

IPICYT

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**PRARN. Método alternativo para la prospección de
recursos naturales. Aplicaciones hídricas y geotermia.**

Tesis que presenta

M. en C. MARÍA DE LOS ÁNGELES MARTÍNEZ RAMÍREZ

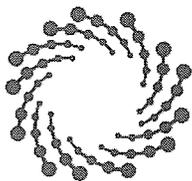
Para obtener el grado de

Doctora en Geociencias Aplicadas

Director de Tesis:

Dr. José Tuxpan Vargas.

San Luis Potosí, S.L.P., junio de 2018



IPICYT

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**PRARN. Método alternativo para la prospección de recursos naturales. Aplicaciones hídricas y geotermia**" presentada para obtener el Grado de Doctora en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **María de los Ángeles Martínez Ramírez** y aprobada el siete de junio del dos mil dieciocho por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Tuxpan Vargas
Director de la tesis

Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Alfredo Ramos Leal
Miembro del Comité Tutorial

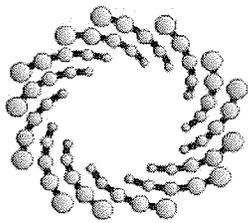
Dra. María Cristina Noyola Medrano
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Tuxpan Vargas

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 250297 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 003 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 7 días del mes de junio del año 2018, se reunió a las 16:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Pablo Dávila Harris	Presidente	IPICYT
Dra. María Cristina Noyola Medrano	Secretaria	UASLP
Dr. José Tuxpan Vargas	Sinodal	IPICYT
Dr. Sanjeet Kumar Verma	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

DOCTORA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

María de los Ángeles Martínez Ramírez

sobre la Tesis intitulada:

PRARN. Método alternativo para la prospección de recursos naturales. Aplicaciones hídricas y geotermia

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Tuxpan Vargas

El Jurado, después de deliberar, determinó

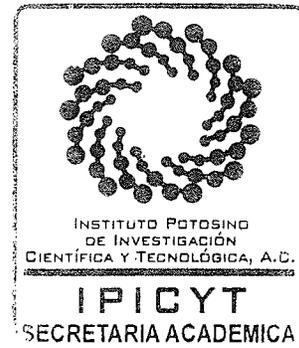
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 17:05 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 7 días del mes de junio de 2018.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico



Dedicatorias

A mi hijo Ian Mateo. Eres y serás mi razón para seguir adelante y no rendirme. Te amo mi vida.

A mis sobrinas Camila y Stephany.

Mateo, Camila y Stephany, ustedes son la razón de mis ganas de superación, quiero ser un buen ejemplo de dedicación y esfuerzo. Los amo con todo lo que soy.

A mis abuelitos Melita y Checho, aunque ya no están físicamente conmigo sus enseñanzas y sus consejos se quedaron guardados en mí. Agradezco infinitamente su cariño, cuidados y ejemplo de trabajo y superación.

Agradecimientos

A mis padres Francisca y Humberto, ustedes son mi fuerza en los momentos más difíciles, estoy infinitamente agradecida de contar con ustedes.

A mis hermanos Andrés, Suhey y Daniel por todo el apoyo recibido antes y durante este proceso, sin ustedes esto no hubiera sido posible.

A Mauricio por su compañía, apoyo y aportaciones en esta etapa de mi vida.

A mis tíos Julieta, Eutimio, Irma, Carlos, Maricruz, Teresa y Gerardo por los valiosos consejos y su apoyo durante toda mi vida.

A mis primas y amigas Martha y Karla, agradezco sus consejos y apoyo hoy y siempre.

A mis compañeros y amigos Gabi Perez, Ulises, César, Fermín, Jensen, Rosaira, Ángeles, Manuel, Jesús, Yahana, Leslie, Sandra y Vianey por sus consejos, compañía y apoyo durante esta etapa.

Al Dr. José Tuxpan por la dedicación, apoyo y ayuda en el momento más importante en la realización de este trabajo.

A los Doctores José Alfredo Ramos, Pablo Dávila, Vsevolod Yutsis, Aaron Martin, Noel Carbajal, Cristina Noyola y Ricardo Femat por su apoyo, consejos y aportaciones a este trabajo de tesis y durante todo mi proceso formativo.

Al Ingeniero Victor Julián Martínez Ruiz y al Maestro en Geociencias David Ernesto Torres Gaytán, por sus valiosas aportaciones durante la realización de este trabajo.

A los maestros Perla Alarcón, Emmanuel Rodríguez Orozco y Nereo Salazar, por su amistad y colaboración en la mejora del documento de tesis.

Al IPICyT por la oportunidad de aprender, por haberme recibido y facilitar este proceso.

Al Departamento de Posgrado por su invaluable apoyo, guía y asesoría para todos los trámites requeridos de principio a fin del posgrado. Ivonne, Edith y Tere, gracias por todo.

Al CONACYT por el apoyo económico recibido para la realización de este posgrado

Índice general

Constancia de aprobación de la tesis	III
Créditos Institucionales	V
Acta de examen	VII
Dedicatorias	IX
Agradecimientos	XI
Índice general	XIII
Índice de tablas	XVII
Índice de figuras	XIX
Lista de Abreviaturas	XXIII
Lista de Símbolos y Operadores	XXV
Resumen	1
Abstract	3
1. Generalidades.	5
1.1. Introducción.	5
1.2. Antecedentes.	8
1.3. Justificación.	10

1.4.	Hipótesis.	11
1.5.	Objetivos.	11
1.5.1.	Objetivos generales.	11
1.5.2.	Objetivos específicos.	12
1.6.	Alcance.	12
2.	Marco teórico.	13
2.1.	Percepción remota.	13
2.1.1.	Percepción pasiva.	14
2.1.2.	Percepción activa.	14
2.2.	Procesamiento de datos satelitales pasivos.	16
2.2.1.	Corrección de los datos Landsat 8.	16
2.2.2.	Generación de mapas térmicos.	16
2.3.	Procesamiento de datos satelitales activos.	18
2.3.1.	Interferometría.	19
2.3.2.	Consideraciones.	20
2.3.3.	Metodología DIn-SAR.	22
2.4.	Herramientas complementarias.	29
2.4.1.	Modelación geomorfológica.	30
2.4.2.	Observaciones geológicas.	30
2.4.3.	Métodos geofísicos.	30
2.4.4.	Bases meteorológicas.	30
3.	Fusión de datos geospaciales.	31
3.1.	Planteamiento de propuesta.	31
3.2.	Solución adaptada a la captación de agua en zonas áridas.	32
3.2.1.	Descripción del área de estudio: Cuenca Tierra Nueva.	33
3.2.2.	Marco Geológico y geomorfología.	36
3.2.3.	Variante metodológica 1: Captación de agua.	39

3.2.4.	Análisis morfométrico.	40
3.2.5.	Análisis Hipsométrico.	42
3.2.6.	Análisis de precipitación.	44
3.2.7.	Lineamientos estructurales.	44
3.3.	Solución adaptada a Prospección geotérmica.	44
3.3.1.	Descripción del área de estudio: Zona volcánica Nayarit.	45
3.3.2.	Marco Geológico.	46
3.3.3.	Variante metodológica 2: Prospección geotérmica.	49
4.	Resultados.	51
4.1.	Caso de aplicación: Captación hídrica en zonas áridas. Tierra Nueva . . .	51
4.1.1.	Resultados hipsométricos.	51
4.1.2.	Resultados morfométricos.	53
4.1.3.	Análisis de precipitación.	54
4.1.4.	Lineamientos estructurales.	55
4.1.5.	Identificación de zonas de captación hídrica.	57
4.2.	Caso de aplicación: exploración geotérmica. ZVN.	59
4.2.1.	Mapas de temperatura superficial.	59
4.2.2.	Lineamientos estructurales a partir de datos aeromagnéticos. . . .	61
4.2.3.	Deformación del suelo mediante DIn-SAR.	62
4.2.4.	Zonas de prospección geotérmica.	64
5.	Conclusiones y trabajo futuro.	71
5.1.	Conclusiones.	71
5.1.1.	Conclusiones particulares: Captación de agua en zonas áridas. . .	71
5.1.2.	Conclusiones particulares: Prospección geotérmica.	72
5.1.3.	Trabajo futuro.	72
A.	Características técnicas de Landsat 8.	75

B. Características técnicas del Sentinel1-A.	77
C. Métodos geofísicos.	79
C.1. Método magnético.	79
C.1.1. Campo magnético terrestre.	79
C.1.2. Conceptos fundamentales de la magnetometría.	81
C.1.3. Susceptibilidad magnética de las rocas.	82
C.1.4. Anomalías magnéticas.	83
C.1.5. Campo magnético internacional de referencia.	83
C.1.6. Tipos de magnetización.	83
C.1.7. Corrección de los datos magnéticos.	83
D. Artículo de investigación publicado.	85
Bibliografía	87

Índice de tablas

2.1. Bandas y su longitud de onda. Modificada de SARMAP (2008)	15
3.1. Clasificación para la densidad de escurrimientos hecha por Deju (1972). .	41
4.1. Resultados de la integral hipsométrica de la cuenca y subcuencas en Tierra Nueva	52
4.2. Parámetros morfométricos de la Cuenca Tierra Nueva y sus subcuencas. .	54
A.1. Distribución de las bandas OLI y TIRS, tomada de USGS (2016) como se cita en (Araiza, 2013).	76
B.1. Características de la plataforma de vuelo. Editada de Torres et al. (2012).	78
C.1. Susceptibilidad magnética de las rocas tomada de Telford et al. (1990). . .	82

Índice de figuras

1.1. Ejemplo de estructura hidráulica clasificada como grandes presas, tomada de SAGARPA (2009).	6
1.2. Presa tipo gavión tomada de SAGARPA (2009).	7
2.1. Sensores activos y pasivos, modificado de Conde (2014).	14
2.2. Toma de imagen del sensor activo SAR. Imagen editada de Ferretti et al. (2007).	15
2.3. Efecto de la topografía sobre la imagen SAR. Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).	19
2.4. Geometría de un sistema satelital interferométrico SAR . Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).	20
2.5. Geometría de un sistema interferométrico . Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).	21
2.6. Imagen SAR con proceso de corrección.	25
2.7. Imagen del interferograma computacional de la zona de estudio.	25
2.8. Imagen resultante después de aplicar el filtro TOPS Bursting.	26
2.9. Imagen resultante de la sustracción de la topografía en la zona de estudio.	26
2.10. Figura resultante después de aplicar el filtro Godstein.	27
2.11. Figura resultante de aplicar el filtro Multilooking.	28
2.12. Geocodificación de la interferometría en la zona de estudio.	29
3.1. Metodología general.	32
3.2. Esquema de la metodología utilizada para el análisis en la cuenca Tierra Nueva	33

3.3.	Fotografías ilustrativas de la zona de estudio facilitadas por Ramos-Leal, 2014.	34
3.4.	Red de escurrimientos generada a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012)	35
3.5.	Cuenca Tierra Nueva generado a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesado en GRASS GIS (Team, 2012).	36
3.6.	Geología Tierra Nueva. Digitalizada a partir de SGM (1999).	39
3.7.	Modelo de curva hipsométrica modificada de Ritter et al. (2002), como se cita por Gajbhiye et al. (2014).	43
3.8.	Metodología para la identificación de zonas susceptibles a exploración geotérmica.	45
3.9.	Ubicación de la zona volcánica en Nayarit, generada a partir del INEGI (2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012).	46
3.10.	Cinturón Volcánico Transmexicano. Tomada de Ferrari et al. (2000).	48
3.11.	Geología de la zona volcánica en Nayarit, digitalizada a partir de SGM (1998).	48
3.12.	Imagen modificada de Ferrari et al. (2000).	49
3.13.	Red de escurrimiento superficial en la zona volcánica de Nayarit generada a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012)	50
4.1.	Curvas hipsométricas de la Cuenca Tierra Nueva.	53
4.2.	Distribución de la densidad de precipitaciones en la cuenca Tierra Nueva. Generada a partir de datos proporcionados por el SMN (2015).	55
4.3.	Lineamientos estructurales obtenidos al aplicar la primera derivada a los datos aeromagnéticos de la zona de estudio.	56
4.4.	Lineamientos estructurales generados a partir de Landsat 8, CEM 3.0 y Google Earth.	57
4.5.	Áreas propuestas para captación de agua.	58
4.6.	Acercamiento al área 6 propuesta para captación de agua donde se muestra que dentro de ella se localiza la presa La Muñeca.	59
4.7.	Temperaturas superficiales 03/09/2014.	60
4.8.	Temperaturas superficiales 15/04/2015.	60
4.9.	Temperaturas superficiales del 09/06/2016.	61

4.10. Mapa con filtro de reducción al polo.	62
4.11. Lineamientos estructurales de la zona volcánica en Nayarit.	62
4.12. Distribución espacial de los resultados interferométricos en la ZVN	63
4.13. La figura <i>a</i> la imagen tomada de Chaussard et al. (2014), la figura <i>b</i> muestra los resultado obtenidos durante este estudio.	63
4.14. Resultados obtenidos donde se muestra la interferometría, lineamientos estructurales y temperaturas superficiales de la zona de estudio.	64
4.15. Acercamiento a la subzona a) de la zona 1 del área de estudio..	65
4.16. Acercamiento a la subzona b) de la zona 1 del área de estudio.	66
4.17. Acercamiento a la subzona c) de la zona 1 del área de estudio.	66
4.18. Acercamiento a la subzona d) de la zona 1 del área de estudio.	67
4.19. Acercamiento a la zona 2 del área de estudio.	68
4.20. En la figura <i>a</i> se muestra una perspectiva del volcán El Ceboruco tomada de Google Earth (Earth, 2015). En la figura <i>b</i> se muestra la interferometría diferencial sobrepuesta en la misma imagen.	69
4.21. En la figura <i>a</i> se muestra una segunda perspectiva del volcán El Ceboruco tomada de Google Earth (Earth, 2015). En la figura <i>b</i> se sobrepone la interferometría diferencial a la misma imagen.	69
4.22. Tomada de Espinoza-Ojeda et al. (2017). En círculos verdes se muestran los nuevos sitios de flujo de calor y café los sitios ubicados previamente tanto dentro del continente como extracontinentales.	70
C.1. Representación de las líneas imaginarias del campo magnético terrestre, fotografía tomada por Peter Ried en 2009, imagen tomada de NASA (2011).	80
C.2. Componentes del campo Geomagnético. Imagen tomada de Reynolds (2011). 80	

Lista de Abreviaturas

AHP Proceso Analítico Jerárquico. 2, 3

CEM Continuo de Elevaciones Mexicano. 41, 53

CONAGUA Comisión Nacional del Agua. 35

DEM Modelo Digital de Elevaciones. 9

DIn-SAR Interferometría Radar Diferencial. 2, 4, 23

DN Valores de pixel. 17

IGRF Campo de Referencia Geomagnética Internacional. 83

INEGI Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 35

LAI Índice de Área Foliar. 18

LDCM Landsat Data Continuity Mission. 75

NASA Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio. 75

NDVI Índice Normalizado de Vegetación. 18

OLI Operational Land Imager. 75

PRARN Percepción Remota Aplicada a prospección de Recursos Naturales. 1–3

SAR Radar de Apertura Sintética. 2, 4, 15, 16, 19, 21, 23, 24

SIG Sistemas de Información Geográfica. 5

SMN Servicio Meteorológico Nacional. 32, 46

TIRS Thermal Infrared Sensor. 17, 75

TOA Radiancia en el techo de la atmósfera. 17

USGS Servicio Geológico de los Estados Unidos. 75

ZVN Zona Volcánica Nayarit. 2, 4, 31, 32

Lista de Símbolos y Operadores

- AL Factor aditivo de escalado efectivo obtenido del metadato. 17
- B_n Línea base perpendicular. 22
- K_1 Constante de conversión incluida en el metadato. 18
- K_2 Constante de conversión incluida en el metadato. 18
- L_λ Valor de radiancia espectral en el techo de la atmósfera. 17, 18
- ML Factor multiplicativo escalado obtenido del metadato. 17
- Q_{cal} Producto estándar cuantificado y calibrado por valores del pixel. 17
- R Distancia entre el radar y el objeto de estudio. 19, 22
- S Rango inclinado. 23
- S_t Temperatura superficial. 19
- T_B Temperatura de brillo aparente en $^{\circ}K$. 18
- $\Delta\phi$ Fase de variación interferométrica. 22
- Δ_r Variación de la trayectoria. 21, 22
- ϵ Emisividad. 19
- γ Coherencia entre dos imágenes SAR. 24
- λ Longitud de onda. 16, 19
- ϕ Cambio de fase. 19
- ρ Parámetro para el cálculo de temperatura superficial. 19
- $\rho\lambda$ Valor de reflectancia TOA con corrección por ángulo solar. 17
- σ Constante de Boltzmann. 19
- τ Retardo. 19
- θ Ángulo de incidencia de la radiación con respecto a la referencia. 16, 23
- θ_{SE} Ángulo de elevación solar provisto en el metadato de la imagen. 17

θ_{SZ} Ángulo solar zenith local. 17

$^{\circ}K$ Grados Kelvin. 17, 18

c Velocidad de la luz en metros sobre segundo. 19

d Desplazamiento relativo del dispersor. 23

h_p Constante de planck. 19

h_a Ambigüedad. 23

q Diferencia de altitud entre los puntos de referencia. 23

q_s Desplazamiento entre la resolución de las celdas a lo largo de perpendicular al intervalo inclinado. 22

Resumen.

A nivel mundial, la sociedad requiere de mayor cantidad de recursos naturales que le permitan satisfacer sus necesidades como civilización. Siendo de vital importancia i) el recurso hídrico y ii) los mecanismos empleados para generación de energía eléctrica; imprescindibles para la vida y las actividades diarias. En el primer caso debido a factores como la sobreexplotación y contaminación de acuíferos, el cambio desmedido de uso de suelo (desertificación) entre otros; han provocado que el recurso hídrico sea mermado, poniendo en riesgo la estabilidad de los ecosistemas y especies que lo habitan. Por otro lado, el uso desmesurado de recursos fósiles como primera opción para la generación de energía eléctrica representa una fuente importante de contaminación, afectando directamente al medio ambiente y a la sociedad. Ante esta problemática es necesario la búsqueda de estrategias que permitan eficientar el agua disponible y su captación; así como alternativas viables para la producción de energía limpia, destacando la geotermia.

En este trabajo, se establece un paradigma asociado al análisis espectral, multi-temporal y morfométrico para la prospección de recursos naturales denominado: PRARN, (Percepción Remota Aplicada a prospección de Recursos Naturales). El modelo es capaz de identificar zonas apropiadas de captación de agua en ambientes áridos/semiáridos; así como establecer lugares probables para realizar exploración geotérmica. La estrategia de solución se basa en fusionar capacidades de sensado remoto activo (radar de apertura sintética) y pasivo (multiespectrales) con modelos matemáticos y la inclusión de información geofísica, geológica y estructural dentro de un ambiente de sistemas de información geográfica de código abierto.

Se establecieron dos escenarios de prueba y validación, el primero relacionado con la prospección y captación hídrica que se realizó en la cuenca Tierra nueva en San Luis Potosí, la cual es una zona considerada como árida/semiárida con precipitación media anual de 358mm (milímetros) y donde el 28 % de la población no cuenta con agua potable. Las herramientas principales fueron imágenes satelitales adquiridas de la plataforma Landsat 8, datos aeromagnéticos, climatológicos e información geológica. El proceso de identificación se realizó mediante un algoritmo de decisión multi-criterio (Proceso Analítico Jerárquico, AHP) en cuyos resultados obtenidos se identificaron 2 zonas apropiadas para la planeación de obras hidráulicas y el mayor aprovechamiento del recurso hídrico superficial.

El segundo escenario planteado corresponde a la Zona Volcánica de Nayarit (ZVN)

donde se evaluó las capacidades de la propuesta aplicada a exploración geotérmica. En la ZVN se localizan los volcanes El Ceboruco y Tepetitlic siendo un sitio conocido por su potencial geotérmico y muy adecuado para la validación y calibración de la estrategia PRARN. Se emplearon imágenes de sensores remotos pasivos con los que se obtuvo información de temperatura del terreno haciendo uso de los datos provenientes del satélite Landsat 8 y mediante sensado activo se identificaron modificaciones en la superficie de la ZVN utilizando la técnica DIn-SAR (Interferometría Radar Diferencial). Las imágenes SAR (Radar de Apertura Sintética) que se emplearon fueron obtenidas por la plataforma Sentinel-1. La información satelital fue complementada con los lineamientos estructurales, datos aeromagnéticos y la determinación de zonas de probable acumulación de agua. Los parámetros calculados/estimados fueron suministrados al modelo multicriterio logrando identificar áreas adecuadas para implementar exploración geotérmica in situ. La información obtenida por los sensores remotos se procesó e interpretó dentro de los sistemas de información geográfica GRASS GIS y SNAP.

Palabras clave: Percepción remota, SIG, Cuencas hidrológicas, Energía geotérmica, Modelos matemáticos.

Abstract.

At a global, society requires more natural resources that allow it to satisfy its needs as a civilization. The most important are: i) the water resource and ii) the mechanisms used to generate electricity; essential for life and daily activities. In the first, case due to factors such as overexploitation and contamination of aquifers, the excessive change in land use (desertification) among others, have caused the water resource to be depleted, putting at risk the stability of the ecosystems and species that inhabit it. On the other hand, the disproportionate use of fossil resources as the first option for the generation of electric power represents an important source of pollution, directly affecting the environment and society. Faced with this problem, it is necessary to search for strategies that make the water available and its catchment efficient; as well as viable alternatives for the production of clean energy, highlighting geothermal energy.

In this work, a paradigm associated with the spectral, multi-temporal and morphometric analysis is established for the prospection of natural resources called: PRARN, (Remote Sensing Applied to Prospecting of Natural Resources). The model is able to identify appropriate water catchment areas in arid / semi-arid environments; as well as establishing probable places to perform geothermal exploration. The solution strategy is based on merging active remote sensing (synthetic aperture radar) and passive (multispectral radar) sensing capabilities with mathematical models and the inclusion of geophysical, geological and structural information within an open source geographic information systems environment.

Two testing and validation scenarios were established, the first one related to water prospecting and capture was carried out in the Tierra Nueva basin in San Luis Potosí, which is an arid/semi-arid with average annual rainfall of 358mm (millimeters) and where 28 % of the population does not have drinking water. The main tools were satellite images acquired from the Landsat 8 platform, aeromagnetic, climatological data and geological information. The identification process was carried out using a multi-criterion decision algorithm (Hierarchical Analytical Process, AHP) in which the results obtained identified 2 appropriate zones for the planning of hydraulic works and the greater use of surface water resources.

The second proposed scenario corresponds to the Volcanic Zone of Nayarit (ZVN) where the capabilities of the proposal applied to geothermal exploration were evaluated. In the ZVN where the Ceboruco and Tepetitlic volcanoes are located, being a site known for

its geothermal potential and very suitable for the validation and calibration of the PRARN strategy. Passive remote sensing images were used to obtain land temperature information using the data from the Landsat 8 satellite and through active sensing we identified changes in the surface of the ZVN using the DIn-SAR technique (Differential Radar Interferometry). The SAR (Synthetic Aperture Radar) images that were used were obtained by the Sentinel-1 platform. The satellite information was complemented with structural guidelines, aeromagnetic data and the determination of areas of probable water accumulation. The calculated / estimated parameters were supplied to the multicriteria model, identifying suitable areas to implement geothermal exploration in situ. The information obtained by the remote sensors was processed and interpreted within the geographic information systems GRASS GIS and SNAP.

Keywords: Remote sensing, GIS, Basin, Geothermal energy, Mathematical models.

Capítulo 1

Generalidades.

1.1. Introducción.

La cuantificación e interpretación de los procesos que suceden en la superficie de la Tierra es sumamente difícil dada su naturaleza compleja. Una alternativa para analizar cuantitativamente los procesos físico/químicos que ocurren en cuencas hidrológicas o en zonas susceptibles a exploración geotérmica es mediante la integración de modelos matemáticos y técnicas de percepción remota en ambientes computacionales como los sistemas de información geográfica (SIG). Esta unificación permite el manejo de gran cantidad de información disminuyendo costos relacionados con el trabajo de campo, además que actualmente existe un acervo histórico de imágenes satelitales disponible para investigaciones científicas.

La primera parte de este proyecto de tesis consistió en analizar cuantitativa y cualitativamente la cuenca hidrológica de Tierra Nueva situada entre los estados de San Luis Potosí y Guanajuato con el fin de obtener información relacionada con el manejo óptimo del recurso hidrológico superficial del que se dispone en la zona de estudio. Tierra Nueva es un sitio de interés pues en esta zona existe escasez de agua y se presentan pocas y muy espaciadas precipitaciones, por lo que es necesario diseñar estrategias de planificación para lograr que el poco recurso hídrico del que se dispone sea utilizado de manera eficaz en beneficio de las comunidades.

