTW4.0, Siebert et al., 2010; Colapso de Calderas, Geyer y Martí, 2008), en ellas se usan diferentes formatos que impiden realizar consultas de manera ágil. Por otro lado, existen varias investigaciones que estudian los procesos geodinámicos relacionados con las placas tectónicas y los datos que estas arrojan tales como edad de las placas, velocidad de convergencia y ángulos de subducción entre otros. Estos datos tienen diferentes formatos desde hojas electrónicas hasta tablas en html, (Müller et al., 1997; DeMets et al., 1994; Syracuse y Abers, 2006).

El diseño e implementación de un sistema de bases de datos para: guardar, editar y consultar los datos de erupciones volcánicas y de la geodinámica de las zonas de subducción, provenientes de diferentes fuentes y formatos, permitirá, establecer posibles relaciones entre parámetros geodinámicos y las erupciones volcánicas en las zonas de subducción México-Chile (ZSMC). Estas relaciones pueden ser visualizadas mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) el cual permite el análisis de manera visual.

El presente capítulo se enfoca en describir el software utilizado, las fuentes de datos, la metodología empleada para la implementación de las bases de datos y las consultas al sistema.

4.1. Selección del software

Existe una gran variedad de software para el desarrollo de bases de datos, entre los que podemos mencionar ORACLE, Microsoft SQL Server, Microsoft Access, MySQL, PostgreSQL entre otros. En cuanto a software para sistemas de información geográfico (SIG) también existen diversos como: ArcGIS, Grass, ENVI, QGIS y otros. Para escoger el software utilizado en el desarrollo de este proyecto, se tuvo en cuenta la compatibilidad entre un manejador de bases de datos y un SIG, el costo y su funcionalidad.

4.1.1. Bases de datos de erupciones volcánicas, de datos geodinámicos y de datos sísmicos

Para el diseño e implementación de las bases de datos de erupciones volcánicas, de datos geodinámicos y de datos sísmicos, se optó por utilizar PostgreSQL (www.postgresql.org), el cual es un software gratuito y de código abierto, avalado por la Iniciativa de Código Abierto (Open Source Initiative, <https://opensource.org>), que cuenta con una sólida reputación por su fiabilidad e integridad de datos según la Fundación para el Software Libre (FSF: Free Software Foundation). Una característica fundamental del PostgreSQL es que permite almacenar y manipular una variedad extensa de tipos de datos, tales como: binario, geométrico y de ubicación espacial. La versión de PostgreSQL que se utilizó para el presente estudio es la 9.2

Para administrar a PostgreSQL se utiliza una aplicación gráfica denominada: pgAdmin III (www.pgadmin.org), la cual es gratuita y de código abierto. En pgAdmin III se pueden escribir consultas y crear tablas de una manera más sencilla mediante el manejo de ventanas.

4.1.2. Sistema de Información Geográfica

Para crear, editar y analizar la información geoespacial en este proyecto, se escogió el software QGIS (www.qgis.org), el cual es un Sistema de Información Geográfica (SIG) libre y de código abierto, que permite realizar una conexión con las bases de datos desarrolladas en PostgreSQL. La versión de QGIS utilizada es la 2.8.2

4.1.3. Base de datos de monitoreo volcánico

La base de datos de monitoreo volcánico fue diseñada para ser consultada y actualizada a través de Internet, por lo tanto, se tienen dos componentes: la base de datos y el software de interfaz de usuario. El software manejador de bases de datos utilizado se denomina MySQL y para la interfaz de usuario se emplearon los siguientes programas: KumbiaPHP Framework (Comunidad KumbiaPHP, 2012) y lenguaje PHP. Los programas utilizados para el desarrollo de las bases de datos y la interfaz de usuarios son libres y de código abierto.

4.2. Diseño de las bases de datos y del Sistema de Información Geográfica. Origen e inserción de datos

Para el desarrollo e implementación de las bases de datos, se utilizó el modelo Entidad Relación (Kendall y Kendall, 2011), en el cual se identifican las entidades y las relaciones entre ellas. Por ejemplo, entidades pueden ser: volcanes, erupciones, países, etc. Las relaciones son las asociaciones entre las entidades, para nuestro caso, una o varias erupciones pueden estar ligadas a un volcán y uno o varios volcanes pueden estar asociado a un país o varios países.

Para lograr un correcto funcionamiento de las bases de datos aquí diseñadas e implementadas, se utilizaron métodos de normalización del diseño de las tablas y relaciones

(Silberschatz et al., 2002). En el Capítulo II, se explica más en detalle el proceso de diseño y normalización de una base de datos.

4.2.1. Base de datos de erupciones volcánicas

4.2.1.1. Base de datos de volcanes del mundo – zonas de subducción México-Chile (VOTW-ZSMC)

Uno de los principales recursos de esta investigación es la base de datos VOTW4.0 (VOTW: Volcanoes of the World versión 4.0; www.volcano.si.edu), que es considerada como la fuente autorizada de información del vulcanismo a nivel mundial (Siebert et al. 2010). La base de datos VOTW4.0 guarda el registro de las erupciones volcánicas a partir del Holoceno (los últimos 10.000 años) y también incluyen aquellos volcanes que se pueden considerar activos y representan un peligro para la sociedad y sus pertenencias.

No todos los registros de las erupciones volcánicas están almacenados en VOTW4.0 debido a diferentes razones: falta de estudios de erupciones volcánicas en algunas regiones, erupciones de magnitudes pequeñas cuyos productos eruptivos tienen un bajo potencial de preservación, entre otros. El grado del registro de las erupciones volcánicas en el Holoceno fue estimado por Deligne (2005), quien manifiesta que el reporte de las erupciones volcánicas disminuye cada vez más hasta los 2.000 AP y permanece constante entre 2.000 y 10.000 años AP. Además, afirma que aproximadamente solo un 20% de las erupciones mayores de magnitud 6 han sido registradas durante el Holoceno.

En una visita al Instituto Smithsonian (2013), se permitió copiar los datos de los volcanes y sus erupciones correspondientes a las ZSMC desde la base de datos VOTW4.0. Estos datos almacenados en hojas de cálculo, se transfirieron en un nuevo diseño de base de datos que

denominaremos VOTW-ZSMC. La funcionalidad e integridad de la base de datos VOTW-ZSMC fue verificada mediante consultas a las dos bases de datos cuyos resultados fueron satisfactorios.

La base de datos VOTW-ZSMC consta de 29 tablas ligadas con relaciones uno a muchos, donde un registro único en una tabla primaria puede relacionarse con cero, uno o varios registros en una tabla hijo. Las relaciones entre tablas se representan con flechas, cuya dirección indica que la relación va de un registro de una tabla a muchos registros de otra tabla. En la Figura 4.1 se presenta un esquema simplificado de algunas tablas de la base de datos del VOTW-ZSMC.

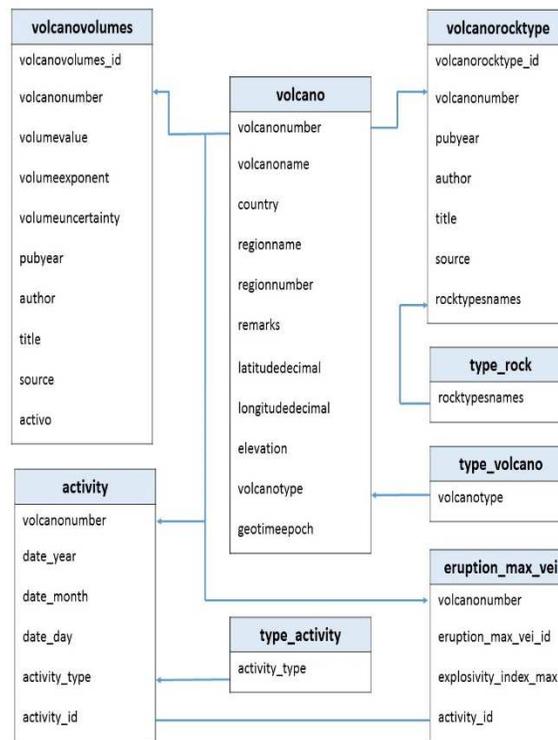


Figura 4.1. Diagrama de relaciones entre tablas volcano, actividad, volcanovolumes, volcanorocktype, erupcion_max_vei, tipo_rock, volcano_type, tipo_actividad de la base de datos VOTW-ZSMC. Modificado de la base de datos VOTW4.0 - Global Volcanism Program, (2013)

Las tablas de la base de datos VOTW-ZSMC que más fueron consultadas en esta investigación son: volcano, actividad, volcanorocktype, volcanovolumes, tipo_rock, tipo_volcano, tipo_actividad,

eruption_max_vei. Estas se describen a continuación y se da un ejemplo de los tipos de datos que almacenan.

- **volcán (tabla: “volcano”)**

El número total de volcanes que fueron transferidos de la base de datos VOTW4.0 a la base de datos VOTW-ZSMC es de: 493 y corresponden a los volcanes de México, Centro y Sur América. Para el presente estudio no se consideran los volcanes localizados en la península de Baja California, ni los que se encuentran en un régimen tectónico intermedio o tensional oceánico y tensional continental. Por lo tanto, se tienen 469 volcanes que hacen parte de esta investigación.

Los datos que se guardan en la tabla “volcano” son: país, región, latitud, longitud, tipo de volcán y un identificador único por volcán denominado “volcanonumber”. Este identificador permite realizar conexiones con otras bases de datos vulcanológicas las cuales utilizan el mismo número por volcán por ej. la base de datos de calderas de colapso (Geyer y Martí, 2008).

A manera de ejemplo, las Tablas 4.1 hasta 4.5 presentan datos reales almacenados en VOTW-ZSMC del volcán Ubinas (Perú) y la erupción ocurrida el 23 de julio de 1951, con un VEI 2.

Tabla 4.1. Tabla “volcano” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: volcano	
Esta es una de las tablas principales en la base de datos VOTW-ZSMC. A esta tabla se relacionan las erupciones, volúmenes, población entre otras	
Campos	Datos de ejemplo
volcanonumber	354020
volcanoname	Ubinas
country	Peru
regionname	South America
regionnumber	15
remarks	A small, 1.4-km-wide caldera cuts the top of Ubinas...
volcanotype	Stratovolcano (ver tabla type_volcano en Anexo 4.1)
geotimeepoch	Holocene (ver tabla type_geotime_epoch en Anexo 4.1)
elevation	5672
latitudedecimal	-16.355
longitudedecimal	-70.903

- **Erupciones volcánicas (tabla: “activity”)**

Esta tabla guarda los datos referentes a las erupciones volcánicas y la fecha de ocurrencia.

Para las erupciones que ocurrieron en los últimos 50 ka, la técnica de datación más usada es radiocarbono (C^{14}). En las bases de datos VOTW4.0 y LaMEVE, algunas fechas fueron calibradas por los autores. Para fechas no calibradas menores de 26 ka, estas bases de datos utilizan el programa Calib (v6.1.1) de Stuiver y Reimer (1993). Para calibrar las fechas de eventos hasta 50 ka utilizaron el programa de Fairbanks et al. (2005). Otros métodos de datación utilizados fueron Argón-Argón ($^{40}Ar-^{39}Ar$), Potasio-Argón (K-Ar), estratigrafía y tefrocronología.

Además, tiene un campo que describe si la erupción es confirmada o no. Para el presente estudio se tomaron solo en cuenta las erupciones confirmadas, sin embargo, las erupciones no confirmadas se dejaron almacenadas (ver Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Tabla “activity” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: activity	
Se almacenan los registros de las erupciones de un volcán, la fecha de ocurrencia de la erupción y si es confirmada o no	
Campos	Datos de ejemplo
activity_id	10342
volcanonumber	354020
activity_type	Confirmed Eruption (ver tabla type_activity en Anexo 4.1)
date_year	1951
date_month	7
date_day	23

- **VEI máximo de las erupciones (tabla: “eruption_max_vei”)**

La base de datos VOTW4.0, caracteriza las erupciones volcánicas mediante la asignación del Índice de Explosividad Volcánica (VEI) desarrollado por Newhall y Self (1982). La tabla “eruption_max_vei” que fue transferida a VOTW-ZSMC, cuenta con 1537 registros asociados a erupciones volcánicas (ver Tabla 4.3).

Tabla 4.3. Tabla “eruption_max_vei” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: eruption_max_vei	
Esta tabla guarda para cada erupción el Índice de Explosividad (VEI) máximo	
Campos	Datos de ejemplo
eruption_max_vei_id	1135
volcanonumber	354020
activity_id	10342
explosivity_index_max	2

- **Volúmenes de los volcanes (tabla: “volcanovolumes”)**

La fuente principal de los volúmenes de los volcanes que fueron almacenados en la base de datos VOTW-ZSMC proviene la base de datos VOTW4.0. Sin embargo, otras fuentes fueron consultadas tales como el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile

(<http://www.sernageomin.cl/>), la base de datos de morfometría de volcanes compuestos (Grosse et al, 2014) y la compilación de parámetros físicos de los volcanes compuestos de México y Centroamérica publicados por Carr et al. (2004).

Cada dato de volumen tiene ligado la información de la fuente. Todos los valores de volúmenes que fueron reemplazados se guardan, pero al momento de realizar una consulta solo se tienen en cuenta los activos. En total se tienen los volúmenes de 243 volcanes (ver Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Tabla “volcanovolumes” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: volcanovolumes	
En esta tabla se guardan los datos de volúmenes de los volcanes y su referencia	
Campos	Datos de ejemplo
volcanovolumes_id	610
volcanonumber	354020
volumevalue	73
volumeexponent	
volumeuncertainty	
pubyear	2014
author	Grosse et al., 2014
title	A global database of composite volcano morphometry
Source	Bulletin of Volcanology. Vol:76
Active	s

- **Tipo de roca del volcán (tabla: “volcanorocktype”)**

En la base de datos VOTW4.0 la tabla “volcanorocktype” almacena clasificación química de las rocas de los volcanes según el diagrama TAS (Total Alkalis vs. Silica), el cual se puede establecer si una roca es ultrabásica, básica, intermedia o ácida, en función de la abundancia del SiO₂ en porcentajes de peso (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 2002)

Aunque la base de datos del Smithsonian almacenan hasta 5 tipos de roca por volcán, para este proyecto solo se facilitó el tipo de roca más común por volcán (Tabla 4.5).

En la base de datos LaMEVE, en la mayoría de casos se tiene un tipo de roca para cada erupción. Para este análisis, si la erupción se encuentra repetida en estas dos bases de datos, se tomó en cuenta el tipo de roca de LaMEVE por ser esta más específica.

Tabla 4.5. Tabla “volcanorocktype” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: volcanorocktype	
Aquí se guardan el tipo de roca principal por volcán	
Campos	Datos de ejemplo
volcanorocktype_id	284
volcanonumber	354020
rocktypesnames	Andesite / Basaltic Andesite (ver tabla type_rock en Anexo 4.1)
pubyear	2005
author	Thouret J-C, Rivera M, Worner G, Gerbe M-C, Finizola A, Fornari M, Gonzales K
title	Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru
source	Bull Volc: 67: 557-589

4.2.1.2. Base de datos de erupciones volcánicas explosivas de gran magnitud- zonas de subducción México-Chile (LaMEVE-ZSMC)

La base de datos LaMEVE (Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions) fue transferida en su totalidad en una visita al Servicio Geológico Británico en el 2013 para luego ser implementada en el sistema desarrollado en PostgreSQL y esta nueva base de datos se denominó LaMEVE-ZSMC. Las erupciones explosivas que guarda LaMEVE-ZSMC datan desde el Cuaternario, cuyas magnitudes son iguales o mayores que 4. Este umbral fue elegido con el objeto de centrarse en erupciones que tienen mayor potencial de afectar a la sociedad, la economía y el ambiente (Croweller et al., 2012). Algunas de las erupciones que se encuentran en la base de datos VOTW-ZSMC están también en la base de datos LaMEVE-ZSMC, por tanto, en los análisis de la

información se tuvo especial cuidado para evitar datos duplicados. La figura 4.2 muestra el diagrama conceptual de las entidades y sus relaciones en la base de datos LaMEVE.

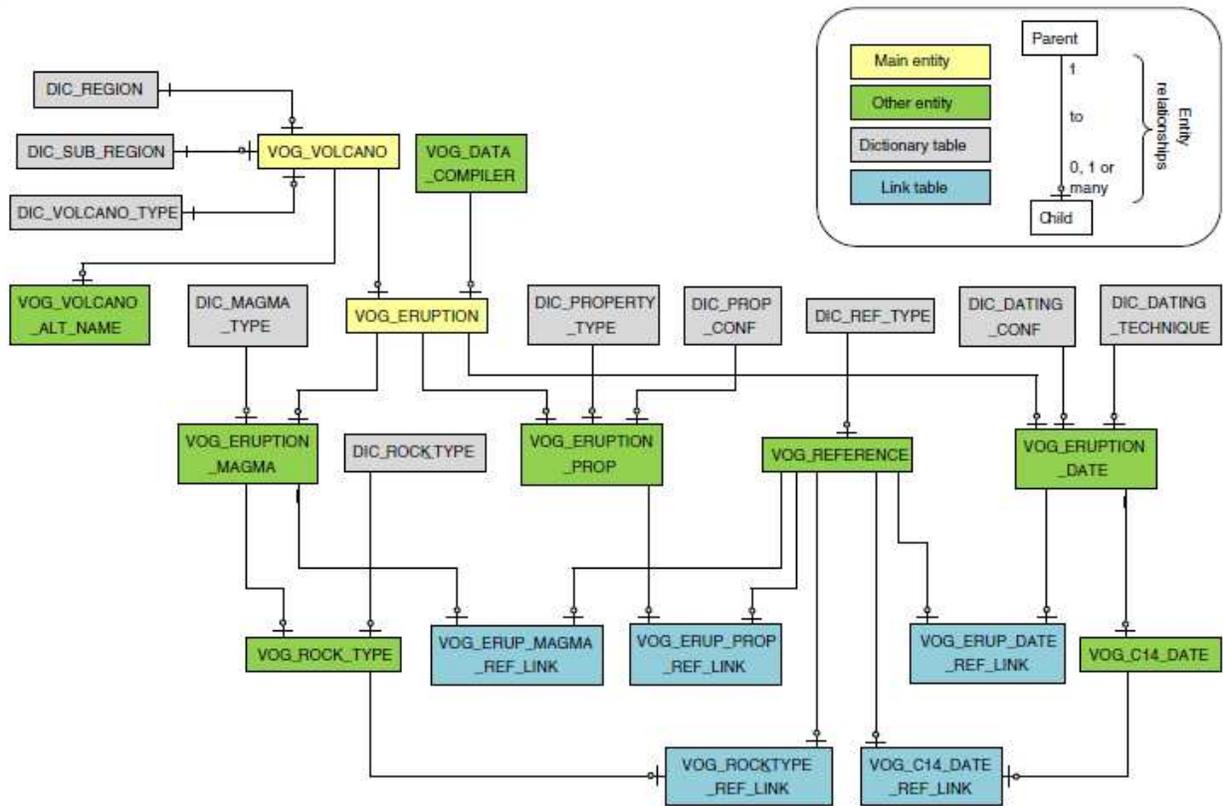


Figura 4.2. Diagrama conceptual de la estructura de la base de datos LaMEVE. Tomada de: Croweller et al. (2012).

4.2.2. Base de datos sísmicos

Existen varias fuentes de información sísmica como la base de datos de Sismos Significativos del Centro Geofísico Nacional de datos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration; <https://www.ngdc.noaa.gov>) y El Centro Nacional de Información de sismos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIC: National Earthquake Information Centre;

<http://earthquake.usgs.gov>). Para el presente estudio, solo se utilizaron los sismos de la NEIC, ya que este cuenta con una mayor cobertura de sismos en cuanto a tiempo y espacio en relación con el catálogo de NOAA (Fig. 4.3).

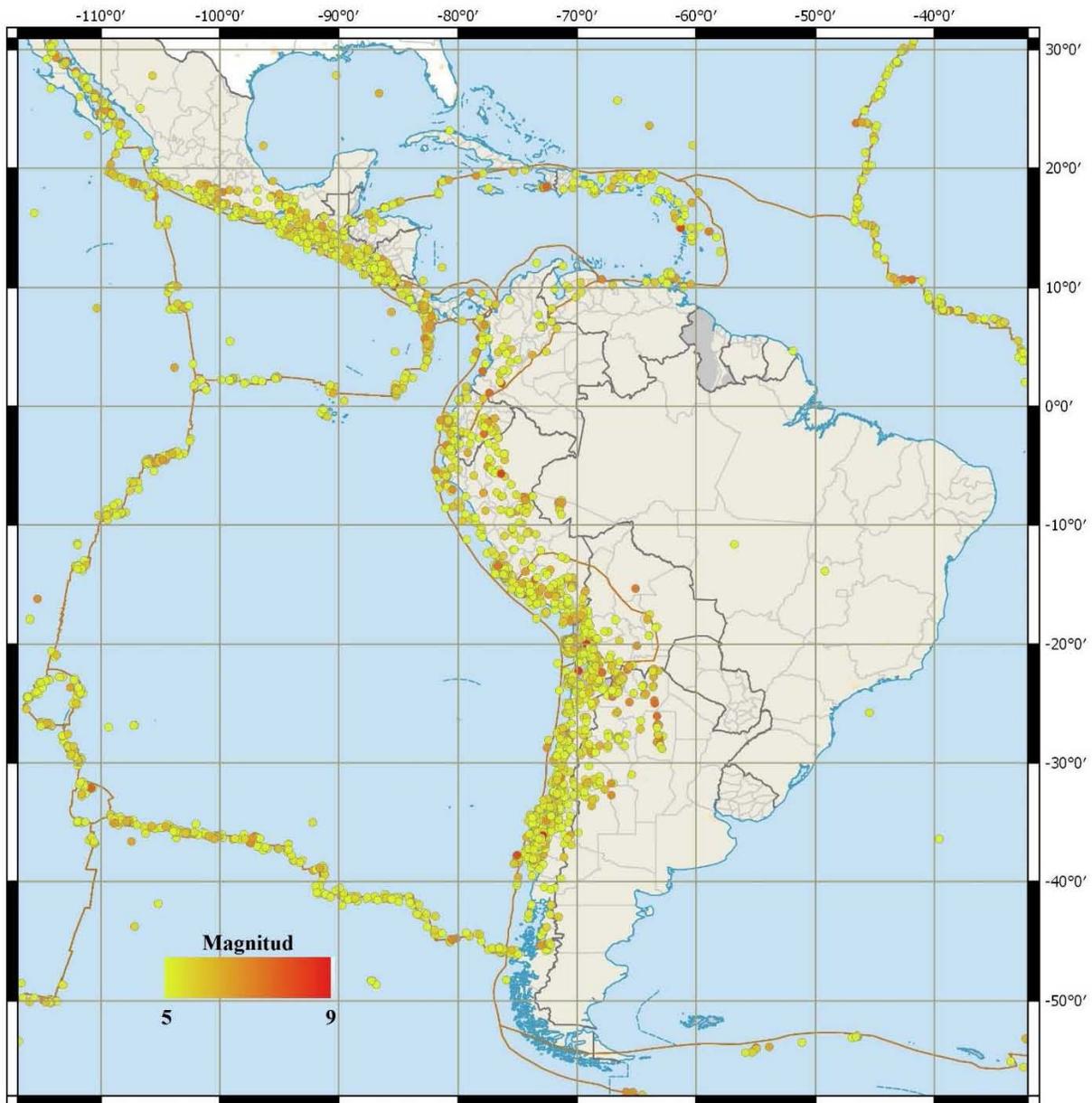


Figura 4.3. Representación de los sismos registrados entre 2005 y 2014 con magnitudes entre 5 y 9 (NEIC, 2016)

Para obtener la información de los sismos que luego se copiaron a la base de datos, se accedió a la página del NEIC (<http://earthquake.usgs.gov>) y por medio de una consulta se bajaron los registros de los sismos a hojas de cálculo y se grabaron en formato de valores separados por comas (CSV: comma-separated values). A continuación, se creó una tabla en el sistema PostgreSQL (Tabla 4.6) y luego los datos fueron copiados mediante una herramienta que permite copiar datos desde un archivo en formato CSV a una tabla en PostgreSQL. Los datos transferidos a la base de datos suman en total 115.182 sismos, desde el año 1900 hasta el año 2014 y las magnitudes entre 2.5 y 9.6.

Tabla 4.6. Tabla “earthq_mag_1900_2014” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo

Tabla: earthqu_mag_1900_2014	
Esta tabla almacena los sismos ocurridos entre 1900-2014 en las ZSMC extraídos de la base de datos sísmica del NEIC	
Campos	Datos de ejemplo
time	1906-08-17T00:40:04
latitude	-32.4
longitude	-71.4
depth	35
mag	8.2
magtype	Mw
net	iscgemsup
place	Valparaiso, Chile

Para caracterizar el tamaño relativo de un sismo se utiliza la magnitud, que es una medida basada en el movimiento máximo registrado en un sismograma. Existen varias escalas de magnitud, las más comunes son: 1) Magnitud local (ML) o comúnmente llamada Magnitud Richter, 2) Magnitud de ondas de superficie (Ms), 3) Magnitud de ondas de cuerpo (Mb), 4) Magnitud de momento (Mw) y 5) Magnitud de duración (MD). Los tipos de magnitudes más frecuentes en la base de datos del NEIC son: MD, Mb y la ML. Con el objeto de realizar el cálculo

de la energía sísmica, se convierten las magnitudes más frecuentes en la base de datos del NEIC a magnitud de momento (M_w), para la cual se utilizaron las siguientes relaciones obtenidas por Kadirioglu y Kartal (2016)

$$M_w = 1.0319M_b + 0.0223$$

$$M_w = 0.7947M_D + 1.3420$$

$$M_w = 0.8095M_L + 1.3003$$

A continuación, se obtuvo la energía sísmica (E_s) mediante la relación que plantea Bormann y Gioacomo (2010):

$$\text{Log } E_s = 1.5M_w + 4.8$$

En el catálogo de sismos que fueron obtenidos del NEIC, se establece la magnitud mínima a partir de la cual todos los sismos de una determinada región son registrados de una manera fiable, la cual se denomina: magnitud de completitud (MC). Existen varias técnicas para encontrar la MC, entre ellas están: Maximum Curvature (MAXC, Wiemer and Wyss, 2000) y Goodness-of-Fit Test (GFT, Wiemer and Wyss, 2000). Usando primera técnica (MAXC) estimamos la MC, como el punto de máximo valor de la primera derivada de la curva frecuencia-magnitud. En la práctica esto coincide con la magnitud de mayor frecuencia de la distribución frecuencia-magnitud (Mignan y Woessner, 2012). En la figura 4.4 se observa que la MC corresponde a 4.

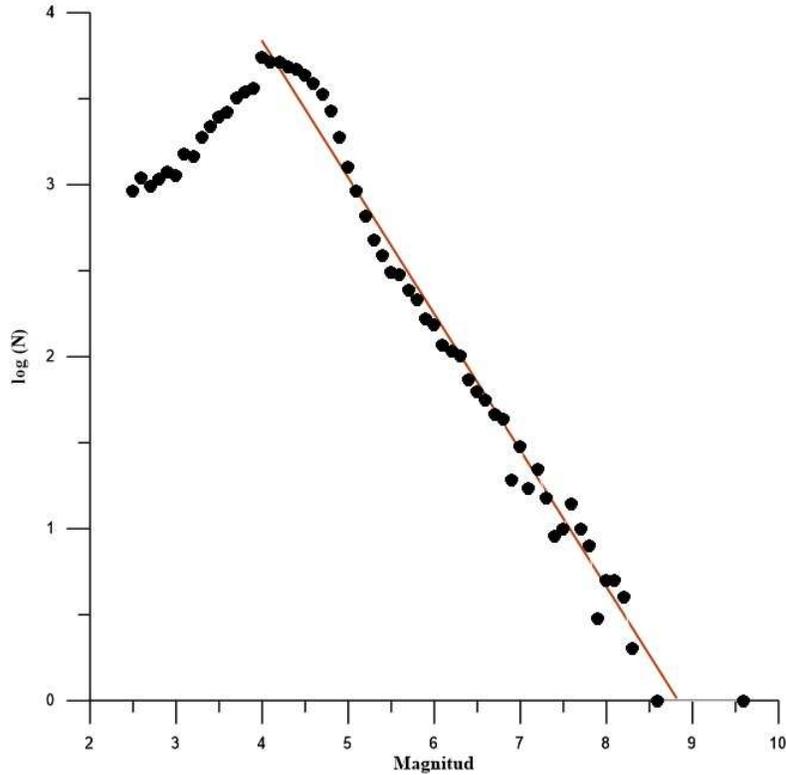


Figura 4.4. Distribución de frecuencia-magnitud para los sismos de la base de datos y la determinación de magnitud de completitud (MoC = 4)

4.2.3. Base de datos geodinámicos

Los datos que caracterizan la geodinámica y la geometría de las placas tectónicas son esenciales para establecer las posibles relaciones con la actividad volcánica. Se compilaron de diferentes fuentes, los datos del movimiento relativo de las placas tectónicas, las distancias de los volcanes a la trinchera, los ángulos de subducción y profundidad del slab bajo los volcanes, el espesor de la corteza bajo los volcanes y la edad de la litosfera oceánica en la trinchera. (DeMets et al., 1994; Slab 1.0; Müller et al., 1997; Syracuse y Abers, 2006; Laske et al., 2012; Manea et al., 2013; Carr et al., 2004; Ferrari, 2012; Pedraza et al., 2007).

Algunos de los parámetros mencionados, fueron almacenados por sectores (aproximadamente de 275 km de largo), los cuales dividen las ZSMC de acuerdo con rasgos geológicos tales como límites de placas, presencia o ausencia de vulcanismo. Las líneas que delimitan cada sector se trazaron teniendo en cuenta la dirección de movimiento de las placas tectónicas según DeMets et al. (1994) (Fig.4.5). Otros parámetros tales como el espesor de la corteza y el ángulo de subducción fueron calculados según la localización de los volcanes.



Figura 4.5. Sectores según la dirección de movimiento de las placas tectónicas (DeMets et al., 1994).

Los datos geodinámicos consultados ya sea por sector o localización de los volcanes, fueron almacenados en una base de datos que se denominó: GEODINAMICA-ZSMC la cual tiene un diseño relacional y cuyo diagrama simplificado se puede observar a continuación (Fig.4.6).

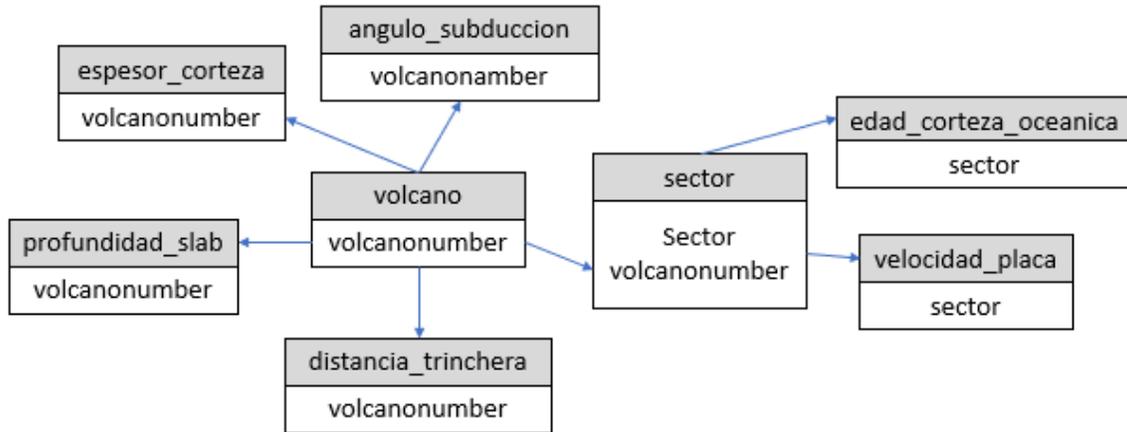


Figura 4.6. Diagrama simplificado de entidades y relaciones de la base de datos GEODINAMICA-ZSMC

A continuación, se realiza una descripción de las tablas de la base de datos GEODINAMICA-ZSMC:

- **Volcán (tabla: “volcano”)**

Esta tabla sirve para relacionar las bases de datos de geodinámica y VOTW4.0 y LaMEVE. La manera de establecer una liga entre ellas, es la utilización del código volcanonumber.

- **Sectores y volcanes (tabla: “sector”)**

En esta tabla se guardan los sectores con sus respectivos volcanes y sirve para establecer relaciones entre los volcanes y la edad de la corteza oceánica y velocidad de movimiento relativo de las placas (Tabla 4.7).

Tabla 4.7. Tabla “sector” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: sector	
En esta tabla se almacena la relación entre volcanes y sectores	
Campos	Datos de ejemplo
sector	1
volcanonumber	341030
volcanoname	Ceboruco
country	México

- **Movimiento relativo de las placas (tabla: “velocidad_placa”)**

Los vectores de movimiento relativo de las placas fueron estimados mediante el modelo NUVEL 1A (DeMets et al., 1994). Aunque existen modelos más recientes como MORVEL 2010 (DeMets et al., 2010), se escogió trabajar con el primero porque los artículos consultados en su mayoría toman como referencia el modelo NUVEL 1A y de esta manera pueden ser comparados.

En la base de datos GEODINAMICA-ZSMC se guardaron las velocidades de las placas oceánicas frente a la zona de estudio (Fig. 4.7) y también las velocidades de los puntos donde se encuentran los volcanes. Además, a cada sector se asignó el valor promedio de las velocidades de convergencia correspondiente a los volcanes del frente volcánico (Tabla 4.8). Para ello, se utilizó la herramienta interactiva Plate Motion Calculator de la UNAVCO (2016).



Figura 4.7. Mapa con los vectores de movimiento relativo de las placas oceánicas según modelo NUVEL 1A (DeMets et al., 1994; UNAVCO, 2016)

Tabla 4.8. Tabla “velocidad_placa” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: velocidad_placa	
En esta tabla se almacenan las velocidades relativas de las placas por cada sector en mm/año según DeMets et al., 1994	
Campos	Datos de ejemplo
sector	1
vel_placa_nuvel_1a	16.99
azimut	38.31

- **Distancia de los volcanes a la trinchera (tabla: “distancia_trinchera”)**

Esta tabla guarda las distancias desde la trinchera a los volcanes, las cuales fueron medidas paralelas a la dirección del movimiento de las placas (DeMets et al., 1994) con la utilización de una herramienta de QGIS. (Tabla 4.9).

Tabla 4.9. Tabla “distancia_trinchera” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: distancia_trinchera	
Aquí se almacena la distancia entre la trinchera y los volcanes. Se utilizó QGIS para medir las distancias en km	
Campos	Datos de ejemplo
sector	2
volcan	Colima
km	169

- **Ángulo de subducción y profundidad al slab bajo los volcanes (tablas: “angulo_subduccion” y “profundidad_slab”)**

Para la obtención del ángulo de subducción (dip) y la profundidad del slab bajo los volcanes, se utilizó la aplicación: Slab 1.0, la cual compila las geometrías globales en tres dimensiones, basada en modelos regionales para cada zona principal de subducción (Hayes et al., 2012). La aplicación interactiva para internet fue desarrollada por el USGS (Fig.4.8 y Fig. 4.9).

No todos los datos de ángulo de subducción y profundidad del slab están disponibles para las ZSMC en Slab 1.0, por lo cual se debió consultar artículos publicados para complementarlos. Para el caso particular de México, se tomó en cuenta el trabajo de Ferrari (2012), el cual compila datos de profundidad del slab subducido bajo el centro de México, usando resultados de los experimentos: MARS, MASE y VEOX. Otras fuentes consultadas

fueron: Sycacuse y Abers (2006), Pedraza et al. (2007) y Gutscher et al (1999). (Tabla 4.10 y 4.11)

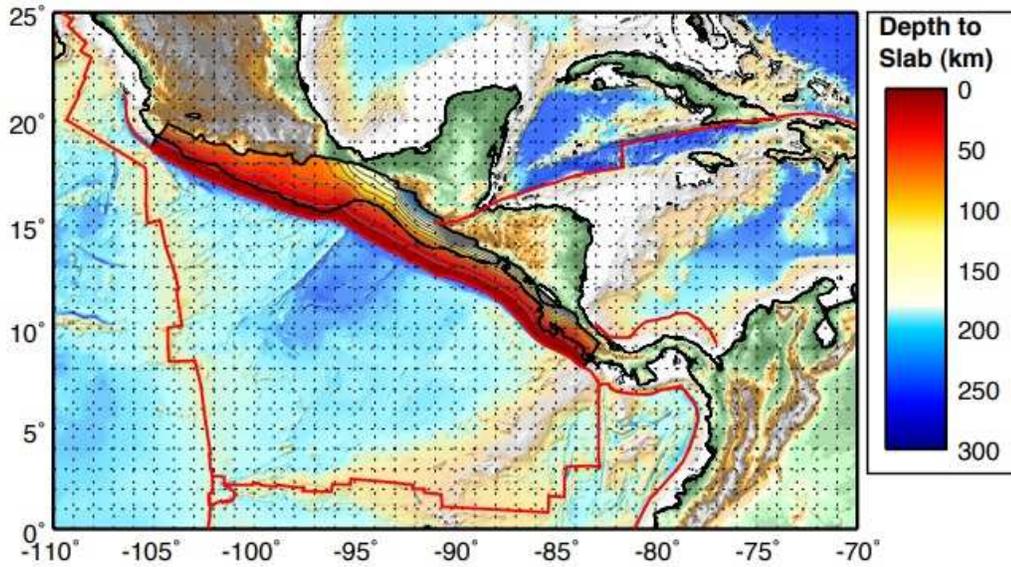


Figura 4.8. Aplicación Slab 1.0 para México y Centroamérica. Tomado de: <http://earthquake.usgs.gov/data/slab/map/> consultado en diciembre 2016.