Existen diferentes tipos de infraestructuras elaboradas para la captación de agua superficial cuyas finalidades pueden ser por ejemplo encausar un río, evitar su desborde, descargar caudales crecidos que signifiquen riesgo, estimar y controlar los sedimentos de un cause, controlar la cantidad de agua que circula por los caudales, realizar un control erosivo y almacenar y contener agua para su retención. Entre las infraestructuras más utilizadas en México destacan: las presas y bordos de almacenamiento, de estos existen más de 5 mil en el país (SEMARNAT, 2016); algunas de estas presas entran dentro de la clasificación de Grandes Presas de acuerdo con la Comisión Internacional de Grandes Presas (Arreguín et al., 2009). La figura 1.1 muestra el ejemplo de una estructura hidráulica que se encuentra dentro de la clasificación de grandes presas, estas obras requieren grandes

inversiones económicas y suelen producir impacto ambiental por lo que no siempre son una opción factible para almacenar y proveer de agua a la población.



Figura 1.1: Ejemplo de estructura hidráulica clasificada como grandes presas, tomada de SAGARPA (2009).

Para zonas áridas o semi-áridas como es el caso de la cuenca Tierra Nueva donde el recurso hídrico es limitado, se pueden considerar otro tipo de infraestructuras más pequeñas, económicas y de menor impacto ambiental como son las presas tipo gavión. De acuerdo con SAGARPA (2009) estas presas se definen como estructuras permanentes y permeables, su construcción es a base de prismas rectangulares y alambre galvanizado. La figura 1.2 muestra un ejemplo de una presa tipo gavión. El objetivo de los gaviones es disminuir la velocidad de escurrimiento, limitar el proceso erosivo, retener agua y favorecer la infiltración y en algunos casos contribuir con la infiltración y recarga de acuíferos.



Figura 1.2: Presa tipo gavión tomada de SAGARPA (2009).

Para la segunda parte de este proyecto, haciendo uso de las herramientas de percepción remota y utilizando métodos cuantitativos y cualitativos similares a los utilizados en la cuenca Tierra Nueva, se realizó el análisis de la zona volcánica del estado de Nayarit donde se localizan los volcanes El Ceboruco y Tepetiltic, con ayuda de imágenes satelitales y el uso de datos geológicos, geofísicos y estructurales, se determinaron zonas susceptibles para exploración geotérmica. Con esto se pretende contribuir con la determinación de áreas de interés para obtener energías limpias y amigables con el ambiente que sean provechosas para las comunidades.

Desde la perspectiva de fuentes alternas de energía, la exploración geotérmica es una opción que ofrece un gran potencial y viabilidad para el suministro de energía. Los métodos utilizados para su exploración son, principalmente, geofísicos o geoquímicos y, más recientemente, el uso de técnicas basadas en percepción remota.

Un parámetro fundamental en cuanto a energía geotérmica es la temperatura. Debido a que una gran cantidad de zonas con alto potencial geotérmico presentan evidencia en superficie (puntos calientes) de alta temperatura. Este trabajo consiste en evaluar los parámetros físicos superficiales y los elementos físicos estructurales de la zona de estudio, esto con el fin de determinar la existencia de zonas de interés para prospección geotérmica.

El método propuesto, se ve fortalecido con datos aeromagnéticos permitiendo extraer los lineamientos estructurales de la zona de estudio para identificar la existencia de zonas de debilidad de la superficie terrestre por las cuales pudiera estar fluyendo el calor.

Haciendo uso de imágenes satelitales landsat 8 se obtuvo la distribución espacial de las temperaturas en superficie, con la relación entre temperatura y lineamientos se realizó el primer acercamiento a áreas de interés. Se agregó a esta información las zonas de posible acumulación de agua y finalmente se realizó un análisis interferométrico con el fin de localizar zonas del terreno que hubieran sufrido modificaciones causadas por procesos térmicos por temperatura proveniente del interior de la tierra. La finalidad del trabajo es proponer un nuevo esquema fundamentado en percepción remota y manejada en sistemas de información geográfica de código abierto con la que se puedan identificar áreas de interés para la prospección geotérmica.

De manera general, cabe destacar que la percepción remota es una herramienta científica para analizar los diferentes procesos en los que intervienen las disciplinas de las ciencias de la Tierra. Con la percepción remota es posible obtener la información de la superficie de la Tierra, necesaria para la toma de decisiones de forma precisa y disminuyendo los costos económicos. La precisión de cada análisis dependerá de la aplicación correcta de las metodologías para cada disciplina en la que se utilice. En este trabajo, se obtuvieron resultados satisfactorios para dos escenarios independientes utilizando las herramientas disponibles e integradas a los diferentes sistemas de información geográfica.

1.2. Antecedentes.

Diversos estudios se han realizado para optimizar el manejo del recurso hídrico y para localizar zonas que provean energía geotérmica. La implementación de técnicas basadas en percepción remota para realizar estudios de esta índole se han incrementando en los últimos años, el manejo de información proporcionada por satélites, procesada de manera correcta y la inclusión de parámetros climatológicos y estructurales ayudan a obtener información fidedigna y económica.

Por otra parte, la morfometría e hipsometría como herramientas para medir y analizar cuantitativamente la configuración de la superficie de la Tierra proporciona información que al integrarse con parámetros físicos y climatológicos aportan conocimiento valioso para la toma de decisiones, ya sea para prospección geotérmica como para captación de agua.

Horton (1932, 1945) aportó los sustentos teóricos para el análisis cuantitativo de las redes de escurrimiento. El trabajo de Horton (1932) definió diversos parámetros cuantitativos para analizar la topografía de una red de escurrimientos en las cuencas hidrológicas considerando los diversos factores que intervienen en el ciclo hidrológico, resaltando la importancia de determinar datos numéricos específicos. En (Horton, 1932) definió que los factores que influyen en la red de escurrimiento dentro de una cuenca hidrológica se podían clasificar como:

- Morfológicos, donde la red de escurrimientos depende directamente de la topografía que compone la red de escurrimientos.
- Factores de suelo, donde incluye los factores descriptivos de los materiales que conforman la cuenca, aquí incluye las propiedades físicas que se le adjudican a la relación de los materiales del suelo.

- Factores geológicos estructurales, estos factores engloban las diferentes características de la roca y la naturaleza de las estructuras geológicas que están relacionadas con la cuenca y su red de escurrimiento.
- Factores de vegetación, en estos factores se incluye la vegetación que se encuentra de forma natural en la cuenca y la cultivada dentro de ella.
- Factores climatológicos, aquí se incluyen temperatura, humedad, precipitación y evaporación.

Horton (1945) definió los cambios relacionados con las corrientes en una cuenca hidrológica proponiendo parámetros fisográficos cuantitativos específicos como son: orden de corrientes, densidad de escurrimientos, longitud de flujos, frecuencia de corrientes, entre otros. Con estos parámetros se obtienen características numéricas asociadas a la cantidad y longitud de escurrimientos presentes en la red de escurrimientos de las cuencas hidrológicas. Estas aportaciones se volvieron la base para análisis cuantitativos en geomorfología y geología (Alcaraz et al., 2011). En la década de 1980 autores como O'Callaghan and Mark (1984) y Jenson and Domingue (1988) implementaron la utilización de modelos digitales de elevación (DEM) para extraer el análisis cuantitativo de las redes de escurrimiento.

A partir de las aportaciones de Horton, Strahler (1952a) realizó el análisis de los esfuerzos que contribuyen en las formas y medidas de la superficie de la tierra categorizándolas en dos principales: gravitacional y molecular, aplicando modelos matemáticos para ello. Con base en estas categorías Strahler (1952b) definió los principios de la hipsometría como contribución al estudio dinámico cuantitativo de la superficie de la tierra. El análisis hipsométrico aporta información respecto al estado erosivo de la cuenca hidrográfica, analizando secciones topográficas a diferentes niveles y produciendo una curva o una serie de curvas que describen el estado erosivo de la cuenca.

Autores como Strahler (1964); Clarke (1966); Howard (1967) y los más recientes Gajbhiye et al. (2014); Golekar et al. (2013); Magesh et al. (2013) han ido haciendo modificaciones y aportaciones al análisis cuantitativo y cualitativo de las cuencas hidrográficas. De manera general se puede decir que la morfometría y la hipsometría son herramientas de análisis cuantitativo y cualitativo que facilitan el entendimiento de los procesos físicos que ocurren en la superficie de la Tierra y, particularmente, para entender los diversos procesos que ocurren en las cuencas hidrológicas.

Las mejoras en cuanto a la toma y corrección de los datos que representan la configuración de la tierra se han llevado a cabo conforme los avances en el campo de la percepción remota y complementada con la integración de sensores más precisos y sofisticados.

La exploración geotérmica tradicional se basan en la exploración física del área de interés. La utilización de la percepción remota (tanto sensores pasivos o activos) para la determinación de zonas para exploración geotérmica ha ido en aumento en los últimos años. La utilización de los sensores remotos en la prospección geotérmica inició en los

años 80's, los cuales rápidamente se fueron diversificando e incluyeron sensores ópticos, térmicos, hiperespectrales y de microondas (Maghsoudi et al., 2017).

Por otra parte, los métodos de exploración tradicionales se encaminan a ubicar zonas más adecuadas para la producción de vapor o fluido. Entre los métodos de prospección en los que converge la percepción remota con otras áreas de investigación se encuentran los estudios hidrogeológicos. Estos estudios tienen como objetivo el estudio de la circulación del agua tratando de relacionar las manifestaciones en superficie de la actividad geotérmica, como por ejemplo: fuentes termales, fumarolas, respiraderos de vapor, entre otros (van der Meer et al., 2014) .

Existen evidencias tanto directas como indirectas de la actividad geotérmica en superficie que pueden ser caracterizadas mediante la teledetección. Entre ellas destacan las estructuras como calderas, fuentes termales, humeantes y fumarolas. De igual manera también las estructuras de control presentes como fallas y lineamientos proporcionan información valiosa de las manifestaciones geotérmicas.

De acuerdo con Jiang et al. (1998); Du et al. (2005); Shangguan et al. (2004); Qin et al. (2011) investigaciones geológicas revelan una estrecha relación entre las estructuras de falla y los volcanes y manantiales con la distribución de anomalías geotérmicas.

Evidencias indirectas en la superficie de la Tierra que se pueden obtener mediante percepción remota son las temperaturas superficiales (mediante el uso de radiación infrarroja térmica), además es posible identificar la deformación en superficie utilizando la interferometría SAR (van der Meer et al., 2014).

Autores como Calvin et al. (2015) han combinado diferentes instrumentos satelitales para caracterizar evidencias geotérmicas en superficie en el estado de Nevada, Estados Unidos. Por su parte Akbari and Saepuloh (2016) utilizaron información SAR para identificar zonas con manifestaciones geotermiales. Además Saepuloh et al. (2016) utilizaron la interferometría SAR para identificar lineamientos en campos geotérmicos. Igualmente Maghsoudi et al. (2017) implementaron una metodología InSAR para estimar las deformaciones superficiales producidas por actividades geotérmicas.

1.3. Justificación.

Debido a que la población va en aumento, la necesidad de acceder a recursos básicos como son el agua o la energía eléctrica se incrementa considerablemente; la aplicación de estudios detallados cuyo fin sea que la mayor parte de la población acceda a estos recursos se vuelve cada vez más importante.

La utilización de herramientas como la percepción remota facilita la obtención de resultados con diferentes grados de confianza y sin costo económico significativo como el que implica realizar un estudio en campo. El uso de la información disponible en las bases de datos nacionales e internacionales, así como el manejo de información obtenida por medio de satélites, son herramientas de considerable utilidad para estos estudios.

En este trabajo de investigación se desarrollaron dos metodologías donde se analizó cuantitativamente y cualitativamente las diferentes estructuras geológicas. El trabajo

está fundamentado en la percepción remota para la ubicación de zonas de captación de agua en una zona semiárida y la ubicación de zonas susceptibles para exploración geotérmica.

México presenta diversas problemáticas respecto al manejo de recursos hídricos. Mientras en algunas zonas del país se presentan precipitaciones regulares y, en muchas ocasiones, excesivas. Asimismo, existen zonas que presentan largos periodos de sequía. Esto provoca que las diferentes poblaciones se vean afectadas de manera significativa. Al realizar este estudio en la cuenca Tierra Nueva, se conjuntó información necesaria y suficiente para localizar áreas donde es posible implementar pequeñas obras de captación de agua en beneficio de la población.

En cuanto a necesidad energética se refiere, México se localiza entre los países con mayor potencial geotérmico, lo cual hace necesario investigar las posibles zonas para obtener esta energía. Durante la realización de este proyecto se lograron identificar zonas afectadas superficialmente por actividad geotérmica, con esto se determinan zonas recomendables para su prospección que minimizan tiempo y costo de análisis. Este se realiza íntegramente mediante percepción remota y se conjuntan los datos necesarios para identificar zonas adecuadas próximas a los volcanes El Ceboruco y Tepetitlic.

Las metodologías ofrecen información acerca de la pertinencia del uso de la percepción remota para diferentes áreas de Ciencias de la Tierra. Cabe mencionar que la parte medular de esta investigación es facilitar datos cuantitativos y cualitativos de las evidencias superficiales de los diferentes procesos que ocurren tanto dentro como en la superficie de la Tierra.

1.4. Hipótesis.

La identificación de zonas aptas para la prospección de recursos naturales, como captación del agua y la energía geotérmica, es directamente caracterizable si se aplican técnicas de percepción remota en conjunción con factores geomorfológicos, geofísicos y geológicos.

1.5. Objetivos.

1.5.1. Objetivos generales.

Proponer una estrategia de solución adaptativa, multicriterio y tolerante ante incertidumbres del modelo para la prospección de recursos naturales (hídricas y geotermia).

Desarrollar capacidades de percepción remota integrando modelos matemáticos y la adecuación de información geofísica, geológica y estructural para aplicaciones de captación de agua en zonas áridas/semiáridas y la prospección de fuentes geotérmicas.

1.5.2. Objetivos específicos.

- Identificar zonas de captación de agua en ambientes áridos/semiáridos.
- Fusionar información satelital proveniente de sensores pasivos y activos.
- Generar análisis multitemporal a partir de interferogramas para la determinación de deformaciones de superficie.
- Establecer sitios probables de exploración geotérmica.
- Validar/calibrar estrategia de solución mediante la aplicación de casos de prueba.

1.6. Alcance.

En esta investigación se pretenden determinar las condiciones físicas superficiales para la identificación de zonas susceptibles a exploración de recursos naturales, específicamente hídricos y geotérmicos. Las estrategias de solución se basan en el análisis detallado de las condiciones topográficas, geológico-estructurales y climatológicas presentes en las zonas de estudio.

Para el desarrollo de esta propuesta se diseñó un nuevo método de determinación/exploración de zonas para captación de agua y prospección geotérmica. Para ello se integraron técnicas de percepción remota y análisis cualitativo y cuantitativo bajo un esquema multicriterio en el que se incluyeron variables específicas asociadas a los diferentes escenarios y aplicaciones (identificación de zonas de captación de agua y geotermia).

Durante la investigación se utiliza información disponible en las zonas de estudio (Cuenca Tierra Nueva y Zona Volcánica en Nayarit) destacando el uso de imágenes ópticas de la plataforma Landsat 8, así como datos aeromagnéticos, geológicos, climatológicos y estructurales. Este proceso se lleva a cabo dentro de sistemas de información geográfica de código abierto para su libre uso y distribución.

Capítulo 2

Marco teórico.

2.1. Percepción remota.

La percepción remota o también llamada teledetección fue definida por Chuvieco Salinero and Chuvieco (1990) como la técnica que permite la adquisición de imágenes de la superficie de la tierra desde sensores localizados en plataformas espaciales; esto suponiendo una interacción energética por reflexión de la energía solar o de un haz de energía artificial o por emisión propia de la superficie terrestre. Esta señal debe ser transmitida de tal manera que pueda ser almacenada e interpretada para el manejo de información. Más recientemente Lillesand et al. (2014) define la percepción remota como la técnica para obtener información de un objeto, superficie o fenómeno mediante un dispositivo sin contacto físico con dicho objeto.

La finalidad de la percepción remota es identificar y caracterizar a la superficie terrestre y los procesos que en ella ocurren a partir de radiación electromagnética procedente de la Tierra (tanto la energía que emite la superficie terrestre como la reflejada procedente del sol) (Gilabert et al., 1997).

Para la adquisición de datos remotos existen dos tipos de sensores: activos y pasivos. La figura 2.1 muestra la forma de la toma de datos de los dos tipos de sensores. En las secciones 2.1.1 y 2.1.2 se definen los sensores de percepción pasiva y percepción activa respectivamente.

Un porcentaje considerable de imágenes satelitales se encuentran contaminadas por nubes, aerosoles y sombras de nubes por lo cual es necesario eliminar los efectos de estos para obtener información más precisa (Schaeppman-Strub et al., 2006), para esto se realizan una serie de correcciones la cuales están descritas en el apartado 2.2.1.

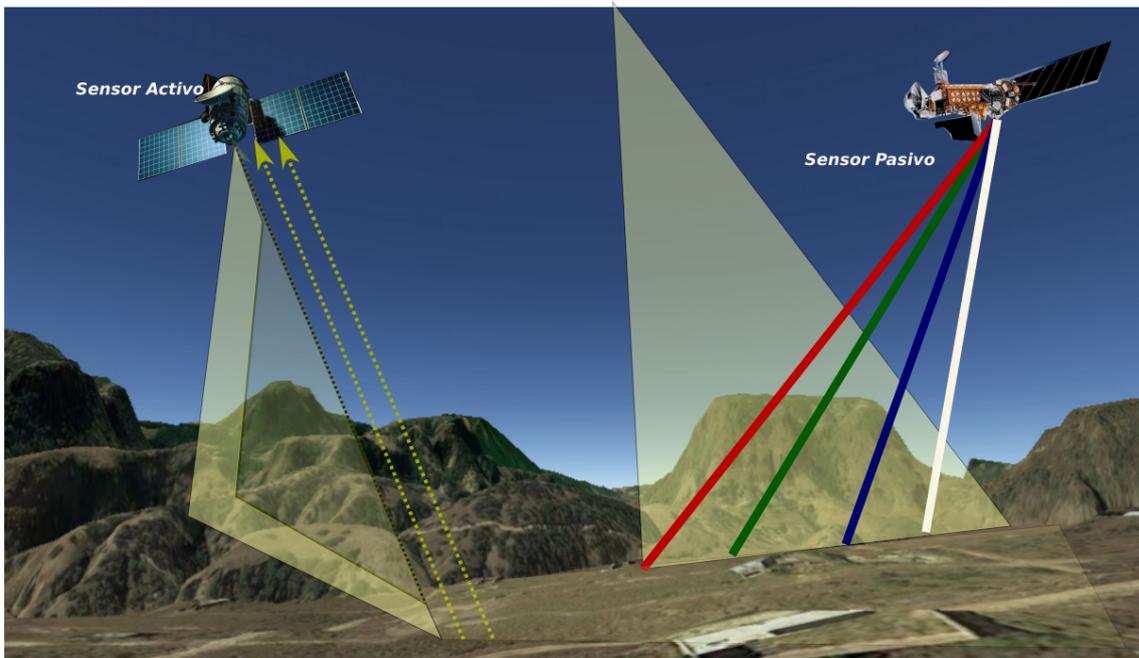


Figura 2.1: Sensores activos y pasivos, modificado de Conde (2014).

2.1.1. Percepción pasiva.

Los sensores pasivos se definen como instrumentos de captación de imágenes que recogen la energía electromagnética que procede del objeto terrestre, este funciona a partir de la señal que se emite y refleja naturalmente por los objetos. Los sensores pasivos se dividen en fotográficos, óptico-electrónicos y sensores de cadena (Chuvieco Salinero and Salinero, 2002).

2.1.2. Percepción activa.

Los sensores activos (RADAR) emiten su propia energía y recogen su reflexión sobre la superficie que se observa. La flexibilidad del sensor permite trabajar en cualquier condición atmosférica. El sensor SAR (Synthetic Aperture Radar) es un sensor activo cuya señal reflejada es llamada eco, la cual regresa con un tiempo de retardo. A este tipo de sensor se les conoce como Radar Mono-estático. Cada celda de resolución SAR depende de la topografía del terreno, la figura 2.2 muestra la interacción entre el sensor y el objeto de estudio.

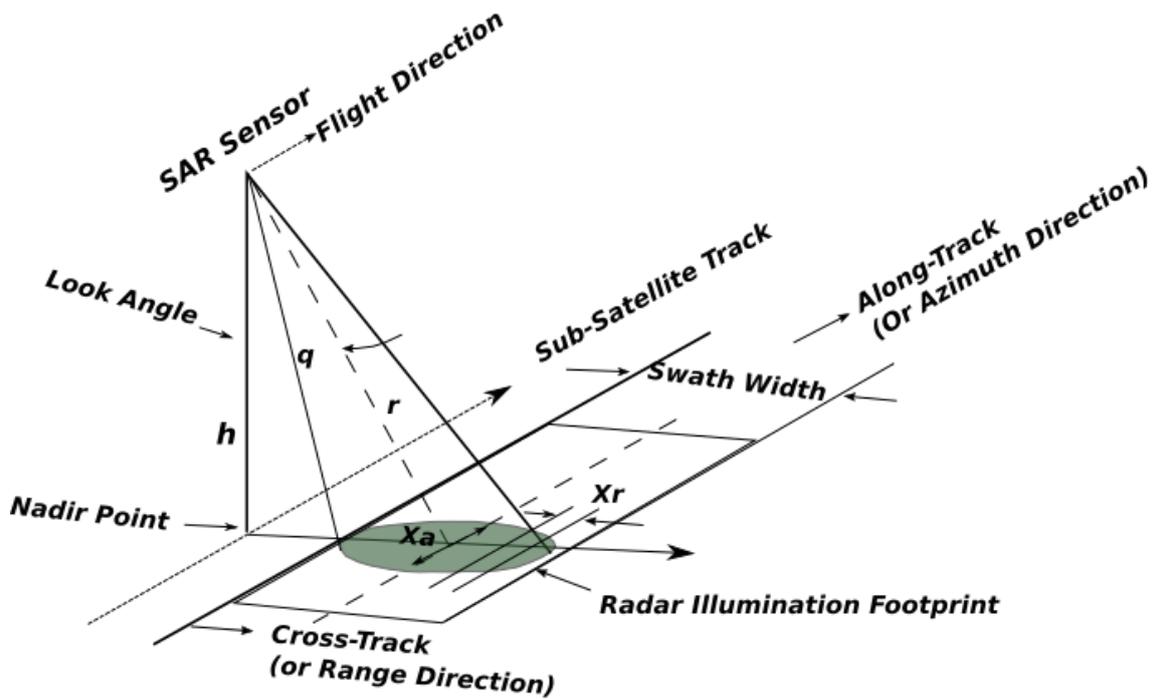


Figura 2.2: Toma de imagen del sensor activo SAR. Imagen editada de Ferretti et al. (2007).

Los parámetros específicos de los SAR son la longitud de onda λ , la polarización y los ángulos θ del sensor. Entre más amplia sea λ mayor es la penetración de los pulsos que emite el sensor en la vegetación y el suelo. La tabla 2.1 muestra las longitudes de onda λ de algunos sensores de radar más utilizados:

Tabla 2.1: Bandas y su longitud de onda. Modificada de SARMAP (2008)

Banda	λ (cm)	Sensor
P	65	AIRSAR
L	23	JERS-1 SAR, ALOS, PALSAR
S	10	Almaz-1
C	5	ERS-1/2 SAR, RADARSAT-1/2, ENVISAT ASAR, RISAT-1
K	1.2	Uso militar

La física de un radar incluye la geometría espacial de la imagen, esta se define como rango, donde las señales electromagnéticas son ordenadas de acuerdo con el tiempo que tardaron desde que fueron emitidas hasta que retornaron a la fuente. Azimut que se define como el cambio de frecuencia Doppler (este cambio se produce por el movimiento del radar). El azimut es utilizado para organizar las señales a lo largo de la dirección de la trayectoria del sensor. Cuando se combinan los principios de rango y azimut para optimizar la resolución de los datos, el radar aporta información del área perpendicular a su trayectoria.

2.2. Procesamiento de datos satelitales pasivos.

2.2.1. Corrección de los datos Landsat 8.

Corrección Radiométrica.

Conversión a radiancia en el techo de la atmósfera (TOA).

La calibración o corrección radiométrica es el pre-requisito para generar información de alta calidad y por lo tanto productos derivados de este de alto nivel (Chander et al., 2009). El cálculo de la radiancia espectral es un paso fundamental para convertir los datos de una imagen espectral en información radiométrica físicamente significativa (Chander et al., 2009). La ecuación 2.1 describe el proceso matemático para convertir los datos en radiancia en el techo de la atmósfera (TOA) Araiza (2013):

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (2.1)$$

Donde:

L_{λ} Valor de radiancia espectral en el techo de la atmósfera (TOA), cuyas unidades son ($Wats/m^2 * srad * \mu m$)

M_L Es el factor multiplicativo escalado obtenido del metadato.