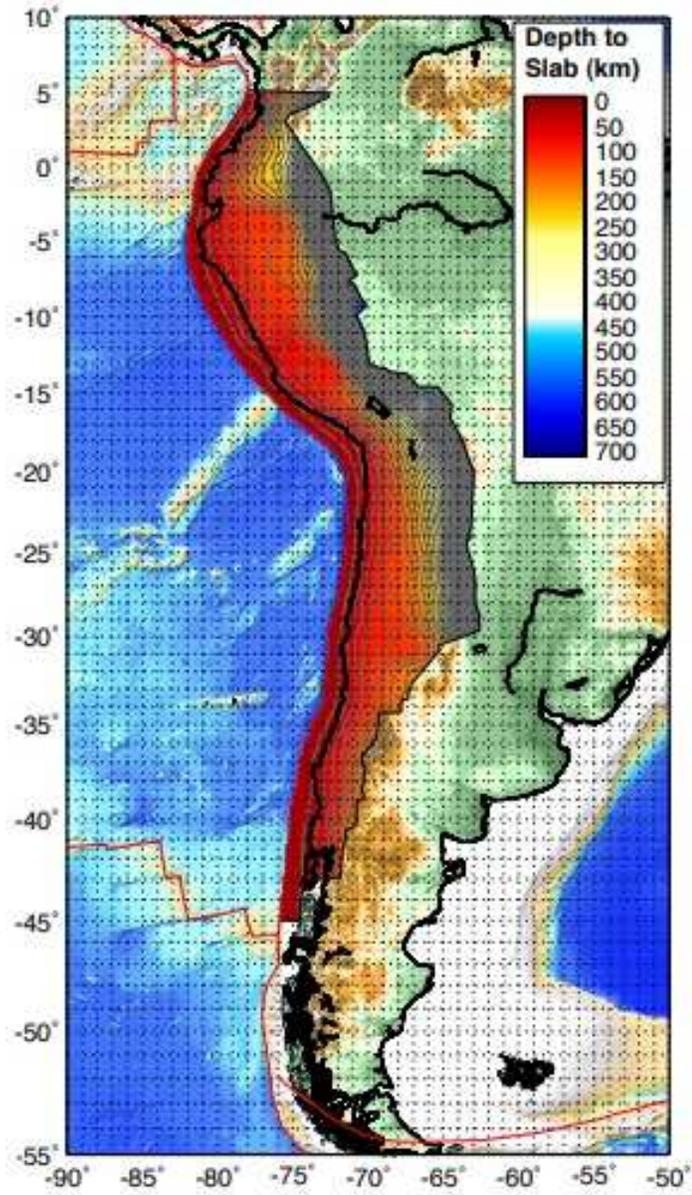


Figura 4.9. Aplicación Slab 1.0 para Suramérica. Tomado de: <http://earthquake.usgs.gov/data/slab/map/> consultado en diciembre 2016.

Tabla 4.10. Tabla “angulo_subduccion” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: angulo_subduccion	
Aquí se guarda un ángulo de subducción bajo cada volcán	
Campos	Datos de ejemplo
volcanonumber	341030
volcanoname	Ceboruco
angulo	20.25
fuelle	Syracuse y Abers (2006)

Tabla 4.11. Tabla “profundidad_slab” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: profundidad_slab	
Aquí se almacena la profundidad al slab por volcán	
Campos	Datos de ejemplo
volcanonumber	341030
volcanoname	Ceboruco
profundidad	93.25
fuelle	Syracuse y Abers (2006)

- **Espesor de la corteza terrestre (tabla: “espesor_corteza”)**

El modelo CRUST1.0 (Laske et al., 2012) proporciona los datos del espesor de la corteza terrestre (profundidad a Moho), la densidad, el espesor de la cubierta sedimentaria y las velocidades promedio de las ondas sísmicas compresionales para la corteza y el manto superior, definidos en grillas de 1 grado. Las fuentes de estos modelos provienen de estudios de fuentes sísmicas activas (para asignar las velocidades como función de la profundidad), de función receptora y mapas publicados de Moho. Para la visualización de los resultados del modelo CRUST1.0 en Google Earth, se utilizó el desarrollo realizado por Zhu et al. (2016) (Fig. 4.10).

Para la presente investigación se tomaron los datos del espesor de la corteza terrestre tomando en cuenta la localización de los volcanes (Tabla 4.12).

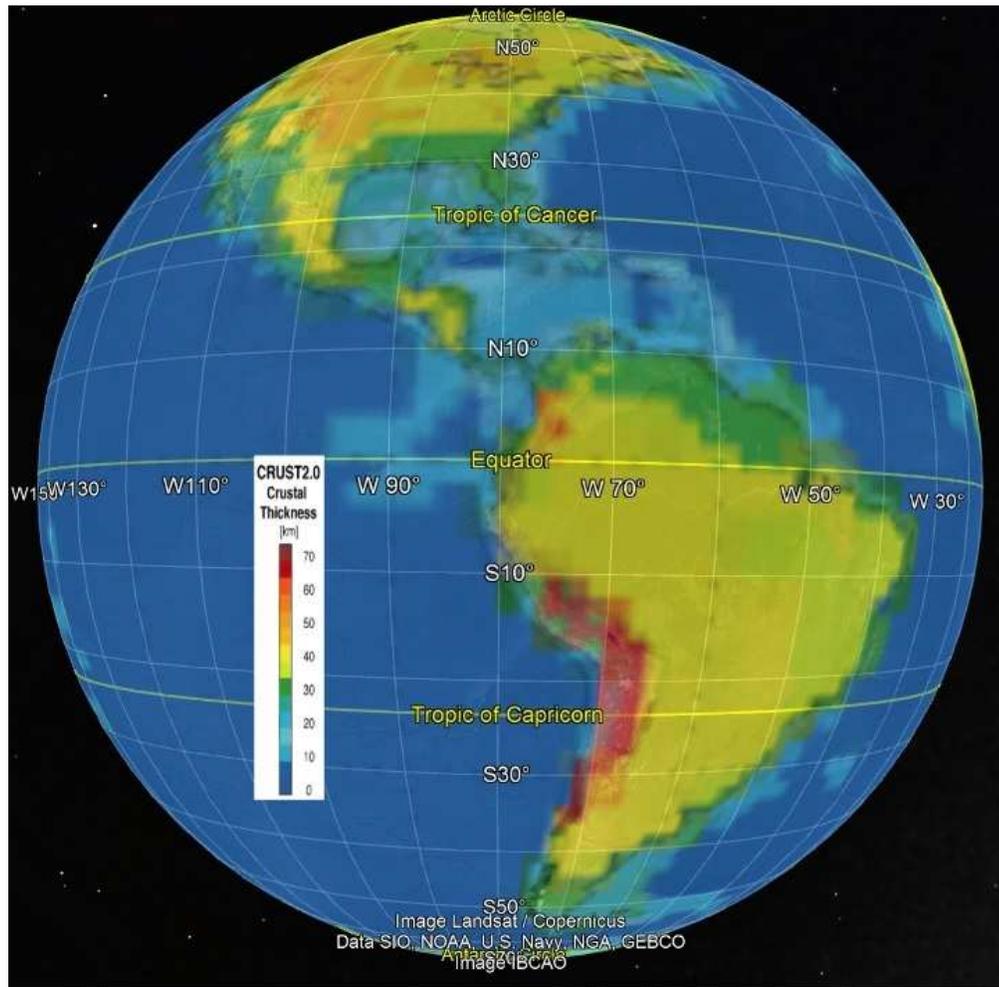


Figura 4.10. Representación de espesores de la corteza en Google Earth. Fuente Zhu et al., (2016)

Tabla 4.12. Tabla “espesor_corteza” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: espesor_corteza	
Aquí se almacena el espesor de la corteza por volcán	
Campos	Datos de ejemplo
volcanonumber	341030
volcanoname	Ceboruco
espesor	30

- **Edad de la corteza oceánica (tabla: “edad_corteza_oceanica”)**

Müller et al. (1997) realizó la reconstrucción global de las isócronas de la litosfera oceánica, obtenida en base a un modelo de reconstrucción de placas, identificación de anomalías magnéticas y de zonas de fractura. Este trabajo es presentado en formato digital y puede ser visualizado en Google Earth (extensión KMZ), se encuentra disponible gracias al trabajo del Earth Byte group (2016) de la Universidad de Sídney (Australia) (Fig.4.11).

Para la presente investigación, la edad de la litósfera oceánica es determinada como la edad del material que subduce en la trinchera, teniendo en cuenta la dirección de convergencia (DeMets et al., 1994). En la base de datos a cada sector se le asignó una edad con ayuda del material adicional de Syracuse y Abers (2006). (ver Tabla 4.13)

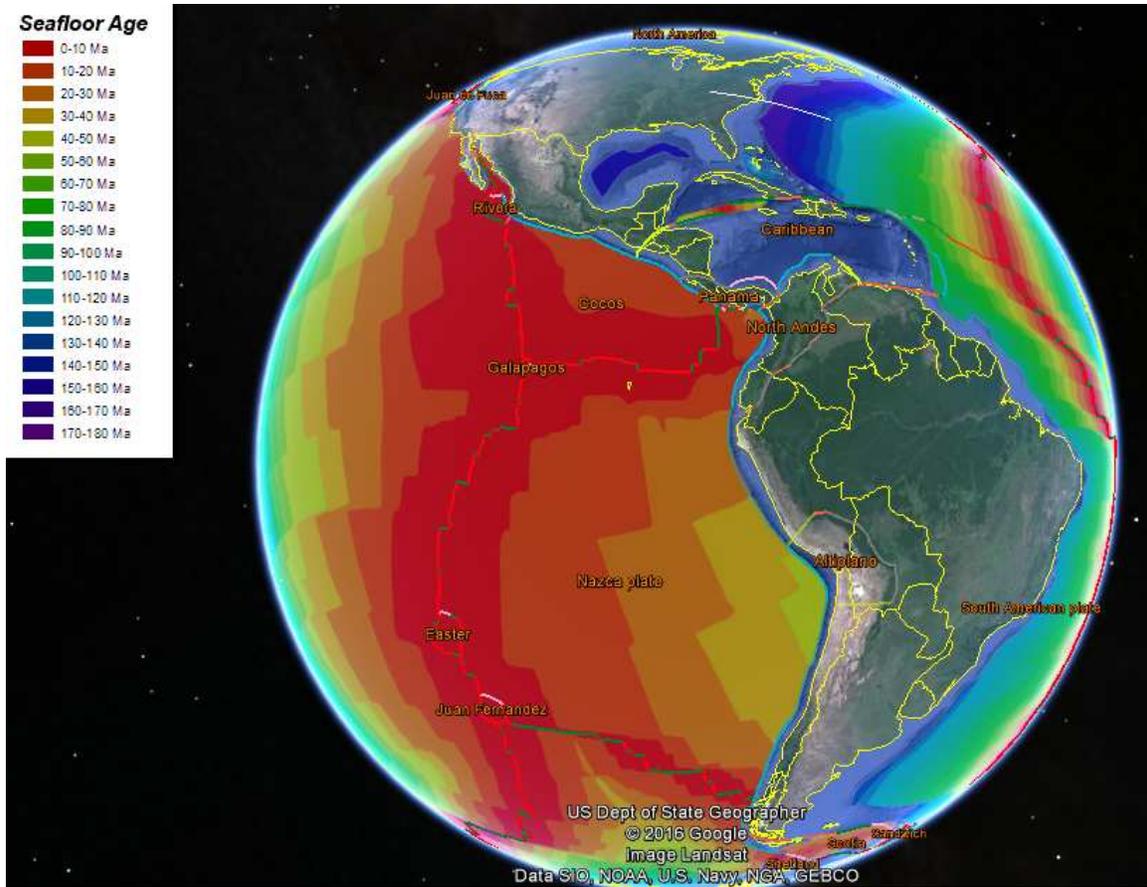


Figura 4.11. Representación en Google Earth de las isócronas de la litosfera oceánica según Müller et al., (1997) y Müller et al., (2008).

Tabla 4.13. Tabla “edad_corteza_oceanica” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: edad_corteza_oceanica	
En esta tabla se almacena los datos de la corteza oceánica por sector en Ma	
Campos	Datos de ejemplo
sector	23
edad	39.7
fuelle	Syracuse y Abers (2006)

- **Energía sísmica por sector (tabla: “energía_sismica_sector”)**

En esta tabla adicional almacena la suma de energía por sector que fue calculada después de realizar las conversiones de los diferentes tipos de magnitudes encontradas en el catálogo de sismos del Centro Nacional de Información de Sismos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIC, <http://earthquake.usgs.gov>), como se explicó en la sección 4.2.2. Bases de datos sísmicos (ver tabla 4.14).

Tabla 4.14. Tabla “energía_sismica_sector” con su descripción, sus campos y datos de ejemplo.

Tabla: energía_sismica_sector	
En esta tabla se guardan los datos de la energía sísmica calculada por sector en julios	
Campos	Datos de ejemplo
sector	2
energia_sis	2.28437e+017

4.2.4. Sistema de Información Geográfica

El SIG es capaz de visualizar y modificar los datos almacenados en las tablas de las bases de datos que han sido desarrolladas en este proyecto, mediante una conexión que se establece entre QGIS y las bases de datos en PostgreSQL. El proceso para realizar dicha conexión QGIS es el siguiente:

- 1) En PostgreSQL se seleccionan los datos de una tabla (p. ej. “tabla_volcan”) la cual se quiere visualizar en QGIS
- 2) Se copian estos datos en una hoja de cálculo y se graba con formato de valores separados por comas (CVS: comma-separated values)
- 3) En QGIS se adiciona una capa de texto delimitado por un carácter.

4) Una vez visualizada esta capa se debe guardar nuevamente como una tabla en la base de datos, pero esta vez georreferenciada

5) Seleccionar la “tabla_volcan” y borrarla

Al seguir estos pasos se tiene que la nueva tabla georreferenciada puede ser modificada en PostgreSQL o en QGIS, con lo cual se tiene una sincronización de los datos.

El SIG además cuenta con unos elementos que permiten identificar los rasgos de las ZSMC tales como: placas tectónicas, límites administrativos, lugares más poblados y líneas costeras (Fig. 4.12).

- **Placas Tectónicas**

La conversión del conjunto de datos sobre las placas tectónicas y sus bordes originalmente publicado por Bird (2003) a un archivo de capas (para ser utilizado en cualquier GIS), fue realizada por una comunidad mundial de desarrolladora de software denominada github.com. Para la implementación de las placas tectónicas en el QGIS se bajó el archivo PB2002_plates de la página web: <https://github.com/fraxen/tectonicplates>

- **Límites administrativos, lugares más poblados y líneas costeras**

Estos elementos fueron integrados al GIS y fueron obtenidos del portal github.com. El sitio web utilizado fue: <https://github.com/nvkelso/natural-earth-quick-start/>

A continuación, se listan las capas fueron implementadas en el GIS, con el nombre del archivo correspondiente (ver Fig. 4.12):

Límites administrativos: 10m_admin_0_boundary_lines_land

Lugares más poblados: ne_10m_populated_places

Líneas costeras: 10m_coastline

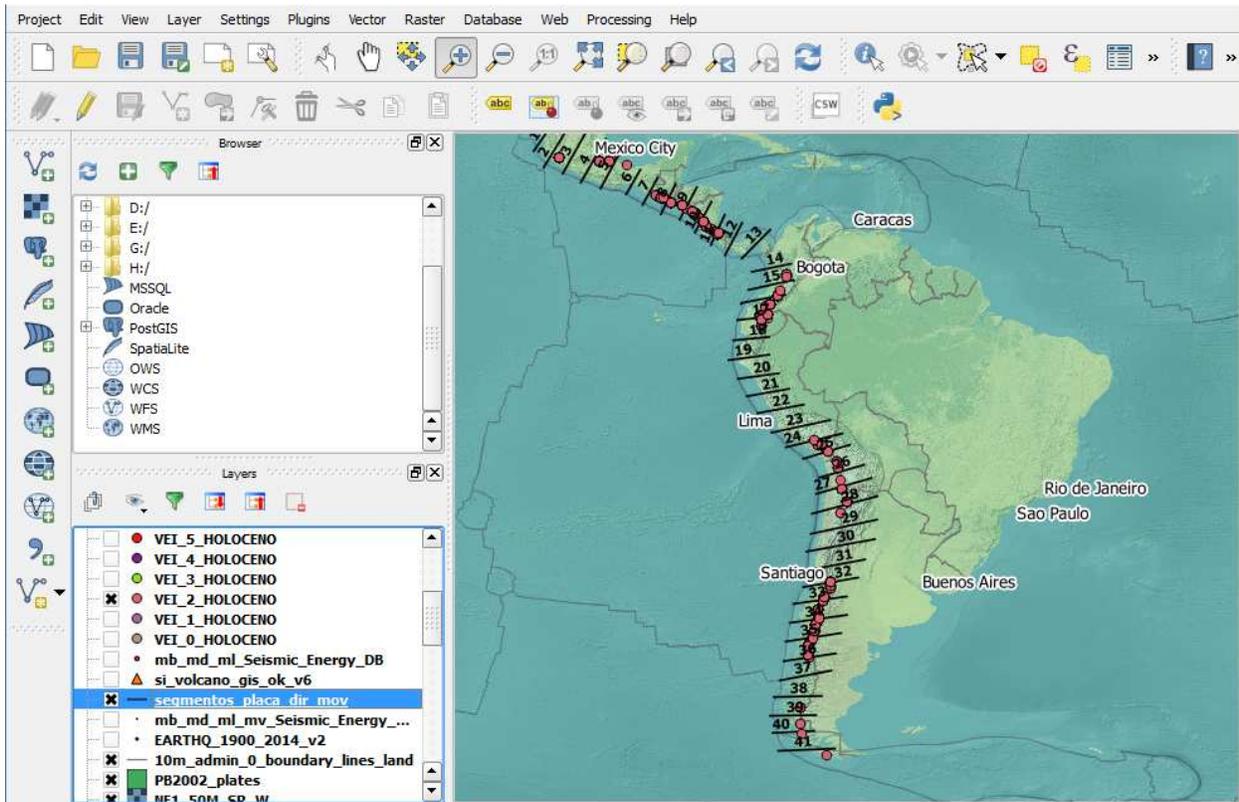


Figura 4.12. Elementos del Sistema de Información Geográfica en QGIS. Divisiones de las ZSMC en sectores y selección de erupciones con VEI 2, registradas desde el Holoceno (Fuentes: VOTW-ZSMC, Bird, 2003)

4.2.5. Base de datos de monitoreo volcánico

Con el objeto de realizar un diagnóstico del estado del monitoreo volcánico relacionado con equipos y personal que trabaja en las Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica (IMIV) en los países Latinoamericanos, se desarrolló inicialmente la base de datos VOMODA (Volcano Monitoring database), cuyo desarrollo fue apoyado por la IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior). Luego esta base de datos fue adaptada para ser utilizada a nivel mundial, dando origen a una nueva versión que se denominó: GLOVOREMID (Global Volcano Research and Monitoring Institutions database), cuya

adecuación fue auspiciada por el Modelo Global de Volcanes (GPV: Global Volcano Model). Esta nueva versión tiene la capacidad de funcionar en dos idiomas: español e inglés.

GLOVOREMID es una base de datos relacional, la cual consiste en un conjunto de tablas y sus vínculos, las cuales contienen datos de volcanes, países, IMIV y personal capacitado que trabaja en dichas instituciones. El diseño de las bases de datos y sus relaciones fueron realizados bajo el modelo de normalización (Silberschatz et al., 2002).

GLOVOREMID consta de dos componentes principalmente, el sistema de base de datos y la interfaz de usuario, que permite la comunicación entre los usuarios y la base de datos a través de Internet. Para el desarrollo de estos componentes en GLOVOREMID, se aplicaron técnicas de planeación estratégica del manejo de la información, para lo cual se realizaron tres etapas: 1) Análisis de la información y tecnología existentes en las IMIV 2) Desarrollo del plan estratégico del manejo de la información y 3) Resultado concreto del análisis que consiste en el desarrollo del software (Lombana et al, 2015) (Anexo 4.2)

La base de datos GLOVOREMID tiene 7 tablas que representan las entidades tales como: volcán, país e IMIV (Fig. 4.13). Existen 23 tablas diccionario que almacenan códigos de tipos de datos, por ejemplo: tipo estación monitoreo, tipo estación deformación y tipo laboratorio. Y las tablas vínculo que relacionan las tablas entidad con las tablas diccionario. Se crearon 21 tablas tipo vínculo entre ellas mencionamos: estación deformación volcán, institución monitoreo volcán y usuario volcán (Fig.4.14). El diagrama completo con todas las tablas de la base de datos GLOVOREMID se presenta en el Anexo 4.3.

El Diseño de GLOVOREMID y los datos que se almacenaron se encuentran con su respectivo registro público de derecho de autor (Anexo 4.4). De desarrolló además una guía de instalación que se encuentra en el Anexo 4.5.

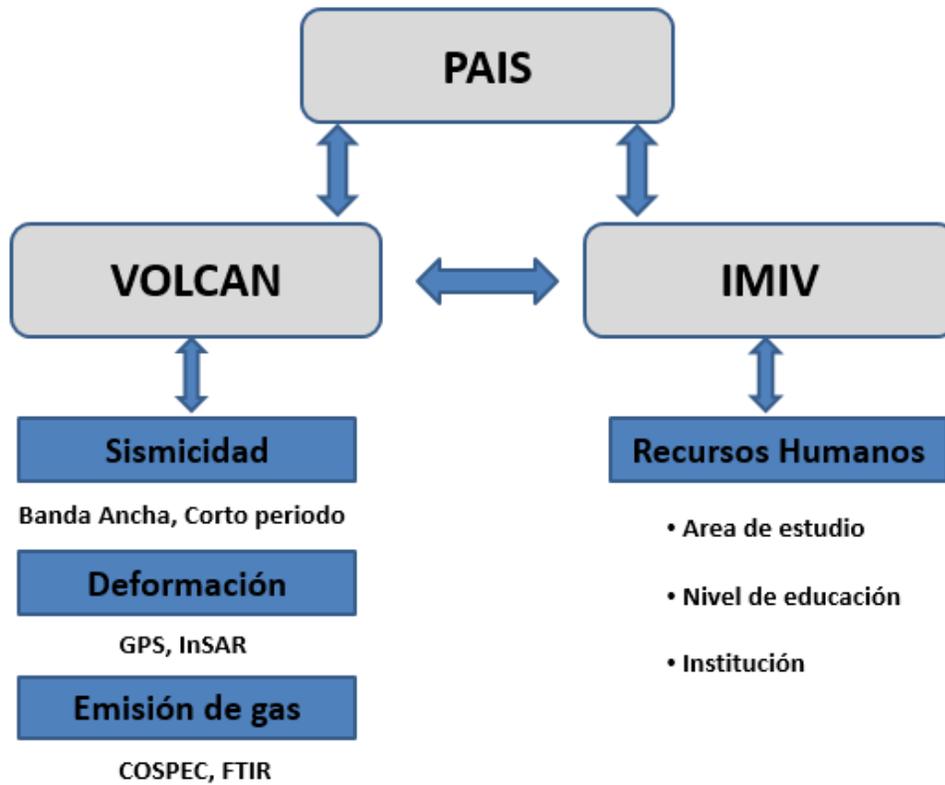


Figura 4.13. Esquema de las principales entidades y relaciones de GLOVOREMID

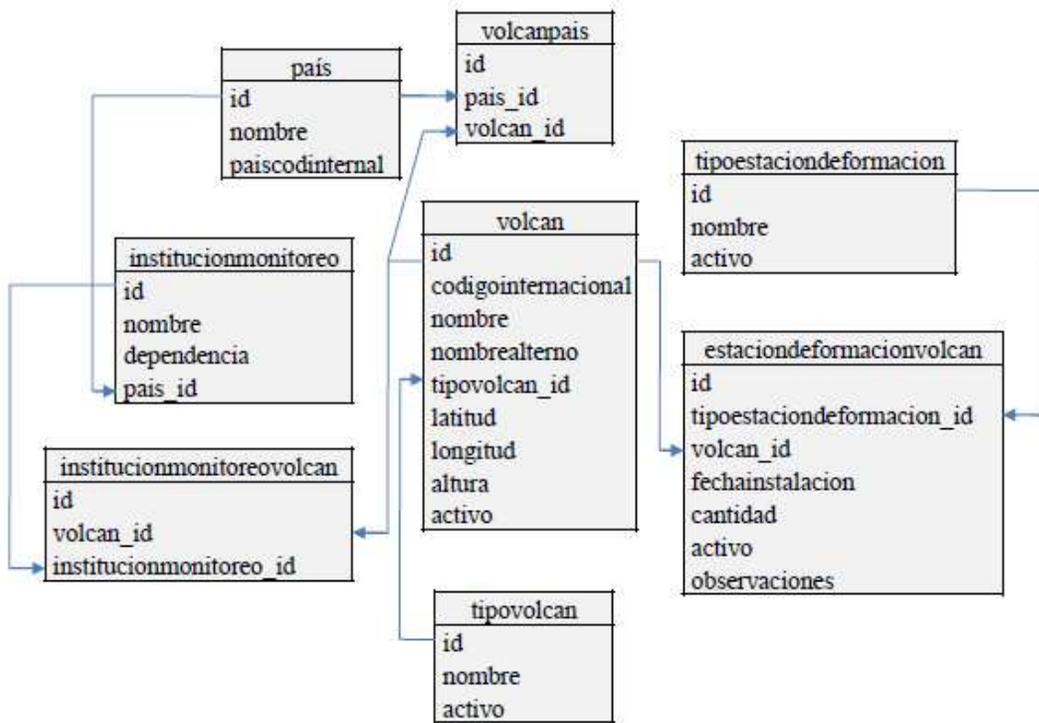


Figura 4.14. Diagrama simplificado de entidades y relaciones en GLOVOREMID

La fuente de los datos utilizados para alimentar a GLOVOREMID fue básicamente la base de datos VOTW4.0 y la información suministrada por cerca de 30 Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica (IMIV) y se tienen datos actualizados hasta 2012 (Tabla 4.14).

Tabla 4.15. Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica (IMIV) en Latinoamérica que suministraron datos a GLOVOREMID

PAIS	INSTITUCIÓN	UNIVERSIDAD
MÉXICO	Protección Civil del Estado de México	Servicio Sismológico Nacional (SSN). UNAM
	Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED)	Centro de Monitoreo Vulcanológico y Sismológico de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH)
		Centro de Ciencias de la Tierra. Universidad Veracruzana
		Centro Universitario de Estudios e Investigaciones de Vulcanología. Universidad de Colima
		Instituto Geofísica. UNAM
GUATEMALA	Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH)	
EL SALVADOR	Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Dirección General del Observatorio Ambiental (SNET-MARN)	
NICARAGUA	Instituto Nicaragüense de estudios territoriales (INETER)	
COSTA RICA	Observatorio Sismológico y Vulcanológico Arenal-Miravalles (OSIVAM)	Red Sismológica Nacional. Escuela Centroamericana de Geología (RSN: UCR-ICE)
	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI)	
PANAMA		Universidad de Panamá

PAIS	INSTITUCIÓN	UNIVERSIDAD
COLOMBIA	Servicio Geológico Colombiano	Universidad de Nariño
ECUADOR		Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN)
PERU	Instituto Geofísico del Perú (IGP)	
	Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET)	
CHILE	Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)	Universidad de Atacama (UDA)
ARGENTINA	Agencia Espacial Argentina	Universidad de Salta
		Universidad de Buenos Aires
	Volcanic Ash Advisory Centers (VAAC)	Instituto Geonorte
	Servicio Geológico Argentino	Grupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes activos (GESVA)

La interfaz de usuario consta de tres módulos: de gestión de administración, del sistema y de gestión de perfil del usuario. A continuación, se hace una breve descripción de cada uno de ellos:

- **Módulo de Administración**

A este módulo solo puede acceder el administrador quien tiene los siguientes privilegios: crear, modificar y eliminar usuarios, IMIV y equipos de monitoreo. En este módulo además existe un blog que tiene como objeto principal mejorar la comunicación entre el personal que trabaja en las diferentes IMIV.

- **Módulo del Sistema**

Este módulo permite visualizar los volcanes por país y adicionar o consultar sus equipos de monitoreo. Además, se pueden crear las IMIV y asociarlas a un país. Aquí también se pueden crear y asociar el recurso humano que labora en las IMIV. (Figura 4.15)

The screenshot shows a web interface for volcano management. On the left is a sidebar with 'Management options' (Users, Blog) and a main menu (System, Profile Management, Blog and help, Session). The main content area has a search form for volcanoes by name and by country (currently set to GUATEMALA). Below the search is a 'New volcano' link and a list of volcanoes in Guatemala. A table below the list displays the following data:

OPTIONS (Enabled if volcano is associated with your account)	International code	Name	Alternate name	Type of volcano	Show details	Edit	Delete
SELECT YOUR OPTION...	1401-13=	TACANA		STRATO VOLCANO(ES)			
SELECT YOUR OPTION...	1402-02=	TAJUMULCO		STRATO VOLCANO(ES)			
SELECT YOUR OPTION...	1402-03	SANTA MARIA		CENTRAL VOLOCANO			
SELECT YOUR OPTION...	1402-03=	SANTIAGUITO		STRATO VOLCANO(ES)			
SELECT YOUR OPTION...	1402-04=	ALMOLONGA		STRATO VOLCANO(ES)			

Figura 4.15. Módulo del Sistema en GLOVOREMID

- **Módulo de Gestión de Perfil del Usuario**

Los usuarios pueden modificar sus datos a través de este módulo. Solo el administrador es capaz de crear o eliminar los registros de los usuarios.

4.3. Consultas a las bases de datos

Las bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC, símica y geodinámica se encuentran instaladas en un servidor de Geofísica. Para actualizarlas y consultarlas se utiliza el Lenguaje de Consulta Estructurada (SQL: Structured Query Language), el cual por medio de sentencias permite el acceso a cada una base de datos. Una guía completa sobre el uso de las sentencias de consulta y

actualización en SQL se puede obtener en el portal de PostgreSQL (<https://www.postgresql.org/manuals>). Así mismo, las bases de datos creadas se pueden consultar de manera gráfica a través del SIG mediante la conexión que se establece con las bases de datos.

4.3.1. Base de datos de erupciones volcánicas

A continuación, se presentan ejemplos para realizar consultas usando SQL a las bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC.

- **Consulta en VOTW-ZSMC**

Para obtener información de una o varias tablas en una base de datos se utiliza la sentencia SELECT su forma general se escribe así:

SELECT información de las columnas de las tablas

FROM tabla/tablas

WHERE condición

Un ejemplo de consulta a la base de datos VOTW-ZSMC se podría plantear así: ¿Cuáles son los tipos de rocas de los volcanes en las ZSMC? En la parte superior de la figura 4.16 se escribe la consulta en SQL y en la parte inferior se obtiene el resultado.

The screenshot shows an SQL Editor window with a query and its results. The query is:

```

select volcano.volcanonumber, volcano.volcanoname, volcano.country,
volcanorocktype.rocktypesnames
from volcano, volcanorocktype
where volcano.volcanonumber = volcanorocktype.volcanonumber

```

The results are displayed in a table with the following columns: **volcanonumber** (integer), **volcanoname** (character varying), **country** (character varying), and **rocktypesnames** (character varying(100)).

	volcanonumber integer	volcanoname character varying	country character varying	rocktypesnames character varying(100)
1	344133	Lajas, Las	Nicaragua	Basalt / Picro-Basalt
2	344040	Telica	Nicaragua	Basalt / Picro-Basalt
3	357021	Maipo	Chile-Argentina	Trachyandesite / Basaltic trachy-andesite
4	352020	Guagua Pichincha	Ecuador	Andesite / Basaltic Andesite
5	343041	Coatepeque Caldera	El Salvador	Rhyolite
6	342170	Chingo	Guatemala-ElSalvador	Andesite / Basaltic Andesite
7	355131	Solo, El	Chile-Argentina	Dacite
8	357072	Tromen	Argentina	Andesite / Basaltic Andesite
9	341095	Naolinco Volcanic Field	Mexico	Basalt / Picro-Basalt
10	358024	Apagado	Chile	Basalt / Picro-Basalt
11	343060	Ilopango	El Salvador	Dacite

Figura 4.16. Ejemplo de consulta a la base de datos VOTW-ZSMC

- **Consulta en LaMEVE-ZSMC**

Un ejemplo de consulta con la sentencia SELECT a la base de datos LaMEVE-ZSMC podría ser: ¿Cuáles son las erupciones registradas del Nevado de Colima? Esta consulta se escribe como en la figura 4.17.

SQL Editor Graphical Query Builder

Previous queries Delete

```

select vog_volcano_alt_name.alt_name, vog_eruption.unit_name, vog_eruption.comments
from vog_volcano_alt_name , vog_eruption
where
vog_volcano_alt_name.volcano_id = vog_eruption.volcano_id and
vog_volcano_alt_name.alt_name = 'Nevado de Colima'

```

Output pane

Data Output Explain Messages History

	alt_name character varying(200)	unit_name character varying(255)	comments character varying(2000)
1	Nevado de Colima	1622 AD	
2	Nevado de Colima	1818 AD	
3	Nevado de Colima	1890 AD	
4	Nevado de Colima	1913 AD	
5	Nevado de Colima	Eruption w/ avalanche	Calibrated BP date calculated using Calib: 4900 ± 380.
6	Nevado de Colima	1585 AD	
7	Nevado de Colima	1606 AD	

Figura 4.17. Ejemplo de consulta a la base de datos LaMEVE-ZSMC

4.3.2. Base de datos sísmicos

La tabla que contiene los datos de sismicidad se llama `earthq_mag_1900_2014` y un ejemplo de consulta con la sentencia `SELECT` podría ser: ¿Cuáles son los sismos ocurridos en México desde 1900 con una magnitud mayor a 7.5? Esta consulta se escribe como en la figura 4.18.

SQL Editor Graphical Query Builder

Previous queries Delete

```

select time, mag, depth, place from earthq_mag_1900_2014
where place like '%$Mexico%' and mag > 7.5

```

Output pane

Data Output Explain Messages History

	time character varying	mag double	depth double precision	place character varying
1	1902-09-23T20:18:00	7.8	0	Chiapas, Mexico
2	1903-01-14T01:47:00	7.7	0	off the coast of Oaxaca, Mexico
3	1907-04-15T06:08:25	7.8	30	Oaxaca, Mexico
4	1911-06-07T11:02:50	7.6	30	Michoacan, Mexico
5	1928-06-17T03:19:34	7.9	20	Oaxaca, Mexico
6	1928-03-22T04:17:05	7.6	15	Oaxaca, Mexico
7	1932-06-22T12:59:31	7.7	25	Jalisco, Mexico
8	1932-06-18T10:12:11	7.8	15	Colima, Mexico
9	1932-06-03T10:36:56	8.1	15	Jalisco, Mexico
10	1931-01-15T01:50:48	7.6	35	Oaxaca, Mexico
11	1941-04-15T19:09:57	7.6	30	Michoacan, Mexico
12	1957-07-28T08:40:12	7.6	37.8	Guerrero, Mexico
13	1979-03-14T11:07:16	7.6	49	Guerrero, Mexico

Figura 4.18. Ejemplo de consulta a la base de datos sísmicos

4.3.3. Base de datos geodinámicos

Las consultas a la base de datos GEODINAMICA-ZSMC se pueden combinar con las bases de datos de erupciones volcánicas (VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC) y un ejemplo de consulta es el siguiente: ¿Cuál es la suma de los volúmenes de los volcanes del sector 2? (Fig. 4.19)

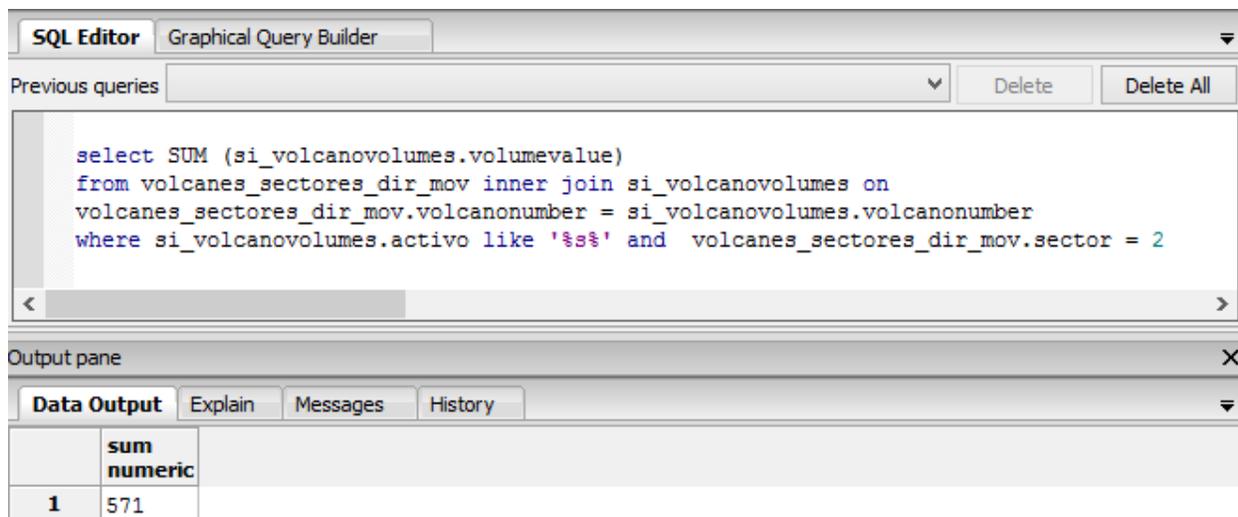


Figura 4.19. Ejemplo de consulta a la base de datos GEODINAMICA-ZSMC

4.3.4. Sistema de Información Geográfica

Las consultas al SIG dependen de la conexión entre PostgreSQL y QGIS, la cual se logra instalando en pgAdmin III, las extensiones plpgsql y postgis. Luego en QGIS se establece una conexión con las bases de datos mediante la herramienta DB Manager. La gran ventaja que ofrece la interacción de estos dos programas es la posibilidad de hacer consultas gráficas a las bases de datos mediante el uso los mapas en QGIS.

Por medio de la conexión que se establece entre QGIS y el sistema de bases de datos en PostgreSQL, se puede visualizar una consulta en los mapas de QGIS, para ello, el proceso que se debe llevar a cabo es el siguiente:

- 1) En PostgreSQL se seleccionan los datos de una tabla la cual se quiere visualizar en QGIS
- 2) Se copian estos datos en una hoja de cálculo y se graba con formato de valores separados por comas (cvs: comma-separated values)

- 3) En QGIS se adiciona una capa desde un archivo con formato texto delimitado por un carácter.
- 4) Una vez visualizada esta capa se debe guardar nuevamente como una tabla en la base de datos, pero esta vez georreferenciada.
- 5) Borrar la tabla en formato cvs para evitar tablas duplicadas.