A_L Es el factor aditivo de escalado efectivo obtenido del metadato.

Q_{cal} Es el producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN). El valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Conversión a reflectancia TOA con corrección angular.

Puesto que la reflectancia de una cubierta está condicionada por el comportamiento de la atmósfera y por su ángulo de observación se requiere realizar la corrección angular (Araiza, 2013). La ecuación 2.2 el proceso matemático para realizar esta corrección:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho_{\lambda}'}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{\rho_{\lambda}'}{\sin(\theta_{SE})} \quad (2.2)$$

Donde:

ρ_{λ} Es el valor de reflectancia TOA con corrección por ángulo solar.

θ_{SE} Ángulo de elevación solar provisto en el metadato de la imagen.

θ_{SZ} Ángulo solar zenith local.

2.2.2. Generación de mapas térmicos.

Conversión de brillo a temperatura superficial.

Las bandas obtenidas mediante el sensor TIRS se pueden convertir de radiancia espectral a temperatura de brillo en grados Kelvin ($^{\circ}K$) utilizando la ecuación 2.3 proporcionada por Araiza (2013):

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (2.3)$$

Donde:

T_B Temperatura de brillo aparente en °K

L_λ Reflectancia en el techo de la atmósfera.

$K_1 K_2$ Constantes de conversión incluidas en el matedato de la imagen.

Cálculo de emisividad.

La emisividad se puede definir como la relación de energía emitida entre un material en estado natural a un cuerpo negro con igual temperatura (Jin and Liang, 2006). La emisividad de la superficie es un parámetro importante para minimizar el error en la estimación de la temperatura superficial obtenida a partir de datos satelitales, dicho error va desde 0.2 hasta 1.4 °K para una emisividad de 0.98 (Srivastava et al., 2009). Existen diversas maneras de estimar la emisividad de la superficie. Para esta parte del análisis se utilizó el método basado en el Índice Normalizado de Vegetación (NDVI) e Índice de Área Foliar (LAI) propuesto por Waters et al. (2002). El NDVI se caracteriza por estar calculado a partir de reflectancias a diferentes longitudes de onda sumamente sensibles a la cubierta vegetal, sus valores al estar normalizados están entre -1 y 1 (Gilabert et al., 1997).

El NDVI se obtiene a partir de la ecuación 2.4:

$$NDVI = \frac{IRC - R}{IRC + R} \quad (2.4)$$

Donde IRC es la reflectividad en el infrarrojo cercano y R es la reflectividad en el rojo. Cuando los valores de NDVI son negativos están representando nubes, agua o nieve; cuando los valores se encuentran entre 0 y 0.2 están representando roca y suelo desnudo, valores entre 0.2 y 0.3 representan arbustos y pasto y los valores altos, de 0.6 a 0.8 representan selvas templadas y tropicales (Eskandari et al., 2015).

El LAI es un indicador de biomasa y resistencia vegetal que se determina a partir de la ecuación:

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.51}\right)}{0.91} \quad (2.5)$$

Donde $SAVI$ corresponde al NDVI ajustado al suelo, utilizando la expresión:

$$SAVI = \frac{IRC - R}{IRC + R + L}(1 + L) \quad (2.6)$$

Donde L es una constante que pretende remover el efecto de la humedad del suelo sobre los índices de vegetación. Si este efecto es igual a 0 la expresión 2.6 se convierte en el NDVI. La emisividad es obtenida de acuerdo con Waters et al. (2002) mediante la expresión 2.7:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 0.97 + 0.0033 * LAI; \text{ para } LAI < 3 \text{ y } NDVI > 0 \\ \varepsilon &= 0.98; \text{ para } LAI \geq 3 \text{ y } NDVI > 0 \\ \varepsilon &= 0.99; \text{ para agua líquida o nieve} \end{aligned} \quad (2.7)$$

Cálculo de la temperatura superficial.

De acuerdo con Weng et al. (2004) para obtener la temperatura superficial S_t a partir de la temperatura de brillo superficial se utiliza la ecuación 2.8:

$$S_t = \frac{T_B}{1 + (\lambda \times T_B / \rho) + \ln \epsilon} \quad (2.8)$$

Donde:

λ es la longitud de onda de radiancia emitida que, de acuerdo con Markham and Barker (1985). $\lambda = 11,5 \mu m$ puede ser utilizada.

T_B = Temperatura de brillo superficial.

$\rho = h \times c / \sigma = 1.438 \times 10^{-2} mK$. Donde σ es la constante de Boltzmann = $1.38 \times 10^{-23} J/K$, h_p es la Constante de Planck = $6.626 \times 10^{34} Js$, ϵ es la emisividad del suelo o vegetación y, $c = 2.998 \times 10^8 m/s$ = es la velocidad de la luz (Weng et al., 2004).

2.3. Procesamiento de datos satelitales activos.

Polarización.

La señal del radar SAR se transmite mediante vectores sobre el campo magnético, esta transmisión puede ser horizontal (H) o vertical (V) y de retorno pueden recibir la señal de forma vertical, horizontal o vertical (H o V).

Apertura sintética.

Habitualmente la resolución de un radar orbitando a una altura de 1,000 km es de 10 km en superficie, esto se debe a la relación directa *onda/apertura* de 10^{-3} . La técnica de apertura sintética el satélite no debe cubrir más de la mitad de la longitud de la antena en dirección a su trayectoria enfocándose en la imagen, por ejemplo una antena de 10 m deberá generar pulsos para producir una celda con resolución de 5 m, por lo cual después es necesario clasificar las señales recibidas pues estas son una serie de miles de muestras de 5 m. Para construir la contribución de cada celda es necesario emplear una técnica denominada “proceso de apertura sintética” o “enfocamiento”.

La fase de imagen SAR.

La radiación emitida desde el radar llega a los dispersores en el piso y regresa al radar en forma de imagen SAR haciendo un recorrido bidimensional. Los dispersores a diferentes distancias del radial produce retardos entre la transmisión y la recepción de la radiación. Dado que la señal se transmite de forma sinusoidal y esta tiene un retardo τ , equivale a un cambio de fase ϕ entre las señales transmitidas y las señales recibidas. El cambio de fase se puede escribir como la proporción a la distancia de desplazamiento bidireccional $2R$ de la radiación dividida por la longitud de onda λ . Esto puede ser representado por la ecuación 2.9:

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} 2R = \frac{4\pi}{\lambda} R \quad (2.9)$$

Siendo esta una función sinusoidal $\sin\phi$ con un periodo de 2π radianes (Ferretti et al., 2007).

Speckle.

Cuando existen diferentes dispersores dentro de cada celda en SAR se genera un efecto llamado “Speckle” el cual se presenta comúnmente en los sistemas de imágenes coherentes (ver 2.3.3). Estas señales de fase aleatoria se modulan a la radiación reflejada.

Proyección de celdas de resolución SAR sobre el terreno.

La proyección obtenida en cada celda de resolución SAR dependerá en mayor medida de la topografía del terreno, tanto en el plano perpendicular como en el azimuth, la figura 2.3 muestra el efecto de la topografía sobre la imagen SAR, en la figura se puede observar que cuando la pendiente del terreno es mayor la dimension de las celdas se incrementa, este efecto se llama “acortamiento” (Ferretti et al., 2007).

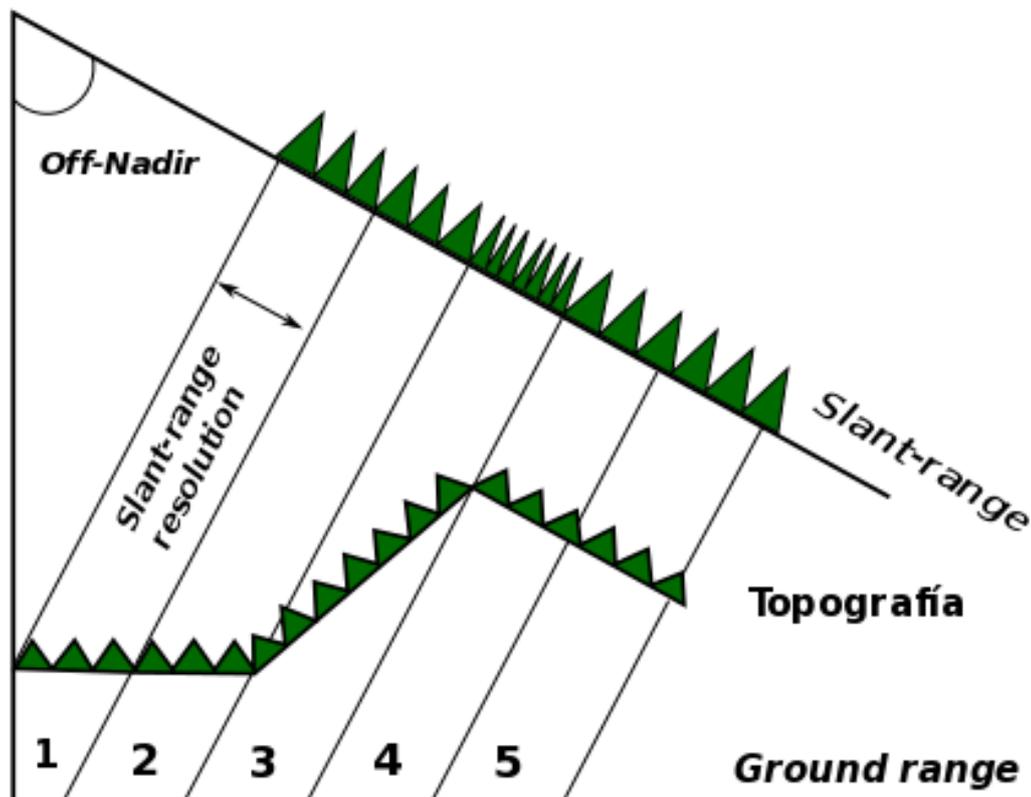


Figura 2.3: Efecto de la topografía sobre la imagen SAR. Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).

2.3.1. Interferometría.

Un satélite SAR puede observar la misma área desde puntos de vista diferentes y de manera simultánea (cuando se cuenta con dos radares en la misma plataforma) o en diferentes momentos recorriendo las mismas órbitas con el mismo satélite. Este es el caso de los satélites ERS-1, ERS-2 y Envisat, de estos se disponen intervalos de tiempo de observación de 1, 35 o múltiplos de 35 días. La distancia entre los dos satélites o sus órbitas

en un plano perpendicular a la órbita se llama línea base del interferómetro y su proyección perpendicular al intervalo inclinado es la línea base perpendicular, la figura 2.4 muestra estos parámetros:

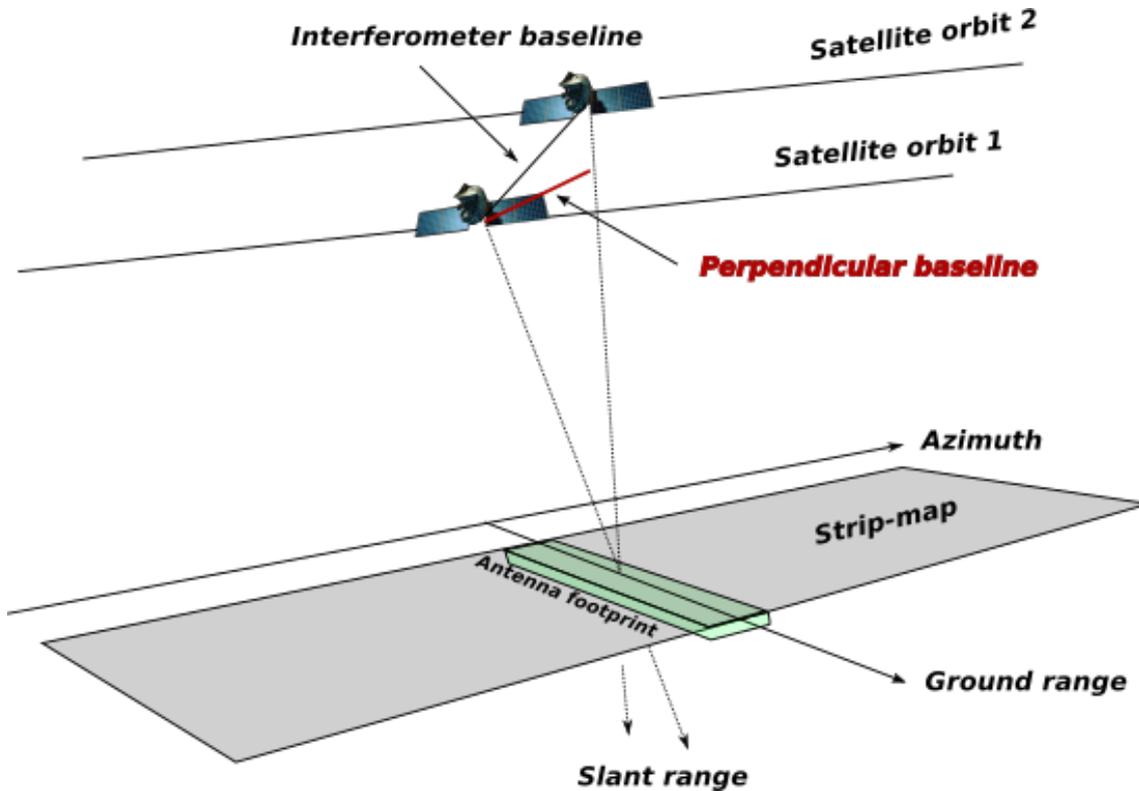


Figura 2.4: Geometría de un sistema satelital interferométrico SAR . Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).

2.3.2. Consideraciones.

Medidas del terreno a través de la fase interferométrica.

Cuando solo se tiene un dispersor de puntos dominante en cada celda de resolución SAR que no cambia con el tiempo, y los dispersores se observan por dos satélites SAR desde ángulos ligeramente diferentes como se muestra en la figura 2.5. Para este caso la fase interferométrica dependerá solamente de las diferencias en las trayectorias de viaje desde cada satélite a la celda de resolución tomada. Habiéndose identificado el punto de referencia de la tierra, su variación de trayectoria Δ_r , la cual es el resultado de pasar de una celda de resolución de referencia a otra celda, esta trayectoria Δ_r se puede definir por la ecuación 2.10:

$$\Delta r = -2 \frac{B_n q_s}{R} \quad (2.10)$$

Donde:

B_n La línea base perpendicular

R Distancia entre el radar y el objetivo

q_s Desplazamiento entre la resolución de las celdas a lo largo de la perpendicular al intervalo inclinado.

La fase de variación interferométrica $\Delta\phi$ es proporcional al Δr , dividida entre la longitud de transmisión de onda, esta expresión está representada en la ecuación 2.11

$$\Delta\phi = \frac{2\pi\Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R} \quad (2.11)$$

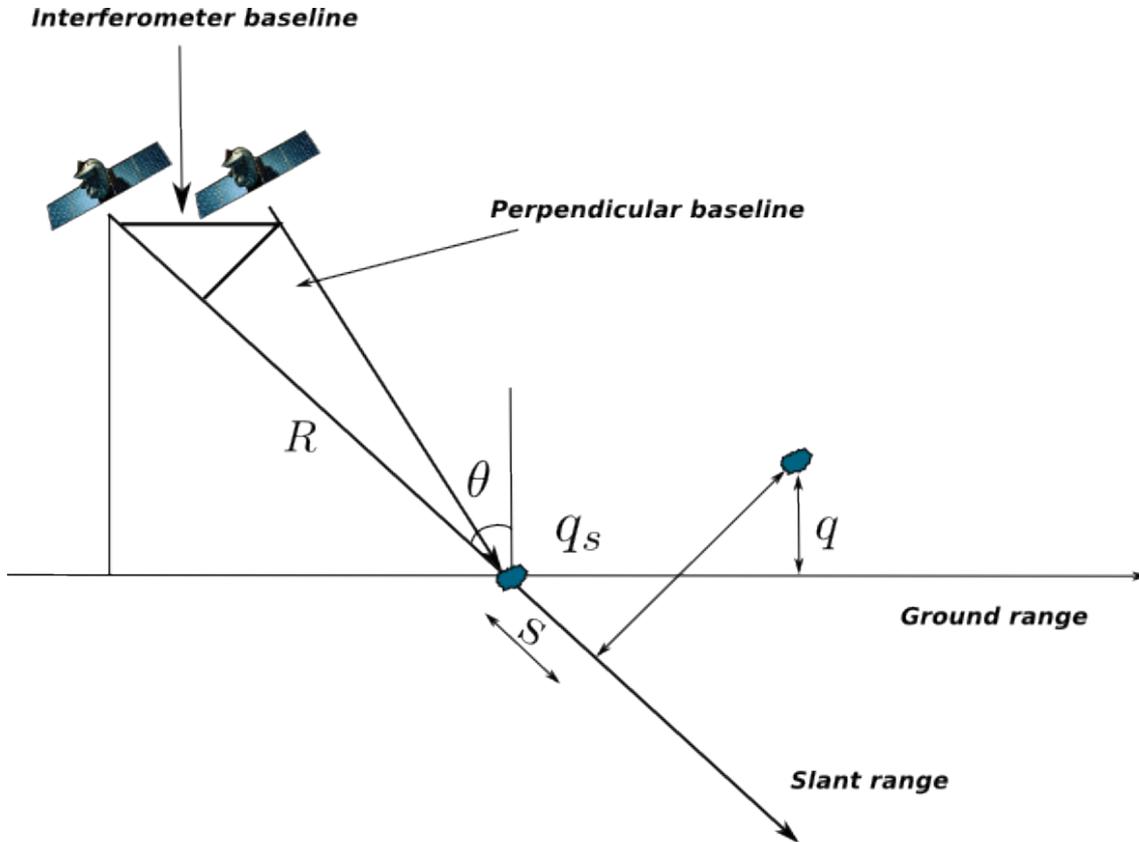


Figura 2.5: Geometría de un sistema interferométrico . Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).

Aplanamiento del interferograma.

La variación de fase interferométrica, de acuerdo con Ferretti et al. (2007) se divide en:

- Una variación de fase proporcional a la diferencia de altitud q entre los puntos de control, en relación a un plano de referencia horizontal.
- Una variación de fase proporcional al desplazamiento del rango inclinado S de los puntos de control. Estas están dadas por la ecuación 2.12

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} - \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n S}{R \tan\theta} \quad (2.12)$$

Donde θ es el ángulo de incidencia de la radiación con respecto a la referencia, los términos B_n , q_s y R se han descrito en la ecuación 2.10. Esta operación Ferretti et al. (2007) la denominan aplanamiento del interferograma, la cual genera un mapa proporcional a la

altitud relativa del terreno.

Ambigüedad de altitud.

La ambigüedad h_a se define como la diferencia de altitud que genera un cambio de fase interferométrico de 2π posterior al aplanamiento del interferograma, esta altitud es inversamente proporcional a la línea base perpendicular. La ambigüedad está dada por la ecuación 2.13:

$$h_a = \frac{\lambda R \sin \theta}{2B_n} \quad (2.13)$$

2.3.3. Metodología DIn-SAR.

La Interferometría Diferencial DIn-SAR generalmente es definida como la producción de interferogramas donde fue eliminada la contribución de la topografía. Pero en esta técnica se puede eliminar no solo el efecto topográfico sino además algunos otros efectos como por ejemplo, sustraer el efecto geofísico en el modelado de terremotos o la dinámica de los volcanes.

Medidas de desplazamiento de terreno: Interferometría diferencial.

Cuando algunos de los dispersores de puntos en el suelo cambian su posición relativa en un intervalo de tiempo entre dos observaciones SAR (estas pudieron ser por hundimiento, deslizamientos, terremotos, entre otras). Para estos casos, la ecuación 2.14 muestra la fase de término aditivo, independiente de la línea base:

$$\Delta\phi_d = \frac{4\pi}{\lambda}d \quad (2.14)$$

Donde d es el desplazamiento relativo del dispersor inclinado proyectado en la dirección del alcance. Esto implica que después de aplanar el interferograma, la fase interferométrica contiene contribuciones de altitud y de movimiento, estas contribuciones están dadas por la ecuación 2.15:

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin \theta} + \frac{4\pi}{\lambda}d \quad (2.15)$$

Cuando disponemos de un modelo digital de elevaciones, la contribución de la altitud puede ser restada de la fase interferométrica (con esto se forma el interferograma diferencial) y con lo cual es posible medir el componente del movimiento en el terreno. Por esto es que el análisis interferométrico es mucho más que solo diferencias de altitudes. De acuerdo con (Ferretti et al., 2007) existen contribuciones principales al ruido de fase que se deben considerar:

1. El ruido debido al cambio temporal de los dispersores, por ejemplo en una cuenca hidrográfica o en áreas con vegetación densa.
2. El ruido producido por el ángulo de la toma, el resultado puede cambiar debido a la combinación de diferentes ecos.
3. El ruido provocado por la dispersión de volumen, por ejemplo el volumen que ocupan las ramas de un árbol.

Coherencia de mapas.

El ruido de fase se puede estimar entre un par interferométrico de medidas de coherencia local γ . Esta coherencia es un coeficiente de correlación entre el par de imágenes SAR estimada sobre una pequeña ventana (algunos pocos píxeles en rango y azimut). Para imágenes interferométricas la amplitud $|v|$ de cada pixel del interferograma es proporcional al producto de las amplitudes $|u_1|$, $|u_2|$ de las dos imágenes iniciales y la fase ϕ es igual a su diferencia de fase. Los valores de coherencia van desde 0 para las fases interferométricas que son solamente ruido y 1 para la ausencia completa de ruido. La ecuación 2.16 describe:

$$\gamma = \frac{E [u_1 u_2^*]}{\sqrt{E [|u_1|^2]} \sqrt{E [|u_2|^2]}} = \frac{E [v]}{I}; |\gamma| < 1; \angle \gamma = \phi_0 \quad (2.16)$$

Donde E es el valor esperado de la variable aleatoria x .

La relación exacta entre la interferometría y la fase de dispersión y coherencia puede ser un proceso matemático sumamente complicado. Pero, si el número de apariencias (NL) es mayor que 4, entonces los píxeles independientes con la misma coherencia son promediados después de la compensación topográfica, esta aproximación se puede dar por la ecuación 2.17:

$$\sigma_\phi = \frac{1}{\sqrt{2NL}} \frac{\sqrt{1 - \gamma^2}}{\gamma} \quad (2.17)$$

Selección de imágenes.

La selección de imágenes para aplicar interferometría es el primer paso para realizar cualquier proceso interferométrico. Existen criterios establecidos para la generación de la Interferometría Diferencia (DIn-SAR). En Ferretti et al. (2007) se propone analizar los siguientes parámetros para obtener resultados de análisis de interferometría SAR más precisos, estos son:

- Revisar el ángulo (Fases ascendentes y descendentes).
- Línea base geométrica
- Línea base temporal
- Tiempo de adquisición
- Coherencia
- Condiciones meteorológicas

Selección de imágenes para Inteferometría diferencial InSAR.

Las imágenes usadas para medir la deformación del suelo se analizan a partir de la ecuación 2.15 de la fase inteferométrica. De esta ecuación se desprenden diferentes pasos para producir un interferograma diferencial:

1. Par interferométrico simple de línea de base cercana a cero: Con dos imágenes SAR y con la línea base cercana a 0, la fase interferométrica contiene únicamente una contribución de movimiento y no requiere más procesos.
2. Par interferométrico simple y de línea de base diferente de cero: Con un par de imágenes SAR y una línea base diferente de 0, la fase interferométrica contiene tanto aportaciones de altitud como de movimiento y requiere de un DEM para volver a muestrear las coordenadas geográficas y la elevación debe convertirse en fases interferométricas utilizando la misma línea base que el par de imágenes SAR. Las franjas sintéticas se deben sustraer del par interferométrico.
3. Tres imágenes SAR sin movimiento: Cuando no existe movimiento entre dos de ellas se debe seleccionar una como imagen maestra y se deben generar dos interferogramas.

Corregistro de datos.

El paso de corregistro es fundamental para la generación de un interferograma, este proceso garantiza que cada objeto en la Tierra pertenezca al mismo pixel, tanto de rango como de azimut en la imagen maestra y en la esclava. La función 2.18 muestra el proceso matemático para obtener el corregistro. Para el caso ideal de órbitas paralelas perfectas y de adquisición alineada, el corregistro solamente compensa la diferente geometría causada por el ángulo de visión. Esto propiciará el estiramiento apropiado de una imagen.

$$\Delta r(P) = \frac{4\pi}{\lambda}(r_M(\vec{P}) - r_s(\vec{P})) \quad (2.18)$$

Para realizar un correcto corregistro se deben considerar:

- Cruces orbitales y de inclinación.
- Diferentes altitudes de los sensores.
- Diferentes tasas de muestreo, ya sea por diferencias de frecuencias de impulsos o de velocidad de los sensores, entre otras.
- Desplazamiento en ambas direcciones.

La figura 2.6 muestra el corregistro realizado entre las imágenes SAR de la zona de estudio.

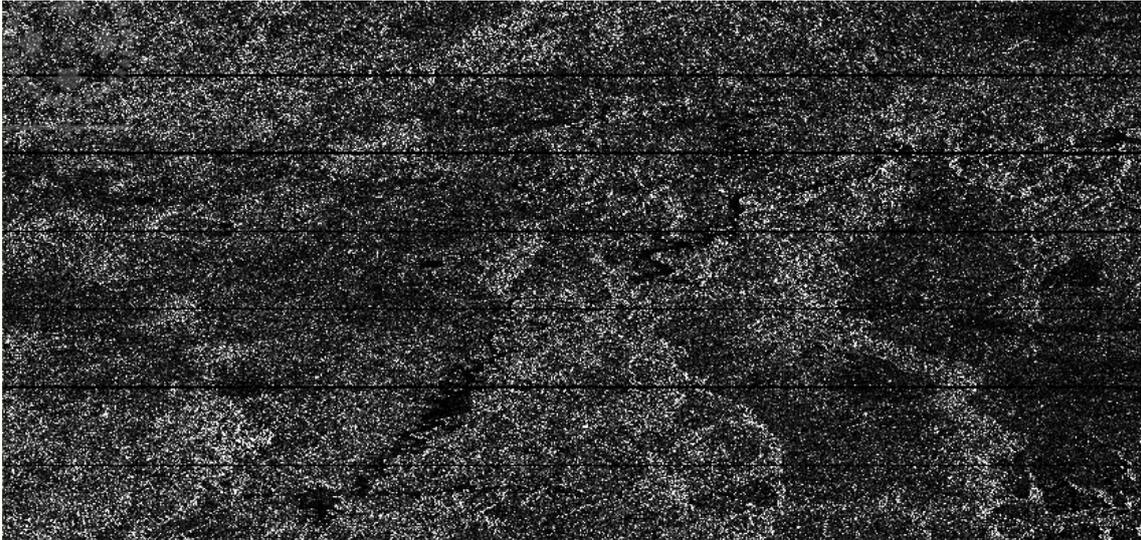


Figura 2.6: Imagen SAR con proceso de correjistro.

Formación de interferograma y estimación de coherencia.

La generación de un interferograma requiere el cómputo pixel por pixel de dos imágenes SAR coregistradas, este interferograma se obtiene mediante la expresión 2.19:

$$v_i = u_M \times u_s \quad (2.19)$$

Donde u_M y u_s se refiere a la imagen maestra y a la imagen esclava respectivamente. Asumiendo que el interferograma está registrado en el mismo rango y azimut de referencia de la imagen maestra. La figura 2.7 muestra el resultado de aplicar la ecuación 2.19:

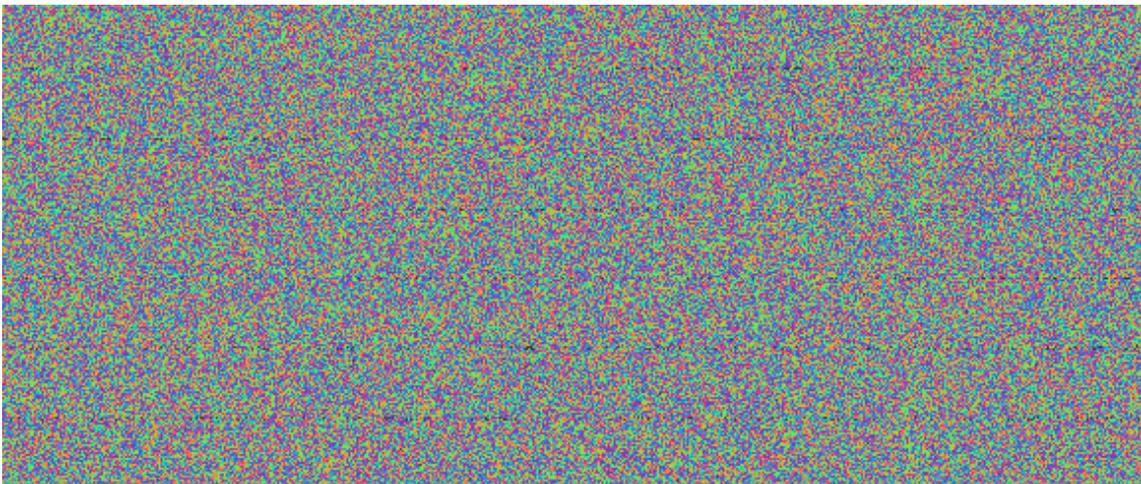


Figura 2.7: Imagen del interferograma computacional de la zona de estudio.

Corrección TOPS Bursting.

Un aspecto importante de la interferometría es que los datos adquiridos presentan variaciones dentro del centroide. Esta se puede calcular y optimizar con la ecuación 2.20:

$$\phi_{azerr}(t) = 2\pi f_{DC}(t)\Delta t \quad (2.20)$$

Donde t es el azimut en un tiempo dado, $f_{DC}(t)$ es el azimut dependiente del centroide Doppler y Δt es el error de corrección en segundos. La figura 2.8 muestra el resultado de aplicar este filtro a los datos de la zona de estudio.

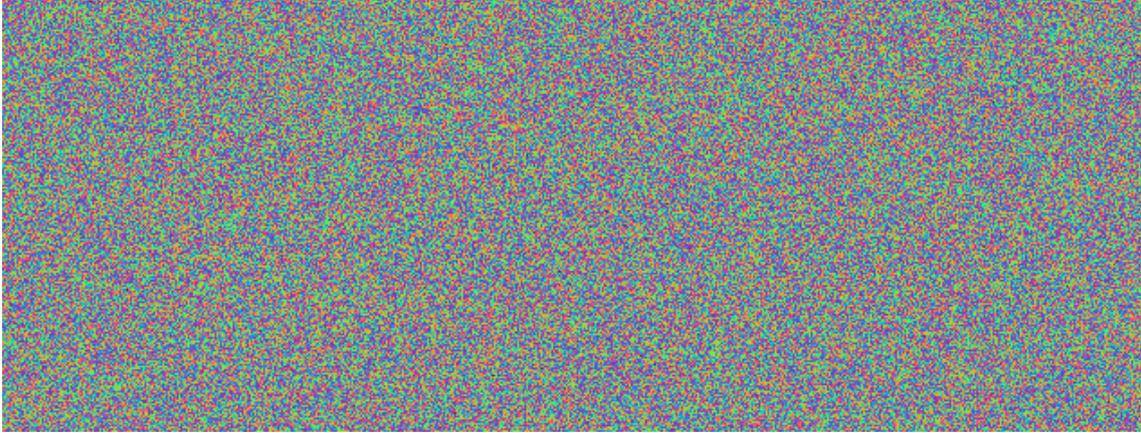


Figura 2.8: Imagen resultante después de aplicar el filtro TOPS Bursting.

Interferograma con sustracción de topografía.

Los términos de desplazamiento y topografía se deben separar. Cuando la topografía es sustraída, la incertidumbre que esta producía se transfiere al desplazamiento en superficie.

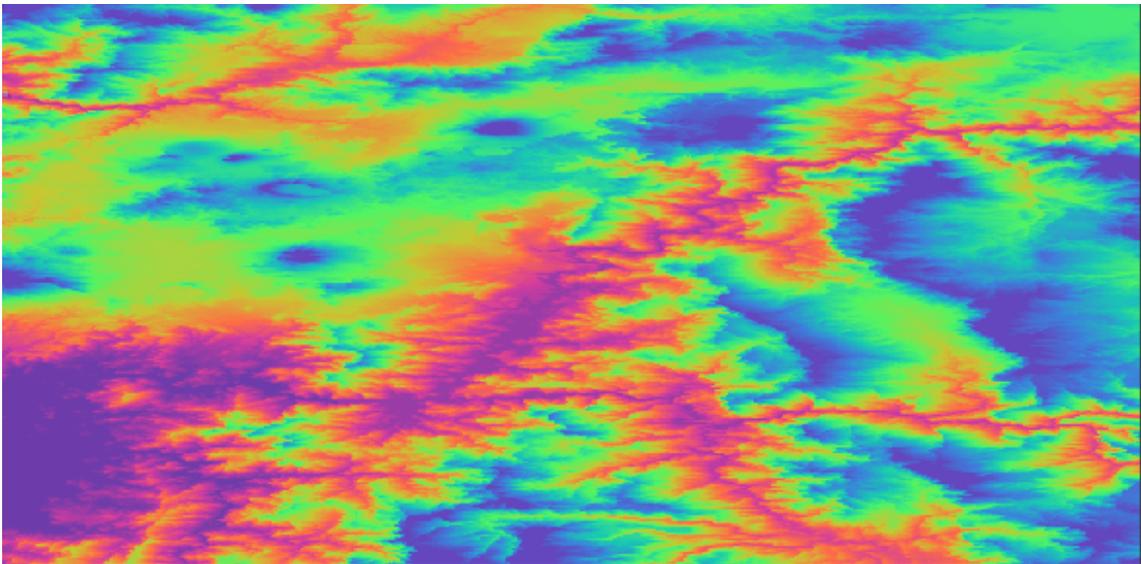


Figura 2.9: Imagen resultante de la sustracción de la topografía en la zona de estudio.

Filtro Godstein.

Godstein es un filtro adaptativo basado en el concepto de la multiplicación del espectro de Fourier $Z(u, v)$ de un pequeño parche en el interferograma multiplicado por su valor suavizado $S\{|Z(u, v)|\}$ elevado a una potencia α como se muestra en la ecuación 2.21.

$$H(u, v) = S\{|Z(u, v)|\}_\alpha \cdot Z(u, v) \quad (2.21)$$

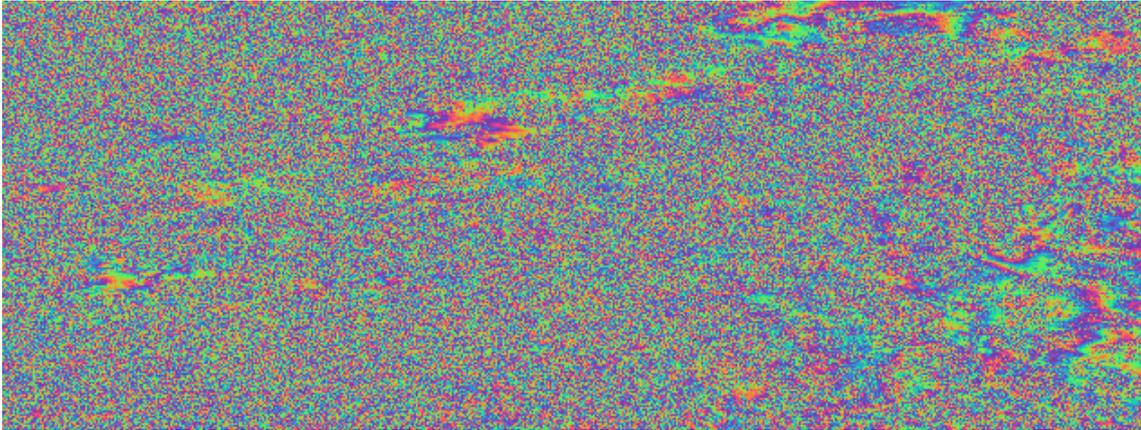


Figura 2.10: Figura resultante después de aplicar el filtro Godstein.

Filtro Multilooking.

El proceso de reducir el ruido en una imagen promediando los píxeles adyacentes en el interferograma complejo es definido como Filtro Multilooking. Este proceso es bastante eficaz para eliminar cualquier ruido no relacionado a las fuentes temporales (Ferretti et al., 2007).

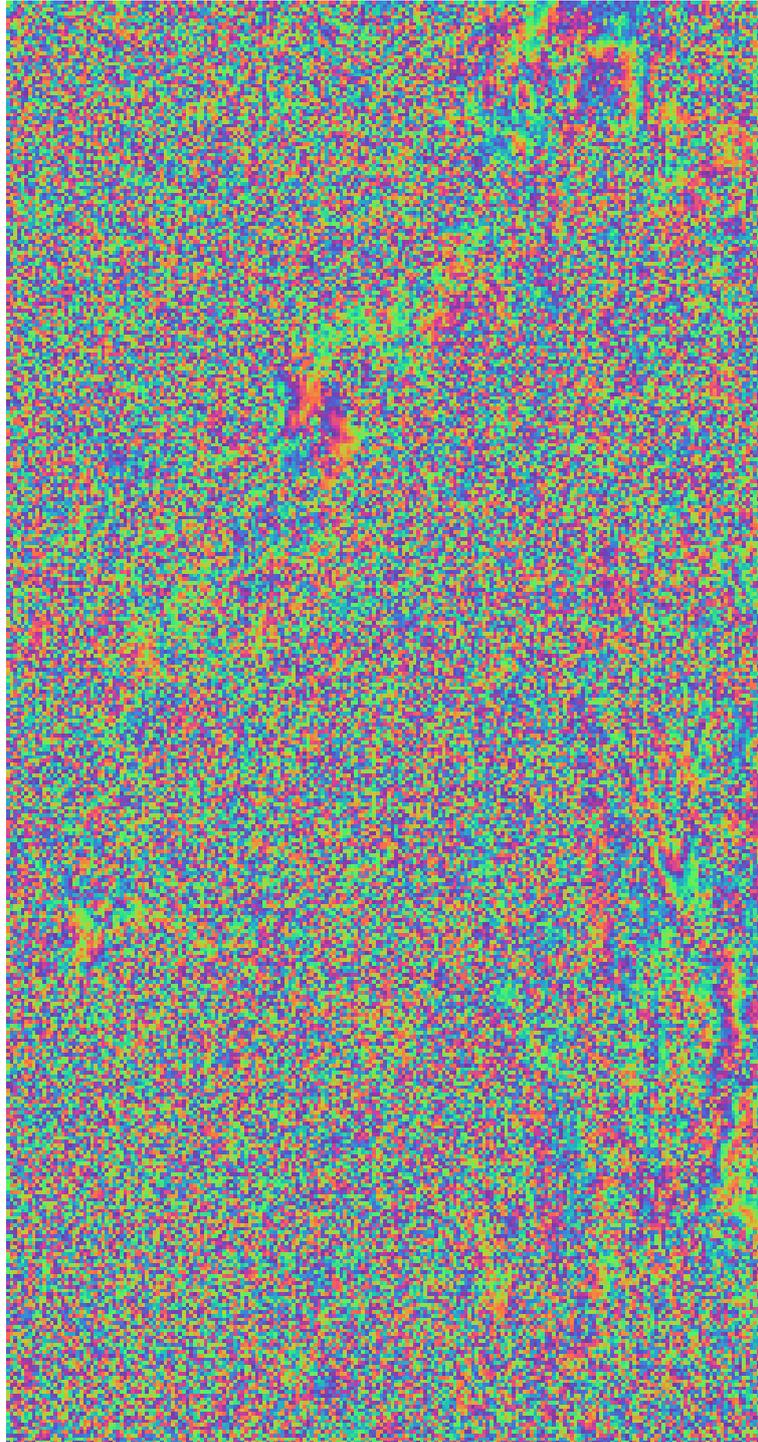


Figura 2.11: Figura resultante de aplicar el filtro Multilooking.

Geocodificación y mosaico del interferograma.

La geocodificación y la generación del mosaico es el último paso del proceso de interferometría, el mosaico es necesario cuando se unen varios interferogramas. La imagen 2.12 muestra el proceso de geocodificación en la zona de estudio. En el paso de geocodificación se combinan las siguientes ecuaciones:

- Ecuación de distancia de alcance 2.22.

$$\phi(P) = \frac{4\pi}{\lambda} [r_M(\vec{P}) - r_s(\vec{P})] \approx \frac{4\pi B_n}{\lambda r_0} \Delta_r(P) \quad (2.22)$$

- Ecuación Doppler 2.23.

$$f_c(r) = \frac{(f_{DC_M}(r) + f_{DC_s}(r))}{2} \quad (2.23)$$

Donde se enfatiza una ligera dependencia entre la imagen maestra y la imagen esclava.

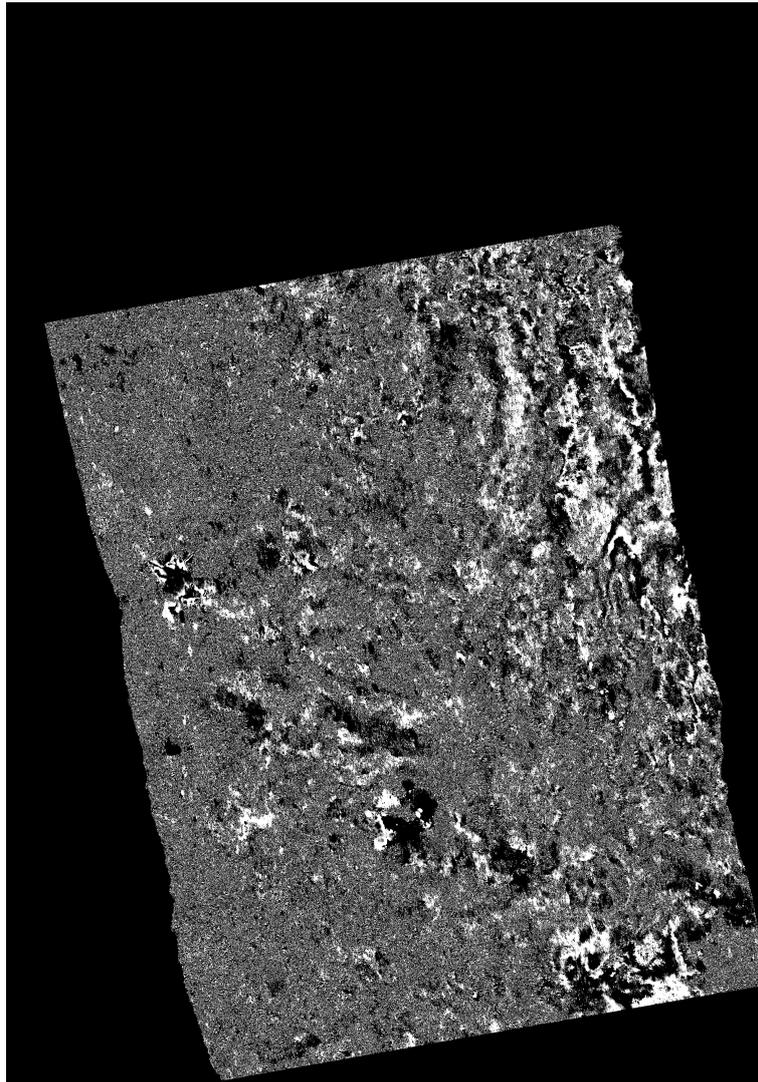


Figura 2.12: Geocodificación de la interferometría en la zona de estudio.

2.4. Herramientas complementarias.

Para la identificación de zonas de captación de agua en la cuenca Tierra Nueva y para la identificación de zonas susceptibles a exploración geotérmica en ZVN se analizaron diferentes parámetros físicos de las zonas de estudio.

2.4.1. Modelación geomorfológica.

La geomorfología es definida como el análisis de las formas de la Tierra. Todo estudio relacionado con evidencia en la superficie de la Tierra emplea diversos conceptos de geomorfología (Daniels et al., 1971).

El análisis geomorfológico de las formas en la superficie de la tierra puede ser interpretado mediante percepción remota. Mediante este análisis se puede obtener información acerca de las formas de la corteza terrestre. Con el análisis geomorfológico se pueden identificar procesos naturales (tanto internos como externos) responsables de los cambios en las formas de la superficie de la Tierra. En las zonas de estudio se modelaron las formas y medidas que constituyen las estructuras que en ellas se encuentran.

Para la cuenca Tierra Nueva se realizó el análisis morfométrico para determinar el estado erosivo de la cuenca y, con ello, medir la factibilidad de implementar zonas de captación de agua.

Para la cuenca Tierra Nueva y la ZVN se realizó un análisis morfométrico para determinar elevaciones, pendientes, redes y densidad de escurrimiento superficial y zonas de captación.

Con estos parámetros es posible definir cuantitativamente las características superficiales de las zonas de estudio que pudieran favorecer la implementación de zonas de captación de agua o las zonas factibles de exploración geotérmica.

2.4.2. Observaciones geológicas.

Se analizó la geología de Tierra Nueva y de ZVN con el fin de obtener información sobre la distribución espacial de las rocas que se encuentran en la zona de estudio, su dureza y permeabilidad y su capacidad erosiva, entre otras.

2.4.3. Métodos geofísicos.

Existen diferentes herramientas para obtener información estructural tanto en la superficie como en el subsuelo. Para este estudio se obtuvieron los lineamientos estructurales los cuales proporcionan información cuantitativa de zonas de debilidad como lo son fallas o fracturas presentes en el área de estudio. A partir de los datos aeromagnéticos se obtuvieron los lineamientos estructurales para la Cuenca Tierra Nueva y para la Zona Volcánica de Nayarit. La descripción del método magnético se detalla en B.

2.4.4. Bases meteorológicas.

Haciendo uso de la información proporcionada por el SMN (2015), se realizó un análisis cuantitativo de la precipitación en Tierra Nueva. Este análisis se realizó con el fin de identificar tanto periodos de precipitación que pudieran provocar erosión superficial, como para identificar las áreas donde existía mayor factibilidad para captar agua superficial.

Capítulo 3

Fusión de datos geoespaciales.

3.1. Planteamiento de propuesta.

La finalidad de esta investigación es presentar una metodología que conjunta cualitativamente y cuantitativamente los parámetros que intervienen en la prospección de recursos como son: el manejo de agua superficial y prospección geotérmica. En este proyecto se muestra la factibilidad de integrar geosistemas aplicando modelos matemáticos para optimizar la exploración y/o manejo de recursos naturales.

Durante este trabajo se emplearon parámetros geológicos, estructurales, información satelital y climatológica con la finalidad de determinar primeramente áreas de captación de agua superficial en una zona semi-árida y, segundo, identificar zonas factibles para la exploración geotérmica. La figura 3.1 muestra esquemáticamente los datos que se conjuntaron para realizar este proceso.

Es importante mencionar que, incluyendo la información pertinente, esta metodología puede ser extrapolada para diversos estudios como son: deslizamientos de terreno, procesos de inundación, medir el impacto en la estructura física de la superficie de la Tierra por cambio de uso de suelo y vegetación, entre otros.

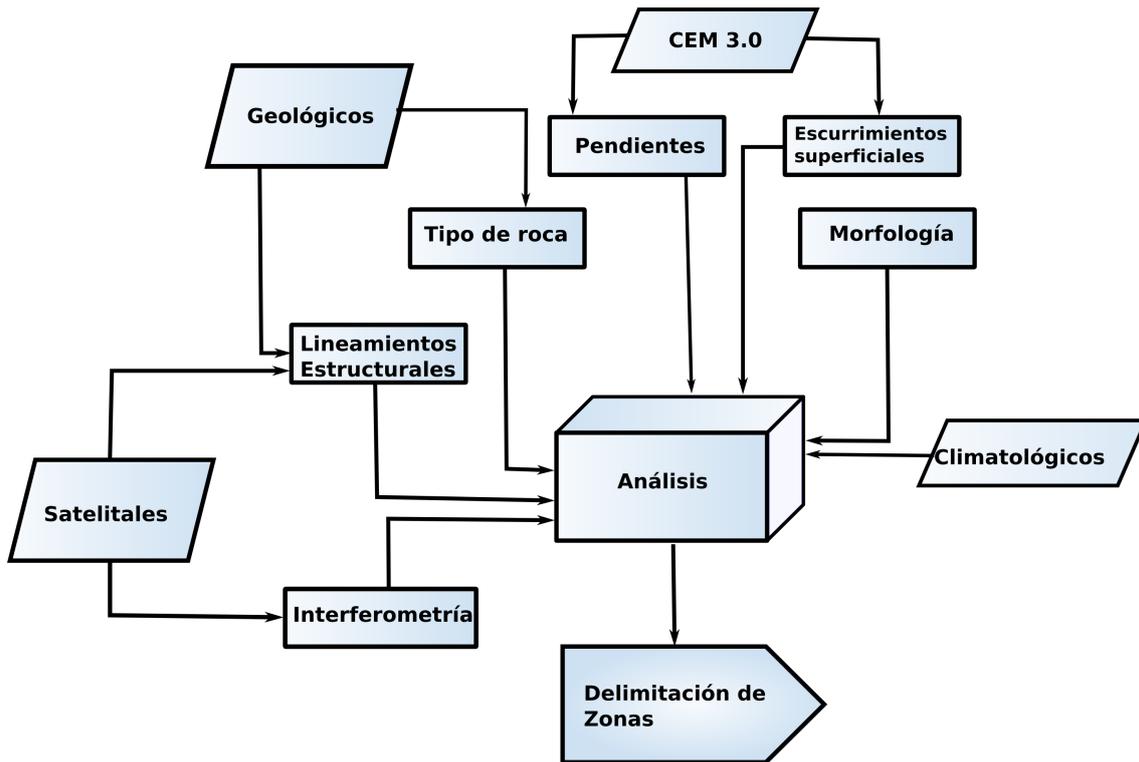


Figura 3.1: Metodología general.