Al seguir estos pasos se tiene que la nueva tabla georreferenciada puede ser consultada y modificada en PostgreSQL o en QGIS, con lo cual se tiene una sincronización de los datos.

En QGIS se puede utilizar dos tipos de consultas: visual y a través del generador de consultas (query builder). Para la consulta visual, se puede utilizar tres herramientas del QGIS: consulta por polígonos, con manos libres y por radio. El generador de consultas de QGIS permite a través de código filtrar los datos, seleccionando directamente en la base de datos y luego desplegando el resultado de la consulta en QGIS. Por ejemplo, si queremos obtener las erupciones volcánicas del Holoceno con VEI 2, pero solo las que ocurrieron en Colombia, en el generador de consultas se escribe la expresión “country” = ‘Colombia’ (ver Fig. 4.20)

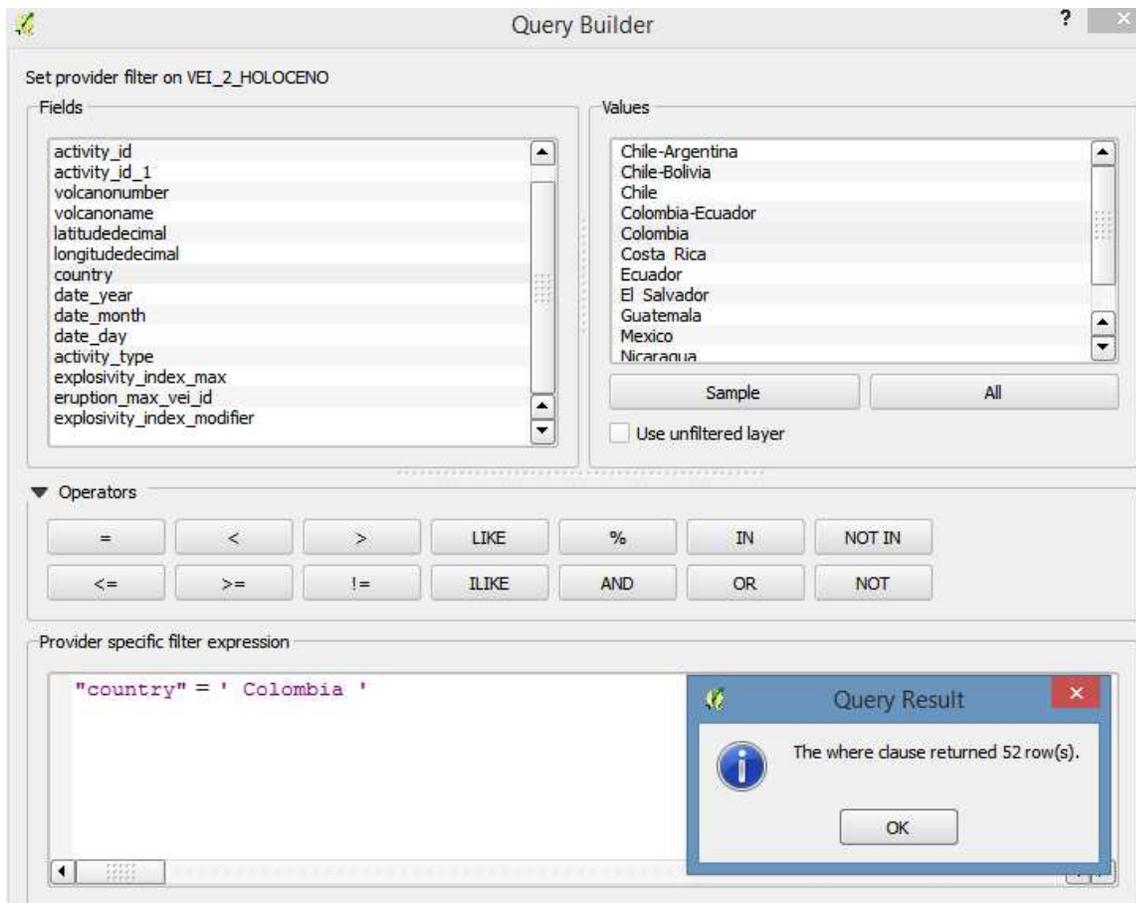


Figura 4.20. Ejemplo de selección de datos mediante el generador de consultas en QGIS

4.3.5. Base de datos de monitoreo volcánico

Una característica de GLOVOREMID es que se encuentra disponible en línea para ser actualizada y consultada en inglés o español a través del siguiente enlace:

<http://132.248.182.158/glovoremid/>

Para tener acceso a GLOVOREMID se debe solicitar una clave al administrador. Una vez se tiene la entrada al sistema, la interfaz gráfica desarrollada en lenguaje PHP permite la actualización y consulta de los datos almacenados en esta base de datos.

Las consultas aquí se hacen por volcán, en el menú Sistema y se digita el nombre del volcán y se realiza la búsqueda. Como ejemplo tomamos el volcán Galeras en Colombia para el cual se despliega la información como en la figura 4.21.

[volcanes/Volver](#)

- ▶ Administración
- ▼ Sistema
- [Volcanes](#)
[Instituciones de monitoreo](#)
- ▶ Mi perfil
- ▶ Blog y ayudas
- ▶ Sesión

Resumen para el volcán: GALERAS

Relación de estaciones de monitoreo

Tipo estación m.	Fecha instalación 1	Fecha instalación 2	Cantidad	Observaciones	Activo
CORTO PERIODO 3			3	Sismómetros Sercel L4C-3D , digitalizador CMG-D24-2000, VCO USGS con multiplexador EENTECH, y VCO EENTECH PTS-3BG-3.	1
CORTO PERIODO 1			1	Sismómetro Sercel L-4C y VCO EENTECH	1

Relación de estaciones de deformación

Tipo estación	Fecha instalación 1	Fecha instalación 2	Cantidad	Observaciones	Activo
INCLINOMETRO			5	Inclinómetro APPLIED GEOMECHANICS, modelo 701-2A	1
EDM			1	1 línea: 11 puntos, medidas cada 15 días si el clima lo permite	1

Relación de estaciones de deformación

Tipo estación	Fecha instalación 1	Fecha instalación 2	Cantidad	Observaciones	Activo
INCLINOMETRO			5	Inclinómetro APPLIED GEOMECHANICS, modelo 701-2A	1
EDM			1	1 línea: 11 puntos, medidas cada 15 días si el clima lo permite	1

Figura 4.21. Resultado de consulta de los equipos de monitoreo del volcán Galeras (Colombia) en GLOVOREMID

CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Una vez se tiene el desarrollo del sistema de bases de datos volcánicos, sismológicos y de parámetros de subducción, se realizan gráficas que permiten observar si existe relación entre: número de volcanes, sus volúmenes, el tamaño de las erupciones, el tipo de roca, VEI y las velocidades de convergencia, profundidad del slab bajo los volcanes, espesor de la corteza y edad de corteza oceánica en la trinchera.

Más adelante, se realiza un diagnóstico de la capacidad de monitoreo volcánico en Latinoamérica mediante el análisis de datos almacenados en la base de datos GLOVOREMID y se establecen los niveles de riesgo para los volcanes teniendo en cuenta tres parámetros: niveles de monitoreo, niveles de peligro volcánico e índices de exposición de la población en las zonas de influencia volcánica de las ZSMC.

5.1. Relaciones entre parámetros geodinámicos y vulcanismo en las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)

5.1.1. Velocidad de convergencia y número de volcanes

El número de volcanes en la base de datos VOTW4.0 es una aproximación al número que existe realmente, esto debido a que se contabiliza un complejo volcánico como una unidad en lugar de enumerar a cada uno de los volcanes que lo constituyen. Cuando se grafica el número de volcanes en las ZSMC con relación a la velocidad de convergencia, se obtiene una relación de tipo exponencial. El mayor número de volcanes se presenta cuando la velocidad de convergencia de las placas es de 60 – 80 mm/año, tal como lo plantearon Syracuse y Abers (2006) (Fig. 5.1). La gráfica 5.2 muestra la densidad de los volcanes en la ZSMC.

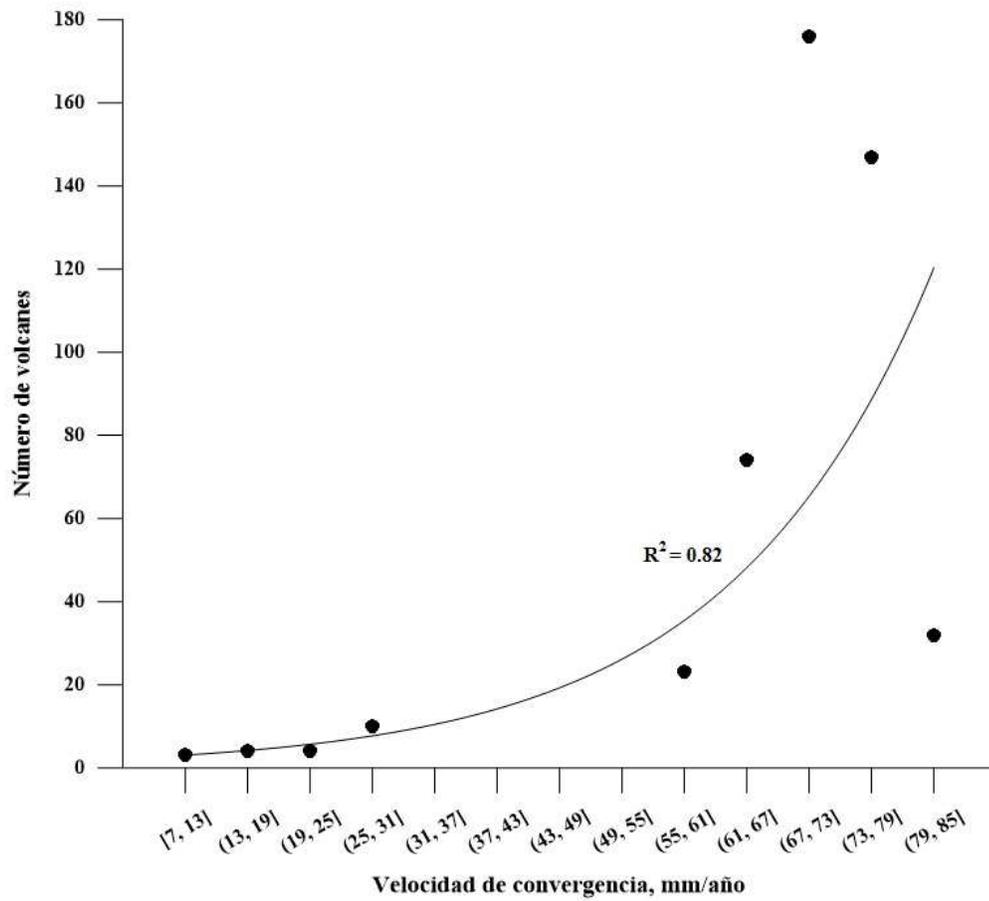


Figura 5.1. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y número de volcanes en las ZSMC. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

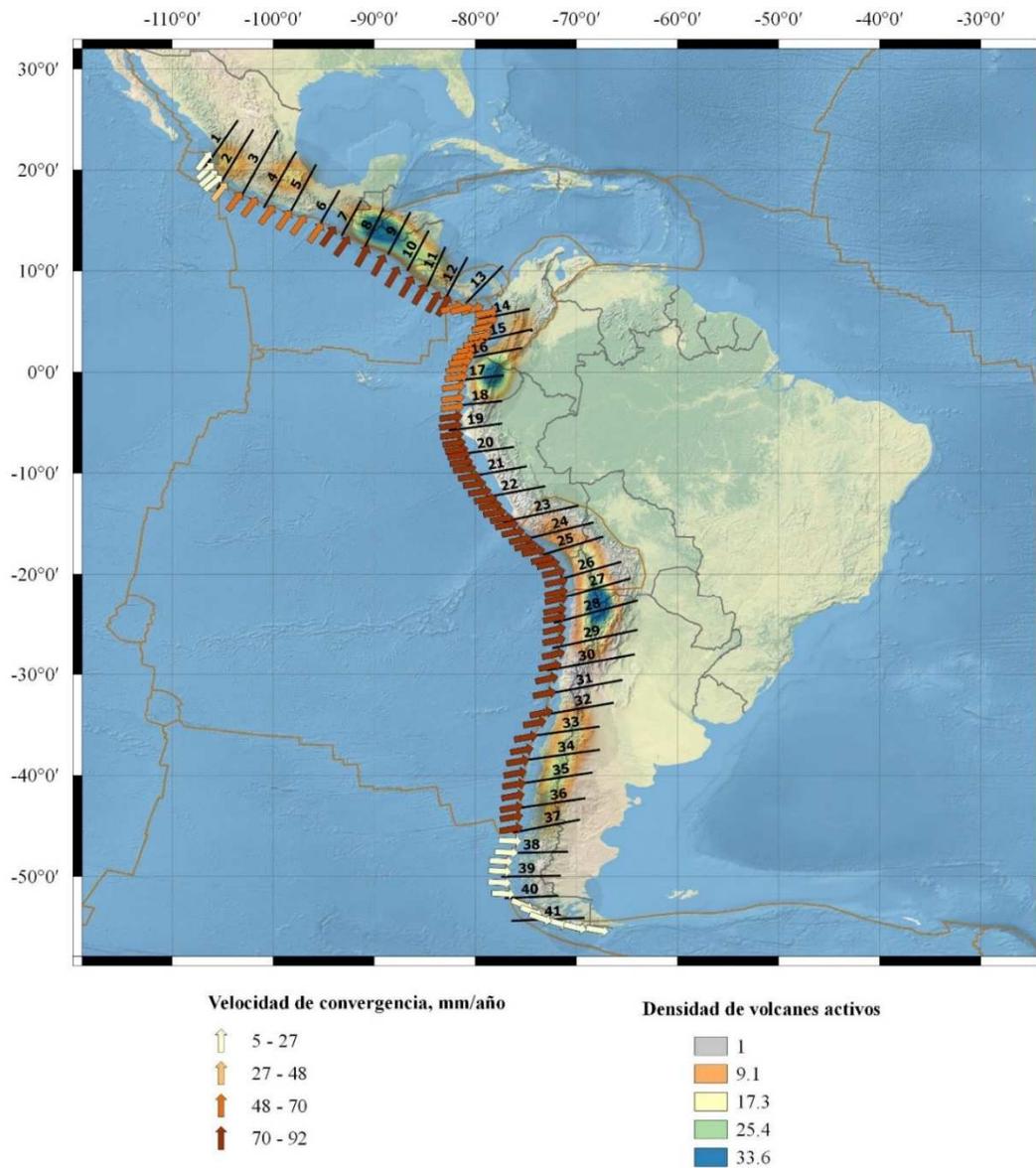


Figura 5.2 Mapa de densidad de volcanes en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC)

5.1.2. Velocidad de convergencia y volumen de volcanes

Los volúmenes de los volcanes de la base de datos VOTW4.0 fueron complementados, mediante una búsqueda bibliográfica (Carr et al., 2004; Grosse et al, 2014 y SERNAGEOMIN), lográndose obtener los volúmenes de aproximadamente un 50% del total de volcanes. Cuando graficamos los volúmenes de los volcanes en relación con la velocidad de convergencia, se observa que la relación entre estos dos parámetros es de tipo exponencial (Fig. 5.3). Los volcanes y campos volcánicos que cuentan con mayor volumen son: campo volcánico Michoacán-Guanajuato (1140 km³, Hasenaka y Carmichael, 1985; México, sector 3), Calabozos (1080 km³, Grunder y Mahood, 1988; Chile, sector 33), San Martin Pajapan (680 km³, Nelson y Gonzales-Carver, 1992; México. Sector 5), Cofre de Perote (622 km³, Grosse et al., 2014; México, sector 4). Los volcanes mencionados, tienen asociados velocidades de convergencia entre 60 y 80 mm/año (Fig. 5.4).

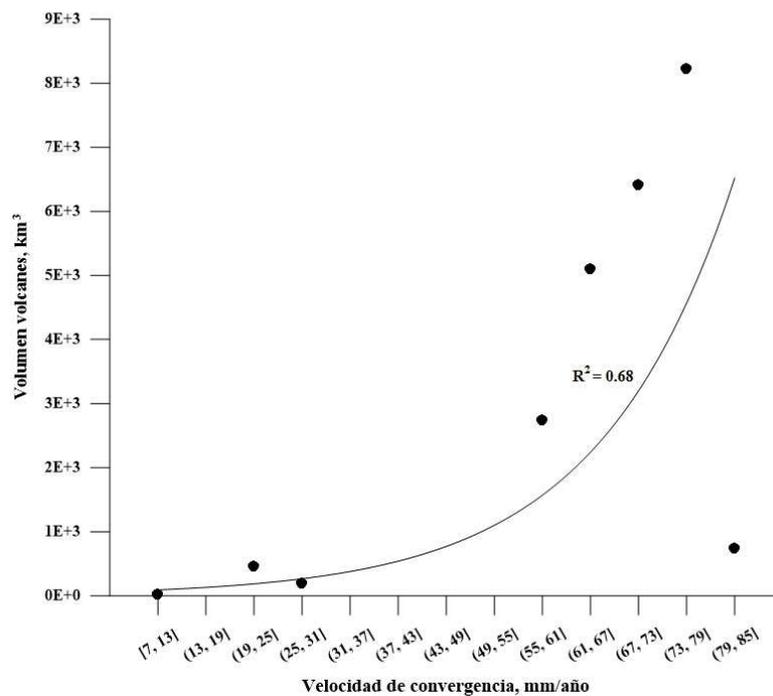


Figura 5.3. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y volúmenes de volcanes en las ZSMC. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

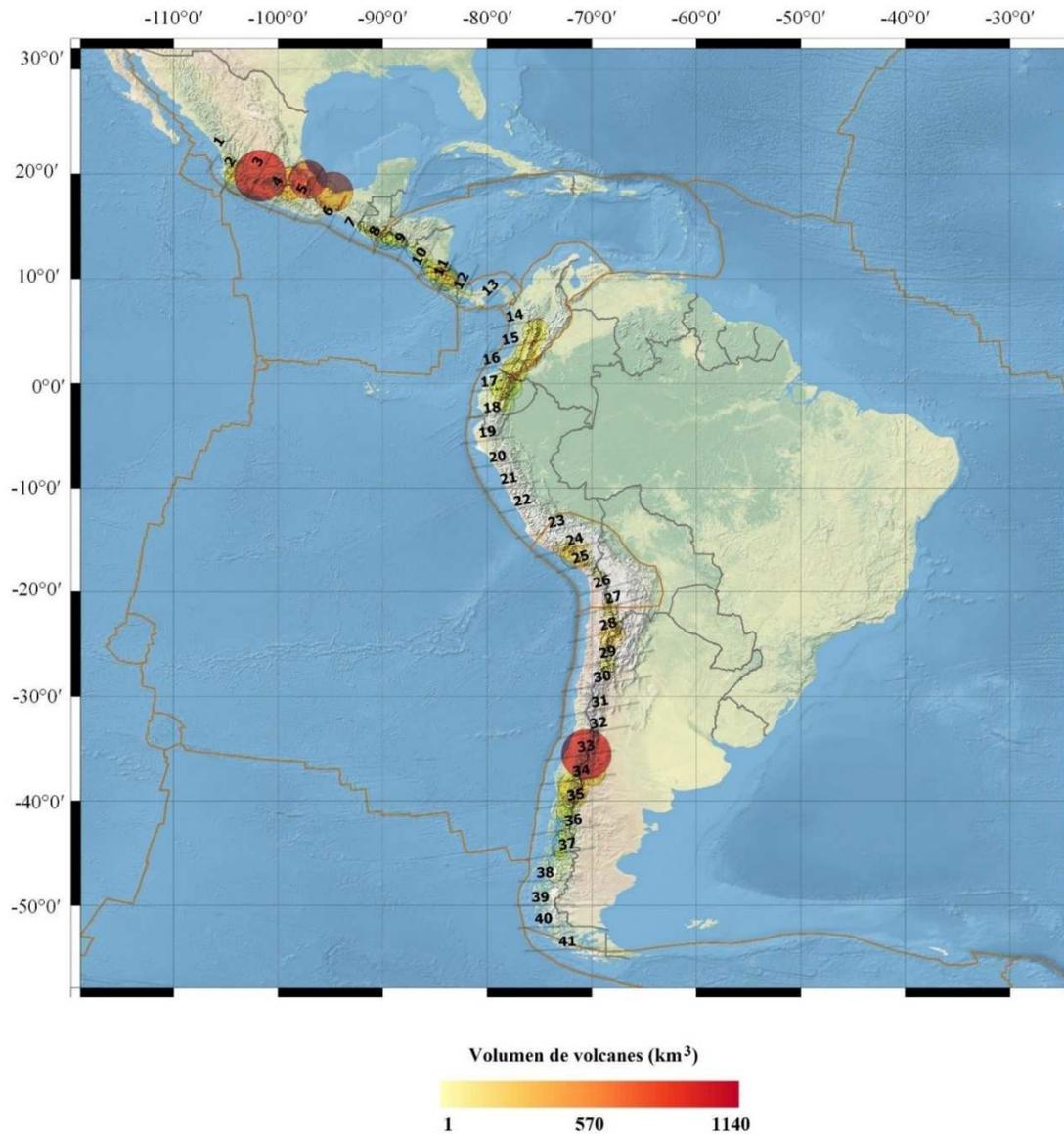


Figura 5.4 Volúmenes de volcanes en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

5.1.3. Velocidad de convergencia y volumen de erupciones volcánicas por tipo de roca

Estudios experimentales de la fusión de la peridotita realizados por Hirose y Kawamoto (1995) establecen que el grado de fusión del magma está linealmente relacionado con el contenido de agua del fundido, el cual depende de la edad de la corteza oceánica y principalmente de la tasa de

subducción (Davies y Bickle, 1991; George et al., 2003). Por lo tanto, entre más alta la tasa de subducción, hay más adición de agua que genera un aumento del índice de fusión parcial y se incrementa la tasa de producción del magma (Huang y Lundstrom, 2007).

Los mayores volúmenes de erupciones volcánicas en las ZSMC, según el tipo de roca distribuidas de acuerdo a la velocidad de convergencia, se registran en este orden: dacita, riolita, andesita y basalto (Fig. 5.5).

Al sumar los volúmenes de las erupciones de todos los tipos de roca según a velocidad de convergencia se obtiene una relación tipo exponencial como se observa en la gráfica 5.6.

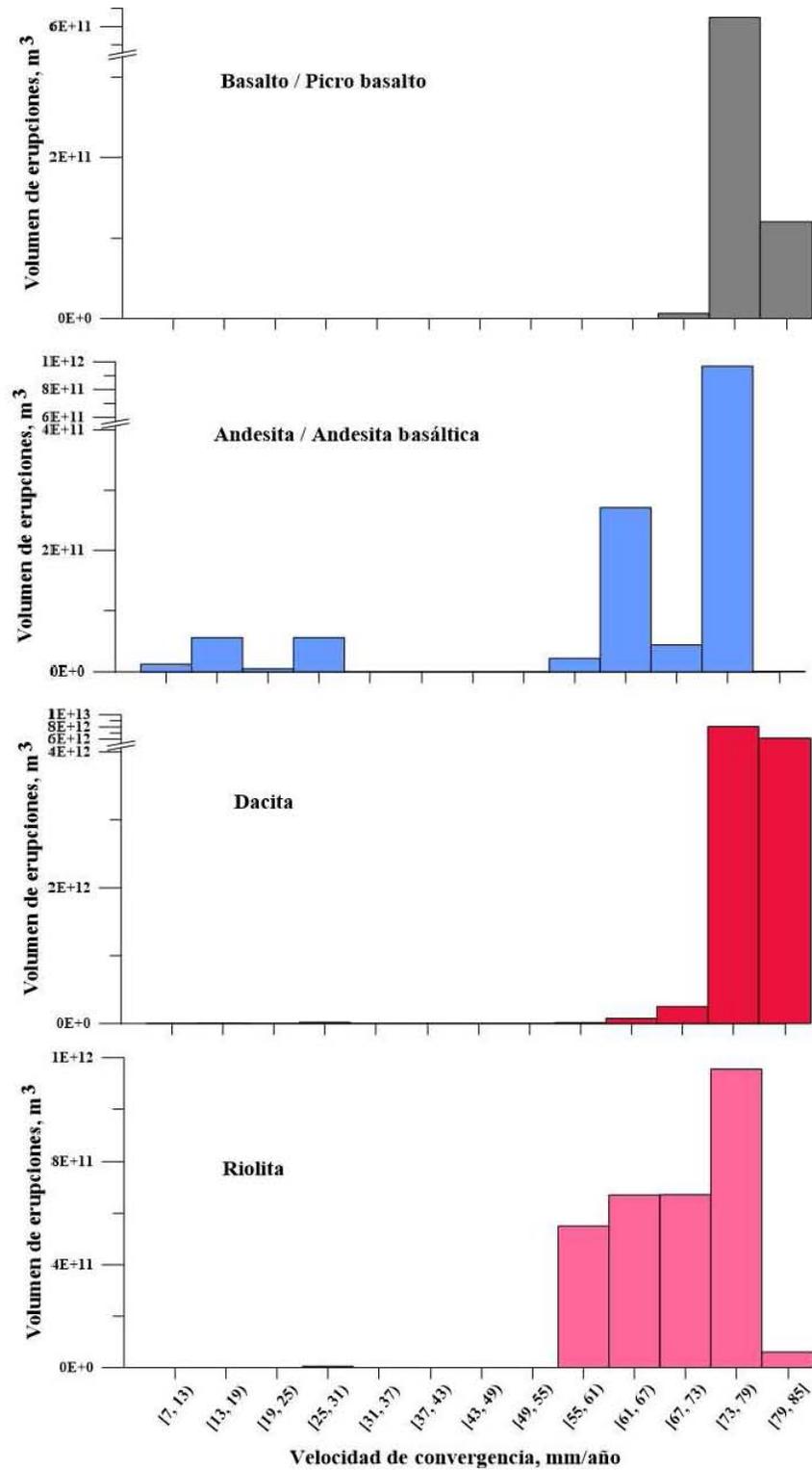


Figura 5.5 Volumen de erupciones volcánicas según tipo de rocas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

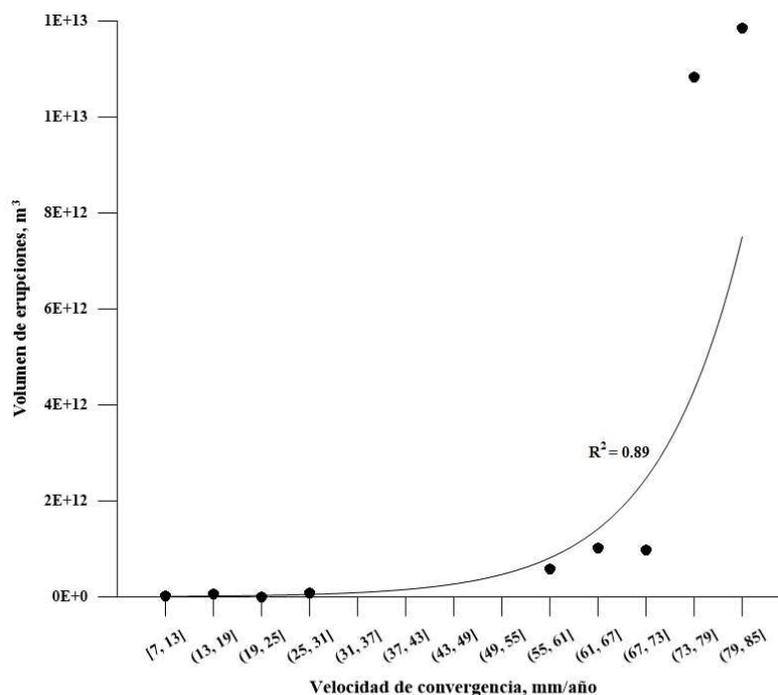


Figura 5.6. Relación exponencial entre velocidad de convergencia y volúmenes de las erupciones de todos los tipos de roca. (Fuentes: bases de datos VOTW-ZSMC y LaMEVE-ZSMC).

Las erupciones basálticas / picro-basálticas, solo se presentan cuando las velocidades de convergencia son altas (entre 70 y 85 mm/año, Fig. 5.5). Esto concuerda con el estudio realizado por Zellmer (2008), quien establece que la tasa de convergencia se puede considerar como un buen proxy de la tasa de fusión del magma en la cuña del manto, por lo tanto, donde la tasa de fusión del manto es alta, el flujo del magma en la corteza es rápido y eficiente, resultando un fundido de baja viscosidad el cual migra a través de la placa superior. Zellmer (2008) afirma que el espesor de la corteza al parecer tiene poco efecto en el promedio de la viscosidad del magma, sin embargo, existen otros estudios que confirman el rol del espesor de la corteza en la generación del magma (Farner y Lee, 2017; Crisp, 1984). Las erupciones basálticas que se mencionan a continuación ocurren en Centro América y sur de Chile donde

los promedios de espesor de la corteza son 28 km y 39.9 km respectivamente. Sobresalen las erupciones basálticas de los volcanes: Masaya en (VEI 6; 4.050 AC; sector 9) y Cosigiüina (VEI 5; 22 ka; sector 9) ambos en Nicaragua, Poás en Costa Rica (VEI 7; 40 ka; sector 10), complejo volcánico Antillaca (VEI 5; 230 AC; sector 35) y Hudson (VEI 5; 110 ka; sector 37) ambos en Chile (Fig. 5.7).

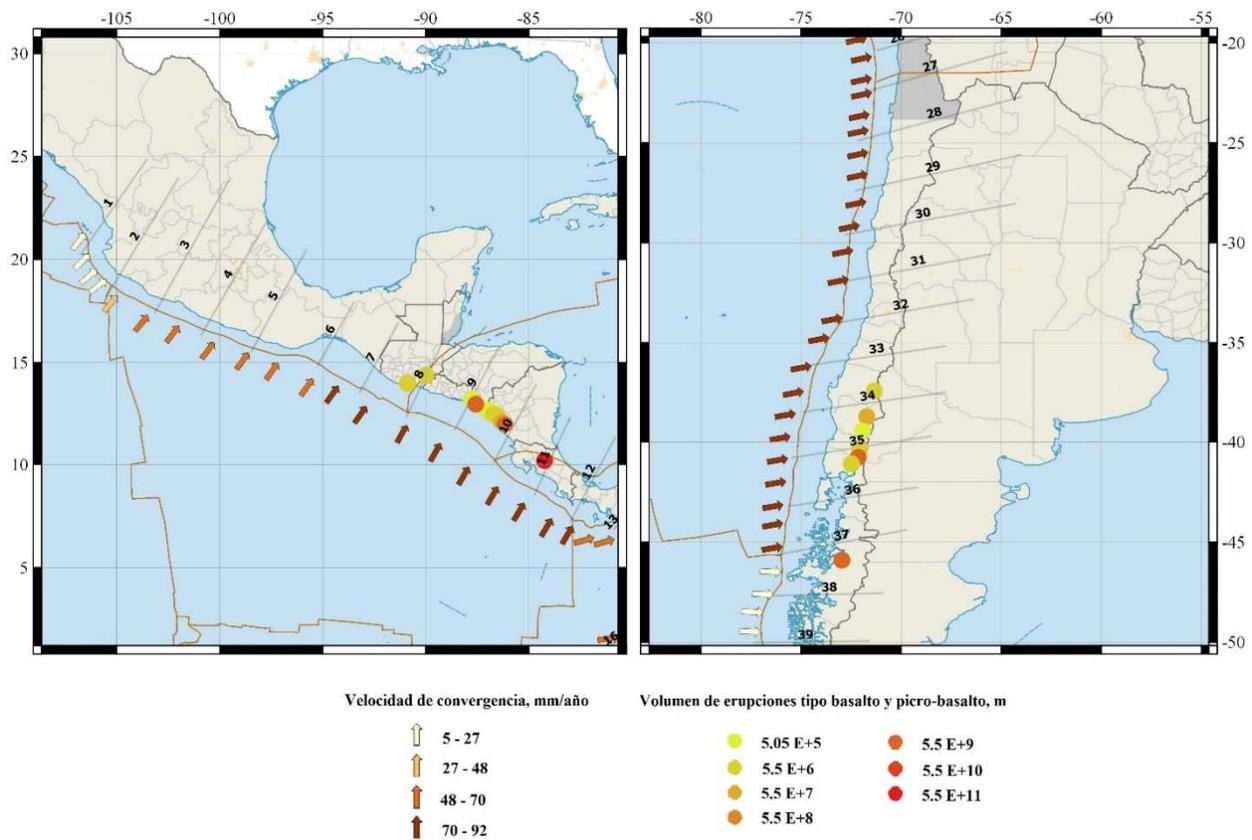


Figura 5.7. Volumen de erupciones por tipo de roca basalto / picro-basalto y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones de tipo andesíticas / andesita basáltica que registran mayores cantidades de volumen se localizan en los sectores con velocidades de convergencia entre 73-79 mm/año. En este rango, sobresalen las erupciones de los volcanes chilenos: Copahue (VEI 7; 500 ka; sector

34), Villarrica (VEI 6; 13.800 AP; sector 34), Llaima (VEI 6; 15.991 AP; sector 34), Nevados de Chillán (VEI 6; 42.565 AP; sector 33). Además, están dos erupciones con VEI 6 del volcán Masaya en Nicaragua (VEI 6; 33 ka y 1.58 Ma; sector 9) y Costa Rica: Rincón de la Vieja (VEI 6; 1.47 Ma; sector 10). En las velocidades de convergencia entre 61 y 67 mm/año, ocurren las erupciones de los volcanes mexicanos de: Toluca (VEI 6; 12.450 AP: sector 3) y Popocatépetl (VEI 6; 16.870 AP; sector 4) y en Colombia, el Galeras (VEI 6; 560 ka; sector 16). Finalmente, hay dos erupciones de volcanes asociados a velocidades más bajas que corresponden a los volcanes Ceboruco (VEI 6; 930; sector 2) y Reclus (VEI 6; 14.8 AP: sector 40) (Fig 5.5 y 5.8).

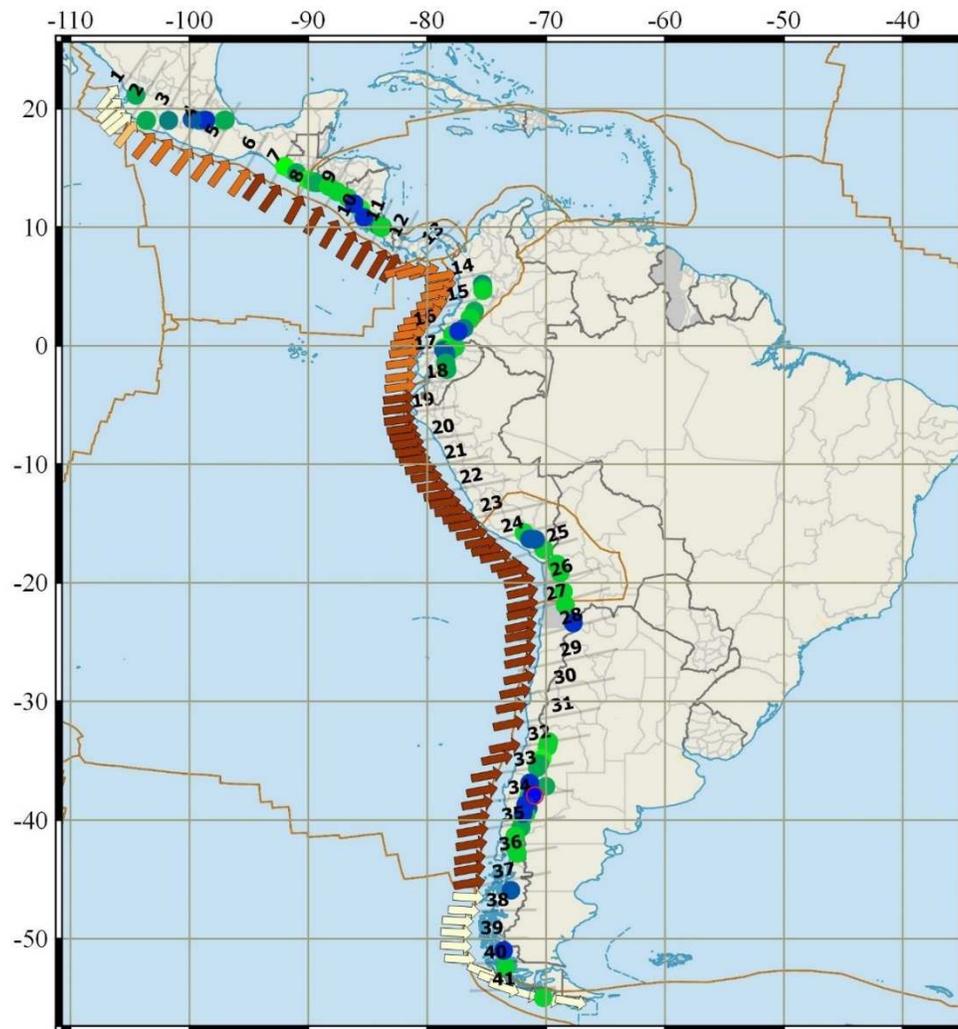


Figura 5.8. Volumen de erupciones por tipo de roca andesítica / andesita-basáltica y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones tipo dacita que sobresalen en las ZSMC corresponden a: el volcán Atitlán en Guatemala (VEI 8; 84 ka; sector 7), el Cerro Galán en el norte de Chile (VEI 8; 2.080 Ma; sector 28), volcán Calabozos, en el centro de Chile (con tres erupciones de VEI 7; 150 ka, 300 ka y 800 ka; sector 33), el volcán Puyehue (VEI 7; 121 ka; sector 35). También se identifica la erupción del Pacaya en Guatemala (VEI 7; 119 ka; sector 8). Las erupciones mencionadas se presentan en sectores que tienen asociados rangos de velocidades entre 70 y 85 mm/año (Fig. 5.5 y 5.9).