3.2. Solución adaptada a la captación de agua en zonas áridas.

En la Cuenca Tierra Nueva se analizaron de manera integral parámetros meteorológicos con los cuales se identificaron áreas de mayor densidad de precipitación, se incluyeron los parámetros físicos superficiales obtenidos a partir del CEM 3.0 para obtener información cuantitativa de las estructuras que se encuentran en la zona. Se realizó la clasificación del tipo de roca presente en el área de estudio por sus características de dureza y permeabilidad. Por último, se utilizaron imágenes satelitales y datos aeromagnéticos para obtener lineamientos estructurales. Al conjuntar y analizar la información se determinaron zonas factibles para el aprovechamiento del agua superficial en la cuenca Tierra Nueva, la figura 3.2 muestra esquemáticamente el proceso realizado para la delimitación de zonas de interés.

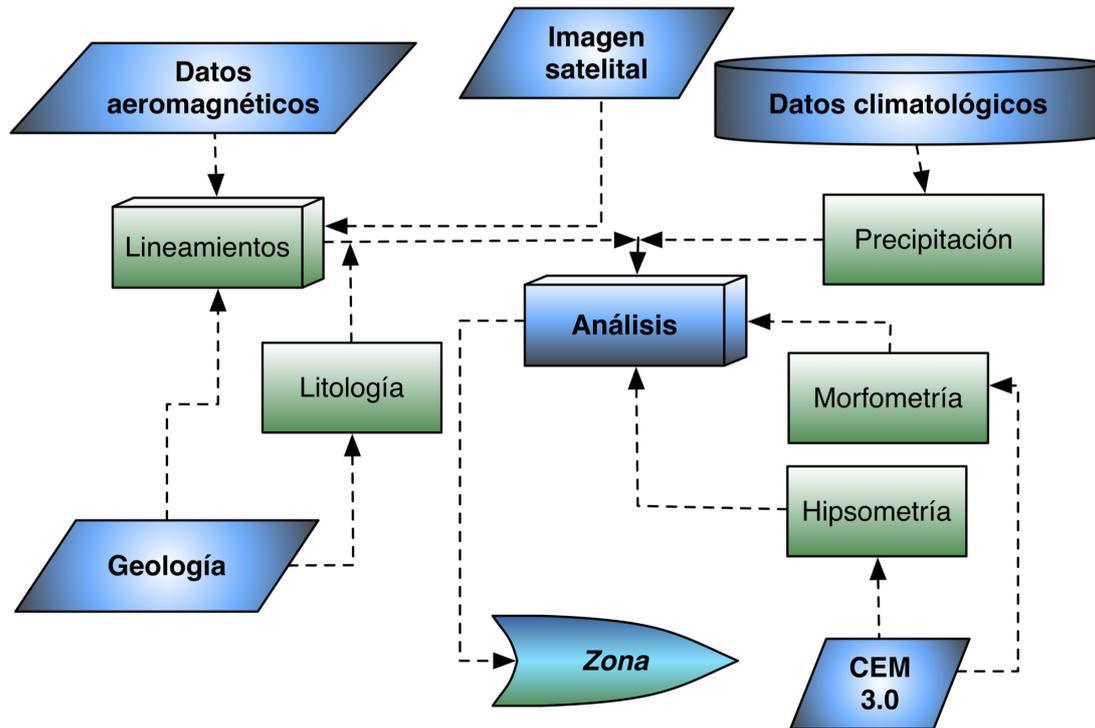


Figura 3.2: Esquema de la metodología utilizada para el análisis en la cuenca Tierra Nueva

3.2.1. Descripción del área de estudio: Cuenca Tierra Nueva.

Se encuentra en la parte centro-sur del estado de San Luis Potosí, la mayor parte se localiza en el municipio de Tierra Nueva con una pequeña porción en el municipio de Santa María del Río y, en la parte centro-norte del municipio de San Luis de la Paz, Guanajuato; la zona de estudio tiene una superficie de $1,204 \text{ km}^2$ y su elevación va desde los 1,655 hasta los 2,616 metros sobre el nivel del mar (msnm).

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua CONAGUA la zona de estudio tiene una alta incidencia de periodos de sequía, es por esto que la gestión y el manejo adecuado de los recursos hídricos en Tierra Nueva se torna primordial. De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) hasta 2010 en esta zona habitaban 9,024 personas, distribuidas en 104 localidades; el 28 % de esta población no cuenta con agua potable (INEGI, 2010). Situaciones de este tipo vuelven necesario implementar zonas de captación de agua ya sea para uso en limpieza de la comunidad o para actividades donde requieran proyectos de irrigación.

La zona de estudio es parte de la Meseta Central de México, y está delimitada por la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental, al oeste y al este, respectivamente (Guzman and De Cserna, 1963). De acuerdo con la Enciclopedia de Municipios y Delegaciones de México (CEFIM, 2015) su clima es seco templado con presencia de lluvia durante el verano, la temperatura media anual es de 19°C con máximas de hasta 41°C y mínimas de -4°C , su precipitación media anual de 358mm .

El analizar geomorfológicamente las condiciones de la cuenca como son su nivel

de erosión, su estructura y dimensiones; así como la obtención de resultados cuantitativos representan una herramienta que facilita la planeación e implementación de métodos para el manejo del agua del cual se dispone en la zona de estudio.

Al realizar el análisis de la información disponible se pudo observar que datos como el uso de suelo y vegetación no son útiles pues es una zona considerada árida o semiárida, la vegetación no afecta al proceso hidrológico. La cuenca de Tierra Nueva presenta características muy similares a lo señalado por Noyola-Medrano et al. (2009) para la subcuenca del Valle de San Luis Potosí, ambas cuencas pertenecen a zonas semiáridas y cuentan con una estructura geológica en donde las fracturas están selladas con material cementante por lo que una posible infiltración está descartada. Por esta información recabada y con la información que se obtuvo del análisis cuantitativo se pudo inferir que toda precipitación que haya en la zona de estudio se escurre o se evapora, la figura 3.3 muestra dos fotografías donde es posible observar las condiciones físicas de la zona de estudio mencionadas con anterioridad.



Figura 3.3: Fotografías ilustrativas de la zona de estudio facilitadas por Ramos-Leal, 2014.

Dentro de la cuenca Tierra Nueva se localiza la presa La Muñeca, y algunas zonas pequeñas de captación de agua, no obstante, al realizar el estudio fue posible determinar zonas donde por sus características estructurales y por el estado de madurez de la cuenca y subcuencas se puede realizar un mejor aprovechamiento del agua superficial, con esto igualmente se determinó el nivel de erosión de la cuenca y, por consecuencia se puede inferir la susceptibilidad en la zona para continuar el proceso erosivo.

La red hidrográfica de Tierra Nueva es de tipo dendrítico debido a que, de acuerdo con Howard (1967), adopta la forma de un árbol ramificado. La figura 3.4 muestra la red de escurrimientos superficiales en la zona de estudio.

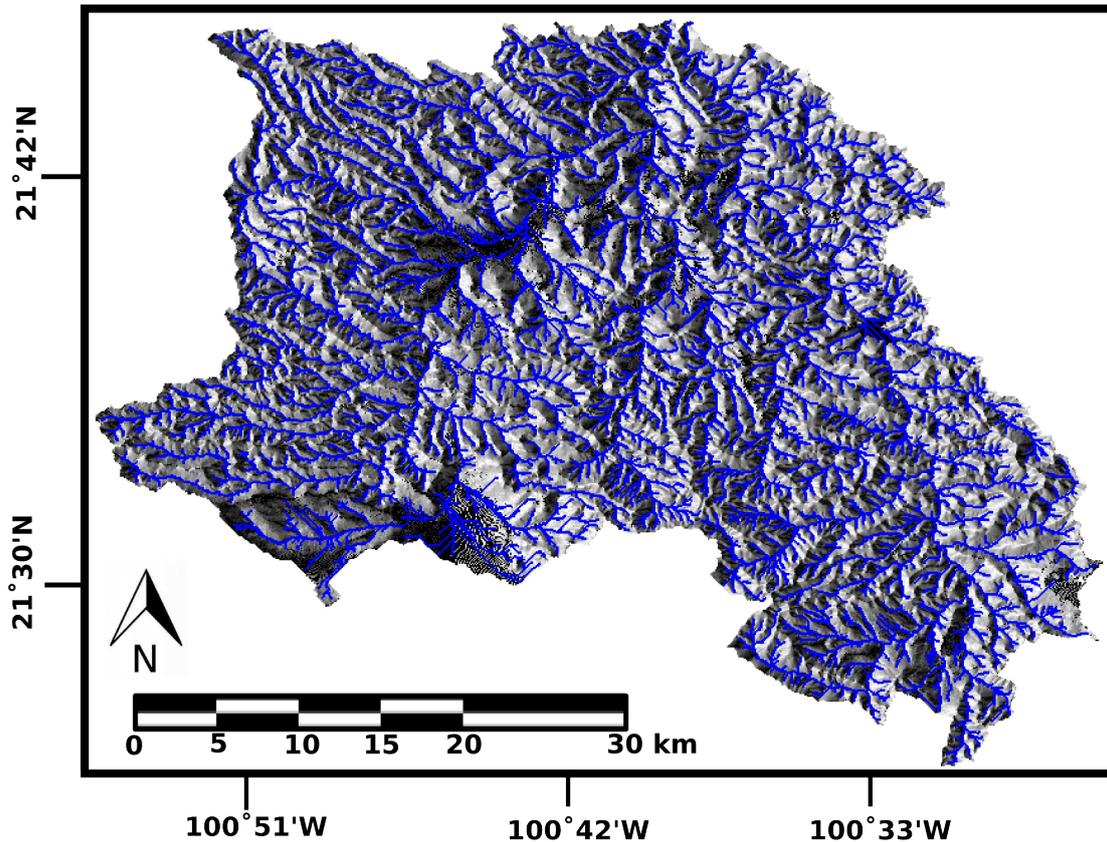


Figura 3.4: Red de escurrimientos generada a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012)

La geología regional y local está dominada por rocas volcánicas ácidas, los arroyos llevan agua solamente en época de lluvia, por lo que se encuentran secos la mayor parte del año (Tristán-González, 1987). Geomorfológicamente la zona de estudio ha sido influenciada principalmente por procesos de meteorización y erosión por las condiciones climatológicas que han actuado en ella desde el Oligoceno (Tristán-González, 1987).

Para realizar este estudio la cuenca Tierra Nueva fue dividida en sus cuatro principales subcuencas: Jofre, Villela, Carmen y Lourdes, la figura 3.5 muestra la distribución de las subcuencas.

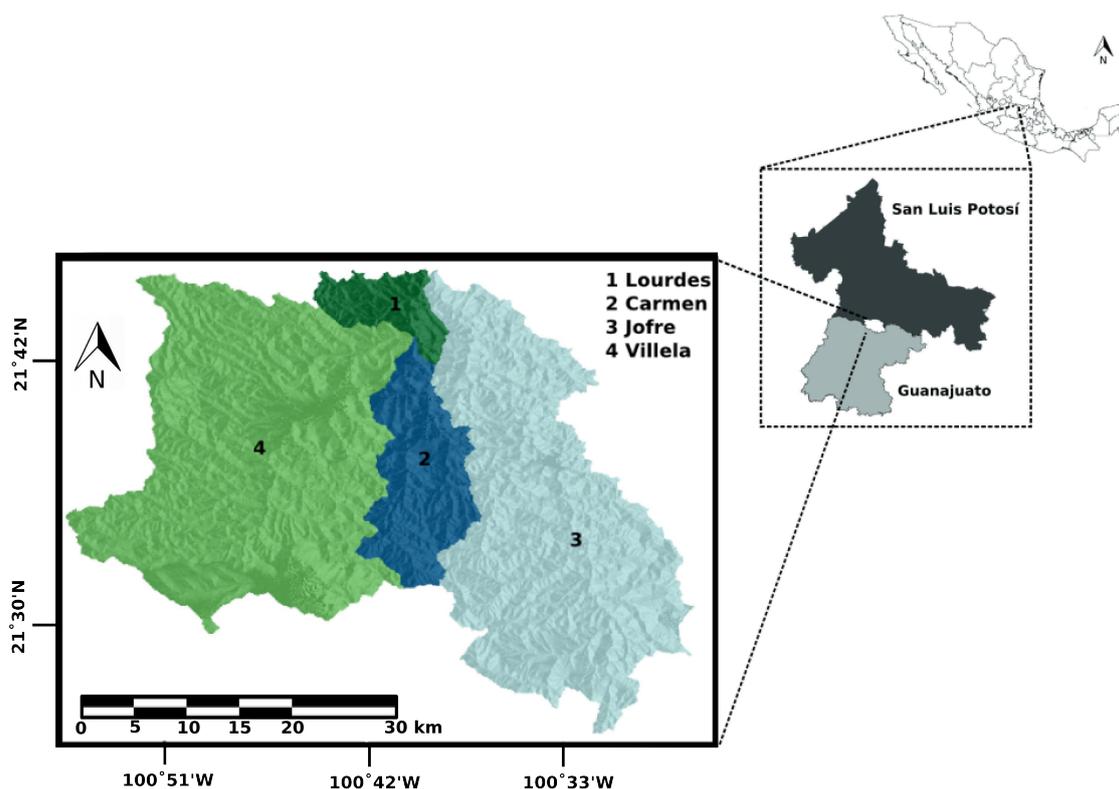


Figura 3.5: Cuenca Tierra Nueva generado a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesado en GRASS GIS (Team, 2012).

3.2.2. Marco Geológico y geomorfología.

La zona de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica llamada Sierra Madre Oriental dentro de la zona conocida como Mesa Central (Guzman and De Cserna, 1963). De acuerdo con SGM (1999) el relieve de la zona de estudio es montañoso principalmente en la parte central, además se forman una serie de sierras con orientación noreste-sureste. Estas formaciones son principalmente constituidas por rocas volcánicas con afloramientos oeste y sureste de rocas de composición calcáreo-arcillosas.

En esta zona, la unidad geológica más antigua corresponde a la Formación Caracol del Cretácico superior. Esta unidad está formada principalmente por lutitas y calizas arcillosas. En esta región las rocas cretácicas son cubiertas por la Formación Cenicera del paleoceno y eoceno (Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986; Aguillón-Robles et al., 2004) que es compuesta por sedimentos clásticos continentales. Sobre esta unidad se depositaron rocas volcánicas de edad terciaria como la andesita Casa Blanca que consiste en una roca volcánica de color gris oscuro con tonos verdosos, Aguillón-Robles et al. (2004) reporta una textura porfidítica con fenocritales de plagioclasas y biotita, esta andesita ha sido fechada por (Tristán-González et al., 2009) obteniendo una edad de 45.5 MA (millones de años).

Las rocas andesíticas son cubiertas por la ignimbrita Santa María del oligoceno temprano la cual consiste en un depósito de cenizas soldadas de composición riolítica, y sobre estas se emplazaron una serie de lavas que formaron domos volcánicos de composición traquítica y riodacítica de la traquita Ojo Caliente y latita Portezuelo respectivamente.

(Hernández et al., 1982; Tristán-González et al., 2009).

Cabe mencionar que la traquita Ojo Caliente se encuentra ampliamente distribuida de la parte media hacia el sur del área de estudio, en tanto que la latita Portezuelo aflora principalmente en la parte centro norte del área de estudio. Finalmente, los valles de la región son cubiertos por material aluvial del Cuaternario y reciente.

La geomorfología de la zona es de tipo motañoso presentando mesetas en etapa erosiva de juventud tardía o vejez temprana. Las formas relacionadas con rocas volcánicas presentan relieves fuertes con escurrimiento paralelo de fondo rocoso, estas se localizan en las zonas topográficamente altas. Las formas relacionadas con rocas calcáreo-arcillosas dan origen a relieves suaves con drenajes de tipos dendríticos, con ellos se forman bajos topográficos y lomeríos arredondados.

De acuerdo con Tristán-González (1987) la cuenca Tierra Nueva está regida principalmente por procesos de erosión, denudación y meteorización, aunado a las condiciones climáticas que han actuado desde el Oligoceno (hace aproximadamente 30 millones de años). Además de la actividad tectónica ocurrida al finalizar los eventos de intrusión y vulcanismo. La cuenca Tierra Nueva se encuentra dentro de la zona clasificada por Tristán-González et al. (2009) como el Complejo Volcánico de Santa María (CVSM).

En 1987 Tristán- González describe las unidades geomorfológicas presentes en la cuenca Tierra Nueva en 4 unidades, las cuales son:

- **Caldera Milpa Grande:** El relieve varía entre los 1400 y 2400 msnm, donde las depresiones corresponden a las zonas centrales del intrusivo Palo Verde y las partes altas a la Cúpula del mismo. Estas generalmente están cubiertas por la Riolita San Miguelito o por pequeños domos de la misma. Por esto la topografía se clasifica en formas abruptas y contornos suaves.

Las formas más frecuentes en esta unidad son el resto de los procesos erosionales que se formaron por la separación de grandes bloques a través de las diclasas, las cuales están redondeadas a causa de la exfoliación. El patrón de escurrimientos es del tipo dendrítico, con un orden máximo de corriente de 3. La mayoría de estos escurrimientos están controlados por fracturas o fallas.

- **Santa María.** En esta unidad la roca predominante es la Traquita Ojo Caliente, además se localizan pocos remanentes de la Riodacita del Carmen. El relieve de esta formación varía desde los 1800 msnm en pequeños valles aluviales y los 2160 msnm de la Mesa Salsipuedes. Su relieve topográfico está formado principalmente por lomeríos alargados con pendientes suaves y ligeramente redondeados. Dentro del conjunto de lomeríos se han producido pequeños valles aluviales causados por el relleno de material aluvial (gravas, arenas y arcillas) y por el desvío de los causes de río.

En esta zona el patrón de escurrimientos predominante es del tipo dendrítico poco denso y presenta un máximo de orden de corriente de 2. Comúnmente las lomas

están cubiertas por un delgado conglomerado de rocas ígneas cementadas por caliche. El caliche puede formar cubiertas desde algunos centímetros hasta 1 metro de espesor.

- La Muñeca. En esta unidad la roca predominante es la Riodacita del Carmen que en algunas zonas se contrasta con remanentes de la riolita San Miguelito y las tobas El Quiote y El Jofre. El relieve va desde los 1780 msnm hasta los 2500 msnm. Los cerros presentes tienden a estar redondeados, desarrollando algunos cañones profundos. Sobresalen algunas cumbres que generalmente corresponden a la Riolita San Miguelito, las depresiones rellenas de la toba El Jofre forman relieves suaves y redondeados de lomeríos de poca altura. La toba El Quiote da lugar a cerros alargados.
- San Anton. Formada principalmente por la Ignimbrita del Organo hacia el centro y rodeada por la Dacita Potrerillo miembro inferior, la cual forma un amplio arco que complementa hacia su parte sur oeste con la presencia del miembro superior de la misma Dacita. La unidad presenta una altitud media de 1800 msnm, sin embargo presenta partes más altas como la Mesa de Jesús de 2300 msnm y partes más bajas de 1300 msnm en el Río Santa María.

El patrón de escurrimientos predominante en la unidad es del tipo dendrítico angular con un orden máximo de corriente de 3. Toda la red es de fondo rocoso y efímero.

La figura 3.6 muestra la distribución espacial de las rocas presentes en la cuenca Tierra Nueva.

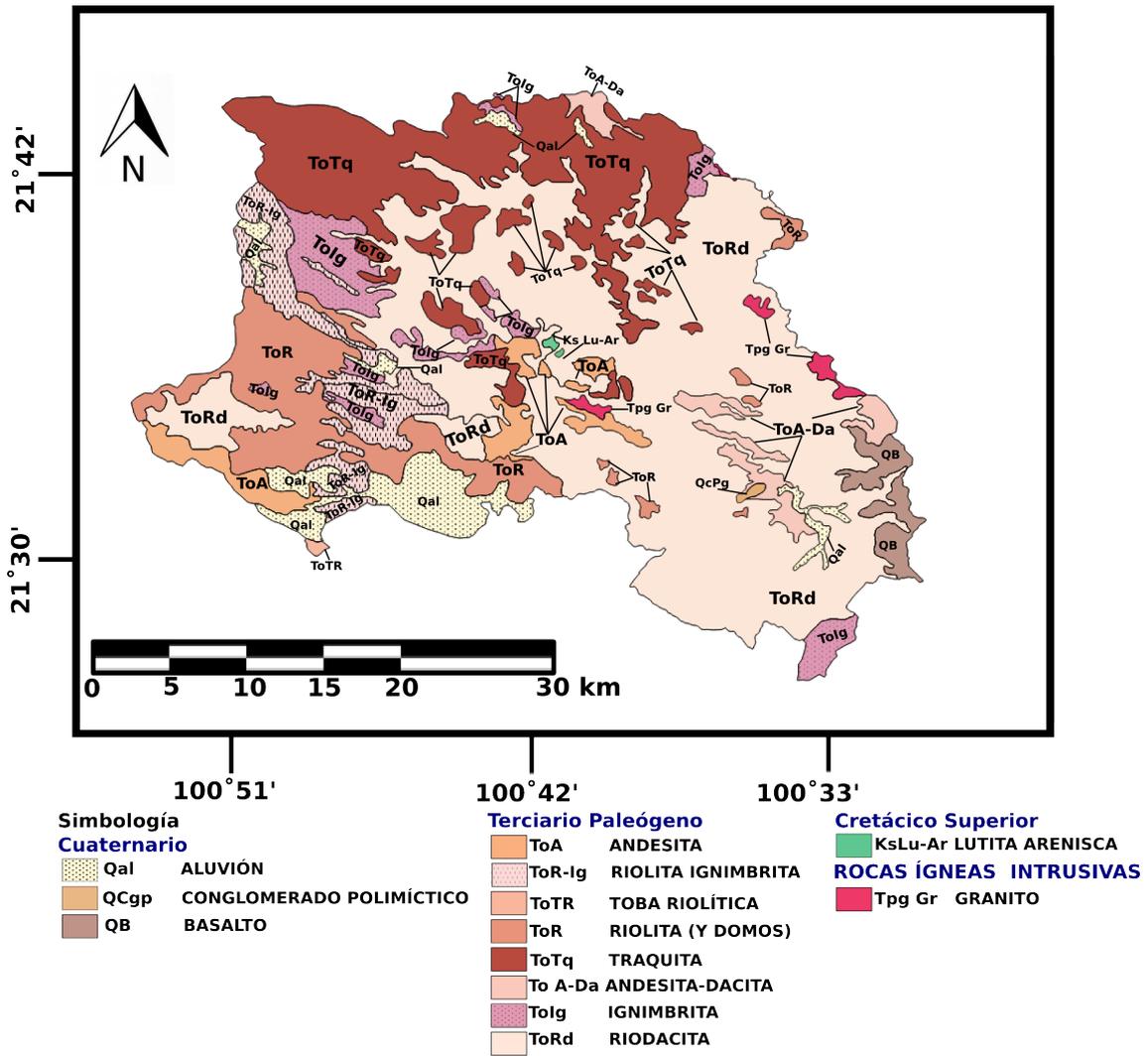


Figura 3.6: Geología Tierra Nueva. Digitalizada a partir de SGM (1999).

3.2.3. Variante metodológica 1: Captación de agua.

La base de este trabajo es aplicar un análisis morfométrico donde se obtuvieron las medidas y la configuración matemática de la superficie terrestre.

La cuantificación e interpretación de los cambios topológicos en cuencas hidrográficas es difícil dada la naturaleza compleja de los procesos hidrológicos y la forma de relieve que actúa sobre los sistemas de las cuencas (Sharma et al., 2013). La morfología de una cuenca hidrográfica es una herramienta esencial para medir y representar la forma de una cuenca y su evolución (Sivakumar et al., 2011).

Para la elaboración de este trabajo se utilizó Continuo de Elevaciones Mexicano CEM 3.0, con resolución de $15m \times 15m$ obtenido del INEGI (2013).

3.2.4. Análisis morfométrico.

El análisis morfométrico consiste en medir y analizar matemáticamente la configuración en la superficie de la Tierra (Agarwal, 1998; Vittala et al., 2004), con el fin de obtener y evaluar los parámetros morfométricos se generó un mapa de escurrimientos superficiales de la zona de estudio (Vijithand and Satheesh, 2006) , los parámetros analizados se describen a continuación.

Orden de corrientes S_{μ} .

De acuerdo con Koshak and Dawod (2011) el orden corriente se considera la característica morfométrica más importante de las cuencas hidrográficas.

El orden de corriente se utiliza para mostrar la relación entre los segmentos de la corriente, lo que permite la clasificación de flujos dentro de la cuenca.

Un segmento de corriente que no tiene ninguna entrada del resto de las corrientes se denomina como de primer orden; un segmento de segundo orden se genera a partir de la unión de dos segmentos de primer orden; un segmento de tercer orden se genera a partir de la unión de dos segmentos de segundo orden y así sucesivamente.

Esta clasificación fue introducida por Horton (1932, 1945) y fue mejorada por Strahler (1957) por lo que se denomina a esta clasificación como esquema jerárquico de Horton y Strahler (García-Puga and Hinojosa-Corona, 2001).

Si dentro de una cuenca hidrográfica existen flujos estructuralmente semejantes, estos pueden pertenecer a eventos geológicos comparables que tienen una edad geológica similar, (Horton, 1945; Golts and Rosenthal, 1993; Strahler, 1964; Grohmann, 2004), en este trabajo se realizó un análisis de la cuenca y las subcuencas, los escurrimientos y su orden para determinar la relación geológica que existe entre ellas.

Densidad de Escurrimiento.

Es la suma de la longitud de escurrimientos por unidad de área, lo que demuestra lo cerca que están el uno al otro por unidad de superficie (Koshak and Dawod, 2011). Los valores altos están relacionados con pendientes muy pronunciadas; cuando hay valores de densidad alta de escurrimientos es indicativo de que existe alta precipitación, lo que puede implicar alta infiltración en la zona y, por el contrario, la baja densidad de escurrimientos indica flujos largos en la superficie de la cuenca (Chirala, 2012). De acuerdo con Deju (1972) la densidad de corriente puede clasificarse como pobre, media y excelente como se muestra en la tabla 3.1

Relación de bifurcación.

Es la relación que existe entre la longitud que tiene una corriente de orden N_{μ} con la longitud de corriente de orden superior $N_{\mu+1}$ (Chirala, 2012). Los valores de radio

Tabla 3.1: Clasificación para la densidad de escurrimientos hecha por Deju (1972).

Densidad	Rango (<i>km</i>)
Pobre	< 0,5
Media	0,5 – 1,0
Excelente	> 1,5

de bifurcación se atribuyen a la evolución geológica y litológica de las cuencas, altos valores indican un fuerte patrón de escurrimientos, mientras que los valores bajos muestran menos perturbación estructural (Strahler, 1964). La relación puede ser obtenida mediante la siguiente ecuación 3.1:

$$R_b = \frac{N_\mu}{N_{\mu+1}} \quad (3.1)$$

Donde:

R_b es la relación de bifurcación.

N_μ es la longitud de orden de corriente dado.

$N_{\mu+1}$ es la longitud de orden de corriente superior.

La medida de relación de bifurcación más común se encuentra entre 3,0 – 5,0, cuando la influencia de las estructuras geológicas es poco importante (Verstappen, 1983; Magesh et al., 2013).

Relación de longitud de corriente.

Es la relación que existe entre el promedio de la longitud de una corriente de cierto orden por el promedio de la longitud de corriente de orden menor (Nongknrih and Husain, 2011) la cual se obtiene mediante la ecuación 3.2. El cambio entre este segmento de corriente se puede atribuir a la variación en la pendiente y la topografía, las cuales indican la etapa de desarrollo de las corrientes (Vittala et al., 2004).

$$RL = \frac{Lu}{Lu - 1} \quad (3.2)$$

Donde:

RL es la relación de longitud de corriente.

Lu es el total de la longitud de la corriente de orden u .

$Lu - 1$ es la longitud total de la corriente de orden inferior.

Frecuencia de corrientes F_s .

El número total de segmentos de corriente por unidad de área se conoce como frecuencia de la corriente (Horton, 1945; Nongknrih and Husain, 2011). Cuando aumenta el valor de F_s entonces aumenta la densidad de escurrimientos (Nongknrih and Husain, 2011). Para calcular es posible aplicar la siguiente fórmula (Das et al., 2012):

$$F_s = \frac{N_u}{A} \quad (3.3)$$

Donde:

N_u es el número total de corrientes de todos los órdenes que hay en la cuenca.

A es el área de la cuenca en km^2 .

Factor de forma R_f .

El factor de forma es definido como una relación adimensional del área de la cuenca con el cuadrado de la longitud de la misma (Horton, 1945). Cuando el valor del factor de forma es alto, es decir, mayor a 0,7854 se infiere que la cuenca tiene flujos largos de corta duración (Aravinda and Balakrishna, 2013).

Los valores del factor de forma son obtenidos por la siguiente ecuación:

$$R_f = \frac{A}{L^2} \quad (3.4)$$

Donde:

A es el área total de la cuenca en km^2 .

L es la longitud total de la cuenca.

3.2.5. Análisis Hipsométrico.

Consiste en relacionar una sección que cruza horizontalmente el área de la cuenca con la elevación del terreno. Este es un método cuantitativo para el análisis de la forma geométrica de la zona de captación, en el cual se describe la elevación de un segmento definido de la cuenca en función de su superficie total (Luo, 1998; Alcaraz et al., 2011). Con el análisis hipsométrico es posible determinar la evolución geomorfológica de la cuenca sin importar su tamaño (Gajbhiye et al., 2014) además, se puede evaluar su estabilidad, madurez o juventud respecto al nivel erosivo (Sharma et al., 2013). La obtención de las curvas hipsométricas y de la integral hipsométrica aporta información importante de las condiciones de la cuenca (Ritter et al., 2002; Sharma et al., 2013).

Las curvas hipsométricas se obtienen trazando la superficie relativa a/A a lo largo del eje x , donde a se refiere al área relativa de un contorno de una curva de nivel y A es el área total de la cuenca; y la elevación relativa h/H a lo largo del eje y , donde h es la altura máxima de la misma curva de nivel y H es la altura máxima de la cuenca (Strahler, 1952b). La figura 3.7 muestra como se obtienen los valores de la curva hipsométrica.

El análisis hipsométrico aporta valores para generar una integral hipsométrica, esta indica el ciclo de erosión de la cuenca (Strahler, 1952b). De acuerdo con Strahler (1952b); Gajbhiye et al. (2014), este ciclo está dividido por tres principales estados:

- El *monadnock* es cuando la cuenca se considera "vieja", el valor de la integral para este estado es $H_i < 0,3$.
- El maduro o en equilibrio es cuando $0,3 < H_i < 0,6$.
- El joven es cuando $H_i > 0,6$

Cuando la cuenca está en equilibrio el proceso erosivo es lento.

La integral hipsométrica H_i proporciona la medida del grado de disección de un paisaje

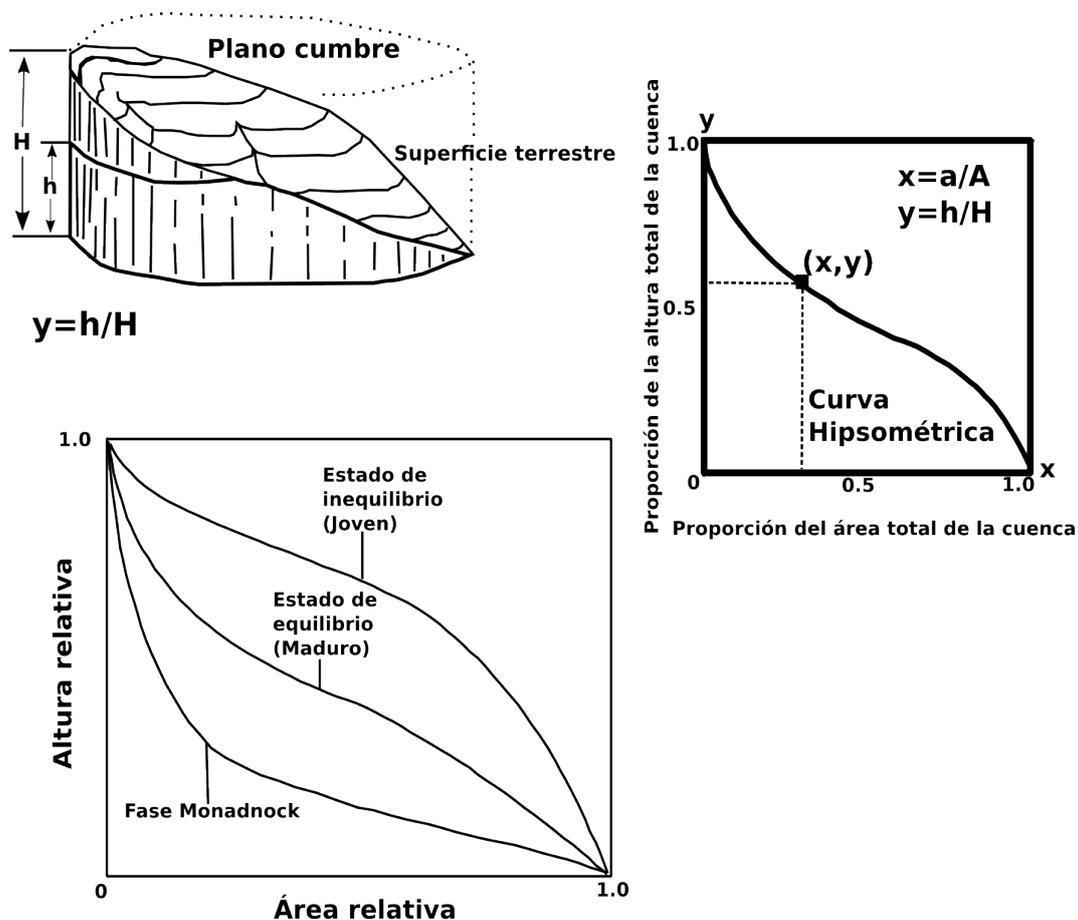


Figura 3.7: Modelo de curva hipsométrica modificada de Ritter et al. (2002), como se cita por Gajbhiye et al. (2014).

(Evans, 1972; Alcaraz et al., 2011), esta representa información importante cuando se estudian cambios dentro de una cuenca, pues con ella es posible estimar la erosión de la zona (Alcaraz et al., 2011). La variable H_i es resultado de estimar la pérdida de sedimentos y la escorrentía superficial, que son dos parámetros hidrológicos de gran importancia que se producen en estos sistemas (Sharma et al., 2013).

Los datos obtenidos con H_i indican el porcentaje de roca original que aún se mantiene en las cuencas y subcuencas (Gajbhiye et al., 2014).

Los valores integrales hipsométricos se pueden obtener con la siguiente fórmula:

$$H_i = \frac{H_{mean} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (3.5)$$

Donde:

H_{mean} es la elevación media de la cuenca.

H_{min} es la elevación mínima del segmento analizado de la cuenca.

H_{max} es la elevación máxima del segmento analizado de la cuenca.

3.2.6. Análisis de precipitación.

Uno de los parámetros más importantes durante el estudio de procesos erosivos es la precipitación. La erosión que se produce por la precipitación depende de la intensidad de la lluvia y de la duración de la misma (Nearing et al., 2005).

Para este estudio se utilizaron los datos proporcionados por el SMN (2015). Se tomaron datos de las estaciones que se localizan dentro y en zonas aledañas a la cuenca de Tierra Nueva. Se emplearon 12 estaciones meteorológicas para realizar el análisis de información. Los datos disponibles cubren el periodo entre 1961 hasta 2011.

Es importante mencionar que algunas estaciones meteorológicas cuentan con información desde 1961 pero existen otras que tienen información de fechas más recientes.

El análisis consistió revisar históricamente el comportamiento de la precipitación. En este análisis se buscó identificar la existencia de periodos consecutivos (mayor o igual a tres días) de precipitación “fuertes” (mayores a 15 milímetros por día).

3.2.7. Lineamientos estructurales.

Se definen como los rasgos de origen tectónico que pueden ser localizados por ser alineaciones de un solo tono, largas, delgadas y cercanas a rectas, las cuales son visibles en las imágenes de satélite; los lineamientos constituyen flexiones o rasgos físicos identificables tanto en superficie como en el subsuelo, en este se pueden identificar a través de anomalías geofísicas, estos suelen tener una línea, una rectilínea o una suave curva (O’leary et al., 1976). Los lineamientos pueden ser fallas, fracturas, formaciones geológicas, líneas de corriente y alineaciones de vegetación o topográficas (Devi et al., 2001).

Para el caso particular de la Cuenca Tierra Nueva los lineamientos estructurales fueron utilizados para descartar zonas de falla o fracturas por las cuales pudiera existir infiltración al subsuelo y, con ello descartar esas áreas como factibles para la implementación de áreas de captación de agua superficial.

3.3. Solución adaptada a Prospección geotérmica.

En la zona volcánica presente en el estado de Nayarit se analizaron datos aeromagnéticos e imágenes satelitales para identificar lineamientos estructurales. Se analizó el tipo de roca y las estructuras físicas presentes en la zona de estudio mediante el análisis de las pendientes y elevaciones. Con datos obtenidos por sistemas satelitales y el CEM 3.0 se realizó un análisis interferométrico para identificar cambios en la superficie de la zona relacionados con evidencia hidrotermal. Asimismo, se generaron mapas de temperatura superficial en la zona y se correlacionaron para determinar zonas susceptibles a explotación geotérmica. La figura 3.8 muestra el proceso mediante el cual se identificaron las zonas de interés.

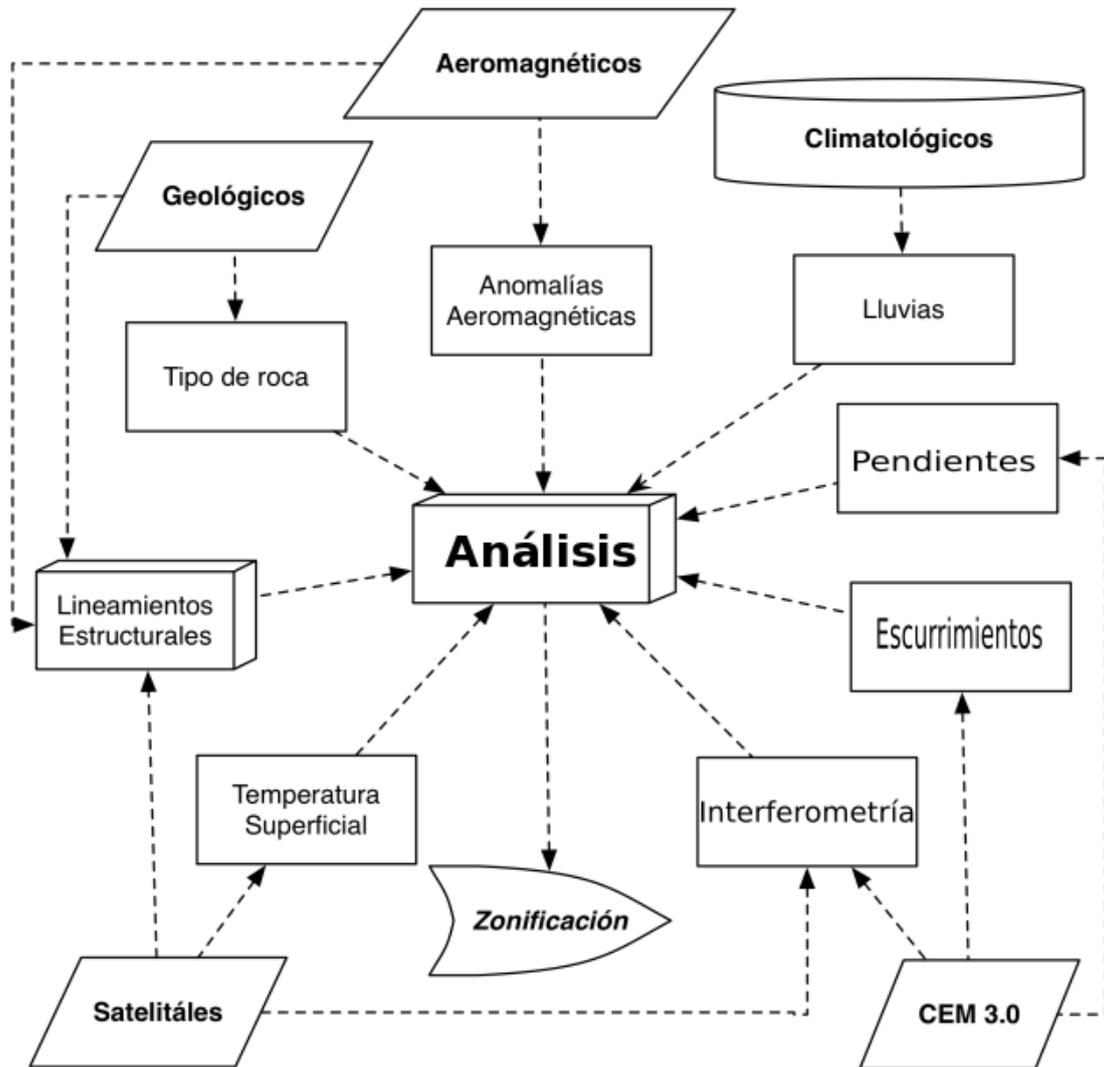


Figura 3.8: Metodología para la identificación de zonas susceptibles a exploración geotérmica.

3.3.1. Descripción del área de estudio: Zona volcánica Nayarit.

La zona de estudio se localiza en el estado de Nayarit, el clima predominante es cálido subhúmedo y en zonas muy pequeñas presenta un clima templado subhúmedo, la temperatura media anual en el estado es de 25°C, la temperatura mínima promedio es de 12°C en el mes de enero y entre los meses de mayo y junio se presenta la temperatura máxima que es de 35°C, en este estado se presentan las principales precipitaciones entre los meses de mayo y septiembre teniendo una precipitación media anual de 1100mm (INEGI, 2006).

La superficie del estado de Nayarit forma parte de las provincias Sierra Madre Occidental, Llanura Costera del Pacífico, Eje Neovolcánico Mexicano y Sierra Madre del Sur (INEGI, 2013). En el Eje Neovolcánico se localizan los volcanes El Ceboruco y Tepetitlic, además de pequeños cuerpos volcánicos.

El volcán El Ceboruco es históricamente uno de los dos volcanes activos del Eje

Neovolcánico (Luhr, 1992), este se encuentra ubicado al extremo de la cadena montañosa dentro del estado de Nayarit en los poblados Ahuacatlán y Jala, su última erupción ocurrió en 1870, su extensión es de aproximadamente 1,500 hectáreas, con una altura aproximada a los 2200m.s.n.m. Este volcán está clasificado como volcán compuesto o estratovolcán, pues tiene forma cónica con flancos con pendientes muy pronunciadas y está compuesto por capas de lavas y piroclastos (ceniza, bombas, etcétera) de manera alternada (Schmincke, 2004).

Dentro de El Ceboruco se localizan dos calderas, una de ellas con un diámetro de 3,7km y otra de 1,5km (Nelson, 1986), la figura 3.9 muestra la ubicación de los volcanes El Ceboruco y Tepetitlic los cuales están incluidos en este estudio.

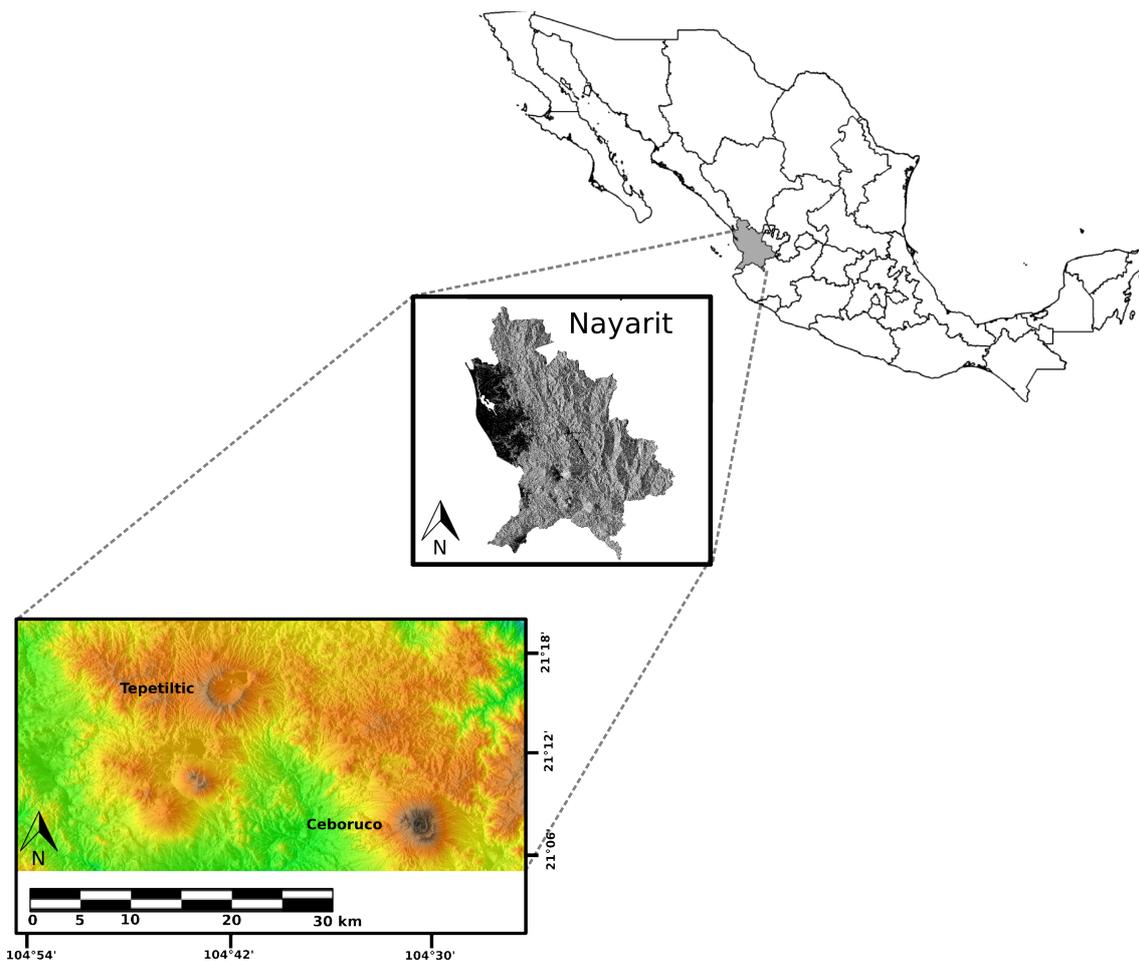


Figura 3.9: Ubicación de la zona volcánica en Nayarit, generada a partir del INEGI (2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012).

3.3.2. Marco Geológico.

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) es el más grande arco volcánico ubicado en Norte América, el cual ocupa 160,000km² en México. De acuerdo con Ferrari et al. (2012) al occidente del Cinturón Volcánico Transmexicano se oculta el límite entre el bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental como se muestra en la figura 3.10. El volcanismo del Mioceno Tardío en el CVT se caracteriza por tener estructuras tipo mesetas que resultan de la coalescencia de volcanes y flujo de lavas por fisuras (Ferrari et al., 2000;

Goguitchaichvili et al., 2002).

El CTV se localiza en el límite tectónico entre el bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2003; Rosas-Elgukra et al., 1997; Rosas-Elguera, 2000). En esta zona destacan las estructuras volcánicas como El Ceboruco, el cual es un estratovolcán Pliocuaternario de ambiente de subducción. En la zona se encuentra la presencia de basaltos, andesitas, riolitas y tobas riolíticas que pertenecen a la secuencia Plioceno-Holoceno y, los depósitos más recientes son de arenas de composición heterogénea así como sedimentos limo-arcillosos, la figura 3.11 muestra la distribución de las rocas en la zona de estudio (SGM, 1998).

La zona de estudio está definida por Ferrari et al. (2003) como El Graben San Pedro-Ceboruco. De acuerdo con Rutz-López and Núñez-Cornú (2004) el volcán activo El Ceboruco se encuentra en el Graben Tepic-Zacoalco, el cual lleva dirección aproximada Noroeste y, coincide con el extremo occidental del eje Neovolcánico Trans-Mexicano.

En la zona de estudio se localizan basaltos de Pleistoceno y Mioceno (SGM, 1998). Existen flujos de lava con intercalaciones de piedra pómez y cenizas (Ferrari et al., 2000). En la zona norte del área de estudio se localizan principalmente andesita y toba andesítica de edad Terciaria. El cono volcánico de El Ceboruco presenta principalmente brecha volcánica. La zona noreste del área de estudio muestra afloramiento de pórfido andesítico y pórfido diorítico de origen intrusivo. En la zona de estudio se ha reportado la presencia de roca volcanosedimentaria de edad Jurásica y Cretácica (SGM, 1998). Ferrari et al. (2003) identificaron tres periodos de actividad volcánica los cuales describen de la siguiente manera:

En el primer periodo ocurrió hace aproximadamente de 1.4 a 1.6 millones de años se produjeron por lo menos 5 cuerpos volcánicos alineados de noroeste al sureste de San Pedro (Ferrari et al., 2000). En esta época ubican una secuencia piroclástica de depósitos de ceniza alternados con lava.