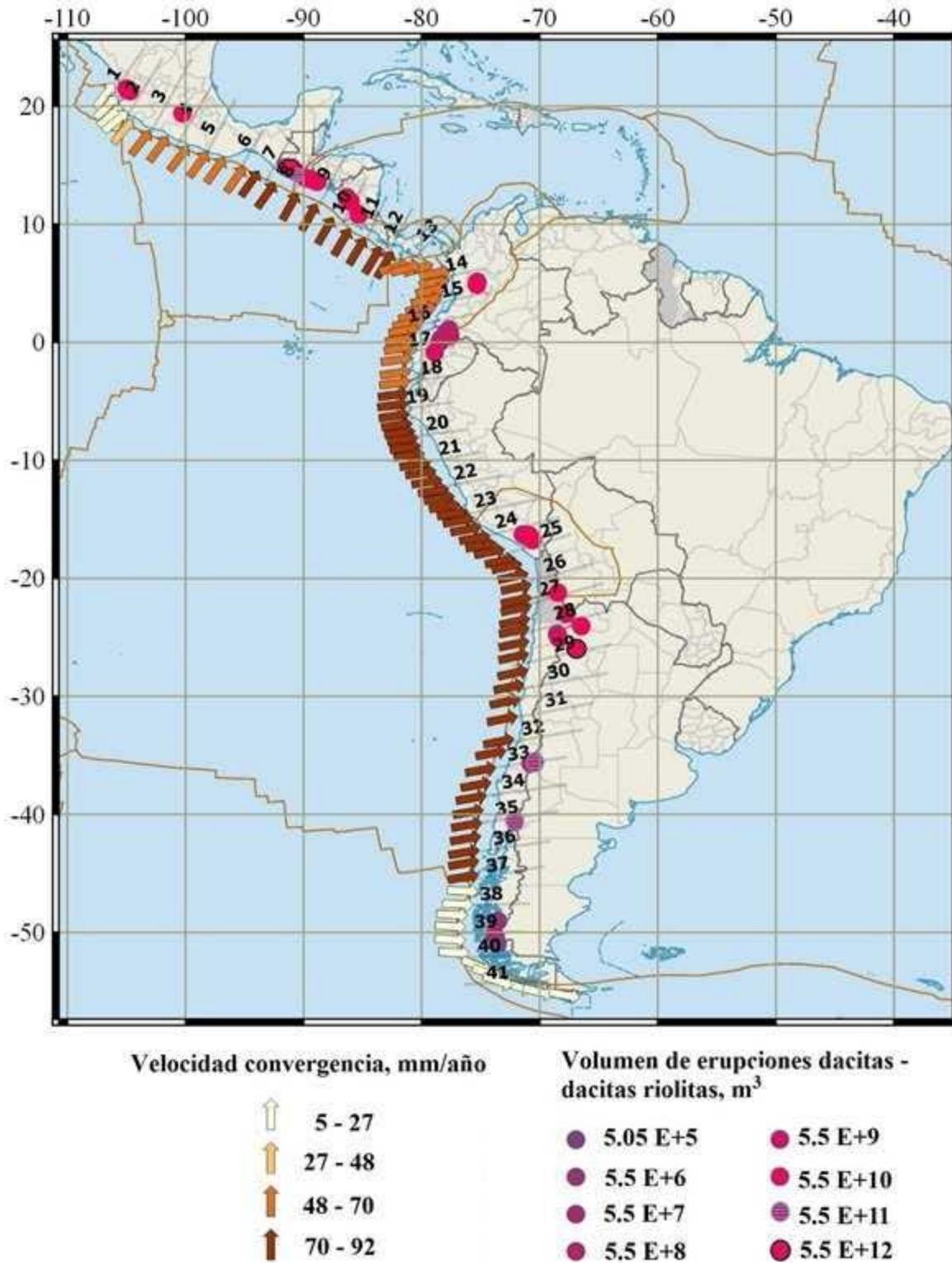


Figura 5.9. Volumen de erupciones por tipo de roca dacitas – dacitas riolitas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones de tipo riolita con mayores volúmenes de erupciones (VEI 7), se presentan en un rango de velocidades entre 55 y 80 mm/año. En México, Sierra la Primavera y los Humeros registraron erupciones (95 ka y 460 ka respectivamente; sector 2 y 4). También, los volcanes: Miravalles (580 ka; Costa Rica; sector 10), Chalupas (210 ka; Ecuador, sector 17) y Maipo (450 ka; Chile, sector 32) (Fig. 5.5 y 5.10).

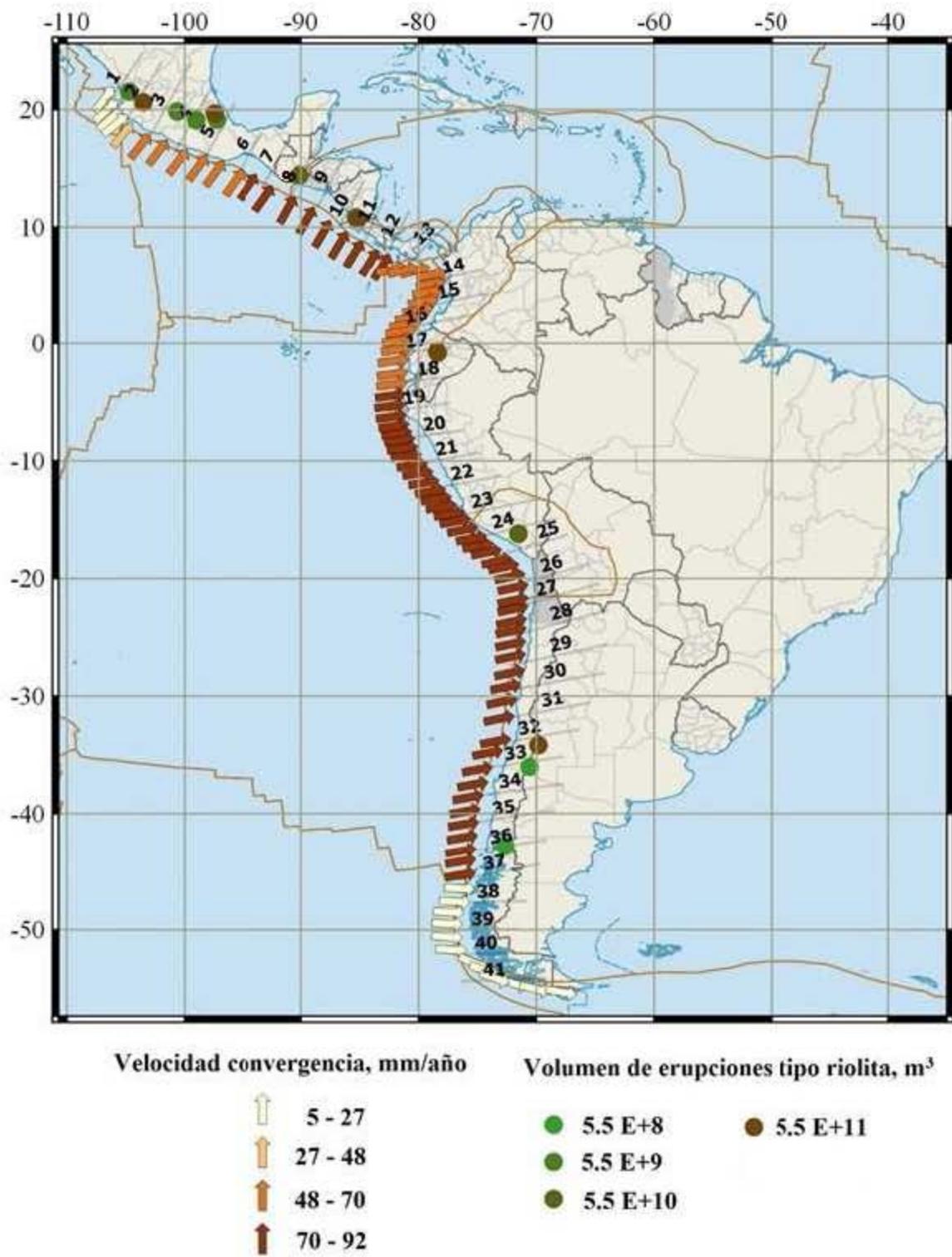


Figura 5.10. Volumen de erupciones por tipo de roca riolitas y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

5.1.4. Velocidad de convergencia y número de erupciones volcánicas según VEI

El mayor número de erupciones volcánicas con VEI 1 y 2 se presentan en los sectores que tienen asociadas velocidades entre 67 y 85 mm/año, que corresponden a los volcanes de Sur de México y Guatemala (Fuego, Pacaya, Tacaná y Atitlán y otros; sector 7), San Salvador (Izalco y San Miguel y otros; sector 8), Nicaragua (Telica, Masaya, Concepción, Momotombo y otros; sector 9), Costa Rica (Rincón de la Vieja, Poás, Irazú, Turrialba y otros; sector 10) y al sur de Chile y Argentina (Llaima, Villarica, Láscar, Nevados de Chillán, Tupungatito y otros; sector 34). Los volcanes del sur de Colombia y Ecuador, también registran un número importante de eventos con VEI 1 y 2, entre los cuales podemos mencionar: Puracé, Galeras, Reventador y Cotopaxi (velocidades entre 61 y 67 mm/año; sectores 16 y 17) (Fig. 5.11).

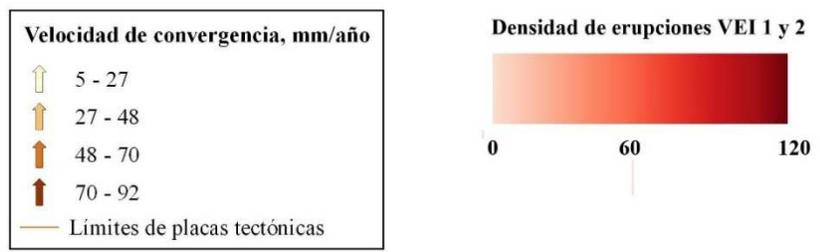


Figura 5.11. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 1 y 2 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones con VEI 3 y 4 se registran en los volcanes en Colombia y Ecuador (Nevado del Ruiz, Galeras, Reventador, Cotopaxi y Tungurahua; sectores 14, 16, 17), con velocidades de convergencia entre 61 y 73 mm/año. Asociados a velocidades de convergencia más altas (79 a 85 mm/año), están las erupciones de los volcanes de Guatemala (Fuego, Pacaya; sector 7) y Costa Rica (Arenal, Irazú, Turrialba; sector 10). Además, sobresalen las erupciones de los volcanes Colima (sector 2), Popocatépetl y Pico de Orizaba (sector 4), localizados en la FVTM (velocidades de convergencia de 55 a 67 mm/año) (Fig. 5.12).

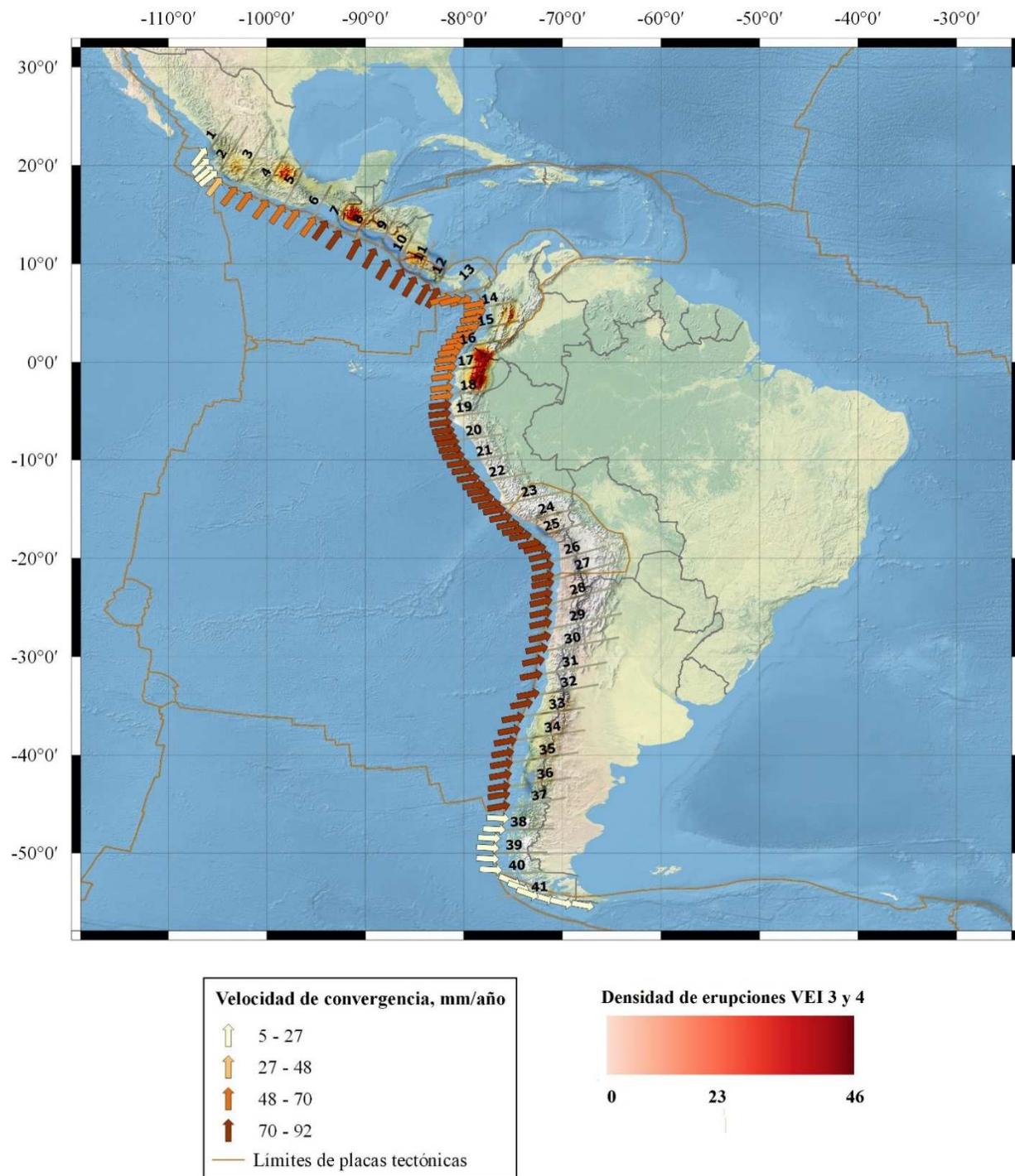


Figura 5.12. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 3 y 4 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones con VEI 5 y 6 ocurren con mayor frecuencia en el rango de velocidad entre 61 y 85 mm/año, en México se registran las erupciones de los volcanes del Popocatepetl y Pico de Orizaba (sectores 4 y 5); en Guatemala, el volcán Santa María (sector 7); en San Salvador el volcán Ilopango (sector 8); en Nicaragua los volcanes: Cosigüina, Apoyeque y Masaya (sector 9); el Nevado del Tolima en Colombia (sector 14); en Ecuador: Cuicocha, Atacazo, Cotopaxi y Quilotoa (sector 17); en Perú: Huaynaputina (sector 24); en Chile: Villarrica, Puyehue y complejo volcánico Antillaca (Fig. 5.13).

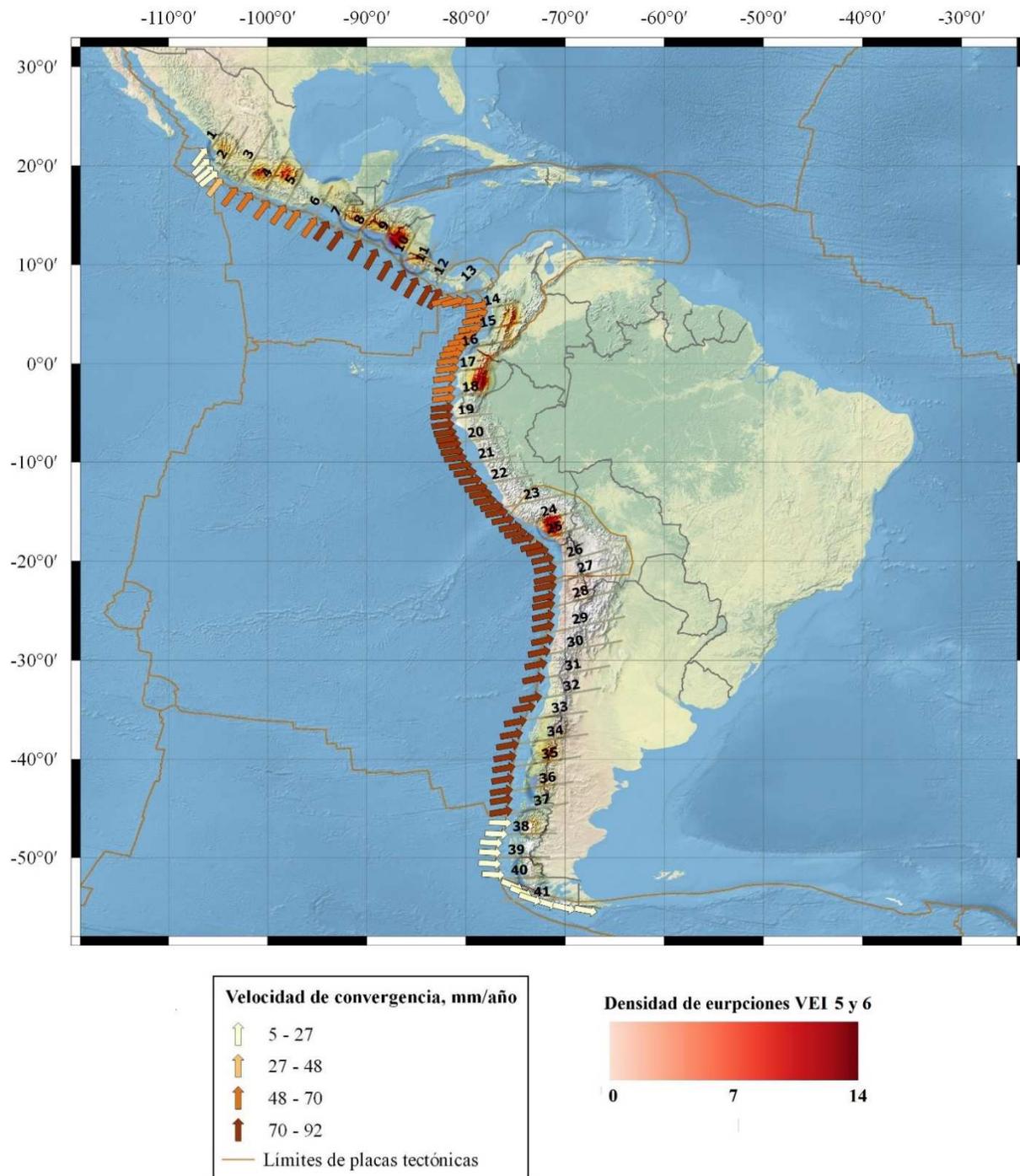


Figura 5.13. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 5 y 6 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

Las erupciones con VEI 7 y 8, ocurren en los sectores con velocidades asociadas entre 61 y 85 mm/año. Los siguientes volcanes tienen erupciones en este rango: Sierra Primavera y Humeros (México, sector 2 y 4 respectivamente, velocidad entre 61 y 67 mm/año); Chalupas (Ecuador, sector 17, velocidad entre 61 y 67 mm/año). Entre las velocidades 73 y 79 mm/año, tienen lugar las erupciones de los volcanes: Miravalles y Poás (Costa Rica, sector 10); en Chile: Cerro Galán (VEI 8, sector 28), Maipo (sector 32), Calabozos (3 erupciones, sector 33), Copahue (sector 34), Puyehue (sector 35). Por último, los volcanes: Atitlán (VEI 8) y Pacaya (Guatemala, sector 8), asociados al rango de velocidad 79 y 85 mm/año (Fig. 5.14).

En la figura 5.15 se aprecian relaciones tipo exponencial para erupciones con VEI (1-6) con respecto a la velocidad de convergencia. El mejor ajuste de la relación entre número de erupciones según VEI y la velocidad de convergencia se obtiene para erupciones pequeñas (VEI 1 y 2). A medida que el tamaño de las erupciones aumenta, el ajuste de pierde y no se logra ver ningún tipo de relación para erupciones con VEI 7 y 8, solo se puede afirmar que estas últimas ocurren cuando las velocidades de convergencia superan 61 mm/año.

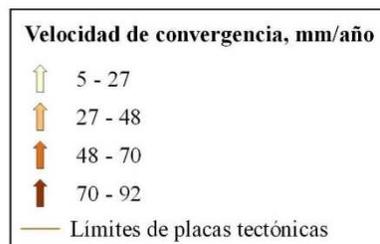


Figura 5.14. Mapa de densidad de erupciones volcánicas con VEI 7 y 8 en las ZSMC (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

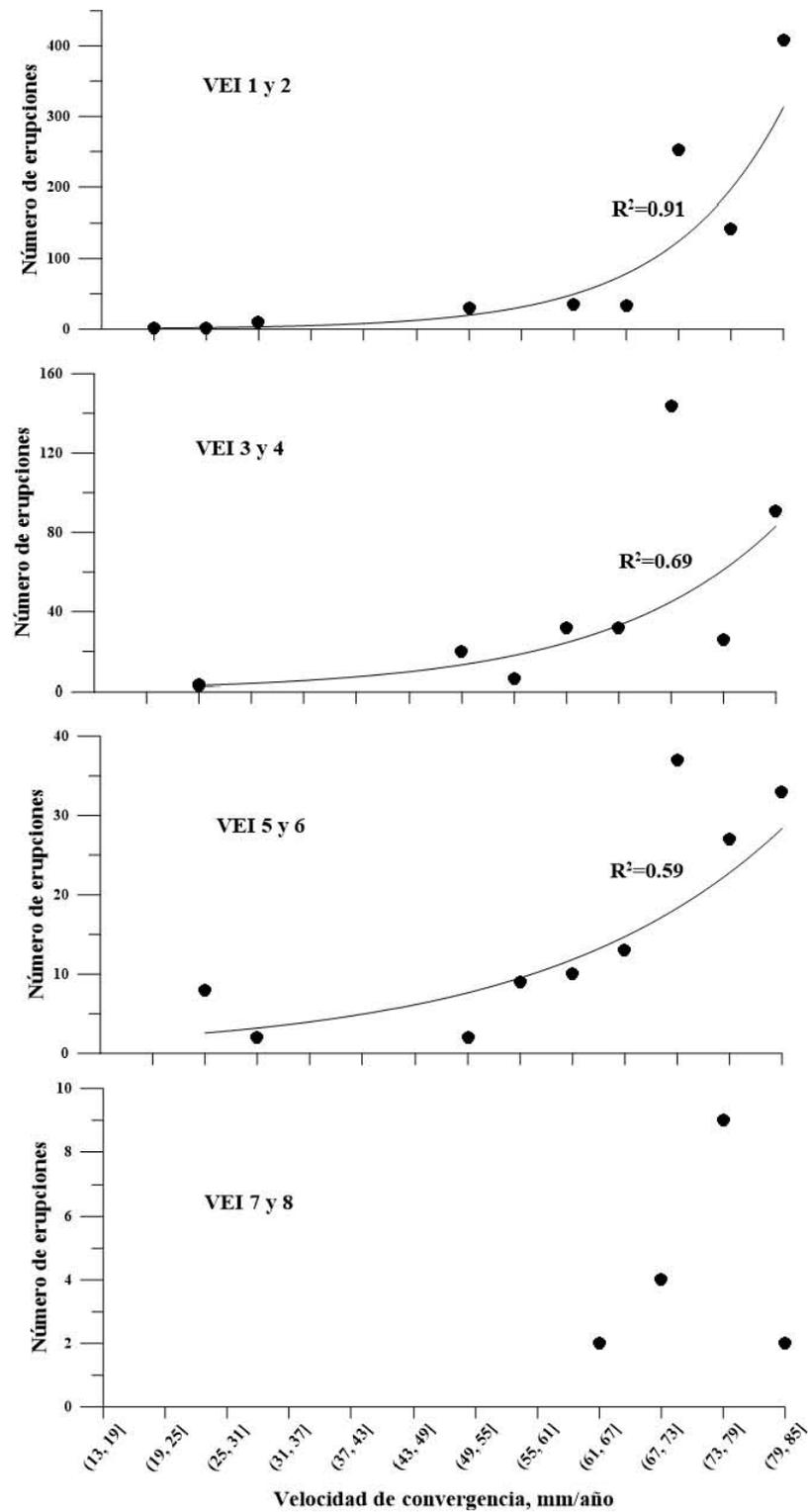


Figura 5.15. Relación entre el número de erupciones según VEI y velocidades de convergencia (Fuente: bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC, DeMets et al., 1994).

5.1.5. Espesor de la corteza continental bajo los volcanes y volumen de erupciones volcánicas

Cuando la corteza es más gruesa, se espera que los magmas que alcanzan la superficie son más evolucionados debido a la diferenciación que ocurre en la litosfera o en la corteza terrestre, lo cual puede ser explicado por el tránsito más largo del magma y el tiempo de enfriamiento del mismo al atravesar un arco más grueso (Mantle y Collins, 2008). Sin embargo, en un estudio realizado por Farner y Lee (2017) sobre los efectos del espesor de la corteza en la diferenciación magmática en los volcanes de zonas de subducción, encontraron que, aunque los magmas de arco son en promedio más silícicos en cortezas gruesas, los magmas con más contenido de sílice (>70 wt. % SiO₂) están paradójicamente presentes en entornos de corteza delgada. Farner y Lee (2017) explican que este proceso puede tener su origen en la vida convectiva útil de los cuerpos magmáticos, la cual está limitada por el enfriamiento convectivo. Los cuerpos de magma bajo cortezas gruesas se enfrían más lento, por lo que fracciones de magma intermedio puede segregarse y brotar fácilmente hacia la superficie donde se enfrían y cristalizan antes de que se puedan generar fundido altamente rico en sílice. A su vez, una corteza delgada permite un enfriamiento más rápido, evitando que se extraigan magmas residuales, sin embargo, aunque no es común, puede existir la extracción de magmas residuales caracterizados con un alto contenido de sílice, proveniente de cuerpos magmáticos superficiales resultado de una segregación tardía del mismo.

El análisis de la base de datos nos indica que la mayor producción de volumen considerando todos los tipos de roca, se presenta cuando la corteza tiene un espesor entre 40 y 50 km (Fig. 5.16). En este rango, sobresalen las siguientes erupciones: tipo basalto de tres volcanes: Llaima y Antuco (Chile), Poás (Costa Rica). Otras erupciones basálticas están asociadas a los volcanes: Cerro Hudson, Antillanca Group y Villarrica (todos en Chile) en el rango 30 y 40 km.

En el rango 40 y 50 km hay 32 volcanes cuyas erupciones son de tipo andesita, sobresalen las erupciones de mayor volumen de los volcanes: Galeras(Colombia), Nevados de Chillán y Copahue (Chile), Popocatépetl y Toluca (México).

Hay dos picos en la producción de erupciones tipo dacita, el primer rango entre 10 y 20 km, donde se presentan principalmente las erupciones de los volcanes: Atitlán y Santa María (Guatemala); el segundo entre 40 y 50 km de espesor de la corteza, sobresalen: el cerro Galán (Chile), Misti (Perú), Azufra, Cerro Bravo y Nevado del Ruiz (Colombia).

Por último, están las erupciones riolitas, en el rango 30 y 40 km Ayarza (Guatemala) y Miravalles (Costa Rica) y Chaitén (Chile); en el rango 40 y 50 km sobresale: Maipo (Chile) y los Humeros (México).

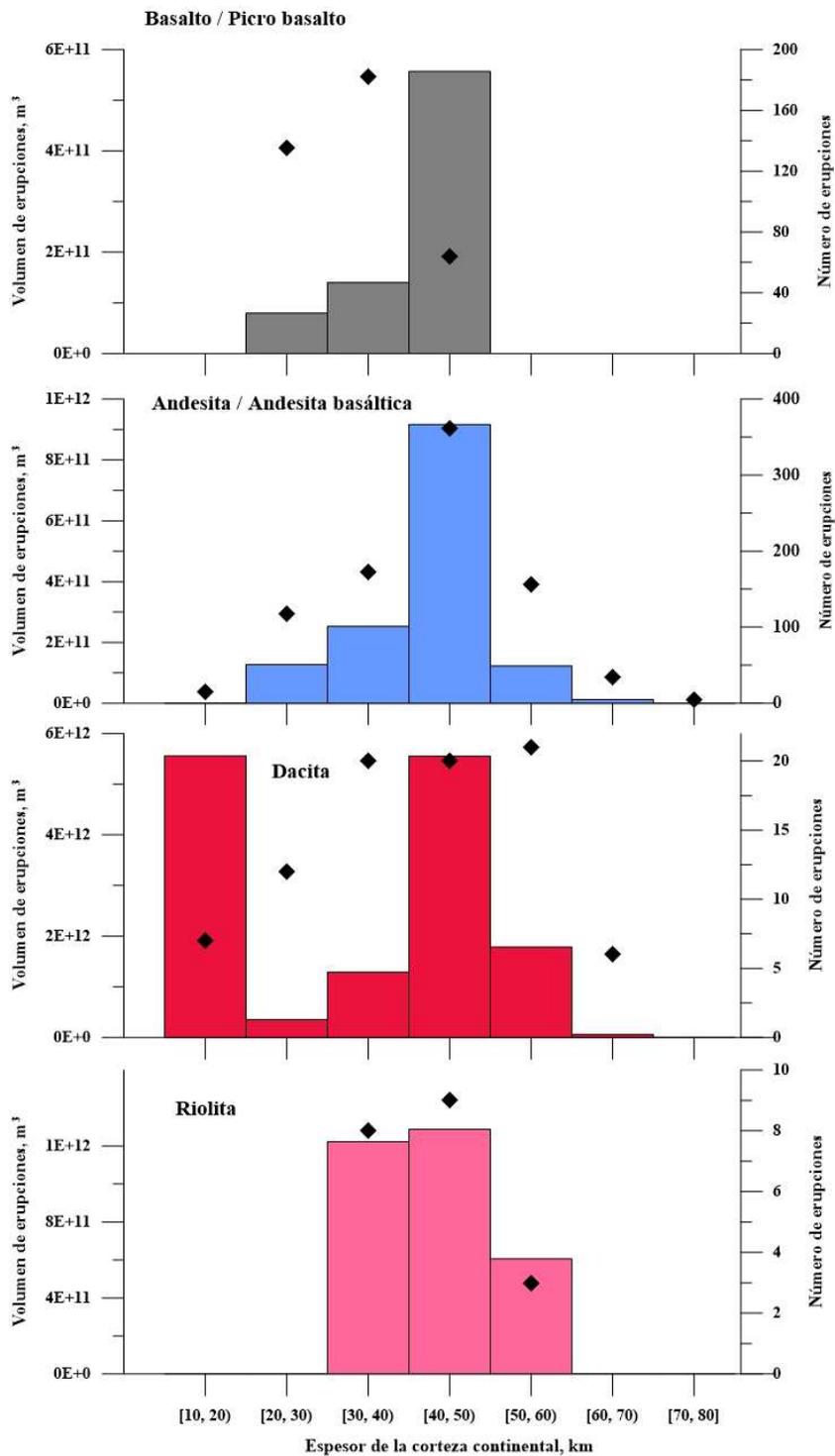


Figura 5.16. Espesor de la corteza continental bajo los volcanes y volumen de erupciones volcánicas. Los diamantes representan el número de erupciones volcánicas por tipo de roca. (Fuentes: modelo CRUST 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC)

Si analizamos el número de erupciones tipo andesita / andesita basáltica y el volumen del material emitido por rango de espesor de corteza obtenemos una relación de carácter exponencial, donde el mayor volumen emitido y corresponde a la mayor cantidad de erupciones volcánicas en el rango de espesor de corteza entre 40 – 50 km (Fig. 5.17 y Tabla 5.1).

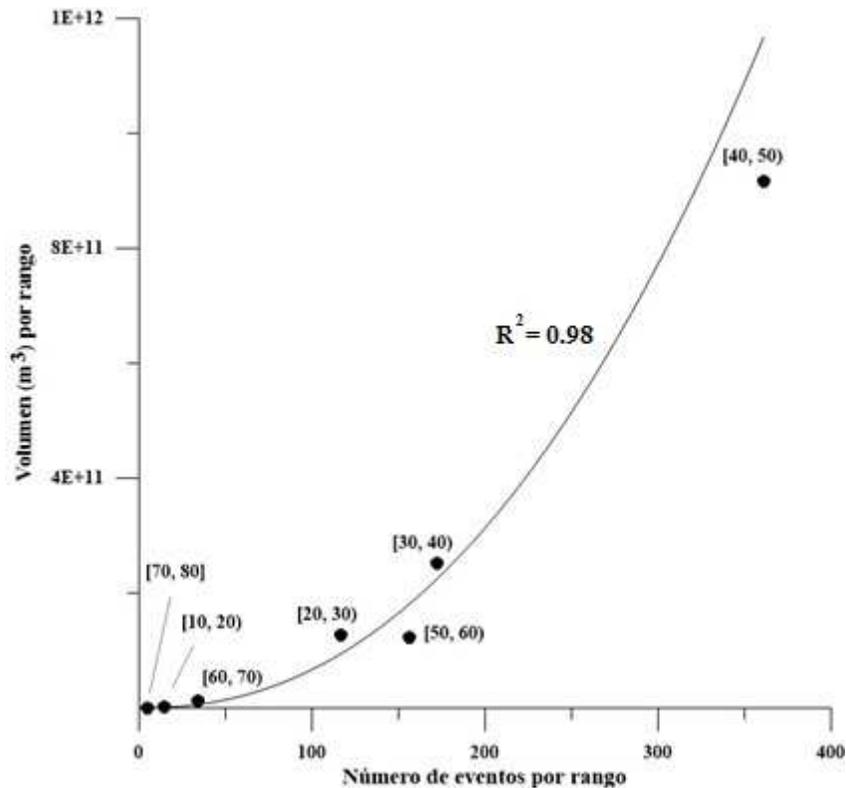


Figura 5.17. Relación de volumen de las erupciones tipo andesita / andesita basáltica y número de erupciones por rango de espesor de corteza. Las etiquetas sobre los puntos corresponden a los rangos de espesor de la corteza en km.

Tabla 5.1. Número y volumen de las erupciones tipo andesita / andesita basáltica por rango de espesor de la corteza.

Rango espesor corteza (km)	Número de erupciones	Volumen por rango (m ³)
[10, 20)	15	8.10E+8
[20, 30)	117	1.27E+11
[30, 40)	172	2.53E+11
[40, 50)	361	9.16E+11
[50, 60)	156	1.23E+11
[60, 70)	34	1.14E+10
[70, 80]	5	6.70E+7

Por otro lado, si consideramos las erupciones tipo riolita, se puede observar que existe una relación directa entre el número de erupciones y el volumen del material emitido por rango de espesor de la corteza. En el rango de espesor de la corteza entre 40 y 50 km se tiene el mayor número de eventos y el mayor volumen de material emitido (Fig. 5.18 y Tabla 5.2).

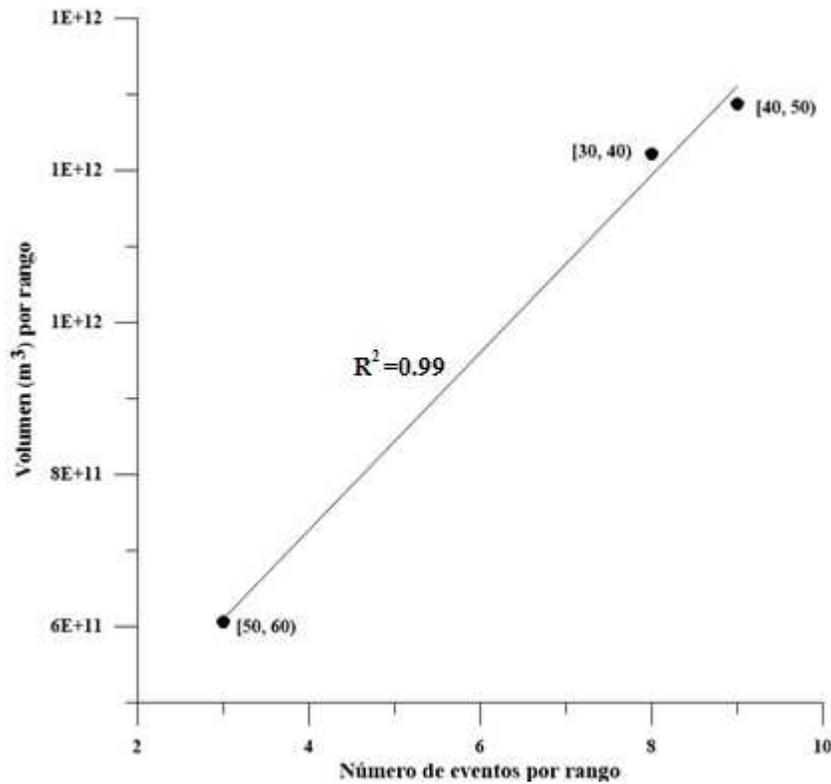


Figura 5.18. Relación de volumen de las erupciones tipo riolita y número de erupciones por rango de espesor de corteza. Las etiquetas sobre los puntos corresponden a los rangos de espesor de la corteza en km.

Tabla 5.2. Número y volumen de las erupciones tipo riolita por rango de espesor de la corteza.

Rango espesor corteza (km)	Número de erupciones	Volumen por rango (m ³)
[30, 40)	8	1.22E+12
[40, 50)	9	1.29E+12
[50, 60)	3	6.06E+11

5.1.6. Profundidad al slab bajo los volcanes y volumen de erupciones volcánicas según tipo de rocas volcánicas

Para este análisis, se cuenta con las profundidades al slab bajo 116 volcanes de los 132 incluidos en la base de datos.

Los mayores volúmenes de erupciones están asociados a los volcanes cuyas profundidades al slab están en el rango entre 79 - 89 km y 159 – 169 km, considerando todos los tipos de roca.

Los mayores volúmenes de las erupciones tipo basalto para el rango 79 - 89 km provienen de los volcanes Poás (Costa Rica) y Llaima (Chile) y otros. También se presentan otras erupciones importantes tipo basalto, están asociadas a los volcanes Masaya y Cosigüina (Nicaragua), cuyos slabs se encuentran en el rango 109 y 119 km.

Las erupciones tipo andesitas, están presentes en un rango más amplio de profundidades al slab (entre 69 y 139 km). Sobresale un pico de volumen de material emitido, en el rango profundidad al slab entre 109 y 119 km, que corresponde al volcán Copahue (Chile). En el rango de profundidad al slab entre 79 y 89 km ocurren las erupciones de los volcanes: Puyehue-Cordon Caulle, Llaima, Nevados de Chillan (Chile), Rincón de la Vieja (Costa Rica). Y se presenta otro pico de volumen de material emitido por los volcanes: Galeras (Colombia) y Lascar (Chile) cuando la profundidad al slab es aproximadamente entre 129 y 139 km. Las erupciones tipo andesita, se presentan prácticamente en todas las ZSMC.

Las erupciones de tipo dacitas se presentan en los volcanes que tienen asociadas todas las profundidades al slab asumidas en las ZSMC. Las erupciones dacitas con mayor volumen de magma emitido son asociadas a dos volcanes: Atitlán (Guatemala) en el rango 79 y 89 km y Cerro

Galán (Chile) en el rango 159 y 169 km. También sobresalen tres erupciones del volcán Calabozos (Chile) en el rango 109 y 119 km.

Sobresalen tres picos de erupciones tipo riolita, el primero asociado a los volcanes: Chalupas (Ecuador), Rincón de la Vieja (Costa Rica) y Chaitén (Chile) en el rango 79 y 89 km. El segundo relacionado con la erupción del volcán Miravalles (Costa Rica) en el rango 89 y 99 km. Y el tercero corresponde a la erupción del volcán Maipo (Chile-Argentina) en el rango 119 y 129 km (Fig.5.19).

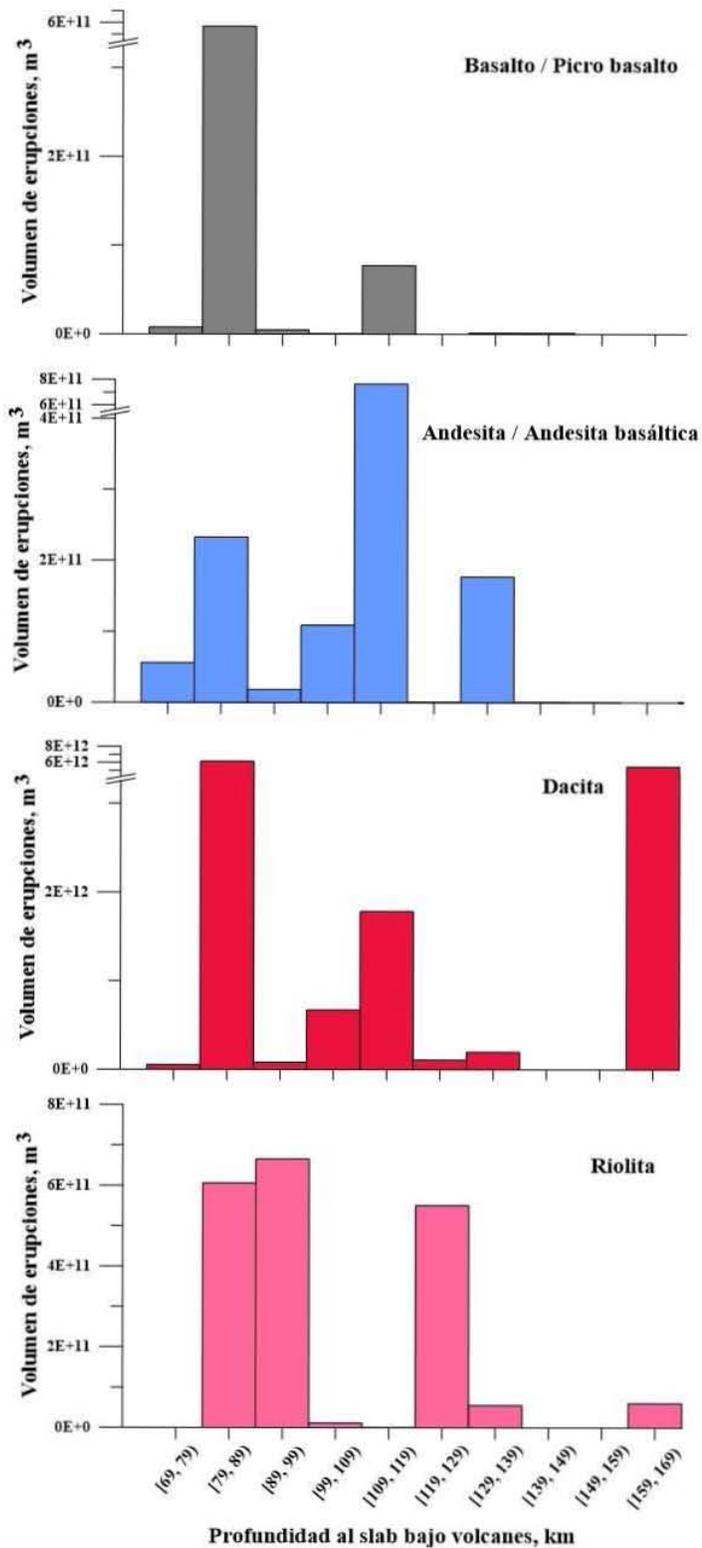


Figura 5.19. Volumen de erupciones y profundidad al slab bajo los volcanes. (Principales fuentes: modelo SLAB 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC)

5.1.7. Edad de la corteza oceánica en la trinchera y volumen de erupciones volcánicas

En esta compilación, sobresalen las erupciones volcánicas relacionadas con edades de la corteza oceánica en la trinchera, que se encuentran en un rango entre 10 y 20 Ma. (52.9% del volumen total). Estas erupciones tienen VEI de 1 a 8 y están representados todos tipos de rocas volcánicas y tienen lugar en los volcanes localizados en: México (FVTM), Centro América, Colombia, Ecuador y sur de Chile (sectores: del 2 al 11, 14 al 17 y 36 al 40)

La producción de volumen volcánico asociado al rango de edades de la corteza oceánica entre 40 y 50 Ma constituye un 29.3% del volumen total. Los volcanes relacionados se encuentran en Perú, Chile y Argentina (sectores 24, 25, 26, 27 y 28). En este intervalo de edades no se presenta erupciones tipo basalto y los VEI están entre 1 y 4.

En los rangos de edades de la corteza entre 20 y 40 Ma, las erupciones volcánicas constituyen el 17.7% del volumen total, caracterizadas con VEI entre 1 y 7; y con presencia de todos los tipos de roca. Estas erupciones se registraron en el centro y sur de Chile (sectores 32 al 35).

Por último, para las edades de la corteza entre 0 y 10 Ma, se tiene la menor producción de volumen de la ZSMC, con un porcentaje de tan solo 0.1%, que corresponden a volcanes en México ubicados en el sector 1 y sus productos son dacitas, con VEI 5 (Fig. 5.20).

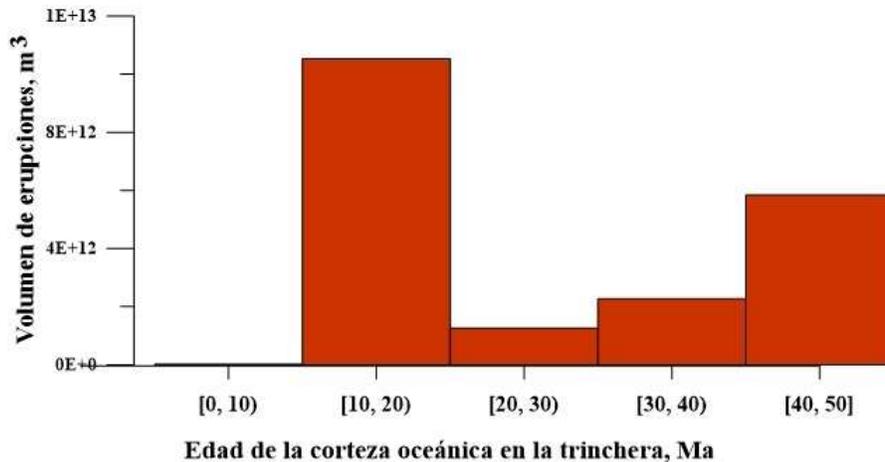


Figura 5.20. Edad de la corteza oceánica en la trinchera y volumen de erupciones volcánicas. (Fuentes: Müller et al., 2008; Syracuse y Abers, 2006; bases de datos VOTW-ZSMC; LaMEVE-ZSMC)

5.1.8. Ángulo de subducción y volumen de erupciones volcánicas

En las ZSMC, los ángulos de subducción relacionados con la mayor producción de volumen están entre los rangos $20^\circ - 25^\circ$ y $55^\circ - 60^\circ$. En el primer rango ($20^\circ - 25^\circ$) sobresale la erupción del Cerro Galán (Chile; 2.08 Ma) que constituye el 90% ($6.21E+12 \text{ m}^3$) del volumen total emitido en este rango. Este volcán está al sur del arco volcánico de los Andes Centrales ubicado antes del segmento de subducción plana debido a la subducción de la cresta de Juan Fernández. En este mismo rango de ángulos de subducción, se presentan erupciones de volcanes ecuatorianos: Cotopaxi, Tungurahua y Sangay, los cuales emiten un 10% del volumen total del rango. Las composiciones de las erupciones volcánicas: andesitas, dacitas y riolitas.

En el segundo rango ($55^\circ - 60^\circ$) el total del volumen emitido es de $6.22E+12 \text{ m}^3$, donde sobresale la erupción del volcán Atitlán (Guatemala) con un 90% del volumen emitido. El otro 10% del volumen emitido está distribuido en los volcanes de Guatemala y San Salvador (Fuego, Pacaya, Santa Ana, Izalco entre otros). Las composiciones de las erupciones volcánicas van desde basalto, andesita y dacita. (Fig. 5.21).

En el rango (25° - 30°) sobresalen las erupciones de los volcanes Maipo y Calabozos (en Chile), de tipo riolita y dacita respectivamente (85% del volumen total del rango). Además, se registran erupciones de volcanes en Colombia y Ecuador. Todos los tipos de roca están presentes en este rango.

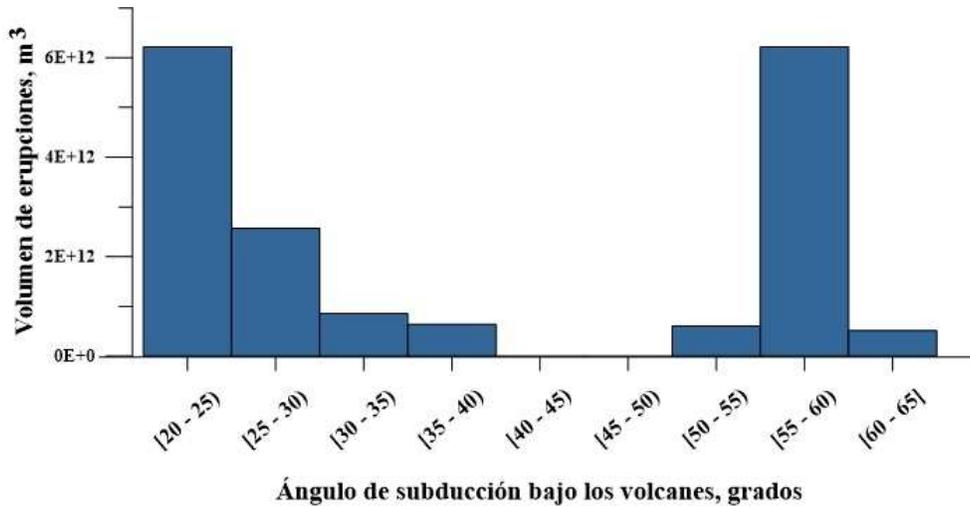


Figura 5.21. Volumen de erupciones volcánicas en la ZSMC y ángulos de subducción (Principales fuentes: modelo Slab 1.0; bases de datos VOTW-ZSMC, LaMEVE-ZSMC).

5.2. Energía sísmica en las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)

Según Ruff y Kanamori (1980), la magnitud de momento de un sismo (M_w) está relacionado con las fuerzas de acoplamiento, las cuales se relacionan a su vez con la tasa de convergencia y la edad de la litosfera. Según estos autores, las litosferas jóvenes con velocidades de convergencias grandes están asociadas a sismos muy energéticos.

Los sismos más energéticos en las ZSMC ocurren en todas las velocidades de convergencia desde las más lentas (10 mm/año) hasta las más rápidas (90 mm/año) y no se observa alguna tendencia que se relacione la energía liberada con la edad de la placa que subduce. La tabla 5.3 detalla los sismos ocurridos desde 1900 hasta el 2014 con magnitud mayor a 7.9 (Fig. 5.22 y 5.23)

Tabla 5.3. Detalles de los sismos con mayor energía sísmica por sector en las ZSMC desde 1900 hasta 2014 (NEIC, <http://earthquake.usgs.gov>)

Sector	Fecha	Mag.	Tipo Magnitud	Energía Sísmica (J)	Región	Energía sísmica del sector (J)
2	1932-06-03 T10:36:56	8.1	mw	8.91E+16	Jalisco, Mexico	2.28E+17
	1995-10-09 T15:35:53	8	mw	6.31E+16	Colima, Mexico	
3	1985-09-19 T13:17:47	8	mw	6.31E+16	Michoacán, Mexico	1.12E+17
5	1928-06-17 T03:19:34	7.9	mw	4.47E+16	Oaxaca, Mexico	1.48E+17
16	1906-01-31 T15:36:10	8.3	mw	1.78E+17	near the coast of Ecuador	2.37E+17
21	1940-05-24 T16:33:59	8.2	mw	1.26E+17	near the coast of central Peru	2.38E+17
	1966-10-17 T21:42:00	8.1	mw	8.91E+16	near the coast of central Peru	
23	1942-08-24 T22:50:32	8.1	mw	8.91E+16	central Peru	2.57E+17
	1994-06-09 T00:33:16	8.2	mw	1.26E+17	La Paz, Bolivia	
27	1950-12-09 T21:38:51	8.2	mw	1.26E+17	Antofagasta, Chile	7.83E+16
	1995-07-30 T05:11:23	8	mw	6.31E+16	Antofagasta, Chile	
28	1918-12-04 T11:47:50	7.8	mw	3.16E+16	Atacama, Chile	2.45E+17
29	1922-11-11 T04:32:51	8.3	mw	1.78E+17	Atacama, Chile	1.99E+17
30	1943-04-06 T16:07:17	8.1	mw	8.91E+16	Coquimbo, Chile	1.00E+17
31	1906-08-17 T00:40:04	8.2	mw	1.26E+17	Valparaiso, Chile	2.50E+17
	1985-03-03 T22:47:07	8	mw	6.31E+16	offshore Valparaiso, Chile	
34	1960-05-21 T10:02:57	8.1	mw	8.91E+16	Bio-Bio, Chile	1.65E+19
	1960-05-22 T18:56:02	8.6	mw	5.01E+17	Araucania, Chile	
	1960-05-22 T19:11:20	9.6	mw	1.59E+19	Bio-Bio, Chile	

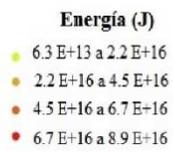
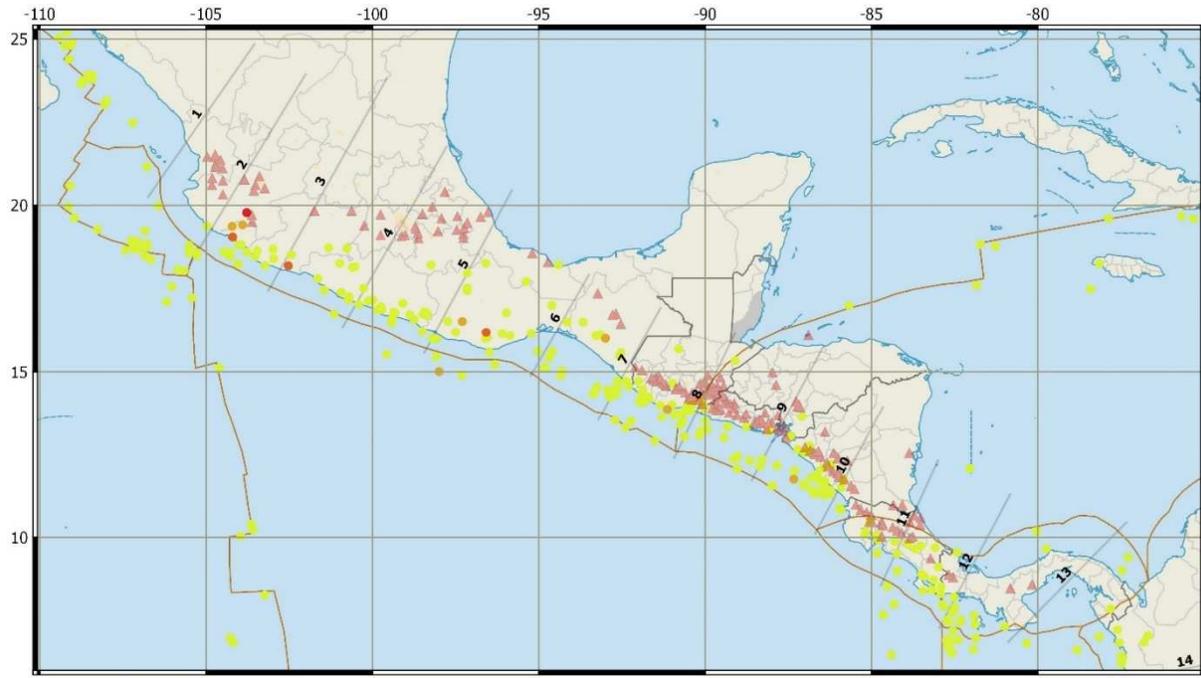


Figura 5.22. Detalle de la energía sísmica de los sismos registrados en México y Centro América a una profundidad igual o menor de 130 km y Mw mayor o igual a 6. Los triángulos corresponden a los volcanes según WOTW4.0

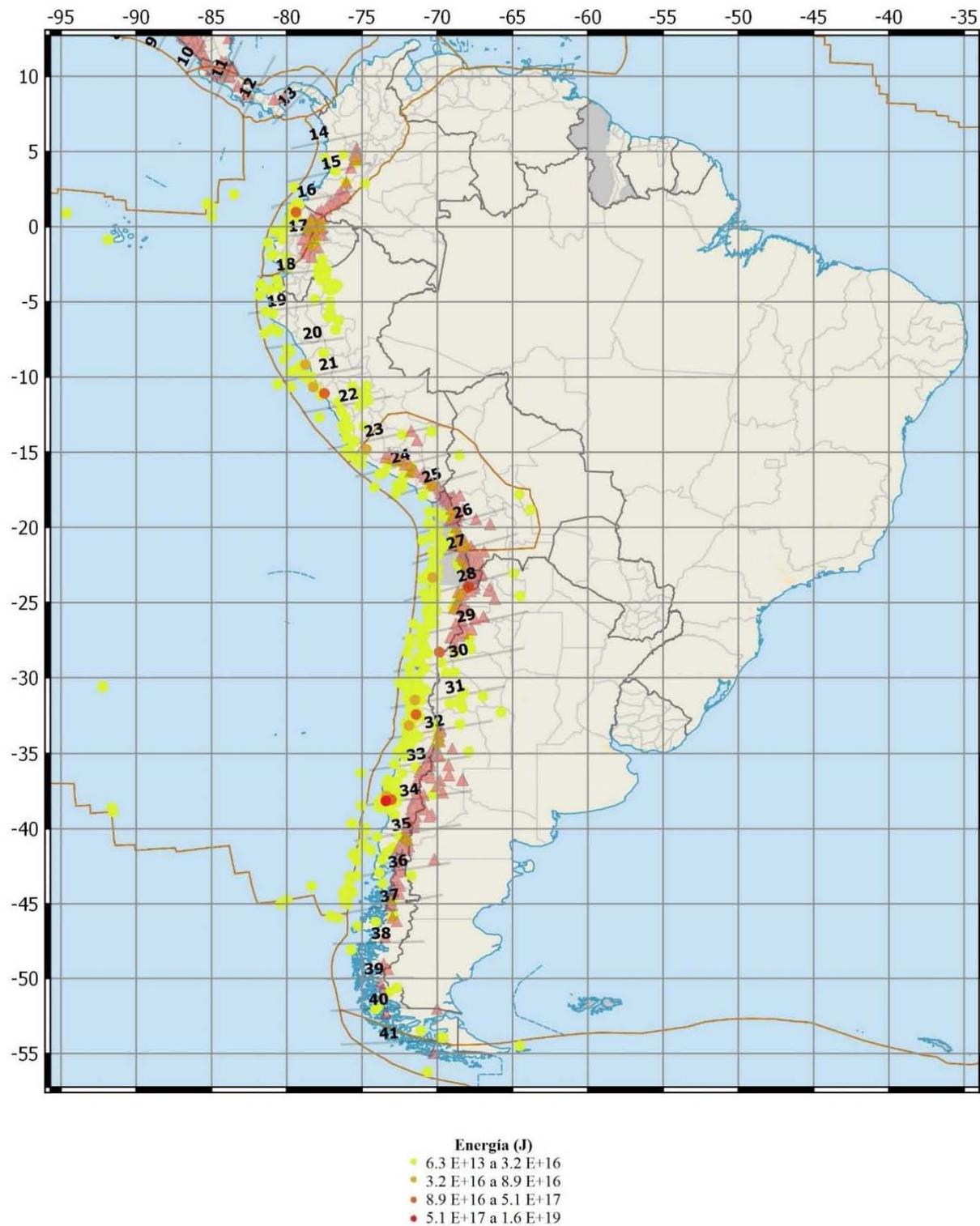


Figura 5.23. Detalle de la energía sísmica de los sismos registrados en Sur América a una profundidad igual o menor de 130 km y M_w mayor o igual a 6. Los triángulos corresponden a los volcanes según WOTW4.0

5.3. Aportaciones del desarrollo del sistema de bases de datos volcánicos, sísmicos y geodinámicos de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)

El análisis de las relaciones entre parámetros geodinámicos, sísmicos y volcánicos fue posible mediante el desarrollo de un sistema de bases de datos que permite la consulta de diferentes tipos de datos de una manera organizada y sistemática, lo cual se logró al convertir las bases de datos fuentes a un solo formato y al complementar los datos desde otras fuentes tales como artículos y páginas web.

Además, el vínculo que se establece entre el sistema de bases de datos y el Sistema de Información Geográfica (SIG) permite realizar consultas y tener los resultados de las mismas en un entorno gráfico facilitando los análisis. También es posible hacer correcciones a las bases de datos desde el entorno gráfico que ofrece el SIG, por ejemplo, si un volcán está mal localizado, se corrige y esta modificación se ve reflejada en la base de datos.

Con esta investigación se demuestra que es posible utilizar productos software libre, con lo cual ya no es un inconveniente la falta de recursos de tipo informático para llevar a cabo un trabajo investigativo.

5.4. Desventajas del desarrollo del sistema de bases de datos volcánicos, sísmicos y geodinámicos de las zonas de subducción México-Chile (ZSMC)

La consulta al sistema de bases de datos desarrollado en la presente investigación, requiere el conocimiento del Lenguaje de Consulta Estructurada (SQL: Structure Query Language), lo cual puede representar un esfuerzo para las personas que no tienen ningún conocimiento de bases de datos, sin embargo, existen numerosos manuales gratis y una comunidad de desarrolladores dispuestos a colaborar en la web (<https://www.postgresql.org/docs/manuals/>).

Las bases de datos: VOTW- ZSMC y LaMEVE-ZSMC que fueron adecuadas para esta investigación no están sincronizadas con sus fuentes que están en línea porque la transferencia de los datos y sus estructuras fueron realizadas en el 2013. Por tanto, lo ideal sería que estas bases de datos de carácter mundial cuenten con unas estructuras totalmente compatibles y que sean accesibles para el desarrollo de proyectos investigativos.

5.5. Análisis de la base de datos de monitoreo volcánico en Latinoamérica

El análisis, diseño e implementación de la base de datos de monitoreo volcánico (GLOVOREMID: Global Volcano Research and Monitoring Institutions database) se realizó con objeto de valorar la capacidad de monitoreo volcánico en Latinoamérica y en un futuro este trabajo se realizará para el resto del mundo. En primer lugar, se identificaron las técnicas de monitoreo existentes y los instrumentos instalados en cada volcán. En base a esto se realizó un diagnóstico para conocer el Nivel de Monitoreo de los volcanes en Latinoamérica con el objeto de reconocer cuales volcanes tienen un monitoreo aceptable y cuales requieren de atención.

En Latinoamérica existen 314 volcanes del Holoceno, es decir los volcanes que tienen erupciones confirmadas y no confirmadas en esta época geológica (VOTW4.0; Siebert et al.,2010). De este total de volcanes, solo 159 han tenido actividad confirmada en el Holoceno, y únicamente 113 volcanes tienen asociadas erupciones históricas es decir fueron documentadas durante o poco después de su ocurrencia (VOTW4.0; Siebert et al. 2010). Con los datos almacenados en GLOVOREMID (actualizados hasta 2012), se estableció que solo 112 volcanes están siendo monitoreados con al menos una de las siguientes líneas básicas de monitoreo: sismología, deformación y emisión de gases. Chile y México tienen la mayor cantidad de volcanes sin monitoreo (aproximadamente 50 y 30 respectivamente). Tres países no tienen monitoreados sus

volcanes: Argentina, Bolivia y Honduras. Sin embargo, los volcanes que están en los límites de Chile-Bolivia y Chile-Argentina si están monitoreados (Fig. 5.24). Los volcanes de Bolivia y Honduras no han registrado erupciones durante el Holoceno, pero cuatro volcanes en Argentina han registrado erupciones recientes (en los últimos 30 años).

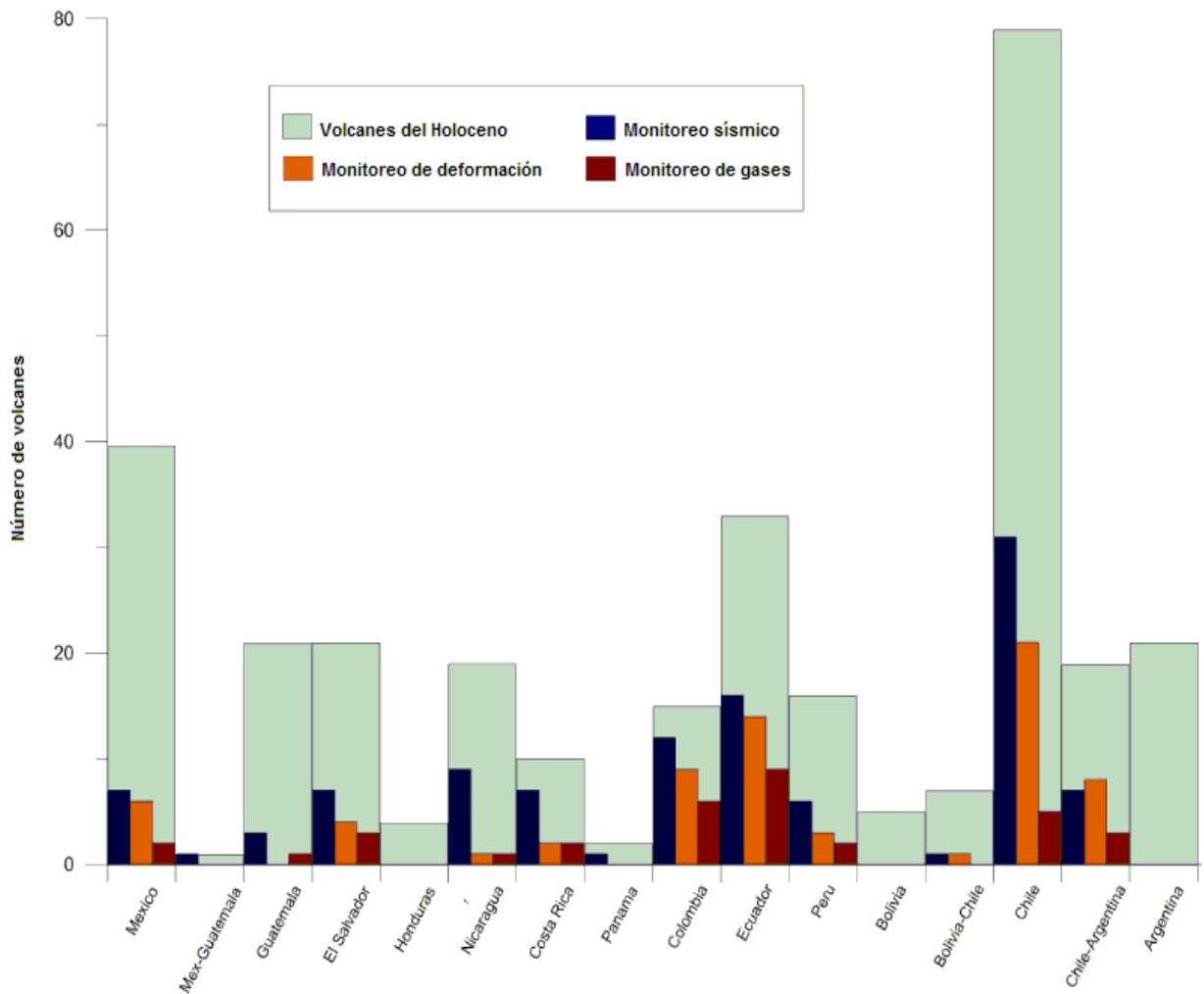


Figura 5.24. Número de volcanes del Holoceno monitoreados mediante tres líneas básicas: sismicidad, deformación y emisión de gases

El monitoreo sísmico es la técnica más usada en Latinoamérica, y las razones para ello: los sismómetros con una alta frecuencia de muestreo y provistos de telemetría son capaces de enviar señales en tiempo real, permiten la observación continua del proceso volcánico. Los sismómetros además son utilizados ampliamente para caracterizar la tectónica de una zona y son aprovechados para la vigilancia volcánica. Los tipos de sismómetros más usados en orden descendente son: banda ancha, corto periodo de un componente y corto periodo de tres componentes. Chile cuenta con mayor número de volcanes del Holoceno en Latinoamérica y es el país que más estaciones sísmicas tiene, sin embargo, menos de la mitad de sus volcanes del Holoceno tiene monitoreo sísmico (Fig. 5.25).

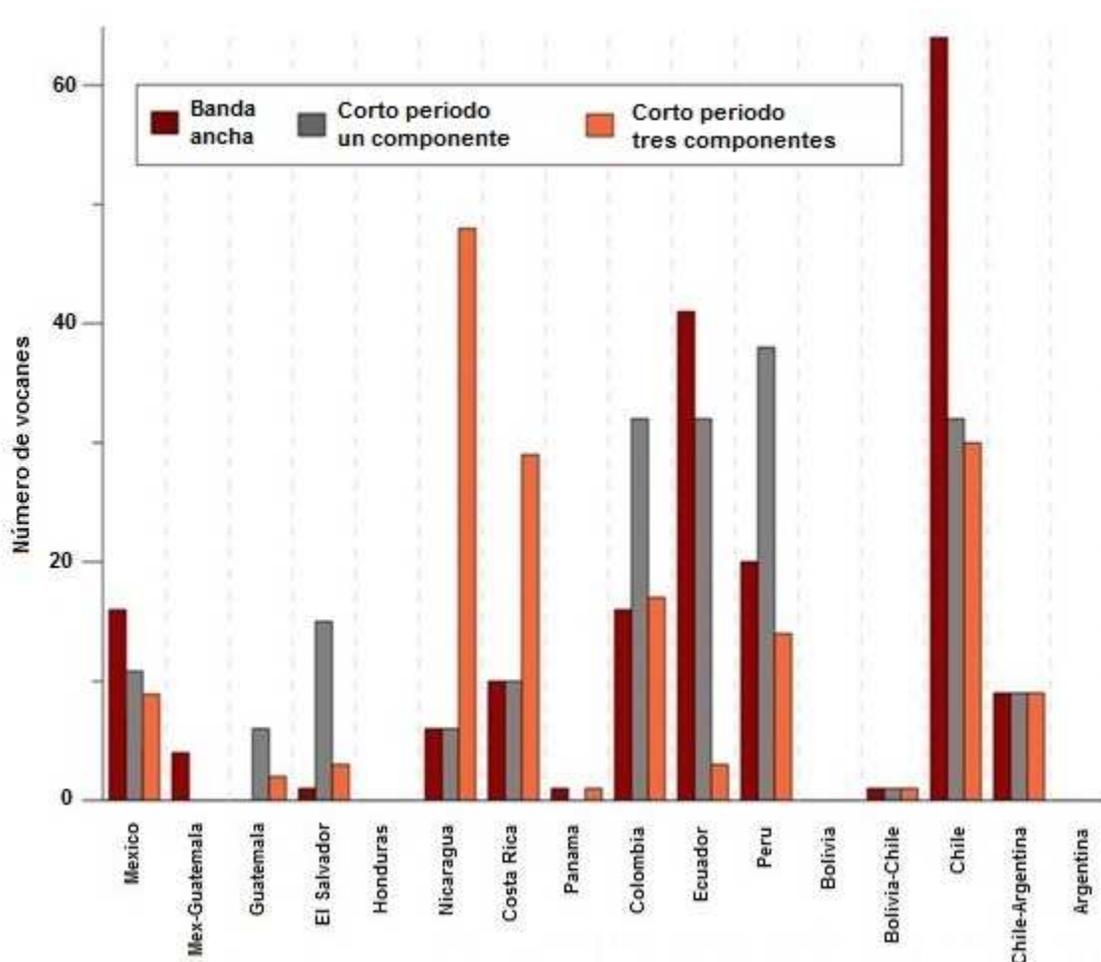


Figura 5.25. Número de sismómetros instalados en Latinoamérica agrupados por tipo: banda ancha, corto período (un componente) y corto período (tres componentes)

Aunque el monitoreo de emisiones de gases volcánicos es un campo importante en la vigilancia volcánica, no está siendo muy usado en Latinoamérica debido a que no hay métodos estándar que podrían producir una alta frecuencia de adquisición de datos como en el caso de los métodos sísmicos. Por ej. actualmente para el volcán Popocatepetl, se realizan mediciones esporádicas usando COSPEC (Correlation Spectrometer) o medidas móviles de DOAS (Differential Optical Absortion Spectroscopy), cuando la actividad volcánica se incrementa.

Además de estas dos técnicas, en Latinoamérica se utilizan las cámaras de flujo de CO₂ y FTIR (Fourier transform infrared spectrometer system). México y Ecuador han mostrado un interés particular en el monitoreo de gases como se puede observar en el número de instrumentos instalados (Fig. 5.26), seguidos por Costa Rica y Colombia.

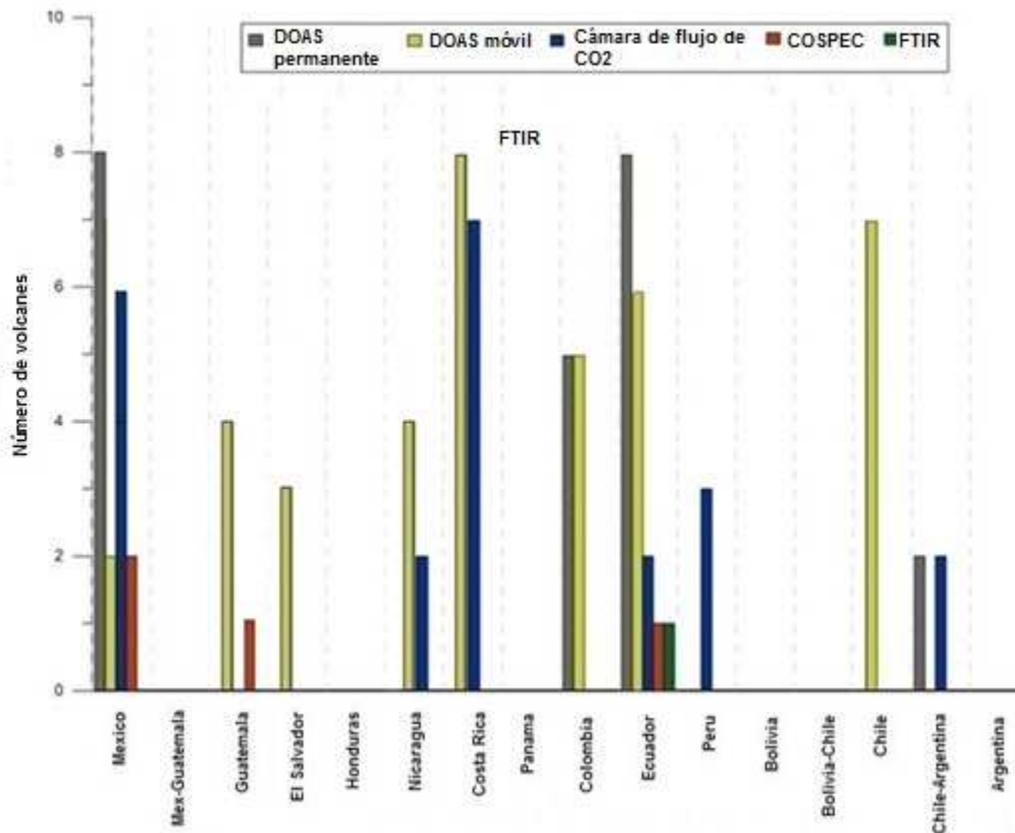


Figura 5.26. Número de sensores de emisiones de gases en Latinoamérica agrupados por tipo: DOAS permanente, DOAS móvil, cámaras de flujo de CO₂, COSPEC y FTIR.

Los instrumentos para medir la deformación volcánica más usados en Latinoamérica son los GPS (Global positioning Systems), seguido por los inclinómetros y las redes EDM (Electronic Distance Meter). Ecuador y Chile tienen el mayor número de instrumentos para medir la deformación volcánica (Fig. 5.27).