El segundo periodo comprendido entre 0.44 y 0.82 millones de años se produjeron varias cúpulas sin alineación. El periodo terminó con un colapso de caldera en Cerro San Pedro (Ferrari et al., 2000; Tagami et al., 2001; Frey et al., 2004).

El tercer periodo comprendido de 0.28 a 0.30 millones de años (Ferrari et al., 2000; Frey et al., 2004) encontraron evidencia de derramamiento de lava tanto en el bordo como dentro de la caldera en el complejo volcánico San Pedro. La figura 3.12 muestra la ubicación de los complejos volcánicos analizados por Ferrari et al. (2000).

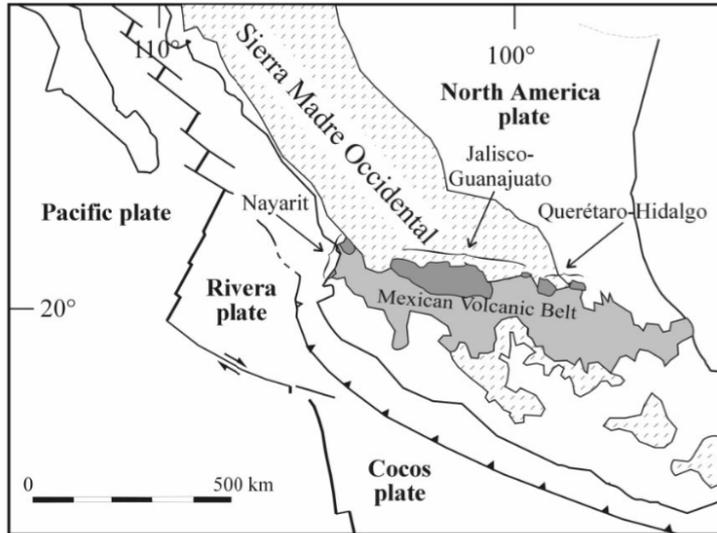


Figura 3.10: Cinturón Volcánico Transmexicano. Tomada de Ferrari et al. (2000).

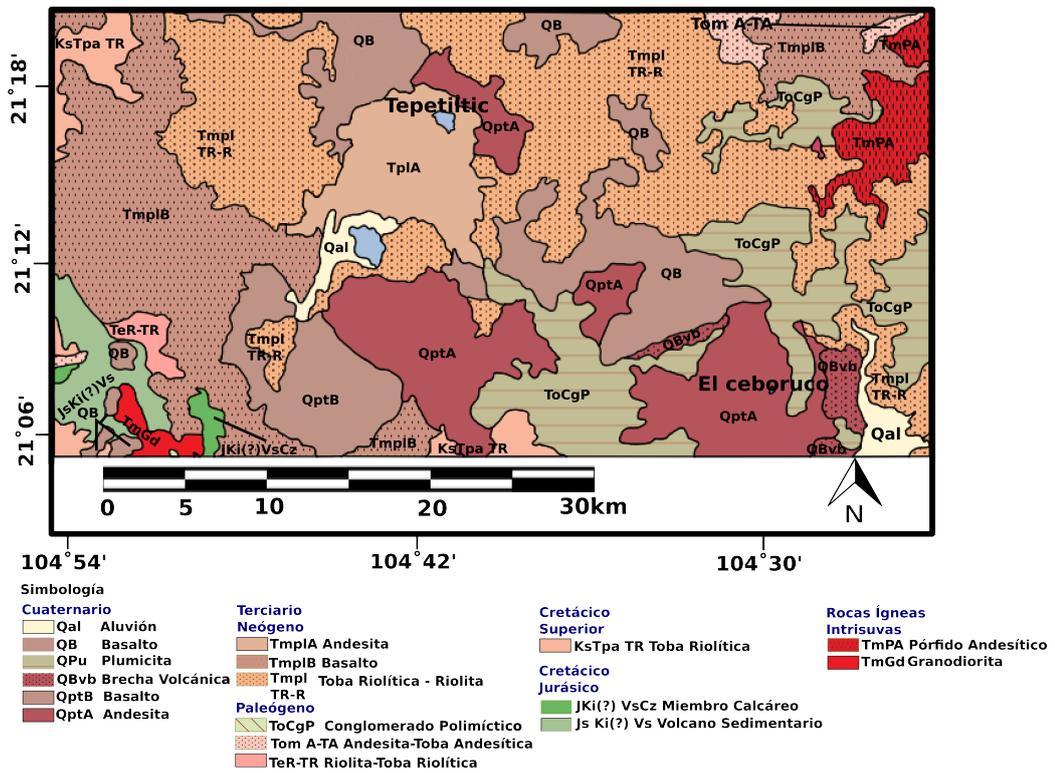


Figura 3.11: Geología de la zona volcánica en Nayarit, digitalizada a partir de SGM (1998).

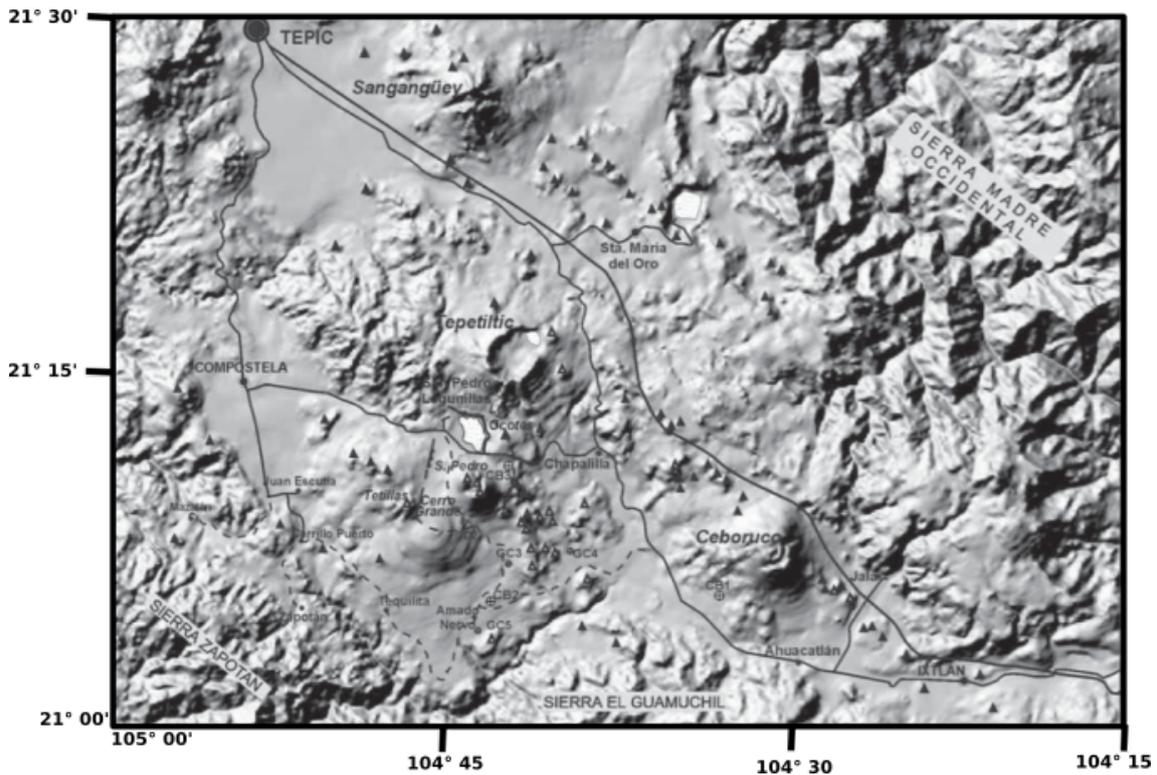


Figura 3.12: Imagen modificada de Ferrari et al. (2000).

En la figura 3.12, \triangle representa domos de lava, \blacktriangle cuerpos volcánicos de ceniza, \oplus representa los gradientes exploratorios y \otimes representa los pozos de exploración profunda.

3.3.3. Variante metodológica 2: Prospección geotérmica.

Datos aeromagnéticos.

Las variaciones en el campo magnético en la superficie de la Tierra se han utilizado como métodos de exploración geofísica (Manzella, 1973). Diferentes métodos geofísicos son utilizados para la exploración geotérmica. De acuerdo con los resultados reportados por Ganbat et al. (2004) las áreas donde se localizan fuentes internas de calor presentan bajos magnéticos. Para este trabajo se identificaron áreas que presentan bajos aeromagnéticos. Los datos aeromagnéticos fueron utilizados para delimitar lineamientos estructurales presentes en la zona de estudio.

Temperatura superficial.

Un parámetro fundamental para el estudio de zonas de prospección geotérmica es la temperatura superficial. De acuerdo con Brown (2000) existe evidencia en zonas geotérmicas estudiadas de presencia de temperaturas en superficie de alrededor de 60°C en temperaturas ambientales medias de 20°C .

En la zona volcánica de Nayarit se realizó el mapeo de la temperatura superficial de la zona haciendo uso de imágenes de satélite Landsat 8 con el fin de identificar la presencia de evidencia termal en superficie.

Lineamientos estructurales.

Los lineamientos estructurales fueron definidos en 3.2.7. Para el caso particular de identificar zonas susceptibles para exploración geotérmica, estos fueron analizados como zona de debilidad donde se buscó evidencia en superficie de emisión del calor interno de la tierra.

Escurrimientos superficiales y zonas de captación.

Para esta parte del análisis se obtuvieron los escurrimientos superficiales y las zonas de acumulación de agua para ser utilizados en la identificación de posibles áreas de infiltración en la zona de estudio. La figura 3.13 muestra la red de escurrimientos superficiales obtenida a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013).

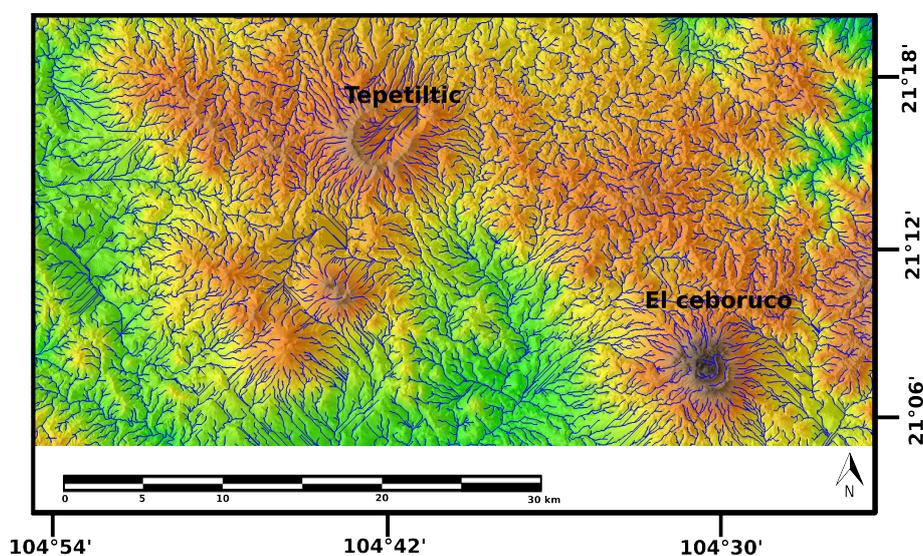


Figura 3.13: Red de escurrimiento superficial en la zona volcánica de Nayarit generada a partir del CEM 3.0 (INEGI, 2013) y procesada en GRASS GIS (Team, 2012) .

Deformación del terreno.

La interferometría radar de apertura sintética es una herramienta reciente que provee de información de la superficie de la Tierra y sus deformaciones, esta ha sido utilizada para medir formas en la topografía terrestre, desplazamientos de terreno, deformaciones causados por terremotos, deformación en estructuras volcánicas, entre otros (Bürgmann et al., 2000).

En los últimos años se han utilizado diferentes técnicas de percepción remota, particularmente de interferometría radar de apertura sintética para analizar las deformaciones en la superficie del terreno en sitios geotérmicos en Estados Unidos y en el extranjero; estos estudios se han utilizado para diferentes etapas de exploración y gestión geotérmica (Falorni et al., 2011).

De acuerdo con Falorni et al. (2011) las diferentes técnicas interferométricas han mostrado aportar resultados valiosos para la exploración de recursos geotérmicos, por lo cual estarán jugando un papel primordial en las diferentes aplicaciones.

Capítulo 4

Resultados.

4.1. Caso de aplicación: Captación hídrica en zonas áridas. Tierra Nueva

4.1.1. Resultados hipsométricos.

La tabla 4.1 muestra los resultados obtenidos al realizar el análisis hipsométrico de la cuenca y sus respectivas subcuencas. Aquí se puede observar de acuerdo con la clasificación hecha por Strahler (1952b) que, al analizar la cuenca Tierra Nueva sin considerar sus cuatro principales subcuencas, esta puede ser clasificada como en estado de equilibrio. Incluso se puede notar que su valor de H_i está muy cercano al estado denominado de inequilibrio, por lo que es importante realizar el análisis individualmente cada subcuenca. Es posible observar que las subcuencas Villela, Lourdes y Carmen están en estado de equilibrio lo que significa que estas se erosionan más lentamente. Sin embargo Carmen está muy cerca del estado de madurez “viejo” o en fase “monadock”. La subcuenca El Jofre por lo tanto sería la más expuesta a ser erosionada rápidamente. Es importante destacar que ninguna de las cuencas entra en la clasificación de cuenca vieja, es decir, ninguna de las cuencas está muy erosionada.

Partiendo de estos datos se puede indicar que las zonas más adecuadas como aptas para implementar obras de manejo de recurso hídrico pueden localizarse en las subcuencas Villela, Lourdes o Carmen pues estas, de acuerdo con Ritter et al. (2002), son propensas a erosionarse rápidamente solo si existieran tormentas fuertes, las cuales conllevan altos índices de escorrentía, pero como ya hemos mencionado con anterioridad, la zona de estudio se encuentra en una zona clasificada como árida o semi-árida, por lo que estos eventos no son típicos.

La figura 4.1 muestra las gráficas de la integral hipsométrica, en ella es posible apreciar la diferencia que existe entre los estados de madurez de cada una de las subcuencas y la cuenca principal respectivamente.

Como hemos descrito previamente, se ha analizado la cuenca Tierra Nueva y, a su vez, se han analizado sus cuatro subcuencas principales: Jofre, Villela, Carmen y Lourdes.

Como muestra la tabla 4.1 analizando a Tierra Nueva como una totalidad, sus valores están muy cercanos al equilibrio o madurez, lo cual significa que los diferentes

procesos erosivos serán muy lentos y, por lo tanto, un proyecto de captación hídrica en cualquier área de la zona de estudio sería viable. Sin embargo, en esta tabla podemos observar que, la subcuenca Jofre se encuentra dentro de la clasificación de cuenca joven. Esto implica que esta área es más propensa a ser erosionada rápidamente; en Jofre se localiza la presa La Muñeca la cual, con base a los resultados obtenidos, se verá afectada estructuralmente por procesos erosivos a largo plazo.

Tabla 4.1: Resultados de la integral hipsométrica de la cuenca y subcuencas en Tierra Nueva

Nombre	Área (km^2)	H (msnm)	h (msnm)	H_{mean} (msnm)	H_i
Tierra Nueva	1200	2616	1655	2005	0.57
Jofre	476.5	2544	1655	2016	0.68
Villela	545	2616	1708	2026	0.53
Lourdes	47	2191	1660	1820	0.43
Carmen	126.5	2542	1708	1943	0.39

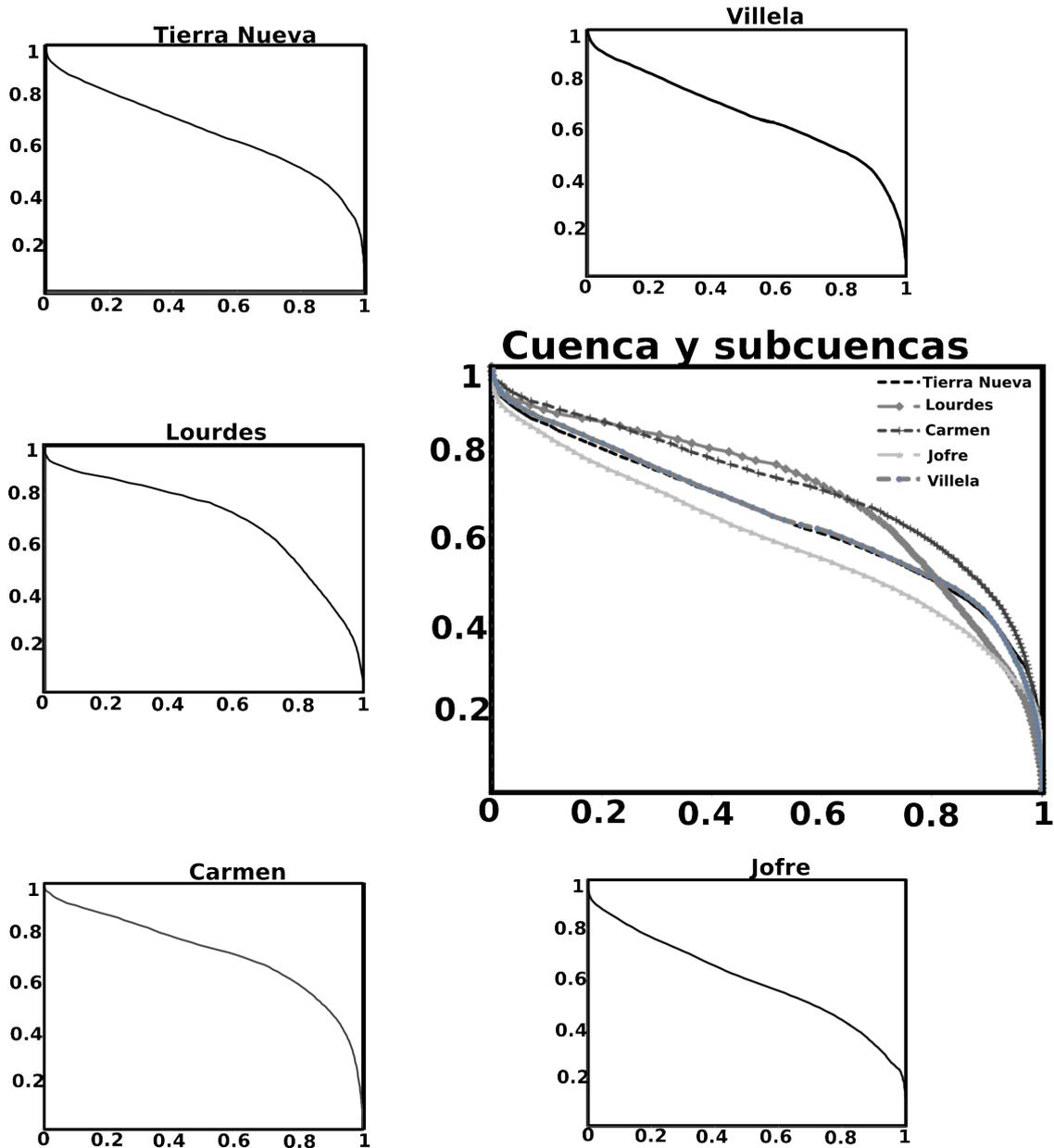


Figura 4.1: Curvas hipsométricas de la Cuenca Tierra Nueva.

4.1.2. Resultados morfométricos.

Con este análisis hecho a esta cuenca se pudo observar que esta contiene en total 4714 corrientes con un orden mayor o igual a 4, lo que nos indica que esta cuenca se caracteriza por tener un número alto de corrientes convergentes, lo cual implica que dentro de la cuenca predominan flujos largos .

A partir del análisis morfométrico aplicado inicialmente a la cuenca Tierra Nueva como única cuenca, y posteriormente a las cuatro subcuencas principales que en ella se localizan nos fue posible observar de acuerdo a la clasificación hecha por Deju (1972) que, la densidad de corrientes, que corresponde a cada cuenca, se puede clasificar como media para las áreas analizadas, esto significa de acuerdo con Chirala (2012), que hay flujos largos en la superficie de la cuenca y las subcuencas y con ello baja infiltración; la relación

de bifurcación es regular, de acuerdo con Strahler (1964), en tanto la relación de relieve es baja, estos resultados nos muestran que la zona de estudio tiene poca perturbación estructural. Tanto la relación de longitud de corriente como la frecuencia de corrientes, en la zona de estudio es considerada como baja, estos resultados nos hablan de cuencas y/o subcuencas en etapa temprana de desarrollo, es decir, de manera general se puede decir que la zona de estudio ha sido poco erosionada, y por lo tanto se encuentra aún susceptible a ser mayormente modificada.

Los resultados numéricos del análisis morfométrico se muestran en la tabla 4.2.

Tabla 4.2: Parámetros morfométricos de la Cuenca Tierra Nueva y sus subcuencas.

Parámetros Morfométricos	Unidades	Valores				
		Tierra Nueva	Lourdes	Carmen	Jofre	Villela
Área	km^2	1198.02	46.90	126.24	469.76	545.89
Perímetro	km	283.50	54.68	93.69	195.73	187.94
Máximo orden de corrientes	no.	6	6	5	4	5
Número de corrientes	no.	4714	125	827	2658	1940
Longitud de corriente	km	1495.62	61.57	168.58	569.44	695.32
Densidad de escurrimiento	km/km^2	1.24	1.31	1.33	1.26	1.27
Constante de canal	$no./km^2$	0.80	0.76	0.74	0.78	0.78
Frecuencia de corriente		3.93	2.66	6.55	5.65	3.55
Relación de bifurcación		3.84	4.78	4.33	3.28	3.54
Form Factor		5.30×10^{-4}	1.34×10^{-2}	4.44×10^{-3}	1.44×10^{-3}	1.12×10^{-3}
Relación de circulación		6.73×10^{-3}	1.55×10^{-1}	5.58×10^{-2}	1.89×10^{-2}	1.41×10^{-2}
Relación de elongación		1.30×10^{-2}	6.27×10^{-2}	3.76×10^{-2}	2.14×10^{-2}	1.89×10^{-2}
Desahogo total de la cuenca	km	0.96	1.03	0.83	0.88	0.90
Relación de desahogo		6.42×10^{-4}	1.67×10^{-2}	4.94×10^{-3}	1.56×10^{-3}	1.30×10^{-3}
Número de robustez		0.76	0.78	0.62	0.70	0.71

4.1.3. Análisis de precipitación.

Haciendo uso de los datos proporcionados por el servicio meteorológico nacional (SMN) de las estaciones que se localizan dentro y cerca de la cuenca Tierra Nueva, se realizó un análisis de precipitaciones históricas en la zona.

El análisis consistió en revisar en cada estación la ocurrencia de eventos de lluvia fuertes, además se buscaron los eventos de fuertes precipitaciones que ocurrieron por periodos de tres días en adelante, esto para tratar de garantizar que la lluvia estuviera contribuyendo con la erosión en la zona de estudio.

De acuerdo con la literatura el principal parámetro a analizarse cuando se consideran procesos erosivos es el agua, sobre todo cuando se trata de cuencas jóvenes o en estado de equilibrio. Debido a su condición topográfica, estas cuencas son más propensas a erosionarse aún con poca lluvia. La figura 4.2 muestra el análisis de ocurrencia de eventos con tres días o más de lluvia consecutiva.

La subcuenca Jofre es estructuralmente la más joven; es importante resaltar que en esta zona es donde se localiza la mayor incidencia de precipitaciones consecutivas, lo cual implica que esta zona será más propensa al proceso erosivo por agua.