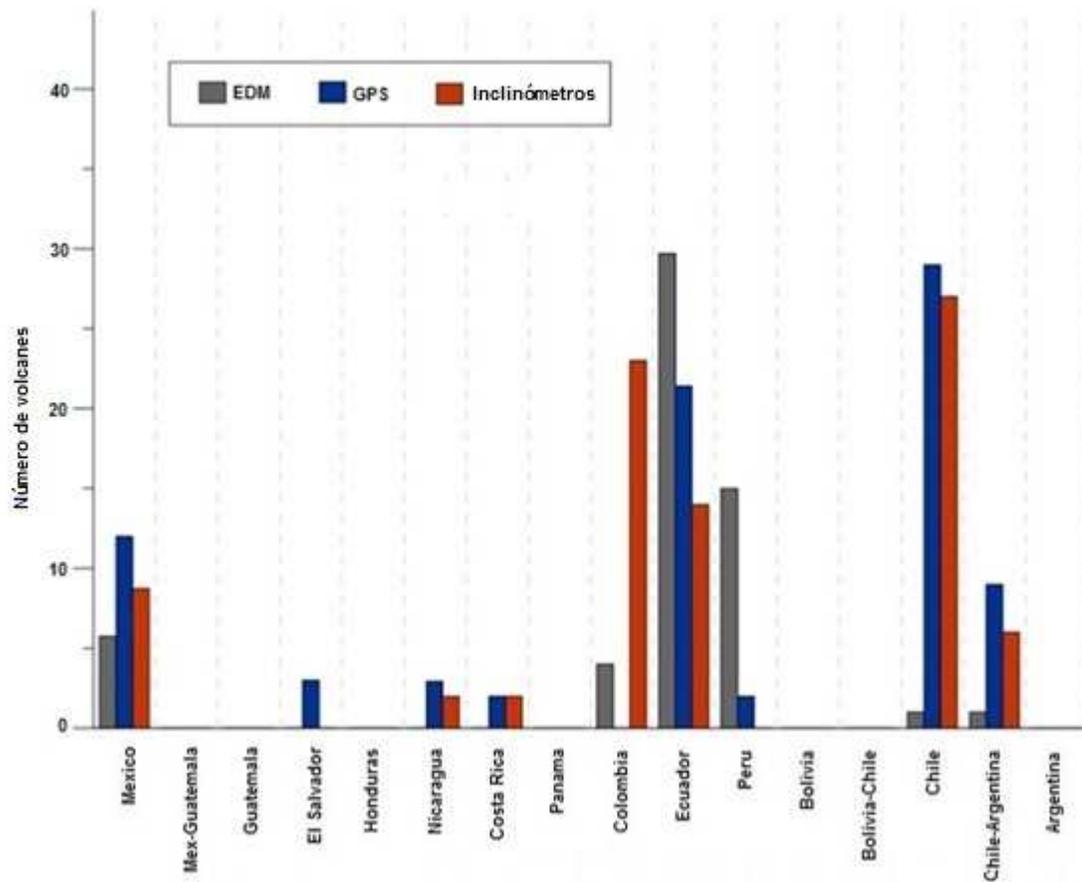
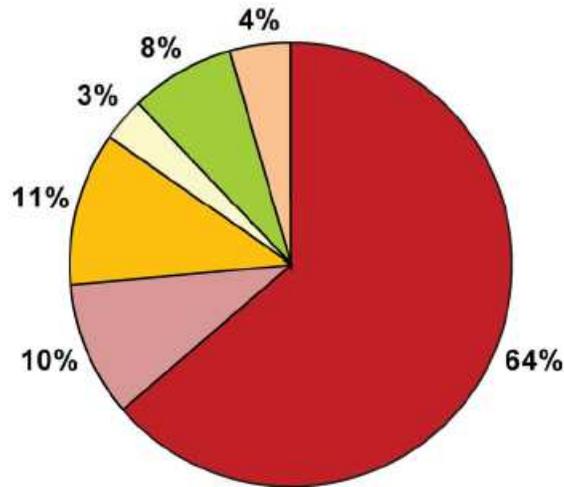


Figura 5.27. Número de instrumentos de monitoreo de deformación instalados en Latinoamérica agrupados por tipo: EDM, GPS e inclinómetros

5.5.1. Niveles de Monitoreo volcánico en Latinoamérica

Con los datos almacenados en GLOVOREMID, se establecieron niveles de monitoreo para cada volcán en Latinoamérica, los cuales van desde 0 a 5, basados en el uso de instrumentos de las líneas básicas de monitoreo: sismicidad, deformación y emisiones de gases. Un volcán tiene un nivel 0, cuando no está monitoreado. Se asigna el Nivel 1 cuando un volcán tiene solo instaladas estaciones sísmicas. Nivel 2 se utiliza cuando un volcán tiene instaladas estaciones sísmicas y al menos una estación de deformación y así se van incrementando los niveles, hasta llegar a un Nivel 5, donde un volcán puede estar equipado con múltiples estaciones de las tres líneas básicas de

monitoreo. Por ejemplo, Nivel 5 puede representar un volcán con una red sísmica, una red de GPS, distanciómetros electrónicos (EDM) y monitoreo de SO₂ y CO₂. Para la totalidad de volcanes del Holoceno (314) se realizó la asignación de niveles de monitoreo (Fig.5.28 y Tabla 5.4).



Nivel de monitoreo	Líneas de monitoreo
	0 No monitoreado
	1 Sismología
	2 Sismología + Deformación (1)
	3 Sismología + Deformación (1) + Gases (1)
	4 Sismología + Deformación (2) + Gases (1)
	5 Sismología + Deformación (2) + Gases (2)

Figura 5.28. Niveles de monitoreo para los 314 volcanes del Holoceno en Latinoamérica. Modificado de Ortiz Guerrero et al. (2015).

Tabla 5.4. Número de volcanes del Holoceno en Latinoamérica y su clasificación en niveles de monitoreo. Modificado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

Nivel de monitoreo	Número de volcanes en Latinoamérica	% del total de los volcanes en Latinoamérica	% de los volcanes monitoreados en Latinoamérica
0	202	64%	-
1	30	10%	27%
2	35	11%	31%
3	10	3%	9%
4	24	8%	21%
5	13	4%	12%

5.5.2. Niveles de Riesgo volcánico en Latinoamérica

Una vez establecidos los niveles de monitoreo de los volcanes en Latinoamérica, a continuación, se realiza una identificación de los volcanes según su nivel de riesgo, el cual se obtiene mediante la combinación del Índice de Peligro Volcánico (IPV) y el índice de exposición de la población en las cercanías de un volcán (IEP) (Auker et al., 2015) y el Nivel de Monitoreo volcánico.

En Latinoamérica, 86% de los volcanes que no están monitoreados no tienen erupciones históricas. Sin embargo, 30 volcanes sin monitoreo, han registrado 95 erupciones entre 1505 y 2008 AD. Estas erupciones tienen magnitudes con VEI entre 0 y 5, cuatro volcanes produjeron 5 erupciones con $VEI \geq 4$ (Cerro Azul en Ecuador, erupción de 1916 con VEI 5; Campo volcánico Michoacán – Guanajuato en México con 2 erupciones de VEI 4 ocurridas en 1759 y en 1943, Carrán los Venados en Chile, en 1955 con VEI 4; Chaitén en Chile ocurrida en 2008 con VEI 4). Alrededor de estos 4 volcanes, hay gente viviendo dentro de 100 km de distancia, con IEP de 2 a

7. Existen otros 3 volcanes con actividad histórica y sin monitoreo: Chacana, Acatenango y Almolonga, con niveles altos con IEP de 5 a 7.

La mayoría de los volcanes históricos no monitoreados, no tienen clasificación de peligros (Auker et al., 2015). Y para los que sí están clasificados, se tiene tres volcanes con erupciones históricas con Nivel de Peligro I, tres volcanes con Nivel de Peligro II de los cuales dos tienen erupciones históricas. Los niveles de riesgo no están clasificados para 25 volcanes no monitoreados que están activos históricamente (Tabla 5.5).

Tabla 5.5. Distribución de los volcanes no monitoreados de Latinoamérica en sus Niveles de Peligro y IEP. En la parte superior se muestran los volcanes con Niveles de Peligro clasificados según Auker et al. (2015); los volcanes activos históricamente se muestran en negrita y los colores del fondo se oscurecen al incrementar el Nivel de Riesgo. Los volcanes sin clasificación de peligros, se muestran en la parte inferior, los volcanes activos históricamente son mostrados en la sección **U-HHR**; los volcanes con erupciones en el Holoceno pero que no tienen registro de erupciones históricas se muestran en la sección **U-HR**. El número de volcanes con erupciones no confirmadas en el Holoceno se muestran en **U-NHHR**. Tomado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

CLASSIFIED	Hazard III							
	Hazard II		Yucamane				Atitlán	Chichinautzin
	Hazard I		Cerro Azul; Lautaro; Wolf					
UNCLASSIFIED	U-HHR	Robinson Crusoe; Bárcena; Socorro	HuanquiueGroup; Putana; Olca-Paruma; Pinta; Viedma; Fueguino; Sumaco; Burney, Monte; Arenales; Darwin; Marchena; Irruputuncu; Tromen; Lullaillaco; Reclus; Santiago	Chaitén; Carrán-Los Venados		Chacana	Acatenango	Almolonga; Michoacán-Guanajuato
	U-HR	Aliso	Aguilera; Antillanca Group; Cayutué-La Viguera; Ecuador; Infiernillo; Longavi, Nevado de; Palei-Aike Volcanic Field; Yanteles	Caburgua-Huelemolle; Huambo; Soche; Sollipulli	Andahua-Orcopampa; Cumbres, Las; Quimsachata; Romeral	Cofre de Perote; Malinche, La; Tecuamburro	Jocotitlán; Naolinco Volcanic Field; Zitácuaro-Valle de Bravo	Nejapa-Miraflores
	U-NHHR	5 volcanoes	80 volcanoes	8 volcanoes	12 volcanoes	14 volcanoes	24 volcanoes	4 volcanoes
	PEI 1	PEI 2	PEI 3	PEI 4	PEI 5	PEI 6	PEI 7	

A continuación, se realiza un análisis con los volcanes del Holoceno en Latinoamérica que cuentan con monitoreo volcánico. De los 112 volcanes monitoreados usando estaciones sísmicas, de emisiones de gases y deformación, 30 volcanes son clasificados con nivel 1 (10% de los volcanes Latinoamericanos, Tabla 5.4), incluyendo 11 sin actividad histórica registrada (Tabla 5.6). De los volcanes monitoreados, 35 están clasificados con Nivel de Monitoreo 2, encontrándose

la combinación de estaciones sísmicas y de deformación como la opción más popular; 47 volcanes fueron clasificados con niveles de monitoreo entre 3 y 5; solamente 13 volcanes en Latinoamérica tienen el Nivel de Monitoreo 5 (Tabla 5.6).

Tabla 5.6. Número de volcanes con o sin actividad volcánica histórica en Latinoamérica y niveles de monitoreo. Modificado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

Nivel de Monitoreo	Número y % de volcanes en LA con actividad histórica		Número y % de volcanes en LA sin actividad histórica	
	Numero	%	Numero	%
0	30	27%	172	86%
1	19	17%	11	5%
2	25	22%	10	5%
3	10	9%	0	0%
4	18	16%	6	3%
5	11	10%	2	1%

Volcanes bien monitoreados (Niveles de Monitoreo de 3 a 5) tienen niveles de IEP de bajos a altos y Niveles de Peligro de I a III, sin embargo, la mayoría de los volcanes con Niveles de Monitoreo 5 tienen altos Niveles de Peligro y fatalidades en sus registros históricos (Tabla 5.7).

Tabla 5.7. Distribución de los volcanes de Latinoamérica en sus Niveles de Peligro y IEP que cuentan con Niveles de Monitoreo (NM) de 3 a 5 (código de colores: **NM 3** en verde, **NM 4** en purpura, **NM 5** en negro). En la parte superior se muestra los volcanes con Niveles de Peligro clasificados según Auker et al. (2015). Los colores del fondo se oscurecen al incrementar los Niveles de Riesgo. Los volcanes sin clasificación de peligros, se muestran en la parte inferior, los volcanes activos históricamente son mostrados en la sección **U-HHR**; los volcanes con erupciones en el Holoceno pero que no tienen registro de erupciones históricas se muestran en la sección **U-HR**. El número de volcanes con erupciones no confirmadas en el Holoceno se muestran en **U-NHHR**. Tomado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

CLASSIFIED	Hazard III			Reventador	Cerro Bravo; Colima; Cotopaxi; Tungurahua	Irazú; Turrialba; Guagua Pichincha; Nevado del Ruiz	Galeras	
	Hazard II		Fernandina; Planchón-Peteroa; Antuco; Chillán, Nevados de; Copahue; Láscar;	Rincón de la Vieja; Ubinas		Santa Ana; Popocatepetl		
	Hazard I		Sierra Negra, San Pedro	Maipo	Arenal; Puracé; El Misti	Poás		
UNCLASSIFIED	U-HHR		Callaqui; Descabezado Grande; Cerro Hudson; Mentolat; Ticsani; Tinguiririca		Chichón, El; Cumbal; Miravalles; Nevado del Huila; San Martín	Ceboruco		
	U-HR		Corcovado; Maca; Melimoyu			Azufral; Machín	Nevado de Toluca; Cuicocha	
	U-NHHR		1 volcanes					
		PEI 1	PEI 2	PEI 3	PEI 4	PEI 5	PEI 6	PEI 7

El mayor número de volcanes monitoreados están localizados en Chile, pero representan solamente el 36% de los volcanes en este país. Otros países con altas proporciones de volcanes monitoreados son: Colombia (87%), Costa Rica (80%) y Ecuador (53%) con Niveles de Monitoreo ≥ 1 (Fig. 5.29). Colombia y Ecuador también tienen el mayor número y la mayor proporción de volcanes con Nivel de Monitoreo 5, sin embargo, solamente cerca de la mitad de los volcanes históricamente activos en Ecuador son monitoreados (Fig. 5.28). Cuatro países en Latinoamérica tienen monitoreados todos sus volcanes históricamente activos: Colombia, Costa Rica, El Salvador y Nicaragua.

Con los datos actualizados hasta 2012, se tiene que solo 13% y 20% de los volcanes de Colombia y Costa Rica no están monitoreados (Fig. 5.29), y 100% de sus volcanes históricamente activos tienen algún tipo de monitoreo (Fig. 5.30). Estos dos países sobresalen por tener al menos en el mínimo de estándar de monitoreo de sus volcanes activos del Holoceno. Con aproximadamente 200 volcanes no monitoreados, incluyendo 30 volcanes históricamente activos a través de Latinoamérica, más recursos son necesarios para equipar mejor los volcanes de las ZSMC y así poder hacer frente a la actividad volcánica.

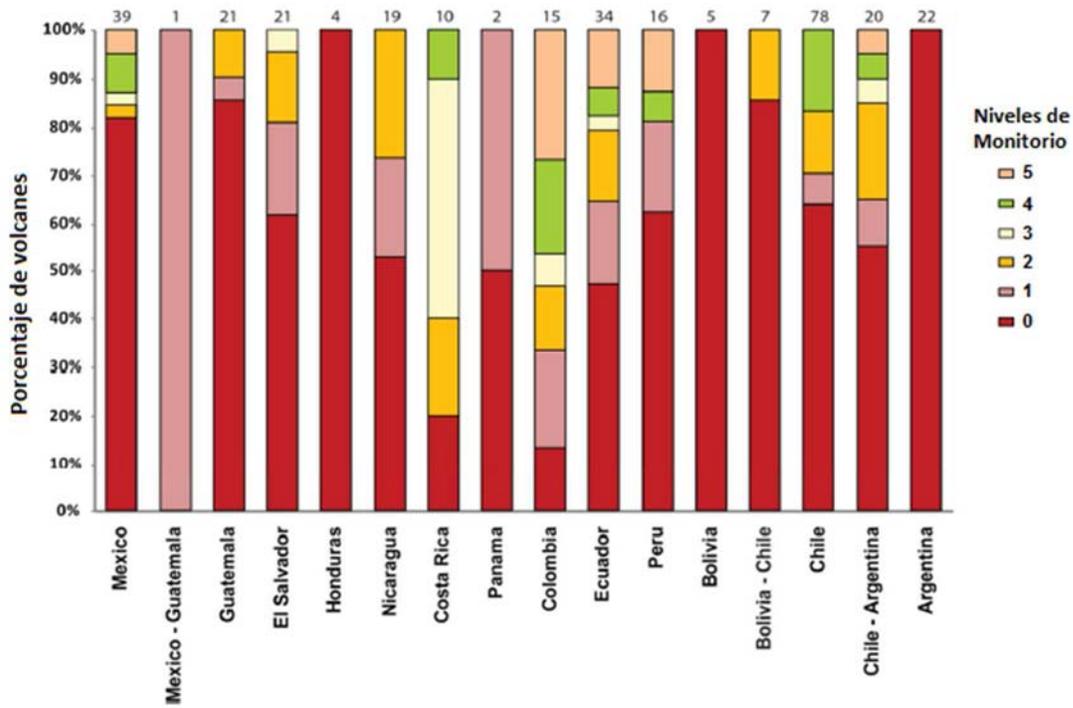


Figura 5.29. Porcentaje de los volcanes del Holoceno en Latinoamérica clasificados según sus Niveles de Monitoreo. Actualizado hasta 2012. Modificado de: Ortiz Guerrero et al. (2015).

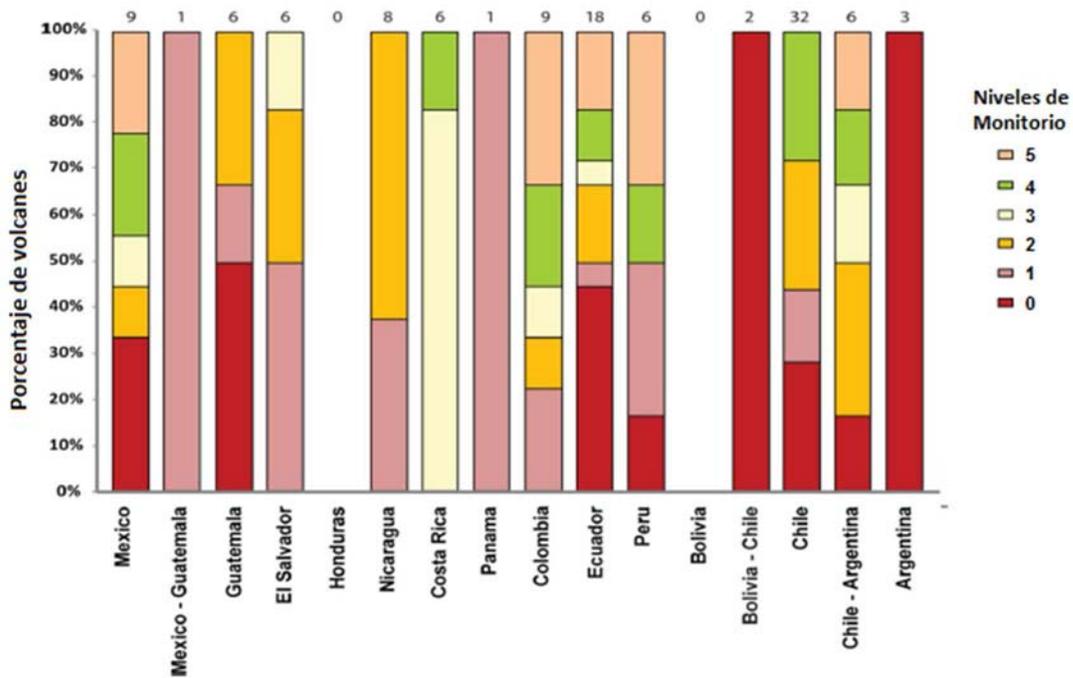


Figura 5.30. Niveles de Monitoreo de los volcanes activos históricamente en Latinoamérica. Modificado de Ortiz Guerrero et al. (2015).

5.6. Aportaciones del desarrollo de la base de datos GLOVOREMID

El desarrollo, implementación y análisis de la base de datos GLOVOREMID permite realizar un diagnóstico del estado del monitoreo volcánico en Latinoamérica, a través de la interfaz de usuario que se puede acceder en esta liga: <http://132.248.182.158/glovoremid/>

El principal aporte de esta parte de la investigación fue la clasificación de los volcanes de Latinoamérica según su Nivel de Monitoreo y su Riesgo volcánico, y como producto se publicó en artículo: “Global monitoring capacity: development of the Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database and analysis of monitoring in Latin America”, consignado el libro: “Global Volcanic Hazards and Risk” (Loughlin et al., 2015; Ortiz Guerrero et al., 2015) (Anexo 5.1)

5.7. Desventajas del desarrollo de la base de datos GLOVOREMID

La principal desventaja de la base de datos GLOVOREMID es que los datos no se encuentran actualizados. Se necesita encontrar mecanismos para incentivar a la comunidad responsable del monitoreo volcánico para que utilicen el software desarrollado y así realizar un diagnóstico oportuno y accesible que facilite la respuesta a una crisis volcánica de manera local y regional.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

Esta investigación tuvo varias etapas: la compilación y organización de datos, desde diversas fuentes y formatos (VOTW4.0: Volcanoes of the World; Siebert et al., 2010; LaMEVE: Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions; Croweller et al., 2012; Hayes et al., 2012; DeMets et al., 2010; Syracuse y Abers, 2006). Posterior a la compilación, se diseñó e implementó un sistema de bases de datos, para consultar los datos almacenados. El sistema de bases de datos desarrollado, fue vinculado a un sistema de información geográfica, el cual permite la consulta gráfica y la edición de los datos directamente en las bases de datos.

El sistema de bases de datos creado, permite realizar gráficas que relacionan el volcanismo y los parámetros geodinámicos de las placas tectónicas de la ZSMC. Particularmente se observa que existe relaciones exponenciales entre la velocidad de convergencia y el número de volcanes, sus volúmenes y el volumen de sus erupciones.

Adicionalmente, se identifica que el número de erupciones volcánicas agrupadas por el VEI aumenta de manera exponencial al aumentar la velocidad de convergencia, obteniéndose el mejor ajuste para erupciones pequeñas (VEI 1 y 2).

Cuando se considera las variaciones del espesor de la corteza bajo los volcanes, se observa que el mayor volumen de las erupciones volcánicas (todos tipos de roca) ocurre cuando el espesor tiene un valor entre de 40 -50 km.

Edades de la corteza oceánica en la trinchera entre 10 y 20 Ma favorece la producción de volumen de magma, presentándose erupciones con VEI de 1 a 8 de todos los tipos de roca.

Adicionalmente, se desarrolló una aplicación que permite realizar el diagnóstico del monitoreo volcánico en Latinoamérica. Se tomaron como fuentes de datos los reportes internos de las Instituciones de Monitoreo e Investigación volcánica de Latinoamérica (IMIV) y literatura publicada. Seguidamente, se realizó una valoración de riesgo volcánico para las ZSMC, que combina los niveles de peligro para cada volcán, los índices de exposición de la población que vive alrededor de los volcanes y los niveles de monitoreo volcánico establecidos en esta investigación. Este aporte está publicado en el libro Peligros Volcánicos Globales y Riesgo, de la oficina de las Naciones Unidas para la reducción de Riesgo de Desastre (UNISDR) (Ortiz Guerrero et al., 2015; Loughlin et al., 2015).

Para el desarrollo del sistema de bases de datos, la interfaz de usuario de GLOVOREMID y el sistema de información geográfica se utilizó software libre, demostrándose así, que no es necesario adquirir software propietario de alto costo, que en muchas ocasiones se convierte en una limitante en la investigación.

Las bases de datos producto de este trabajo, quedan a la disposición de futuras investigaciones que puedan adoptar su metodología de implementación y sean aprovechadas para encontrar relaciones adicionales entre los parámetros geodinámicos de las ZSMC y la actividad volcánica.

Vale la pena mencionar que uno de los problemas encontrados en transcurso de esta investigación, fue la falta de compatibilidad entre las bases de datos (VOTW4.0: Volcanoes of the World, Siebert et al., 2010; LaMEVE: Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions, Croweller et al.), esto debido a que tienen diseños particulares y fueron desarrolladas mediante diferentes lenguajes de programación. Para solventar esta situación, se realizaron varios procedimientos para

lograr que funcionen bajo un mismo sistema y con los mismos códigos de identificación que garanticen resultados correctos al momento de realizar consultas.

Por último, se hace un llamado a la comunidad Geocientífica para que presenten sus resultados de investigaciones en bases de datos estructuradas, con el objeto de facilitar las consultas e intercambio de datos que permitan un mejor entendimiento del comportamiento de la actividad volcánica y sus relaciones con el entorno geodinámico y de la misma manera sea posible ampliar el conocimiento del monitoreo volcánico, sus niveles de peligro y riesgo, los cuales en ultimas beneficiarían a las poblaciones afectadas por este tipo de fenómeno natural.

REFERENCIAS

- Aguilera Sáez, D. 2016. Riesgo volcánico a escala Nacional/Regional: Estudio comparado de variantes metodológicas, para su evaluación y adaptación al contexto volcánico de Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/139774>
- Aguirre-Díaz G. J., Ferrari L., Nelson S. A., Carrasco-Núñez G. y López-Martínez M., 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: un proyecto multidisciplinario. Unión Geofísica Mexicana. GEOS. 131-137p.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Zandt, G., Beck, S. 2007. Geometry and Brittle Deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171,419-434p.
- Aspinall, W., Auker, M., Hincks, T., Mahony, S., Nadim, F., Pooley, J. Sparks, R. y Syre, E. 2011. Volcano Hazard and exposure in GFDRR priority countries and risk mitigation measures- GFDRR volcano risk study. Bristol: Bristol University Cabot Institute and NGI Norway for the World Bank: NGI Report, 20100806,3.
- Auker, M.R., Sparks, R.S.J., Siebert, L., Crosweller, H.S. and Ewert, J. 2013. A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2,1-24p.
- Auker, M.R., Sparks, R.S.J., Jenkins, S.F., Brown, S.K., Aspinall, W., Delign, Ie, N.I., Jolly, G., Loughlin, S.C., Marzocchi, W., Newhall, C.G., Pala, J.L. 2015. Development of a new global volcanic hazard index (VHI). In: Loughlin SC, Sparks RSJ, Brown SK, Jenkins SF and Vye-Brown C (eds) *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge: Cambridge University Press
- Barckhausen, U., Ranero, C., von Huene, R., Cande, S., and Roeser, H., 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 19,207–19,220, doi:10.1029/2001JB000238
- Best, M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science Ltd. ISBN 1-40510-588-7.
- Bird, P. 2003. An Updated Digital Model of Plate Boundaries. v4(3). *Geochem Geophy Geosystems*. doi: 10.1029/2001GC000252
- Blakley, S. 1981. Volcanism and dynamics of open magma chambers. *Nature*, 289: 783-785.
- Bormann, P. and Gioacomo, D. 2010. The moment magnitude and the energy magnitude common roots and differences. *Journal of Seismology*. Vol 5. Issue 2. 411-427p. doi: 10.1007/s10950-010-9219-2

Brown, S.K., Auken, M.R. and Sparks, R.S.J. 2015. Population around Holocene volcanoes and development of a Population Exposure Index. In: Loughlin SC, Sparks RSJ, Brown SK, Jenkins SF and Vye-Brown C (eds) *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge: Cambridge University Press

Brown, S.K., Loughlin, S. C., Sparks, S. Vye-Brown., Barclay, J., Calder, E. 2015. Global volcanic hazard and risk. In: Loughlin, S. C., Sparks, S., Brown, S.K., Jenkins, S. F., Vye-Brown (eds) *Global Volcanic Hazards and Risk*. Cambridge University Press.

Calder, E., Sparks, R.S.J., Luckett, R. and Voight, B. 2002. Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastics flows at Soufriere Hills Volcano, Monserrat. *Geological Society of London Memoirs*, 21, 173-190p.

Cashman, K.V., Sturtevant, B., Papale, P. & Navon, O. (2000) Magma fragmentation. In *Encyclopedia of Volcanoes* (Ed. H. Sigurdsson). Academic Press, San Diego, CA. 421–30 p.

Cande, S., Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B1, 471-496p.

Cande, S. C. y Kent. D.V. 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10), 13917-13951p.
doi:10.1029/92JB01202

Carey, S., Sigurdsson, H., Mandeville, C. and Bronto, S. 1996. Pyroclastics flows and surges over water: an example from 1883 Krakatau eruption. *Bulletin of volcanology*, 57. 493-511p.

Carr, M.J. 1984. Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American Volcanic Front. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 20. 231-252p.

Carr, M. J., Feigenson, M. D., Patino, L. C. and Walker, J. A. 2004. Volcanism and Geochemistry in Central America: Progress and Problems, in *Inside the Subduction Factory* (ed J. Eiler), American Geophysical Union, Washington, D. C. doi: 10.1029/138GM09. 153-174p.

Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., 1998. Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas, *Applied Geochemistry*, Vol.13, No.5, 543-552p.

Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 42. 260-276p.

Comunidad KUMBIAPHP. 2012. Manual de KumbiaPHP Framework Beta 2. Capítulo 1 - Introducción - Cómo implementar MVC. www.kumbiaphp.com. (4 June 2013).

Crisp, J.A. 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 20, Issues 3–4. 177-211p. ISSN 0377-0273, doi.org/10.1016/0377-0273(84)90039-8.

Crossweller, H.S., Baneet, A., Brown, S.K., Cottrell, E., Deligne, N.I., Ortiz Guerrero, N., Hobbs, L., Kiyosugi, K., Loughlin, S.C., Lowndes, J., Nayembil, M., Siebert, L., Sparks, R.S.J., Takarada, S., Venzke, E. 2012. Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *Journal of Applied Volcanology*. 1:4. doi: 10.1186/2191-5040-1-4

Cruciani, C., Carminati, E., and Doglioni, 2005. C. Slab dip vs. lithosphere age: no direct function. *Earth and Planetary Science Letters* 238(3-4):298-310. doi: 10.1016/j.epsl.2005.07.025

Damon, P. and Montesinos, E. 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico. *AR Geol. Soc. Digest* 11, 155-168p.

Davies, J.H. and Bickle, M.J. 1991. A physical model for the volume and composition of melt produced by hydrous fluxing above subduction zones. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London A335*, 355-364.

Delgado-Granados H., Urrutia-Fucugauchi J., Hasenaka T. y Ban M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: *Geofisica Internacional*, v. 34, 341-352p.

Deligne, N.I. 2005. Large Explosive Volcanic Eruptions: Completeness of the Holocene. Record and Application of Extreme Value Statistics. Unpublished MSc thesis, University of Bristol.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysics J. Int.* 101. 425-478p.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*. Vol. 21. No. 29. 2191-2194p.

DeMets, C. 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28. No.21, 4043-4046p.

DeMets, C., Richard, G., Donald, F. A., 2010. Geologically plate motions. *Geophysical Journal International*. Vol. 181. Issue 1. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

De la Torre, C., Zorrilla, U., Ramos MA, Calvarro, J. 2010. Guía de arquitectura N-Capas orientada al dominio .NET 4.0. Topic: MVC Pattern. Microsoft Ibérica. España

Earth Byte Group, 2016, GPLates 1.15: Conjunto de datos y software: <http://www.earthbyte.org/gplates-1-5-software-and-data-sets/> (Marzo, 2016)

Earth Observatory of Singapore. 2017. Earth Sciences web page. Consultado el 25 mayo 2017 (<http://www.earthobservatory.sg/faq-on-earth-sciences/geology>)

England, P., Engdahl, R. and Thatcher, W. 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys. J.Int.* 156. 377-408p.

England, P., England, C. and Thatcher, W., 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geo. Phys. J. Int.*, 156(2), 377-408p.

Engdahl, E. R. van der Hilst, R.D. and Buland, R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismology. Soc. Am.* 88. 722-743p.

Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I. and Sheridan, M.F. (2000), “Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity”, *Bull Volcanol Vol.* 62, 90-104p.

Esput, N., Funicielo, F., Martinod, J., Regard, D. Faccena, C., and Brusset, S. 2008. Flat Subduction Dynamics and Deformation of the South American Plate: Insights from Analog Modeling. *Tectonics* 27, TC3011, doi: 10.1029/2007tc002175.

European Commission. 2010. Risk Assessment and Mapping Guidelines for Disasters Management. Brussels.

Ewert, J. W. y Herpel, C. J. 2004. In harm's way: population and volcanic risk. *Geotimes*, 49, 14-17.

Ewert J. W. 2017. System for Ranking Relative Threats of U.S. Volcanoes. *Nat. Hazards Rev.* doi:10.1061/(ASCE)1527-6988(2007)8:4(112-124)

Farner, M.J. y Lee, C.T. 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters.* Elsevier. 470. 96-107p.

Ferrari L., Conticelli, S., Vaggelli C., Petrone C. y Manetti P. 2000 , Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics.*vol. 318. 161-185p.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and Mexico subduction zone. *Tectonophysics.* 522-523. 122-149p. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018

Ferrés López, M.D., 2014. Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico del San Salvador (El Salvador). Tesis de Grado. Instituto de Geofísica. UNAM. México. 25p.

Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired ²³⁰Th/²³⁴U/²³⁸U and ¹⁴C dates on pristine corals. *Quat Sci Rev.* 24(16-17):1781-1796p.

Francis, P. 1993. *Volcanoes, A planetary Perspective*. Oxford University Press. Oxford., UK. 184-186p.

Free Software Foundation (FSF). <http://www.fsf.org> (Julio, 2016)

Garcés, M. y Beamud, E. 2016. La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. *Enseñanza de Ciencias de la Tierra*. ISBN: 2385-3484. 282-293p.

Gardner, W., Fisher, T., D., Morell, K. y Cupper, M. 2013. Upper-plate deformation in response to flat slab subduction inboard of the aseismic Cocos Ridge, Osa Peninsula, Costa Rica. *Lithosphere*. 5. 247-264. 10.1130/L251.1.

Gee, J. S. y Kent, D. V. (2007). Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale. En M. Kono (Ed.), *Geomagnetism*, volume 5 of *Treatise on Geophysics*. Elsevier. 455–507p.

Geyer, A. and Martí, J., 2008, The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.017

Gill, J. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag.

Global Volcanism Program, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.5.2. Venzke, E. (ed.). Smithsonian Institution. Consulted 16 Nov 2016. <http://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

GLOVOREMID (2014). Instituto de Geofísica. UNAM. México. Accessed regularly. Available on <http://132.248.182.158/glovoremid/>

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. y Ferrari, L. 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 129–181 p, doi: 10.1130/2007.2422(05).

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S. 2017. Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt, *Earth-Sci*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>

Google Earth. <https://www.google.com/earth/> (Julio, 2016)

Grosse, P., Euillades, P., Euillades, L., Van Wyk de Vries, B. 2014. A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*. Vol.76: 784, doi: 10.1007/s00445-013-0784-4

Grunder A L, Mahood G A, 1988. Physical and chemical models of zoned silicic magmas: the Loma Seca Tuff and Calabozos caldera, southern Andes. *J Petr*, 29: 831-867.

Gutscher, M.A., Malavielle, J., Lallemand, S. and Collot, J.Y., 1999a. Tectonic Segmentation of the North American Margin: impact of the Carnegie Ridge Collision. *Earth Planetary Sciences Letters* 168, 255-270p.

Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P. and Maury, R. 1999b. The Last Inca Plateau: Cause of Flat Subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Sciences Letters*. 335-341p.

Gutscher, M. A., Samaniego, P., Pennec, J.L., Johnson, J.B. 2008. Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of volcanology and geothermal research*. 176. 1-6

Hall, M.L., Samaniego, P., Pennec, J.L. and Johnson, J.B. 2008. Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 176. 1-6p

Harrison, C. G. A., Plate VLBI and SLR Global Data. (1992). Grant: NASA NAG-741. Final Report. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science. University of Miami.

Hasegawa, A. 1989. Seismicity: Subduction Zone. In *Encyclopedia of Earth Sciences*. Springer US. ISBN 978-0-387-30752-7. Doi 10.1007/0-387-30752-4_129. 1054-1061p.

Hasegawa, A. 2011. Seismicity, Subduction Zone. In *Encyclopedia of Solid Earth*. Springer Netherlands. ISBN 978-90-481-8701-0. Doi 10.1007/978-90-481-8702-7_14. 1305-1315p.

Hasenaka T, Carmichael I S E, 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 105-124

Hayes, G.P., Wald, D.J., and Johnson, R.L. 2012. Slab 1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res.* 117. B01302, doi:10.1029/2011JB008524 <http://earthquake.usgs.gov/data/slab/map/> Consultado en diciembre 2016

Hofmann, A. W. 1997. Mantle geochemistry, the message from the ocean volcanism. *Nature*, v. 385, 219-229p. doi: 10.1038/385219a0.

Hughes, G. R. and Mahood, G. A. Silicic calderas in arc settings: Characteristics, distribution, and tectonics controls. *GSA Bulletin*. V.123. no. 7/8; 1577-1595: doi: 10.1130/B30232.1

Jarrard, R., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* Vol. 24. No. 2, 217-284p.

Jenkins, S., Komorowski, C., Baxter, P.J., Spence R., Picquout A, Lavigne, F. 2013. The Merapi 2010 eruption: An interdisciplinary impact assessment methodology for studying pyroclastic density current dynamics. *J Volcanol Geotherm Res* 2013; 261: 316–329p.

Kadirioglu, F. and Kartal, R. 2016. The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900-2012) Turkish Journal of Earth Sciences. Vol. 25. 300-310p doi: 10.3906/yer-1511-7

Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J. 2009. Global Tectonics. 3rd Edition. Wiley-Blackwell

Kendall, K., Kendall, J. 2011. Análisis y diseño de sistemas: 8va edición. Pearson Educación. ISBN 978-607-32-0577-1

Kirby, S. H., Durham, W. B., Stern, L.A. 1991. Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subduction lithosphere. Sciences. Washington. Vol 252, Issue 5003. 216p

Kobler, A., Julich, S. and Bloemertz. 2004. Guidelines Risk Analysis - a Basis for Disaster Risk Management. GTZ and Federal Ministry of Economic Cooperation and Development.

Korte, G. 2001. The GIS Book. Autodesk press. 5 th Ed.

Kumar, A., Wagner, L., Beck, L., Long, M., Young, B. Tavera, H., Minaya, E. 2016. Seismicity and State of stress in the central part of Peruvian flat slab. Earth and Planetary Sciences Letters. 441.71-80p.

Laske, Gabi & Masters, Guy & Ma, Z & E. Pasyanos, M. 2012. CRUST1.0: An updated global model of Earth's crust. Poster presentation at AGU

Le Bas, M J., Le Maitre, R W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J Petr, 27: 745-750p.

Leyrit H. y Monteneat C. 2000. Volcaniclastic rocks from magmas to sediments, Flank collapse and debris avalanches deposits. Gordon and Breach Science Publishers, p. 111-129

Le Maitre R W. (ed), Streckeisen A., Zanettin B, Le Bas M J., Bonin, B., Bateman, P. 2002. Igneous rocks. A classification and Glossary of terms. Recommendation of the International Union of Geological Sciences. Subcommittee of the Systematic of Igneous Rocks. Cambridge University Press. ISBN 0-521-66215-X

Lombana Criollo, C., Ortiz Guerrero, N. Delgado Granados, H., Beltrán Gómez, A. 2015. Strategic planning of information from Research and Volcano Monitoring Institutions in Latin America. Workshop on Engineering Applications International Congress on Engineering (WEA). ISBN: 9781509002276. doi: 10.1109/WEA.2015.7370155. 1-5p

Loughlin SC, Sparks RSJ, Brown SK, Jenkins SF and Vye-Brown C (eds). 2015. Global Volcanic Hazards and Risk, Cambridge: Cambridge University Press

Loughlin, S. C., Vye-Brown, C., Sparks, S., Brown, S.K., Barclay, J., Calder, E. Cottrell, E. 2015. An introduction to global volcanic hazard and risk. In: Loughlin, S. C., Sparks, S., Brown, S.K., Jenkins, S. F., Vye-Brown (eds) Global Volcanic Hazards and Risk. Cambridge University Press.

MacKenzie, L., Abers, G., Fischer, K., Syracuse, E.M., Protti, M., Gonzales, V., Strauch, W. 2008. Crustal structure along the southern Central American volcanic front. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Vol. 9. No. 1. ISSN: 1525-2027.

Manea, V. C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R. W., Husker, A., & Kostoglodov, V. 2017. A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 695, 27-52

Manea, V.C., Gurnis, M., 2007. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters* 264, 22–45p.

Manea, V.C., Manea, M. and Ferrari, L. 2013. A geodinamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*.

Manea, V.C., Pérez-Gussinye, M., Manea, M. 2011. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*. doi:10.1130/G32543.1

Mantle, G.W., Collins, W.J., 2008. Quantifying crystal thickness variations in evolving orogens: correlation between arc basalt compositions and Moho depth. *Geology* 36, 87–90p.

Márquez, A., Oyarzun, R., Dobls, M., Verma, S.P. 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic Volcanism in the Mexican Volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagatin rifting at an active margin? *Gology*. 27: 1056.

Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra Chichinautzin Volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*. ELSEVIER. Vol. 486, issues 1-4. ISSN 0040-1951. 55-64p.

Melgar, D., Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1449–1460. doi:10.1007/s00024-010-0199-5.

Mignan, A. y Woessner, J. 2012. Estimating the magnitude of completeness in earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. Doi: 10.5078/corssa-00180805. Available at <http://www.corsa.org>

Morell, K., Kirby, E., Fisher, D., and van Soest, M., 2012. Geomorphic and exhumational response of the Central American volcanic arc to Cocos Ridge subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, p. B04409, doi:10.1029/2011JB008969.

Moreno, T. y Gibbons, W. 2007. *The Geology of Chile*. The Geological Society London. 440p

Müller, R.D., Roest, W., Royer, J., Gahagan, L.M., Sclater, J. G. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*. 3211-3214p. doi: 10.1029/96JB01781

Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

Nelson S A, Gonzalez-Caver E, 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico. *Bull Volcanol*, 55: 85-96.

Nelson, S.A., Gonzales-Caver, E., Kyser, T.K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contributions to mineralogy and petrology* 122 (1-2), 191-211. doi: 10.1007/s004100050121

Newhall, C. G., and Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J Geophys Res (Oceans & Atmospheres)*, 87: 1231-38p.

Nixon G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Harakal, J.E., 1987. K–Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. v. 26, 109–158p.

Olaya, V. 2014. *Sistemas de Información Geográfica*. Consultado el 31 mayo 2017 en: <http://volaya.github.io/libro-sig/>

Oreskes, N., 1999. *The Rejection of Continental Drift: Theory and Method in American Earth Science*. Oxford University Press: New York.

Oreskes, N., 2005. *Plate Tectonics: An insider's History of the Modern Theory of the Earth*. ISBN 0-8133-4132-9

Ortega-Gutiérrez, F. Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda- Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., and Nieto-Samaniego, A., 1992, *Carta Geológica de la República Mexicana*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 74p.

Ortiz Guerrero, N., Brown, S.K., Delgado Granados, H. and Lombana Criollo, C. 2015. Global monitoring capacity: development of the Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database and analysis of monitoring in Latin America. In: Loughlin SC, Sparks RSJ, Brown SK, Jenkins SF and Vye-Brown C (eds) *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge: Cambridge University Press.

Ortiz, N., 2008. *Development and Analysis of a Global Database on Explosive Volcanism*. Unpublished MSci Thesis, University of Bristol. (www.bris.ac.uk/volcanology/groups/vogripa)

Open Source Initiative. <https://opensource.org/> (Junio, 2016)

OVSICORI. 2018. *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica. Monitoreo Geoquímico*. Consultado en 7 febrero 2018 de <http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php/vulcanologia/geoquimica/monitoreo-geoquimico>

- Papale, P. and Shroder, J.F. 2014. Volcanic Hazards, Risk and Disasters. Elsevier: Amsterdam. 532p.
- Parfitt, E. A. y Wilson, L. 2008. Fundamentals of Physical Volcanology. Blackwell Science Ltd. ISBN 978-0-63205443-5.19p
- Pardo, M. and Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. Journal of Geophysical Research. Vol. 100. Issue B7. 12357-12373p.
- Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G. and Ma, T. 2014. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119,2153–2173, doi:10.1002/2013JB010626.
- Pedraza, P., Vargas, C.A., Monsalve, H. 2007. Geometric model of Nazca plates subduction in Southwest Colombia. Earth Sciences Research Journal. Vol.11 No.2. 117-130p
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. Geophysical Research Letters 35, L18303. doi:10.1029/2008GL035127
- Pilger, R.H. 1981. Plate Reconstructions, Aseismic Ridges, and Low Angle Subduction beneath the Andes. Geological Society of America Bulletin 92,448-456p.
- Protti, M., Gundel, F., McNally, K. 1994. The geometry of the Waddati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 84. 271-287p.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., and Fishwick, S. 2010. Seismic tomography: A window into deep Earth. Physics of the Earth and Planetary Interiors.178. 101-135p
- Riley, C.M., 1980. Debris avalanches, landslides and tsunamis. Michigan Tech, Geological and Mining Engineering and Sciences. Consultado el 13 de junio de 2017 de <http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/hazards/primer/move.html>
- Protti, M., Guendel, F. and McNally, K. 1995. Correlations between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati- Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica.in Geologic ad Tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Southern Central America. Geol. Soc. Of America Special paper 295. 309-326p.
- Pyle, D.M. 2000. Sizes of Volcanic Eruptions, In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego San Francisco New York Boston London Sydney Tokyo, 263-269p.
- QGIS. Sistema de Información Geográfica. <http://qgis.org/> (Junio, 2016)

- Ramos, V.A., Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications 327, pp. 31–54 (doi:10.1144/SP327.3).
- Ruff, F. and Kanamori H., 1980. Seismicity and the subduction process. *Physics Earth Planet Int.* Elsevier. 23:240-252p.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N. Fisher, R.V. 1987. The 1982 eruption of El Chichón Volcano, México. (3): physical properties of pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.* 49, 467-488p.
- Scandone, R., Arganese, G., Galdi, F. 1993. The evaluation of volcanic risk in the Vesuvian area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 58, 1-4. 263-271p.
- Schmidt, M. W. y Poli, S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters.* 163: 361-379p.
- Schmincke, H-U. 2004. *Volcanism*. ISBN 3-540-43650-2. Springer. Germany.
- Servicio Geológico de los Estados Unidos, 2016, Centro de Información Nacional de Sismos (NEIC): <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (Marzo, 2016)
- Siebert L. 1996. Hazards of Large Volcanic Debris Avalanches and Associated Eruptive Phenomena. In: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Berlin, Heidelberg
- Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P., 2010, *Volcanoes of the World: Third Edition*. University of California Press
- Silberschatz, A., Korth, H. F., Sudarshan, S., 2002, *Fundamentos de Bases de Datos*. McGraw-Hill Inc. 4ta Ed. ISBN: 0-07-228363-7
- Skinner, S. M. and Clayton, R. W., 2011. An Evaluation of Proposed Mechanism of Slab Flattenig in Central Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 168. 1461-1474p. doi: 10.1007/s00024-010-0200-3
- Smithsonian, 2013, *Global Volcanism Program: Volcanoes of the World 4.0*. Washington D.C. <http://volcano.si.edu/> (Noviembre, 2013)
- Sparks, R. S. J. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **3**, 1–37p.
- Sparks, R. S. J.; Meyer, P.; Sigurdsson. H. 1980. Density variations amongst mid-ocean ridge basalts: implication for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth and planet. Sci. Letters*, 46: 419-430pp.
- Sparks, R.S.J. 1992. Magma generation in the Earth. In: Brown, G., Hawkesworth, C. Wilson, C. (Eds). *Understanding the Earth*. Cambridge, UK. Cambridge University Press. 91-114p.

Sparks, R.S.J. 1993. Génesis y evolución de los magmas. En: Marti, J. y Araña, V. (Eds.), La volcanología actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid. ISBN: 84-00-07363-0

Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.S., Glaze, L.S., Sigurdsson, H., Woods, A.W. 1997. Volcanic Plumes. John Wiley, New York

Stern, Charles R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>

Stern, R.J. 2002. Subduction Zones. *Rev. Geophys.* 40(4), 1012, doi:10.1029/2001RG000108
Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L. (coordinators), Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M. y Skewes A. 2007. Volcanes Chilenos. En Moreno, T. Gibbons, W. (eds) 2007 The Geology of Chile. The Geological Society. London. 414 p.

Stuiver M, Reimer P.J. 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*. 35(1):215–230p.

Syracuse, E. M., and Abers, G.A. 2006. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. v7(5). ISSN 1525-2027. doi: 10.1029/2005GC001015

Tavera, H., Vilea, R., Marín, G. 2006. Inferences on the geometry of the Nazca plate in Northwestern Peru based on data collected by local seismograph network. *Earth Sciences Research*. Vol. 10. No. 1. 15-24p.

Tatsumi, Y. 2005. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *GSA Today*. v.15, no.7. doi: 10:1130/1052-5173(2005)015

Tebbens, S.F., Cande, S. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B6, p. 1206112084.

UNAVCO. Plate Motion Calculator. <http://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html> (Junio, 2016)

UNISDR (United Nations Office for Disaster Risk Reduction). Terminology. Consultado 19 junio 2017 de <https://www.unisdr.org/we/inform/terminology>

U.S. Geological Survey (USGS). 2016. Comprehensive monitoring provides timely warnings of volcano reawakening. Consultado el 18 junio 2017 de <https://volcanoes.usgs.gov/vhp/monitoring.html>

Venezky, D.Y. and Newhall, Ch. 2007. WOVOdat Design Document: The Shema, Table Descriptions, and Create Table Statements for the Database of Worldwide Volcanic Unrest (WOVOdat Version1.0). US Geological Survey Open File Report 2007-1117, 184 p. [<http://pubs.usgs.gov/of/2007/1117/>]

Walker, G.P.L., 1980. The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8 69-94p.

Villalaín, J. J. 2016. La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo. Enseñanza de Ciencias de la Tierra*. ISBN: 2385-3484. 261-274p.

Walther, C., 2003, The crustal structure of the Cocos Ridge off Costa Rica: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 2136, doi:10.1029/2001JB000888.

Wiemer, S. y Wyss, M. 2000. Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs examples from Alaska, the western of United State and Japan. *Bull. Of Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A global Tectonic Approach*. ISBN: 978-94-010-9388-0 (eBook). Springer. Capítulo 7. 191-208p.

Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 114, B01302. doi:10.1029/2008JB005830.

Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R., Giese, P., Wigger, P., Rower, P., Wallance, T., Pardo, M., Comte, D. 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Letters to nature*. Vol. 408. 958-961 p. doi: 10.1038/35050073

Zellmer, G. F., 2008. Some first-order observations on magma transfer from mantle wedge to upper crust at volcanic arcs. In: *Annen, C. & Zellmer, G.F.(eds) Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society, London, Special Publications, 304, 15-31p. doi: 10.1144/SP304.2

Zhao, H. D. and Horiuchi, S. 1992. Tomographic Imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J.Geophys. Res. Vol.*, 97, 19909-19928p.

Zhao, H. D., Hasegawa, A., Kanamori, H. 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. *J.Geophys. Res. Vol.*, 99. 22313-22329p.

Zhu, L., Kan, W., Zhang, Y. y Sun, J. 2016. Visualizing the Structure of the Earth's Lithosphere on the Google Earth Virtual-Globe Platform. *International Journal of Geo-Information*. 5,25; doi: 10.3390/ijgi5030026. Accedido el 26 mayo 2018, desde <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>

ABREVIACIONES

GLOVOREMID: Global Volcano Research and Monitoring Institutions database

LaMEVE: data base on Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions (Croweller et al., 2012)

IMIV: Instituciones de Monitoreo e Investigación Volcánica

MVC: Model View Controller

MARS: Mapping the Rivera subduction zone (Yang et al., 2009)

MASE: Meso America Subduction Experiment (Pérez-Campos et al., 2008)

NEIC: The National Earthquake Information Center. Parte del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS)

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration. National Centers for Environmental Information

TCP/IP: Transmission Control Protocol/Internet Protocol

UNAVCO: consorcio universitario sin ánimo de lucro que facilita la investigación y educación en geociencias usando la geodesia (UNAVCO, 2016).

VEOX: Veracruz-Oaxaca Subduction Experiment (Melgar and Pérez-Campos, 2011; Pérez-Campos et al., 2008)

VOMODA: Volcano Monitoring Database

VOTW4.0: Volcanoes of the World database, version 4.0 (www.volcano.si.edu; Siebert et al. 2010)

GLOSARIO

Rift: grieta, fractura

Slab: es la porción de la placa tectónica que es subducida

Cuña del manto: es una porción del manto que se encuentra encima de la zona de subducción.

Código abierto: el software de código abierto es aquel distribuido bajo una licencia que permite su uso, modificación y redistribución (Open Source Initiative, <https://opensource.org>).

Gestor de base de datos: es un conjunto de programas que permiten crear y mantener bases de datos, asegurando su integridad, confidencialidad y seguridad (Kendall y Kendall, 2011).

KumbiaPHP Framework: es una aplicación que ayuda a construir aplicaciones web (Comunidad KumbiaPHP, 2012).

MySQL: es un sistema de gestión de bases de datos relacional de código abierto y basado en lenguaje de consulta estructurado (www.mysql.com).

Open Source Initiative: es una corporación sin ánimo de lucro de ámbito mundial formada para educar y defender las iniciativas de código abierto, el cual consiste en un método de desarrollo de software basado en la cooperación de pares y la transparencia. Además, el código abierto, se caracteriza por tener una mayor calidad, fiabilidad transparencia y flexibilidad a menor coste y sin tener dependencia con un proveedor (<https://opensource.org>)

PHP lenguaje: El PHP (acrónimo de Hypertext Preprocessor), es un lenguaje interpretado de alto nivel embebido en páginas HTML y ejecutado en un servidor (www.php.net).

ANEXOS (en formato digital)

CAPÍTULO IV

Anexo 4.1. Tablas y datos de ejemplo de base de datos VOTW-ZSMC en PostgreSQL

Anexo 4.2. Publicación Lombana et al. (2015)

Anexo 4.3. Diagrama completo de las tablas y relaciones en GLOVOREMID

Anexo 4.4. Registro público de derecho de autor de GLOVOREMID

Anexo 4.5. Guía de instalación de GLOVOREMID

CAPÍTULO V

Anexo 5.1. Publicación Ortiz Guerrero et al. (2015)

ANEXO 4.1. Tablas y datos de ejemplo de base de datos VOTW-ZSMC en PostgreSQL

Las tablas que se presentan como ejemplo tienen datos reales del volcán Ubinas (Perú) y la erupción ocurrida el 23 de julio de 1951, con un VEI 2. Son un complemento a las tablas presentadas en el capítulo IV (VOTW4.0)

Tabla: volcanofeatures	
Se almacenan los rasgos de un volcán. Para el ejemplo, el volcán Ubinas no tiene rasgos asociados	
Campos	Datos de ejemplo
volcanofeatures_id	
volcanonumber	354020
featurenumber	
featurename	
featuretype	(ver tabla type_feature)
elevation	
latitudedecimal	
longitudedecimal	

Tabla: volcanoreferences	
Aquí se almacenan las referencias consultadas para alimentar la tabla volcanes	
Campos	Datos de ejemplo
volcanoreferences_id	3301
volcanonumber	354020
author	Hantke G, Parodi I
pub_year	1966
title	Colombia, Ecuador and Peru
source	Catalog of Active Volcanoes of the World and Solfatara Fields, Rome: IAVCEI, 19: 1-73
reference_detail	

Tabla: eruption_references	
En esta tabla se almacenan las referencias de las erupciones y tiene los mismos campos que la tabla volcanoreferences	

Tabla: eruption_events	
Aquí se guardan los eventos asociados a erupciones tales como explosiones, emisión de cenizas, formación de cráter (ver tabla type_event).	
Campos	Datos de ejemplo
eruption_events_id	4624
volcanonumber	354020
activity_id	10342
event_type	Explosion (ver tabla type_event)
event_remarks	violent and strong
event_date_year	1951
event_date_month	7
event_date_day	23

Tabla: eruption_start_dates	
Esta tabla guarda la fecha inicial de las erupciones	
Campos	Datos de ejemplo
eruption_start_dates_id	4
volcanonumber	354020
activity_id	10342
evidencemethod	Historical Observations (ver tabla type_evidence_method)
dateyear	1951
datemonth	7
dateday	23

Tabla: eruption_stop_dates	
Esta tabla almacena la fecha final de las erupciones y tiene los mismos campos que la tabla eruption_start_dates	

Tabla: eruption_vent_description	
Se almacenan las características de la fumarola o cráter por donde ocurrió la erupción	
Campos	Datos de ejemplo
eruption_vent_descr_id	3
volcanonumber	354020
activity_id	10342
vent_description	Central vent(ver type_vent_description)

Tabla: eruption_volumes	
En esta tabla se almacena los datos de volúmenes por erupción	
Campos	Datos de ejemplo
eruption_volumes_id	393
volcanonumber	354020
activity_id	11777
volume_type_name	Tephra (total) (ver tabla type_volume)
volume_modifier	
volume_value	2.8
volume_exponent	9
volume_uncertainty	9.9

Tabla: population	
En esta tabla se guardan el número de habitantes que vive en las cercanías de los volcanes (5 km, 10 km, 30 km, 100 km)	
Campos	Datos de ejemplo
population_id	177
volcanonumber	354020
within_5km	180
within_10km	1195
within_30km	14607
within_100km	1136785

Tabla: synonyms	
Aquí se guardan los sinónimos de los nombres de los volcanes	
Campos	Datos de ejemplo
synonyms_id	225
volcanonumber	354020
volcanoname	Ubinas
synonymname	Uvillas

Tabla: type_activity	
El tipo de actividad califica a una erupción en la tabla activity	
Los tipos de actividad incluyen: Discredited Eruption, Confirmed Eruption, Uncertain Eruption	

Tabla: type_event
Esta tabla guarda los tipos de eventos que caracterizan una erupción
Los tipos de eventos incluyen: Edifice destroyed, Lava fountains, Inflation, Property damage, Tsunami, Island formation, Earthquake (tectonic), Blocks, Debris avalanches, Evacuations, Fauna kill, Lightning, Degassing, Crater formation, Fumarolic or solfataric, Caldera formation, Scoria, Tephra, Exposion y 29 tipos más (ver tabla en base de datos VOTW en PostgreSQL)

Tabla: type_evidence_method
Aquí se guardan los tipos de datación o evidencia que caracterizan la fecha de la erupción
Los tipos de métodos de evidencia incluyen: Radiocarbon (uncorrected), Radiocarbon (corrected), Tephrochronology, Anthropology, Potassium-Argon, Historical Observations, Ice Core, Surface Exposure, Surface Exposure, Ar/Ar

Tabla: type_feature
Son los tipo de rasgos asociados a un volcán
Los tipos de rasgos incluyen: Pyroclastic cone, Crater, Tuff cone, Dome, Shield volcano, Maar, Lava cone, Volcanic field, Geysir y 15 tipos más (ver tabla en la base de datos VOTW en PostgreSQL)

Tabla: type_geotime_epoch
Los datos de esta tabla califican a los volcanes que pueden tener erupciones confirmadas y no confirmadas en el Holoceno o en el Pleistoceno
Pleistocene, Holocene

Tabla: type_rock
Esta tabla almacena los tipos de roca asociados a un volcán en la tabla volcanorocktype
Dacite, Basalt / Picro-Basalt, Trachybasalt / Tephrite Basanite, Rhyolite, Andesite / Basaltic Andesite, Trachyandesite / Basaltic trachy-andesite, Trachyte / Trachyandesite

Tabla: type_volcano
Los tipos de volcanes que se relacionan en la tabla volcano se almacenan aquí
Los tipos de volcanes incluyen: Volcanic field, Cinder cone(s), Tuff cone, Pyroclastic cone, Lava cone, Shield, Caldera(s) y 27 tipos más (ver tabla en la base de datos VOTW en PostgreSQL)

Tabla: type_volume

Los tipo de volumen aquí almacenados se relaciona en la tabla eruption_volumes

Los tipos de volumen de erupciones son: Tephra (DRE), Tephra (juvenile), Tephra (total), Lava (total), Total (DRE), Lava (submarine), Lava (DRE), Tephra (accidental), Tephra (C148DRE)

Strategic planning of information from research and volcano monitoring institutions in Latin America

Cristhian Lombana Criollo, Adán Beltrán Gómez
Vicerrectoría de Investigaciones
Universidad Manuela Beltrán
Bogotá, D.C., Colombia
{cristhian.lombana, adan.beltran}@docentes.umb.edu.co

Natalie Ortiz Guerrero, Hugo Delgado Granados
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, C.P. 04510, Coyoacán, Distrito
Federal, México
{nortiz, hugo}@geofisica.unam.mx

Abstract—This article proposes the use of strategic planning of information systems to improve the management of information concerning to the volcano monitoring equipment that is in charge of the Research institutions and volcano monitoring in Latin America (RIVMLA). In first place, technology needs are analyzed for information management; subsequently it explains how the strategic plan of information systems is being develop and lastly it gives a concrete result that consist in the construction of the software GLOVOREMID (Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database) product and it evaluates the improvements of management information. The surveys that were applied in the first part of the investigation, shows that the majority of the RIVMLA uses spreadsheets as a tool to store data from volcanic activity and volcanic monitoring tools, that identifies a general knowledge of relational bases from scientist and technicians, but still needs the appropriation of RIVMLA information technologies.

As a result product of this investigation process and through the application of information management strategies, it presents a software denominated GLOVOREMID, which facilitates the diagnosis of volcano monitoring in Latin America.

Keywords—databases; volcano monitoring; monitoring; strategic planning; information systems; GLOVOREMID

I. INTRODUCTION

This article talks about the information management in RIVMLA. It is considered that the information about volcano monitoring it's of great importance when it comes to the evaluation of population vulnerability exposed to the dangers of volcanoes activities. Based on this information, it's possible to take preventive action that could help to reduce the effects of a volcanic crisis, Such as the achievement of specialized equipment that will allow a Continuous monitoring of active volcanoes.

Currently, some RIVMLA's have their own web portals, where they give information about volcanic activity. But only in rare cases, the information on instrumentation for volcanic monitoring is available because it is not considered of immediate interest.

This investigation proposes a way to manage information of volcano monitoring in three fundamental steps:

978-1-5090-0228-3/15/\$31.00 ©2015 IEEE

instrumentation, human resources and laboratories. There is a data base that stores the volcano monitoring records worldwide denominated WOVodat [1], developed by the Earth Observatory of Singapore. Unlike GLOVOREMID, this data base only stores information from volcano observatories, and it does not take in count other institutions that conduct volcano researches. Furthermore it does not have interfaces with different roles that allow the visualization of stored information. In the records found, it can be observed that there is information that should be shared between different volcano observatories, to obtain references, for example, in [2] are doing an investigation about the reduction of risk in Tungurahua-Ecuador, through the recollection of scientific data from different partners such as: lookouts citizens, scientists and technicians; in [3] it can be found the development of a software product and a data base called "Is Falling Ash" used by the Alaska Volcano Observatory to collect observations of rain ashes in the pacific north area, this allows scientist to prevent and control information from ash dispersion; for this development it's not observed a strategic planning to manage that information. Another project in which information is managed is found in [4], this data base manages information from Quaternary Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions, which is part of the project VOGRIPA (Volcanic Global Risk Identification and Analysis Project) recently manages information from 3000 volcanoes, and 1800 record of Quaternary Eruptions.

What can be seen in these major projects of great importance is that they attack directly the necessity of managing information, using relational data bases and constructing in occasions, software that allows the evolution of these data bases.

What we are proposing in this article is to use the strategic planning information technologies for this type of projects. In first place this article will show the state of knowledge of the technology from the RIVMLA, and it will describe how information management improved from coming information from RIVMLA in the specific case of GLOVOREMID.

II. THEORETICAL FRAMEWORK

The development of information systems is a necessity in any recent organization to increase competitiveness, but is

III. METHODOLOGY

A. PHASE I- Analysis of technology needs for information management

considered that there should be a development in information systems conducting a strategic planning of information systems; otherwise it will be a waste of time and resources in the creation of such system. Through the planning, it can be observed in the first place the real need for programming information systems; it may be true that the software is acquired rather than building it from scratch or use a software that already exists to supply the needs; these all depends on the decisions taken after the strategic planning.

According to [5] the creation of an information system is justified from the problems category: P (Performance) necessity to improve performance, I (Information) necessity to improve information, E (Economics) need of economy (cost and benefits control), C (Control) necessity to improve increase control and security, E (Efficiency) necessity to improve performance on people and processes, S (Service) necessity to improve service on costumers, providers, partners, employees, etc. For our case a study is performed by category, I (Information) due to the information that is scattered in each RIVMLA, and it is necessary to collect, centralize, and analyze information.

A strategic information system can help grow parallel the use of technology and the business because it is defined strategically, what are those aspects that we need to attack and prioritize and how it should be built in technical terms, from human resources and economics. Some questions arise [6] about the strategic planning of information systems, those questions are: what is the company mission? What kind of businesses will have the organization during the next years? What are the priorities of the requirements of business? What is the key information of the organization? What information are the clients and internal actors demanding? A good planning strategy could response to those questions and provides a bridge of communication between the functions of the future system and the real needs of the business. According to [5] there are four phases for the development of a planning strategy of information systems: creation of a working team, description of the actual situation of SI/TI, making of the strategic planning and the programing of activities. The document exposed in [7] establishes that all of the strategic phases are needed to create a successful GLOVOREMID software, but furthermore of the creation of the software, the use of strategic planning of information technology as a tool to choose the right development methodology for the product to have an impact in the organization.

In order to develop information system for organizations, it is necessary to implement the software architecture. The software architecture is an essential part of software engineering and gives aspects like mantenibility, security, usability, performance and others that are transversals to functionality [8].

In the software architecture process we define the architectural pattern. There are many architectures and styles like: layers, service oriented and Model-View-Controller. In the GLOVOREMID development we use Model-View-Controller pattern because this pattern let us implement the functionality in the web platform easily and verify the software architecture attributes described [9] [10].

In order to describe the current situation of SI/TI in the organization, in this case RIVMLA, in this section it analysis the level of technology knowledge from the institutions, 12 institutions were analyzed from volcano monitoring in Latin America among them are: Argentina, Costa Rica, Panamá, México, Chile, Bolivia, Peru, Ecuador, Colombia, Nicaragua, El Salvador y Guatemala. It was evaluated three indicators: 1) knowledge of the term “data base” from scientist and administrators 2) Incursion of professionals of information technology 3) store data in electronic spreadsheets and software.

B. PHASE II- Strategic Planning Information Systems

The strategic plan of information systems completed is proposed, with the next activities: definition of the SWOT analysis (weakness, opportunities, strengths, and threats), timetable, work packages definition, and system architecture.

This process is new because we are adding a planning inside an engineer process in an area, where it has never been applied before, to manage, in a strategic way, the information of RIVMLA.

C. PHASE III- Construction of the software product

From the results of the strategic planning is designed, constructs and applies an information system called GLOVOREMID, with positive effects for RIVMLA.

IV. RESULTS

With the purpose to describe the results it will be taken in count the indicators mentioned in the phase I of the methodology.

In the indicator 1 it was intended to investigate about “the knowledge of the data base”. How is indicated in the Fig. 1. The scientist and technicians do not have knowledge about OLAP (Online Analytical Processing), SQL (Structured Query Language) and data mining; the majority has information of sheets of information management in spreadsheets.

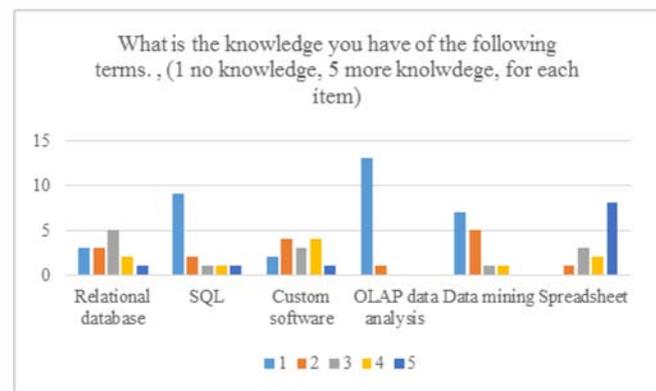


Fig. 1. Indicator 1.

For indicator 2 we investigate the “incursion of professional of technology information”. The 65% agrees that less of the 30% works in information technology in the RIVMLA surveyed at is shown in the Fig. 2.

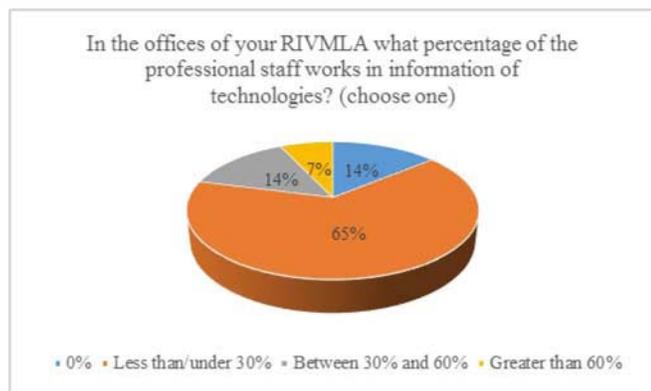


Fig. 2. Indicator 2.

For indicator 3 we investigate about the “Data stored in spreadsheets and software”, according to the results that can be observed in Fig. 3. These spreadsheets are more used to store the data and further analysis. The relational data base is less used.



Fig. 3. Indicator 3.

Then, from the information found it starts the process of discovering the technology necessities for information management where it can be found a possible priority: the information administration of volcanic monitoring capabilities in RIVMLA, therefore the following problem is defined: due to an in adequate appropriation of the term “data base” by the Experts in Volcanic Monitoring in Latin-America because of the use of spreadsheets to store data, there is not a relational data base and a software product based on the internet capable of doing a diagnostic on line about the data, about the instrumentation, human resources, instrumental capability and laboratories in the RIVMLA to improve the national capacity and the international cooperation.

To solve this problem, it is necessary to start with the creation of the SWOT analysis described in Table I, for this specific necessity and with a score of quadrants it is able to

determine that the appropriate strategies are: DA1- analyze, design and construct a software product of web type and a relational data base with the best practices of software development and offer a continuous support. DA2- using internet as a way to centralize the information, using data base and a coherent software product for the information administration necessities.

TABLE I. RATING QUADRANTS IN THE SWOT ANALYSIS

	Opportunities	Threats	Total
Strengths	<p>MAXI – MAXI</p> <p>FO1. If we develop a data base and a software product that allows us to take advantage of all the knowledge of the experts and make a diagnostic on line of the existence of qualified human resources, the instrumental capacities and laboratory, volcano monitoring networks will permit the access to multiple sources of funding to improve the national capacity and international cooperation. (7)</p>	<p>MAXI – MINI</p> <p>FA1. User training by IAVCEI through internet. (5)</p> <p>FA2. Constant product support software and servers to prevent falls. (2)</p>	14
Weaknesses	<p>MINI – MAXI</p> <p>DO1. Approaching experts to the term “data base” training about not to use Spreadsheets, but to develop software products and relational data bases to keep information centralized and on line. (4)</p> <p>DO2. Develop investigation Project adding the information of technologies in the volcano monitoring area to improve processes of information administration.(3)</p>	<p>MINI – MINI</p> <p>DA1. Analyze, design and construct a software product in web type and a relational data base with the best practices of developing software and offer a continuous support.</p> <p>DA2. Use of the Internet as a means to centralize information using a data base and a coherent software product for the necessities of information administration.</p>	19
	14	19	

The result of this process is the strategic planning of information systems in RIVMLA it obtains a software product GLOVOREMID as a contribution in the improvement of attention in volcanic crisis based in the information given by the RIVMLA, recently this product can be found in production in the web site <http://132.248.182.158/glovoremid/> supported by the institute of Geophysics in the UNAM and the organization GVM (Global Volcano model) Fig. 4. The software operates in two languages, English and Spanish. Additionally, this software product contributes to the improvement of communication and cooperation between scientist and technicians responsible in volcanoes monitoring worldwide [11].

organization, it is evaluated other type of necessities for the management of information in the RIVMLA.

With the results of the three indicators from the study we can plan academic courses about the application of data mining and other important topics for the information management in the RIVMLA. Future researches could arise about methodologies of specific software development in research environments with the purpose of increasing competition in the area of information management obtained in the RIVMLA, these way topics like BigData for the storage of large volumes of data in these institutions.

ACKNOWLEDGMENT

The design and implementation of VOMODA (Volcano Monitoring Database) was funded by an IAVCEI grant (Weaknesses and strengths in Latin America facing crisis: a research for improvement national capabilities). Data from Latin America was provided thanks to the personnel working at RIVMLA. From north to south, in México: Universidad de Colima, Instituto de Geofísica (UNAM), and CENAPRED; Guatemala: INSIVUMEH; El Salvador: SNET-MARN; Nicaragua: INETER; Costa Rica: OVSICORI and ICE; Colombia: INGEOMINAS (now Servicio Geológico Colombiano); Ecuador: Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN); Perú: INGEMMET; Chile: SERNAGEOMIN; and Argentina: Instituto Geonorte (Table I). Ramón Espinasa's participation in the early stages of the database formation is acknowledged. GVM funded the adaptation from VOMODA into GLOVOREMID. José Fernando Jiménez Garduño and Yostin Latorre input data from RIVMLA into VOMODA.

REFERENCES

- [1] C. Newhall, A. Ratdomopurbo and C. Widiwijayanti, "www.glovalvolcanomodel.org," September 2015. [Online]. Available: [http://www.glovalvolcanomodel.org/wp-](http://www.glovalvolcanomodel.org/wp-content/themes/gvm/documents/WOVOdatfor%20GVM%20mtg%20Edinburgh.pdf)
- [2] J. Stone, J. Barclay, P. Simmons, P. Cole, S. Loughlin, P. Ramón and P. Mothes, "Risk reduction through community-based monitoring: the vigías of Tungurahua, Ecuador," *Journal of Applied Volcanology*, vol. 3, no. 1, pp. 1-14, 2014.
- [3] W. Kristi, S. Snedigar and C. Cameron, "'Is Ash Falling?'," an online ashfall reporting tool in support of improved ashfall warnings and investigations of ashfall processes," *Journal of Applied Volcanology*, vol. 4, pp. 1-10, 2015.
- [4] H. Croswell, B. Arora, S. Brown, E. Cottrell, N. Deligne, N. Guerrero, L. Hobbs, K. Kiyosugi, S. Loughlin, J. Lowndes, M. Nayembil, L. Siebert, S. Sparks, S. Takarada and E. Venzke, "Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE)," *Journal of Applied Volcanology*, vol. 1, no. 1, pp. 1-13, 2012.
- [5] V. Fernandez Alarcón, Desarrollo de sistemas de información: una metodología basada en el modelado, Barcelona: Aula Politécnica / Organización de empresas, 2006.
- [6] A. Cassidy, A Practical Guide to Information Systems Strategic Planning, Florida: Auerbach Publications, 2006.
- [7] C. F. Lombana Criollo, Producto software como aporte en el mejoramiento de la atención a crisis volcánicas basado en la información proporcionada por las Instituciones de Vigilancia Volcánica, Barcelona, España, 2014.
- [8] L. Bass, P. Clements, R. Kazman."Chapter 1. The architecture business cycle" in "Software architecture ni practice" Addison Wesley, 2003.
- [9] R. Pressman, "Diseño de la arquitectura" in Ingeniería del Software – un enfoque práctico, Mc Graw Hill, 2010, pp. 207-216.
- [10] Microsoft, MSDN, "Model-View-Controller", Available at <http://msdn.microsoft.com/en-us/library/ff649643.aspx>, [Aug. 30, 2015].
- [11] N. Ortiz Guerrero, S. Brown K., H. Delgado Granados and C. F. Lombana Criollo, "Global monitoring capacity: development of the Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database and analysis of monitoring in Latin America," in *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge University Press, 2015, pp. 323-334.
- [12] S.C. Loughlin, C. Vye-Brown, R.S.J. Sparks, S.K. Brown, J. Barclay, E. Calder, E. Cottrell, G. Jolly, J-C. Komorowski, C. Mandeville, C. Newhall, J. Palma, S. Potter and G. Valentine. "An introduction to global volcanic hazard and risk" in *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge University Press, 2015, pp. 1-80.



Para los efectos de los artículos 13, 162, 163 fracción I, 164 fracción I, 168, 169, 209 fracción III y demás relativos de la Ley Federal del Derecho de Autor, se hace constar que la **OBRA** cuyas especificaciones aparecen a continuación, ha quedado inscrita en el Registro Público del Derecho de Autor, con los siguientes datos:

AUTORES: DELGADO GRANADOS HUGO
LOMBANA CRIOLLO CRISTHIAN
ORTIZ GUERRERO NATALIE

TITULO: BASE DE DATOS GLOBAL VOLCANO RESEARCH AND MONITORING
INSTITUTIONS DATABASE (GLOVOREMID)

RAMA: COMPILACION DE DATOS (BASE DE DATOS)

TITULARES: DELGADO GRANADOS HUGO
LOMBANA CRIOLLO CRISTHIAN
ORTIZ GUERRERO NATALIE
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO (CON FUNDAMENTO
EN EL ARTICULO 83 DE LA L.F.D.A.)

Artículo 107.- Las bases de datos o de otros materiales legibles por medio de máquinas o en otra forma, que por razones de selección y disposición de su contenido constituyan creaciones intelectuales, quedarán protegidas como compilaciones. Dicha protección no se extenderá a los datos y materiales en sí mismos.

Con fundamento en lo establecido por el artículo 168 de la Ley Federal del Derecho de Autor, las inscripciones en el registro establecen la presunción de ser ciertos los hechos y actos que en ellas consten, salvo prueba en contrario. Toda inscripción deja a salvo los derechos de terceros. Si surge controversia, los efectos de la inscripción quedarán suspendidos en tanto se pronuncie resolución firme por autoridad competente.

Con fundamento en lo establecido por los artículos 2, 208, 209 fracción III y 211 de la Ley Federal del Derecho de Autor; artículos 64, 103 fracción IV y 104 del Reglamento de la Ley Federal del Derecho de Autor; artículos 1, 3 fracción I, 4, 8 fracción I y 9 del Reglamento Interior del Instituto Nacional del Derecho de Autor, se expide el presente certificado.

Número de Registro: 03-2015-121811513200-01

México D.F., a 13 de enero de 2016

EL DIRECTOR DEL REGISTRO PÚBLICO DEL DERECHO DE AUTOR

JESUS PARETS GOMEZ



INSTITUTO NACIONAL
DEL DERECHO DE AUTOR
DIRECCIÓN DEL REGISTRO PÚBLICO
DEL DERECHO DE AUTOR

CULTA



Para los efectos de los artículos 13, 162, 163 fracción I, 164 fracción I, 168, 169, 209 fracción III y demás relativos de la Ley Federal del Derecho de Autor, se hace constar que la **OBRA** cuyas especificaciones aparecen a continuación, ha quedado inscrita en el Registro Público del Derecho de Autor, con los siguientes datos:

AUTORES: DELGADO GRANADOS HUGO
LOMBANA CRIOLLO CRISTHIAN
ORTIZ GUERRERO NATALIE

TITULO: SOFTWARE MANEJADOR DE LA BASE DE DATOS: GLOBAL VOLCANO
RESEARCH AND MONITORING INSTITUTIONS DATA BASE (GLOVOREMID)

RAMA: PROGRAMAS DE COMPUTACION

TITULARES: DELGADO GRANADOS HUGO
LOMBANA CRIOLLO CRISTHIAN
ORTIZ GUERRERO NATALIE
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO (CON FUNDAMENTO
EN EL ARTICULO 83 DE LA L.F.D.A.)

Con fundamento en lo establecido por el artículo 168 de la Ley Federal del Derecho de Autor, las inscripciones en el registro establecen la presunción de ser ciertos los hechos y actos que en ellas consten, salvo prueba en contrario. Toda inscripción deja a salvo los derechos de terceros. Si surge controversia, los efectos de la inscripción quedarán suspendidos en tanto se pronuncie resolución firme por autoridad competente.

Con fundamento en lo establecido por los artículos 2, 208, 209 fracción III y 211 de la Ley Federal del Derecho de Autor; artículos 64, 103 fracción IV y 104 del Reglamento de la Ley Federal del Derecho de Autor; artículos 1, 3 fracción I, 4, 8 fracción I y 9 del Reglamento Interior del Instituto Nacional del Derecho de Autor, se expide el presente certificado.

Número de Registro: 03-2015-121811541400-01

México D.F., a 13 de enero de 2016

EL DIRECTOR DEL REGISTRO PÚBLICO DEL DERECHO DE AUTOR

JESUS PARETS GOMEZ



INSTITUTO NACIONAL
DEL DERECHO DE AUTOR
DIRECCIÓN DEL REGISTRO PÚBLICO
DEL DERECHO DE AUTOR

2/16

2015

ANEXO 4.5. Guía de instalación de GLOVOREMID

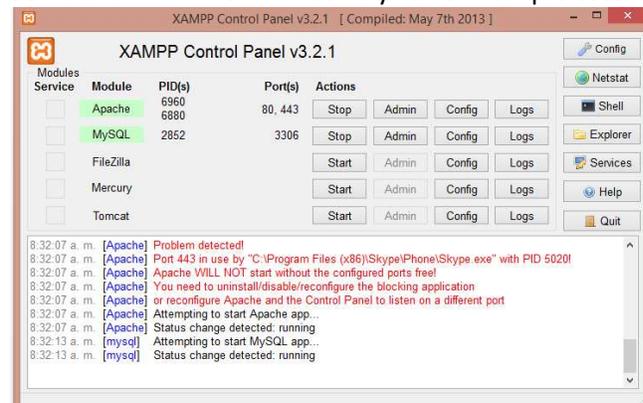
Producto software como aporte en el mejoramiento de la atención a crisis volcánicas basado en la información proporcionada por las Instituciones de Vigilancia Volcánica

Programas necesarios antes de instalar

Si se quiere instalar GLOVOREMID es necesario tener instalado el siguiente software de servidor:

- XAMPP (Contiene la Mysql, PHP, y Apache) Mysql es el servidor de base de datos, El intérprete del lenguaje PHP y el servidor web Apache que sirve para ejecutar la aplicación
- Mysql Workbench, es un gestor del motor de base de datos, permite usarlo para correr scripts y hacer consultas a la base de datos

Se instala XAMPP en Windows y se verifica que esté funcionando:



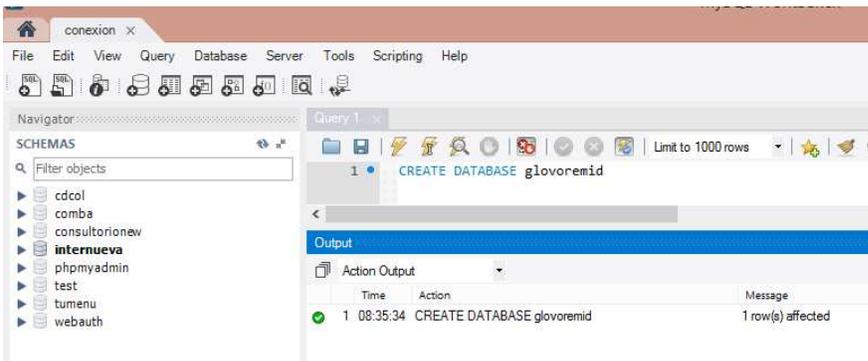
Como se indica en la figura es importante que el Servidor Apache esté corriendo igualmente el servidor Mysql , se indica con color verde.

Manual de instalación

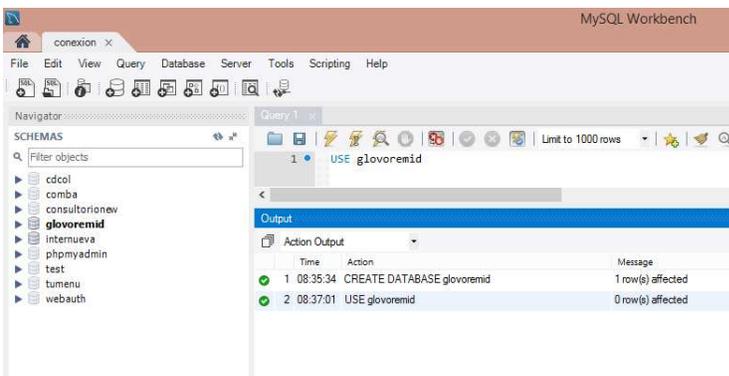
Se entrega una carpeta llamada GLOVOREMID. En esta carpeta está todo el código fuente y la base de datos.

Creación de base de datos

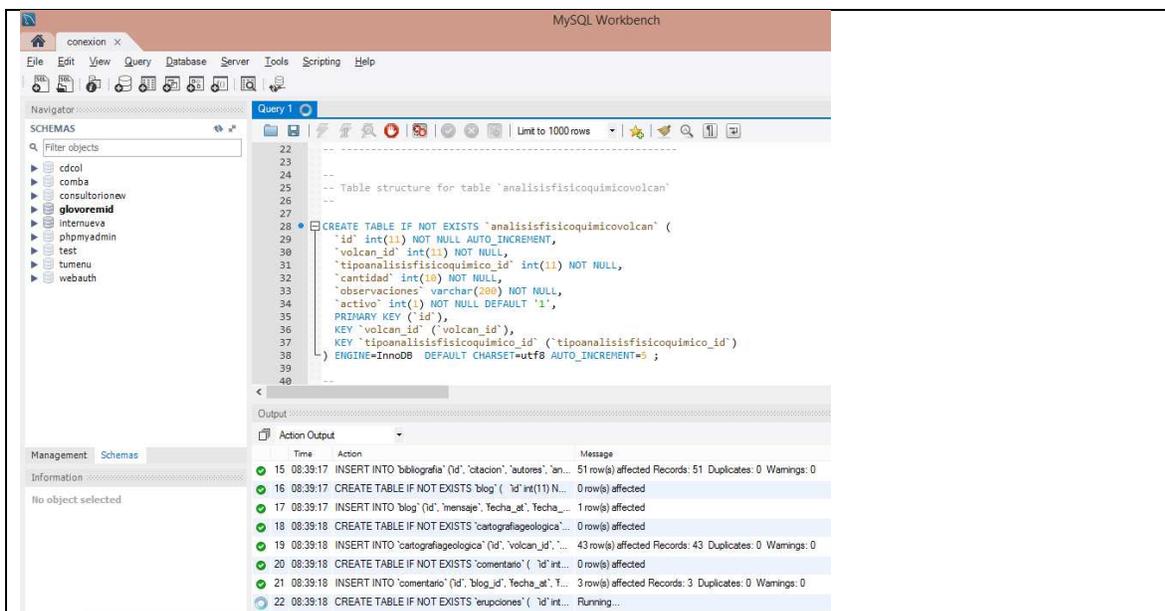
En primer lugar, se crea la base de datos. Abrir Mysql Workbench y con el comando “CREATE DATABASE glovoremid”



Luego ejecutamos el comando “USE glovoremid” para usar esa base de datos porque puede ser que hayan más varias bases de datos en el servidor MySql.



En la parte izquierda nos aparece la base de datos glovoremid. Ahora ejecutamos el script que está en la ruta: glovoremid/data/glovomoda_backup_6mayo.sql. Dentro de la ventana de comandos copiamos el script y lo corremos.



En la figura se puede observar cómo se ejecutan los scripts.

Instalación de SISTEMA en Servidor Web

La aplicación XAMPP tiene su sistema de archivos en c:/xampp. En esta ruta encontraremos una carpeta llamada HTDOCS es decir c:/xampp/htdocs, esta carpeta sirve para poner las aplicaciones o scripts de PHP a funcionar.

Para instalar el sistema GLOVOREMID pegar la carpeta GLOVOREMID en c:/xampp/htdocs.

Si queremos configurar el servidor Mysql entramos a la dirección

C:/xampp/htdocs/glovoremid/app/config/databases.ini

Configuramos como sigue:

```

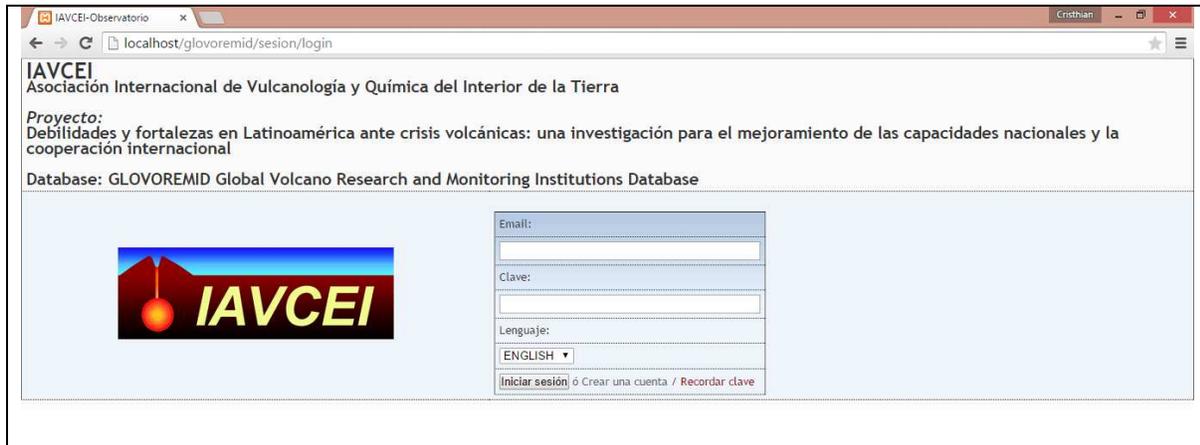
[development]
host = localhost
username = root
password =
name = glovoremid
type = mysql
charset = utf8

```

Tener en cuenta que el usuario principal de Mysql es "root", si necesita contraseña el servidor favor colocarla, de lo contrario dejar este campo en blanco.

Ahora ya se puede acceder al sistema usando la dirección web en un navegador:
<http://localhost/glovoremid/>

Sistema instalado



The screenshot shows a web browser window with the address bar displaying 'localhost/glovoremid/sesion/login'. The page content includes the IAVCEI logo, the organization's name 'Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra', a project description, and the database name 'GLOVOREMID Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database'. A login form is present with fields for 'Email:', 'Clave:', and 'Lenguaje:' (set to 'ENGLISH'). At the bottom of the form are links for 'Iniciar sesión', 'Crear una cuenta', and 'Recordar clave'.

Servidor en producción:

El sistema instalado se encuentra en un servidor de la UNAM en la ciudad de México. En la dirección web: <http://132.248.182.158/glovoremid/>

También se puede acceder desde Google buscando por la palabra GLOVOREMID



Chapter 19

Global monitoring capacity: development of the Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database and analysis of monitoring in Latin America

N. Ortiz Guerrero, S.K. Brown, H. Delgado Granados and C. Lombana Criollo

19.1 Background

Volcanic eruptions can cause loss of life and livelihoods, damage critical infrastructure and have long-term impacts, including displaced populations and long-lasting economic implications. Many factors contribute to disasters from natural hazards. One of these is the institutional capacity to enable hazard assessment for pre-emergency planning to protect populations and environments, provide early warning when volcanoes threaten to erupt, to provide forecasts and scientific advice during volcanic emergencies, and to support post-eruption recovery and remediation. Volcano observatories play a critical role in supporting communities to reduce the adverse effects of eruptions [Chapter 15]. Their capacity to monitor volcanoes is thus a central component of disaster risk reduction.

The resources are not available for extensive monitoring of all 596 historically active volcanoes. The availability of resources varies on local, national, regional and global scales, resulting in highly variable monitoring levels from volcano to volcano. Some countries have observatories dedicated to volcano monitoring, others monitor from within larger organisations, and still others have no permanent monitoring group. Individual volcanoes may have large comprehensive monitoring networks of multiple monitoring systems whilst a neighbouring volcano is unmonitored.

It is therefore vital to understand the monitoring capacity at local, national, regional and global scales to establish how well volcanoes are monitored, the distribution of monitoring equipment, the human resources, experience and education and the instrumental and laboratory capabilities. To this end a database has been developed: Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database (GLOVOREMID).

19.2 GLOVOREMID

In 2011 IAVCEI funded the development of VOMODA (Volcano Monitoring Database), whose main purpose was to obtain a realistic diagnosis of volcano monitoring and training of the human resources working on volcanological research and monitoring institutions (VRMI) in Latin America. In 2013, VOMODA was adopted and adapted for worldwide use as GLOVOREMID. The Global Volcano Model (GVM) supports this work. It is currently in both Spanish and English. This database will contribute to improving communication and cooperation between scientists and technicians responsible for volcano monitoring and may help to reduce the effects of volcanic crises. GLOVOREMID can be accessed online via <http://132.248.182.158/glovomoda/>.

19.2.1 Database development

The structure of GLOVOREMID was designed using a relational model. This consists of a set of tables and links that maintain information related to: volcanoes, VRMI, instrumentation and human resources responsible for volcanic surveillance. The development of the tables and relations in GLOVOREMID was completed under the normalisation method, which is a process of organizing data to minimise redundancy (Kendall & Kendall, 2010).

In order to achieve compatibility of GLOVOREMID with other existing volcanological databases, principally the Volcanoes of the World database of the Smithsonian Institution (VOTW4.0, Siebert et al. (2010)) and the Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions database (LaMEVE, Crossweller et al. (2012)) of the Volcano Global Risk Identification and Analysis Project (VOGRIPA), the same volcano identification codes are used and relevant data were transferred from these databases into GLOVOREMID.

For the development and implementation of GLOVOREMID KumbiaPHP Framework (Comunidad KumbiaPHP, 2012), PHP language and MYSQL engine were used. Model View Controller (MVC) was used for the architectural pattern giving a natural code organisation (De la Torre, 2010). All views were developed with HTML5 and JAVASCRIPT. The system works as follows: a query comes from browser to controller; the controller interacts with the model that is able to make data transactions directly to the engine database. Finally, the controller sends data in order to visualise it using a view (Figure 19.1).

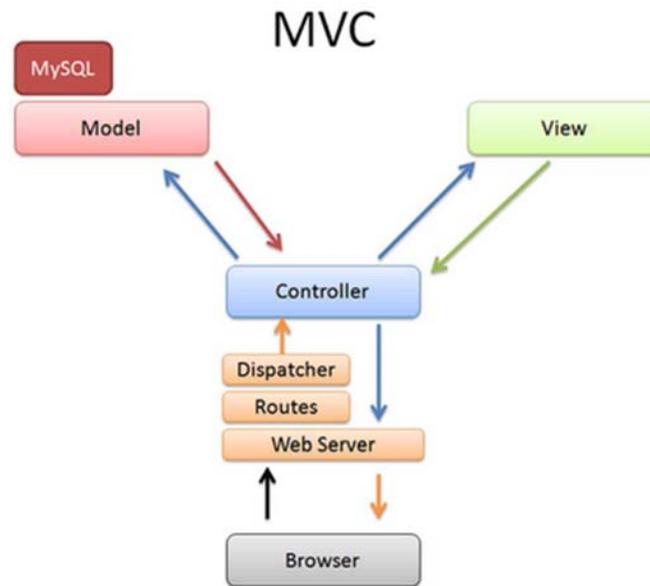


Figure 19.1 Model view controller pattern in GLOVOREMID.

GLOVOREMID is hosted on a server at the Instituto de Geofísica (UNAM). After development, the VRMI data were collected and entered into the database. Multiple users can be authorised and those working within VRMI are being given access. It is these users who are responsible for data updates. GLOVOREMID is anticipated as a global, sustainable database, accessible to and updated by those involved with volcano research and monitoring, to allow better communication and collaboration between scientists, to highlight knowledge gaps and areas where funding, training and equipment should be prioritised and perhaps even facilitate the sharing of equipment with un- or under-monitored regions as activity develops. GLOVOREMID is in the early stages of population globally, but, as it is expanding from VOMODA, is well populated for Latin America.

19.3 Monitoring in Latin America

VOMODA was developed as part of the IAVCEI project “Weaknesses and strengths in Latin America facing volcanic crises: a research for improvement of national capabilities”, and hence focussed on countries of Latin America.



Figure 19.2 Representation of the Latin American VRMI that populate VOMODA.

Volcanoes with known or suspected Holocene activity, as recorded in VOTW4.0, are included in the database. Additional as yet unidentified volcanoes, or volcanoes with few studies or infrequent activity may also require further research or monitoring. Where volcanoes lie on the border between two countries some may be monitored by one or more VRMI. The VRMI responsible for the volcanoes are identified and were contacted to join the database and provide monitoring information.

There are many methods for monitoring volcanoes, many of which are widespread. On local scales institutions may favour particular monitoring methods or derive their own methods using the resources available to them. The database allows the recording of many types of instrumentations and methods, and can be expanded to include new methods.

To determine the monitoring level for each volcano three main lines of monitoring were chosen: seismology, deformation and gas. Monitoring levels were chosen of 0-5 based on the use of these three methods. A volcano with no seismic, deformation or gas monitoring is classed at Level 0. Level 1 is assigned when using only seismic stations. Level 2 is assigned when the volcano is monitored with seismic stations and at least one deformation station, and increasing levels represent increasing deformation and gas stations. A very well monitored volcano is that of Level 5, indicative of seismology, deformation and gas monitoring through multiple stations

(Figure 19.3). For example, Level 5 could represent a volcano with a seismic network, GPS station, EDM line, SO₂ and CO₂ monitoring.

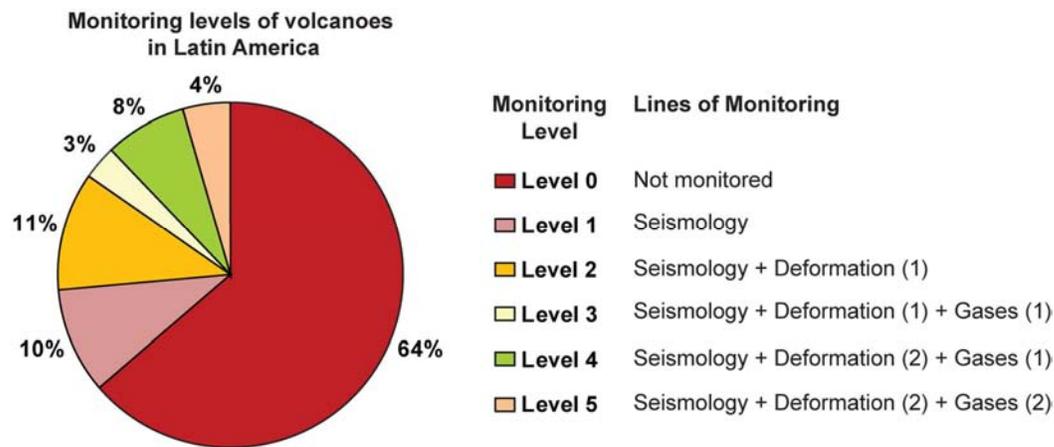


Figure 19.3 Monitoring levels for 314 Holocene volcanoes in Latin America and assignment of monitoring levels.

There are 314 Holocene volcanoes in Latin America (across the regions of Mexico and Central America and South America). Of these, 159 have confirmed eruptions recorded during the Holocene in VOTW4.0, 113 of which have confirmed historical activity. It is intuitive that a correlation between the age of eruptions and the monitoring level may exist.

Table 19.1 The number of volcanoes across Latin America that classify with each level of monitoring.

Monitoring level	Number of Latin American volcanoes	% of total Latin American volcanoes	% of monitored Latin American volcanoes
0	202	64%	-
1	30	10%	27%
2	35	11%	31%
3	10	3%	9%
4	24	8%	21%
5	13	4%	12%

There are 202 Latin American volcanoes that classify as Level 0 (i.e. unmonitored; Table 19.1). Mexico and Chile have the largest number of unmonitored volcanoes (32 and 50, respectively). These countries host the largest number of volcanoes in Latin America. 64% of Chilean volcanoes and 82% of Mexican volcanoes are unmonitored. Three countries have no *on-site* monitoring at any of their volcanoes: Argentina, Bolivia and Honduras, however, volcanoes on the Chile-Bolivia and Chile-Argentina borders are monitored. Neither Bolivia nor Honduras has recorded Holocene eruptions, with the exception of volcanoes along the Bolivia and Chile border. Four volcanoes in Argentina, excluding those on the border with Chile, have confirmed eruptions as recently as 1988.

In Latin America, 86% of unmonitored volcanoes have no recorded historic eruptions. However, 30 unmonitored volcanoes have 95 eruptions recorded between 1505 and 2008 AD (Table 19.2). These eruptions ranged in magnitude from VEI 0-5, with four volcanoes producing five large explosive VEI ≥ 4 eruptions in this time (Cerro Azul in Ecuador, VEI 5 eruption of 1916; Michoacán-Guanajuato in Mexico with two VEI 4 eruptions in 1759 and 1943; Carrán-Los Venados in Chile with the VEI 4 eruption of 1955; Chaitén in Chile with the VEI 4 eruption of 2008). There are populations living within 100 km distance of these four volcanoes, with Population Exposure Indices (PEI) of 2-7 [see Chapter 4]. Over 5.7 million people live within 10 km of Michoacán-Guanajuato volcanic field, ranking this as the most populous volcano (10 km) worldwide, however this is due to the wide distribution of vents in the $\sim 50,000$ square kilometre volcanic field. This volcanic field currently has no ground-based monitoring systems specifically designed for volcano monitoring, however regional monitoring networks are available. A further four Latin American volcanoes are Monitoring Level 0 with historical activity and high PEI levels of 5 to 7. Most of the unmonitored historical volcanoes have no hazard classification [see Chapter 22], with just three Hazard Level I and two Hazard Level II volcanoes; risk levels are unclassified for those 25 unmonitored historically active volcanoes with no hazard classification, whilst the majority of classified volcanoes in this group fall in the Risk Level I category (Table 19.2).

Table 19.2 Latin American volcanoes with Monitoring Levels of 0 (unmonitored) shown with their hazard level (see CS19) and PEI (see CS1). The top section shows those volcanoes with a classified hazard level; the historically active volcanoes are shown in **bold** and the warming of the background colours indicates increasing risk levels. Those volcanoes with no hazard classification are shown in the lower section, where historically active volcanoes are shown in section U-HHR; volcanoes with a Holocene record but no historical activity are shown in U-HR; the number of volcanoes with no confirmed Holocene records are shown under U-NHHR.

CLASSIFIED			UNCLASSIFIED									
Hazard III												
Hazard II		Yucamane								Atilán		Chichinautzin
Hazard I		Cerro Azul; Lautaro; Wolf										
U – HHR	Robinson Crusoe; Bárcena; Socorro	Huanquihue Group; Putana; Olca-Paruma; Pinta; Viedma; Fuego; Sumaco; Burney, Monte; Arenales; Darwin; Marchena; Iruputuncu; Tromen; Llullaillaco; Reclus; Santiago	Chaitén; Carrán-Los Venados		Chacana	Acatecango						Almolonga; Michoacán-Guanajuato
U-HR	Alliso	Aguilera; Antillanca Group; Cayutué-La Viguera; Ecuador; Infiernillo; Longavi, Nevado de; Palet-Aike Volcanic Field; Yantales	Caburga-Huelmolle; Huambo; Soche; Sollipulli	Andahua-Orcopampa; Cumbres, Las; Quimsachata; Romeral	Cofre de Perote; Malinche, La; Tecuamburro	Jocotitlán; Naolco Volcanic Field; Zitacuaro-Valle de Bravo						Nejapa-Miraflores
U-NHHR	5 volcanoes	80 volcanoes	8 volcanoes	12 volcanoes	14 volcanoes	24 volcanoes	4 volcanoes					
	PEI 1	PEI 2	PEI 3	PEI 4	PEI 5	PEI 6	PEI 7					

There are 112 Latin American volcanoes that are monitored using seismic, gas or deformation stations. Thirty volcanoes (10% of Latin American volcanoes, Table 19.1) classify as Monitoring Level 1, including 11 with no recorded historical activity (Table 19.3). About half of these are in well populated regions and 11 classify at Hazard Levels II-III. Of the monitored volcanoes, 35 classify as Monitoring Level 2 making a combination of seismic and deformation monitoring the most popular choice. Further detail is available in the database regarding the type of deformation studies being used (e.g. INSAR, GPS, EDM). Forty-seven volcanoes are classified at Monitoring Levels 3 – 5, indicating that all three monitoring methods are used at 15% of the Latin American volcanoes. Just three countries have monitoring levels of 3-5 at over 50% of their *monitored* volcanoes: Mexico (86% of monitored volcanoes here – 6 out of 7), Costa Rica (75% - 6 out of 8) and Colombia (62% - 8 out of 13), indicating that several lines of monitoring are used here and that where monitoring is used in these countries, it is comprehensively undertaken.

Table 19.3 The number of volcanoes with and without historic activity in Latin America. Percentage is percentage of each age group.

Monitoring level	Number and % of Latin American volcanoes with historical activity		Number and % of Latin American volcanoes with no historical activity	
	Number	%	Number	%
0	30	27%	172	86%
1	19	17%	11	5%
2	25	22%	10	5%
3	10	9%	0	0%
4	18	16%	6	3%
5	11	10%	2	1%

Just 13 volcanoes throughout Latin America are at the highest monitoring level (Level 5) with seismic stations and two or more deformation and gas analysis techniques. All but Cuicocha in Ecuador and Cerro Machín in Colombia have recorded historical activity, but both have recent signs of unrest including elevating lake temperatures at Cuicocha (Gunkel et al., 2008) and seismic activity at Cerro Machín. Well-monitored Latin American volcanoes (Monitoring Levels (ML) 3-5) have low to high PEI levels and hazard and risk levels of I to III; however, most ML5 volcanoes have high levels of hazard and risk, and fatalities in the historic record (Table 19.4).

The largest numbers of monitored volcanoes are located in Chile, representing just 36% of volcanoes in this country. Countries with high proportions of monitored volcanoes are Colombia (87%), Costa Rica (80%) and Ecuador (53%), with monitoring levels ≥ 1 (Figure 19.4). Colombia and Ecuador also have the highest number and highest proportion of volcanoes at Monitoring Level 5; however, only about half of the historically active volcanoes of Ecuador are monitored (Figure 19.5). Four Latin American countries have monitoring at all historically active volcanoes: Colombia, Costa Rica, El Salvador and Nicaragua.

Table 19.4 Well-monitored Latin American volcanoes (Monitoring Levels 3-5; ML3 in green, ML4 in purple, ML5 in black) shown with their hazard level and PEI. The top section shows those volcanoes with a classified hazard level; the historically active volcanoes are shown in **bold** and the warming of the background colours indicates increasing risk levels. Those volcanoes with no hazard classification are shown in the lower section, where historically active volcanoes are shown in section U-HHR; volcanoes with a Holocene record but no historical activity are shown in U-HR; the number of volcanoes with no confirmed Holocene records are shown under U-NHHR.

		PEI 1	PEI 2	PEI 3	PEI 4	PEI 5	PEI 6	PEI 7
CLASSIFIED	Hazard III			Reventador	Cerro Bravo; Colima; Cotopaxi; Tungurahua	Irazú; Turrialba; Guagua Pichincha; Nevado del Ruiz	Galeras	
	Hazard II		Fernandina; Planchón-Peteroa; Antuco; Chillán, Nevados de; Copahue; Láscar;	Rincón de la Vieja; Ubinas		Santa Ana; Popocatépetl		
	Hazard I		Sierra Negra, San Pedro	Maipo	Arenal; Puracé; El Misti	Poás		
UNCLASSIFIED	U – HHR		Callaqui; Descabezado Grande; Cerro Hudson; Mentolat; Ticsani; Tinguiririca		Chichón, El; Cumbal; Miravalles; Nevado del Huila; San Martín	Ceboruco		
	U- HR		Corcovado; Maca; Melimoyu			Azufral; Machín	Nevado de Toluca; Cuicocha	
	U- NHHR		1 volcano					

Analysis of the data provided for VOMODA in 2012 shows that with just 13% and 20%, respectively, of Colombian and Costa Rican volcanoes being unmonitored and 100% of their historically active volcanoes having some monitoring, these countries are proportionally top for having at least minimal monitoring standards at their recognised Holocene volcanoes. Coupled with the monitoring of over 50% of their volcanoes at Levels 3-5, these countries show the most

comprehensive monitoring regimes. With 200 unmonitored volcanoes throughout Latin America, including 30 unmonitored historically active volcanoes, resources may be required to better equip the region for anticipation and monitoring of volcanic activity.

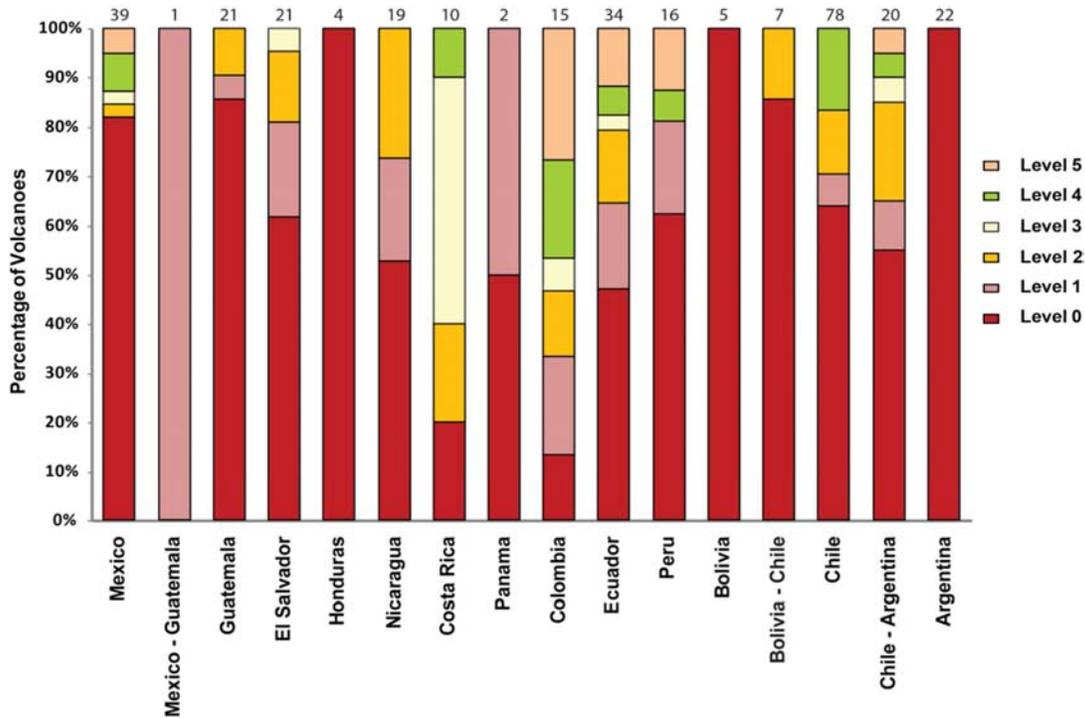


Figure 19.4 The percentage of all volcanoes in each Latin American country classified at Monitoring Levels 0-5. Data provided in 2012.

19.4 Conclusions

Efforts are underway to populate GLOVOREMID for a global dataset of VRMI and instrumentation. Further work and international cooperation with the global volcanological community is required to expand this database and the analysis of the data contained within it. Ultimately, an aim is to allow continuous data updates and to embed GLOVOREMID in other global volcanic databases in order to perform ongoing analyses of volcanic activity and monitoring.

GLOVOREMID allows a comparison between the number of active volcanoes and the investment in monitoring resources for each country. In combination with the Hazard Levels and Population Exposure Index it can be used to investigate the monitoring of high-risk volcanoes as global data are collated. The database will encourage cooperation between volcano monitoring institutions by facilitating the exchange of expertise in monitoring techniques as well as lessons learned from managing previous volcanic crises.

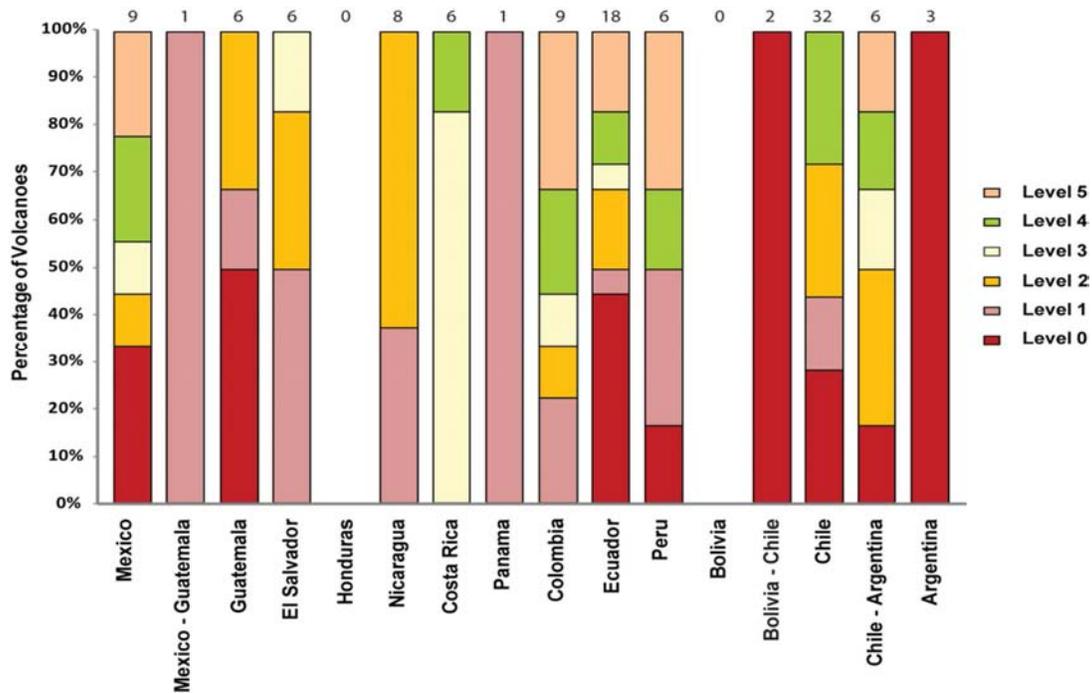


Figure 19.5 Monitoring levels of historically active volcanoes through Latin America.

References

- Comunidad KUMBIAPHP. 2012. *Manual de KumbiaPHP Framework Beta 2. Capitulo 1 - Introducción-Cómoimplementar MVC* [Online]. Available: www.kumbiaphp.com
- Crosweiler, H. S., Arora, B., Brown, S. K., Cottrell, E., Deligne, N. I., Guerrero, N. O., Hobbs, L., Kiyosugi, K., Loughlin, S. C. & Lowndes, J. 2012. Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *Journal of Applied Volcanology*, 1:4, pp.13.
- De la Torre, C. 2010. *Guia de arquitectura N-Capasorientada al dominio .NET 4.0. Topic: MVC Pattern*, España, Microsoft Iberica.
- Gunkel, G., Beulker, C., Grupe, B. & Viteri, F. 2008. Hazards of volcanic lakes: analysis of Lakes Quilotoa and Cuicocha, Ecuador. *Advances in Geosciences*, 14, 29-33.
- Kendall, K. & Kendall, J. 2010. *System Analysis and Design, 8/e*, New Jersey, Prentice Hall.
- Siebert, L., Simkin, T. & Kimberley, P. 2010. *Volcanoes of the World, 3rd edn*, Berkeley, University of California Press.