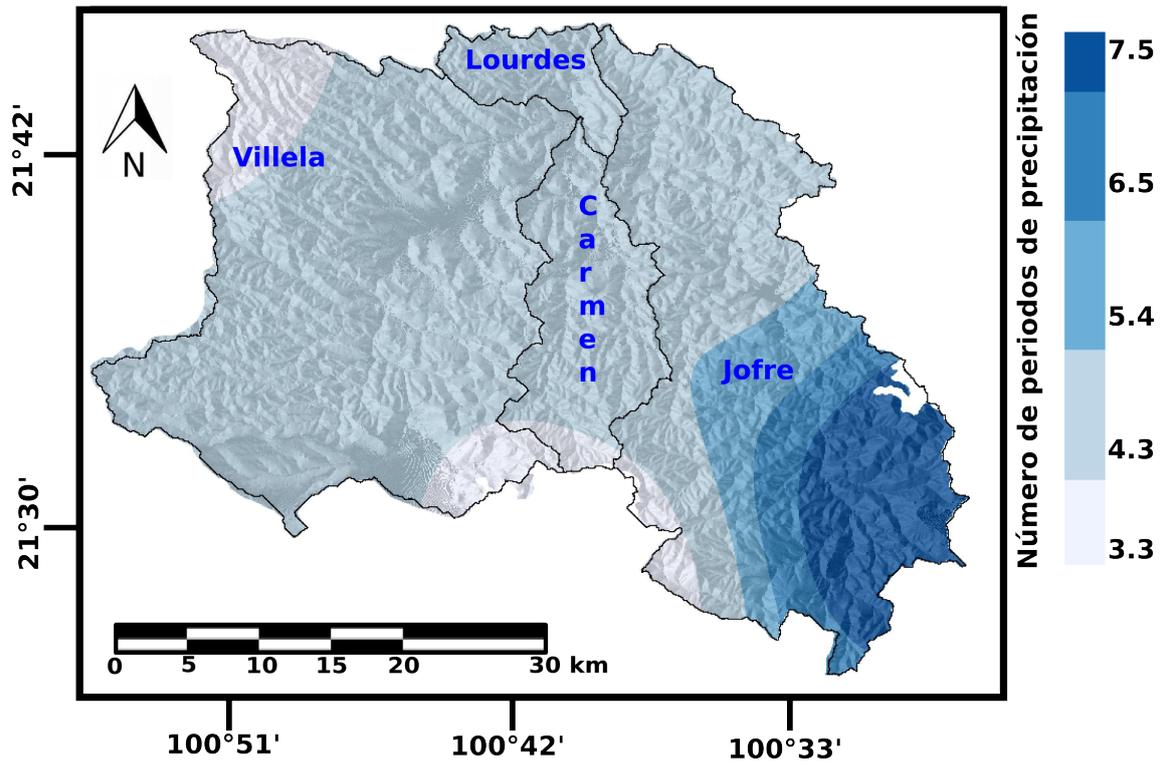


Figura 4.2: Distribución de la densidad de precipitaciones en la cuenca Tierra Nueva. Generada a partir de datos proporcionados por el SMN (2015).

4.1.4. Lineamientos estructurales.

Se realizó la digitalización de los lineamientos estructurales reportados en la carta del SGM, sin embargo, la cantidad de información que se encuentra documentada es muy escasa. Para obtener información mas robusta respecto a los lineamientos en la zona de estudio se utilizaron datos aeromagnéticos, imágenes Landsat 8 y una imagen de Google Earth.

Los lineamientos estructurales a partir de datos aeromagnéticos se obtuvieron haciendo uso del mapa de reducción al polo, al cual se le aplicó el filtro de la primera derivada en la vertical (z). Los resultados de este procedimiento se muestran en la figura 4.3:

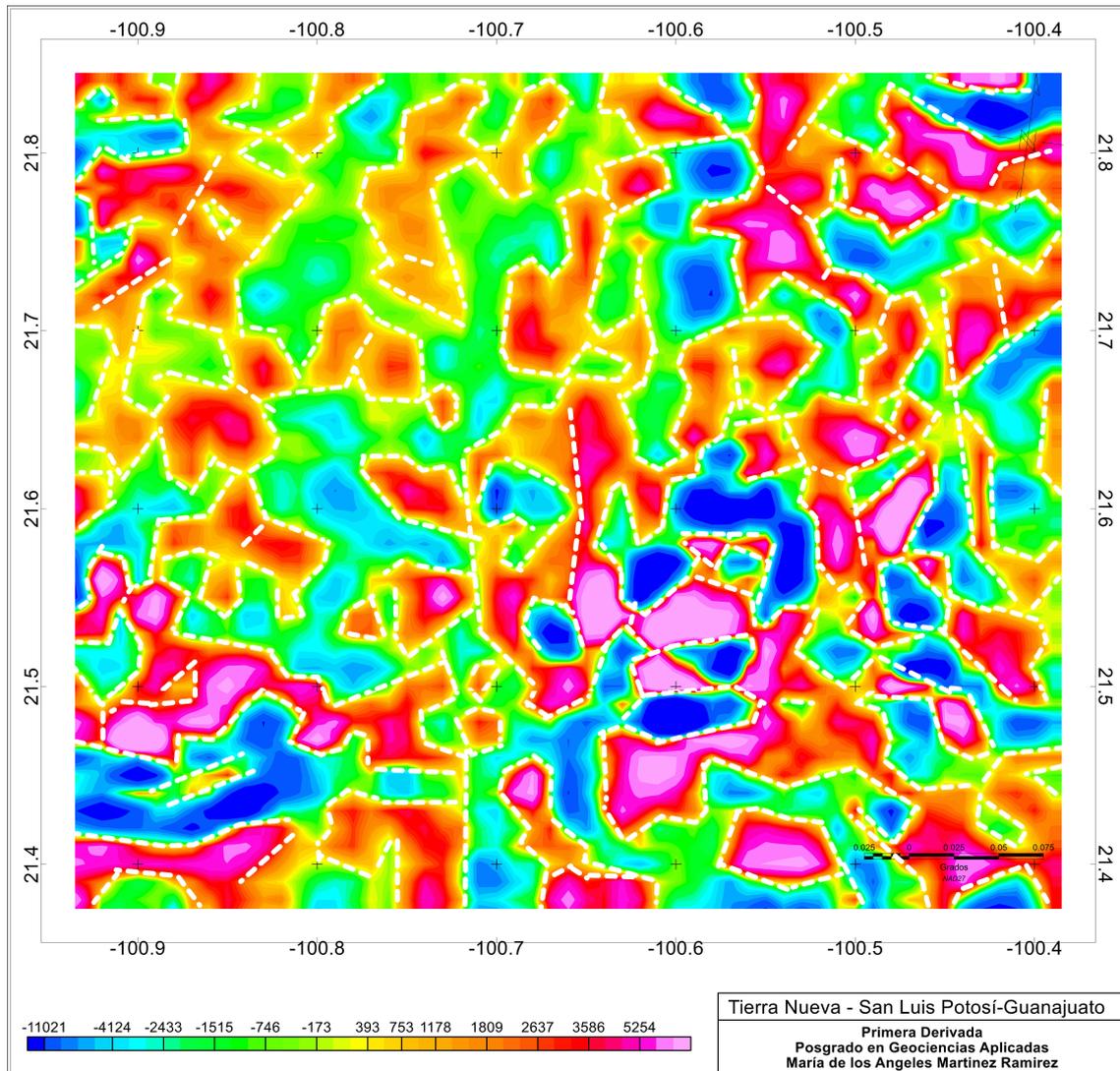


Figura 4.3: Lineamientos estructurales obtenidos al aplicar la primera derivada a los datos aeromagnéticos de la zona de estudio.

Para complementar esta información se digitalizaron los lineamientos estructurales mediante el uso de la imagen de satélite Landsat 8 de fechas 29-10-2010, 21-11-2008 y 2-11-2008. En la figura 4.4 se muestra en el inciso *a* la combinación de bandas 6, 5 y 4, en el inciso *b* la combinación 8, 6 y 3, en el inciso *c* aparecen los lineamientos obtenidos a partir de ambas combinaciones sobrepuestas al CEM 3.0, en el inciso *d* se muestran los lineamientos obtenidos a partir de Google Earth (Earth, 2015).

Para este estudio se realizó un análisis de correlación entre la densidad de lineamientos que hay en cada subcuenca (número de lineamientos entre unidad de área) con la madurez obtenida a través del análisis hipsométrico, el resultado de correlación (des-correlación) entre estos parámetros fue de -79 %.

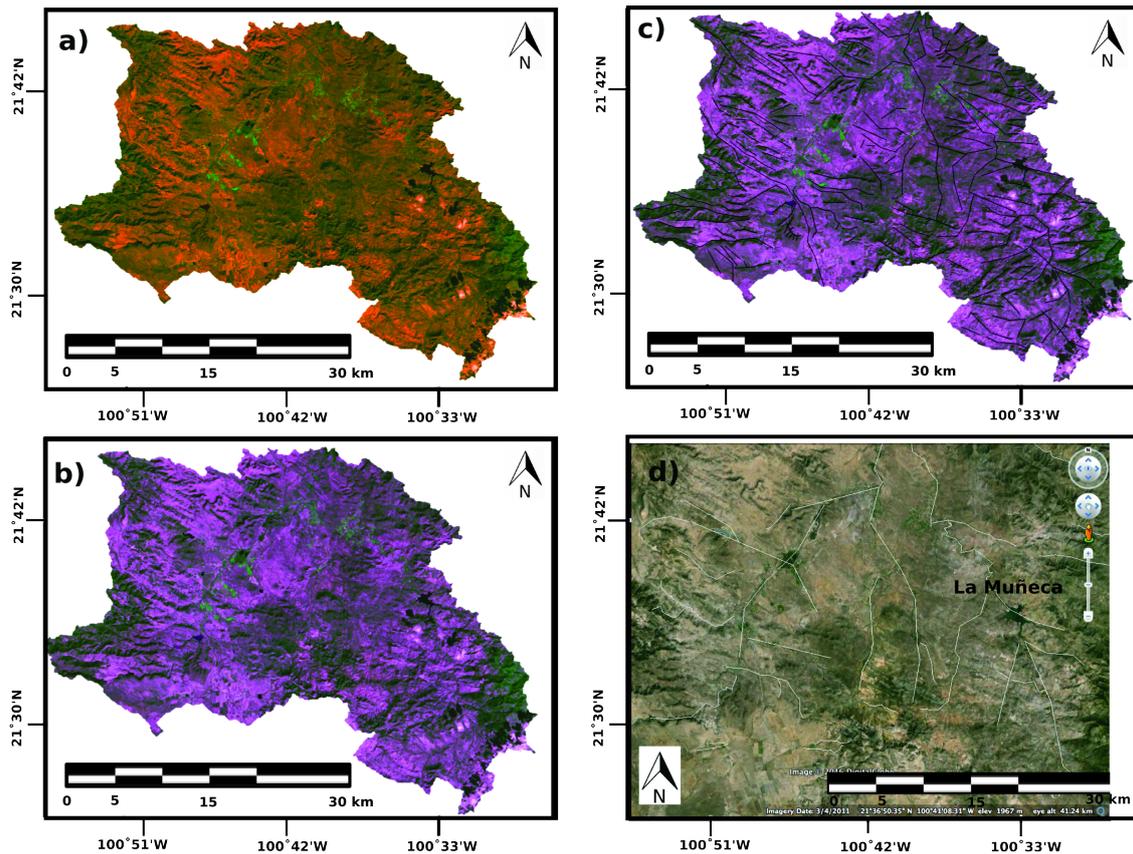


Figura 4.4: Lineamientos estructurales generados a partir de Landsat 8, CEM 3.0 y Google Earth.

4.1.5. Identificación de zonas de captación hídrica.

Haciendo uso de los resultados morfométricos e hipsométricos y utilizando la Geología de la zona la cual fue subclasificada por su dureza, y superponiendo la red de escurrimientos se clasificaron las zonas más aptas para aprovechamiento del recurso hídrico. La figura 4.5 muestra las zonas identificadas como favorables para la implementación de infraestructura para captación de agua. Para la ubicación de las zonas se le otorgó el mismo peso a cada parámetro utilizado, esto con la finalidad de evitar sesgar los datos al forzar las áreas adecuadas, considerando el escenario estricto en el sentido de que todos los parámetros analizados fueran igual de importantes para la determinación de los sitios adecuados para la prospección de recursos hídricos.

La zona identificada con el número 1 se localiza en la parte donde desembocan las subcuencas Jofre, Villela, y Carmen, esta zona es la que se consideró más adecuada pues en ella convergen los escurrimientos principales de cada una de las cuencas. Las zonas 2,3,4 y 5 se encuentran en la parte central de la cuenca Tierra Nueva, en ellas converge una cantidad importante de escurrimientos.

En la zona 6 que también fue identificada como zona adecuada para captar agua se localiza la presa la muñeca, sin embargo, cabe mencionar que aquí se están perdiendo importantes escurrimientos localizados al noreste de la misma, se considera que estos deberían ser aprovechados en alguna otra obra de captación. La figura 4.6 muestra el acercamiento a la zona identificada como aceptable para la planeación de zonas de aprove-

chamiento donde se localiza la presa La Muñeca dentro del área considerada como óptima.

La zona 7 se localiza en la parte sur este de la subcuenca Jofre, además de tener una cantidad importante de escurrimientos se localiza en las zonas más altas de la cuenca y en ella es posible observar que existe la mayor densidad de precipitaciones estudiadas en la zona de estudio.

Cabe mencionar que para las poblaciones que tienen escasez del recurso hídrico el hecho de poder disponer de agua para cubrir sus necesidades mínimas es ya beneficioso. En estas zonas donde las lluvias son escasas puede ser considerable implementar estructuras como los gaviones, pues requieren de una inversión económica mínima y no representa problema ambiental.

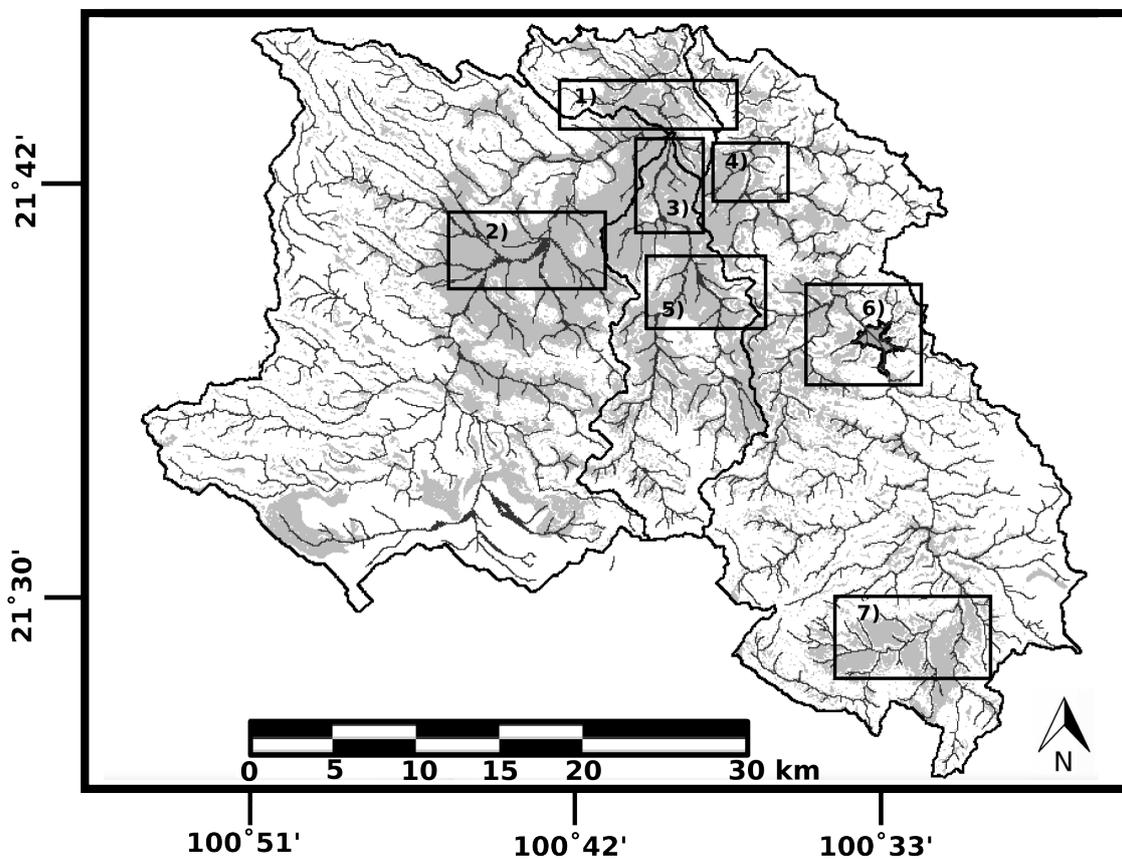


Figura 4.5: Áreas propuestas para captación de agua.

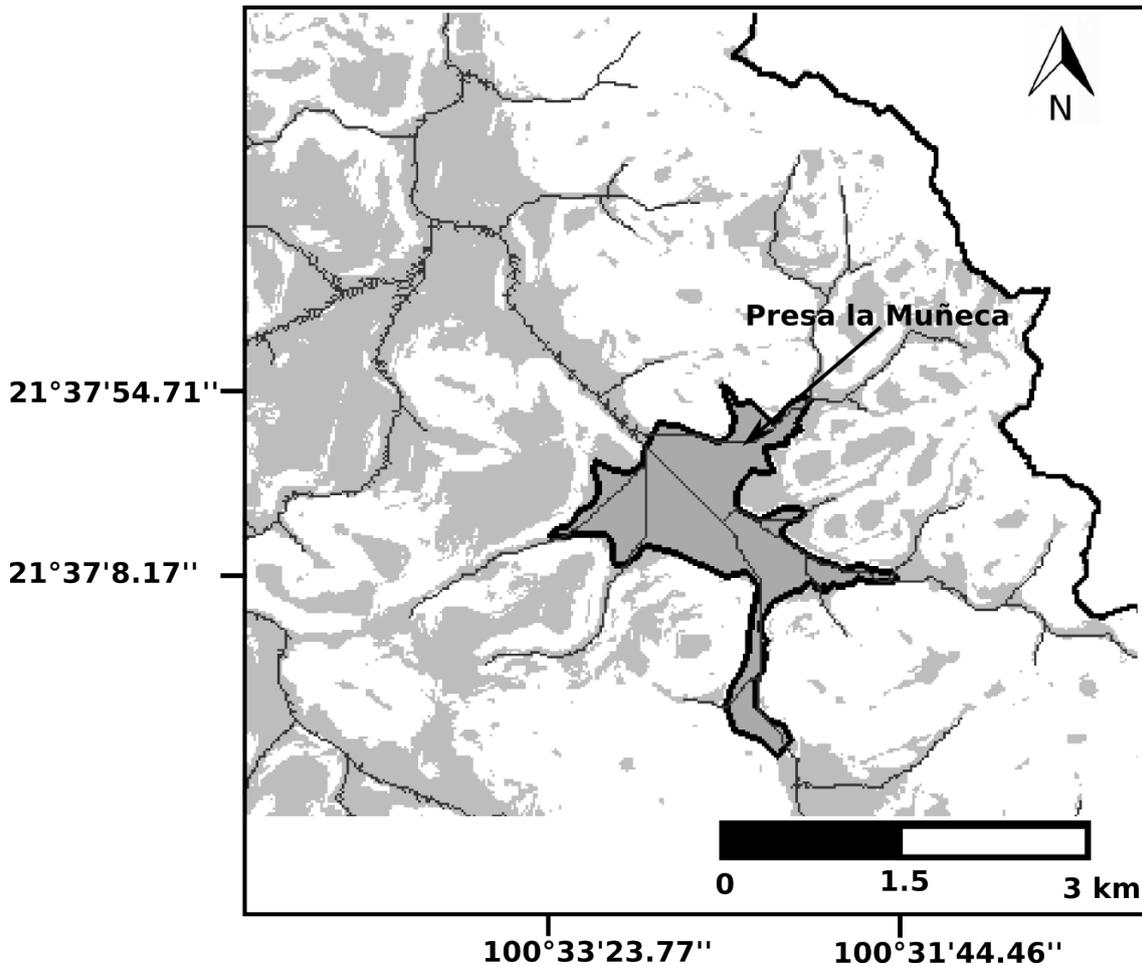


Figura 4.6: Acercamiento al área 6 propuesta para captación de agua donde se muestra que dentro de ella se localiza la presa La Muñeca.

4.2. Caso de aplicación: exploración geotérmica. ZVN.

4.2.1. Mapas de temperatura superficial.

Un parámetro importante para determinar si una zona es o no apta para prospección geotérmica es la evidencia en la superficie de la Tierra. Para este estudio se utilizaron tres imágenes de satélite Landsat 8, estas imágenes fueron corregidas y procesadas para obtener la temperatura superficial de la zona de estudio, para esta zona se localizaron temperaturas desde los 20°C hasta los 60°C. Se localizaron zonas con temperaturas superiores a los 40°C en zonas aledañas al volcán El Ceboruco y en la parte central de la zona de estudio donde se localizan pequeños cuerpos volcánicos. Las figuras 4.7, 4.8 y 4.9, muestran la distribución espacial de la temperatura en la zona de estudio.

En las imágenes se puede observar que las zonas donde se presentan las temperaturas más elevadas es en las áreas cercanas a los cuerpos volcánicos, tanto a las grandes estructuras (El Ceboruco y Tepetiltic) como a las pequeñas estructuras ubicadas en las zonas entre las dos grandes estructuras del área de estudio.

Se considera que se trata de evidencia de temperatura proveniente del subsuelo

por la coincidencia con los cuerpos volcánicos puesto que, en zonas como la parte superior derecha del área de estudio, las temperaturas oscilan entre los 20-30 grados Celsius:

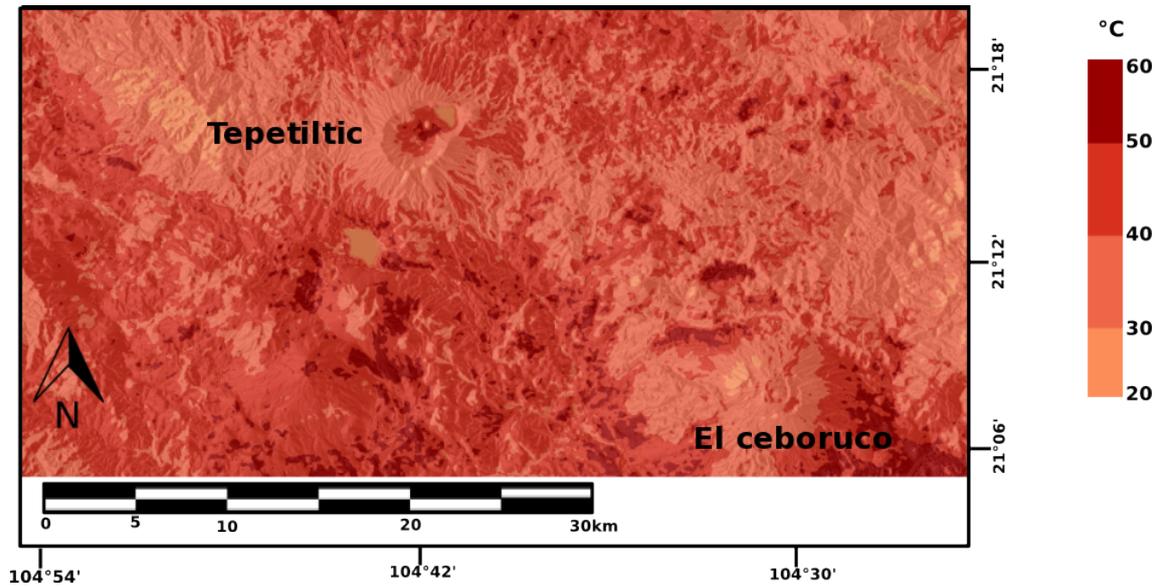


Figura 4.7: Temperaturas superficiales 03/09/2014.

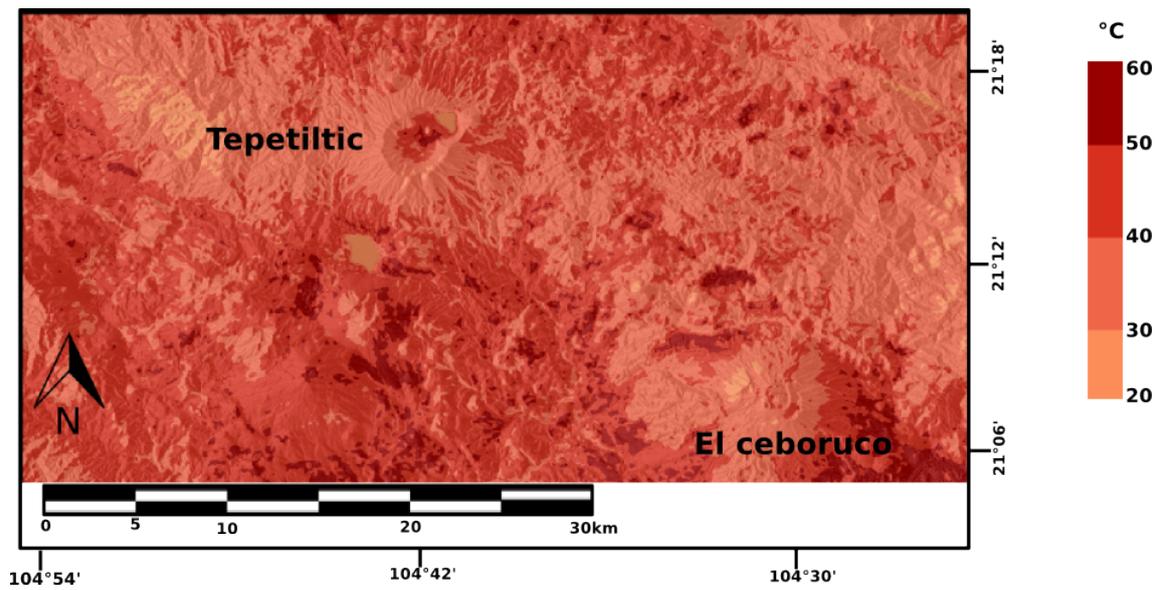


Figura 4.8: Temperaturas superficiales 15/04/2015.

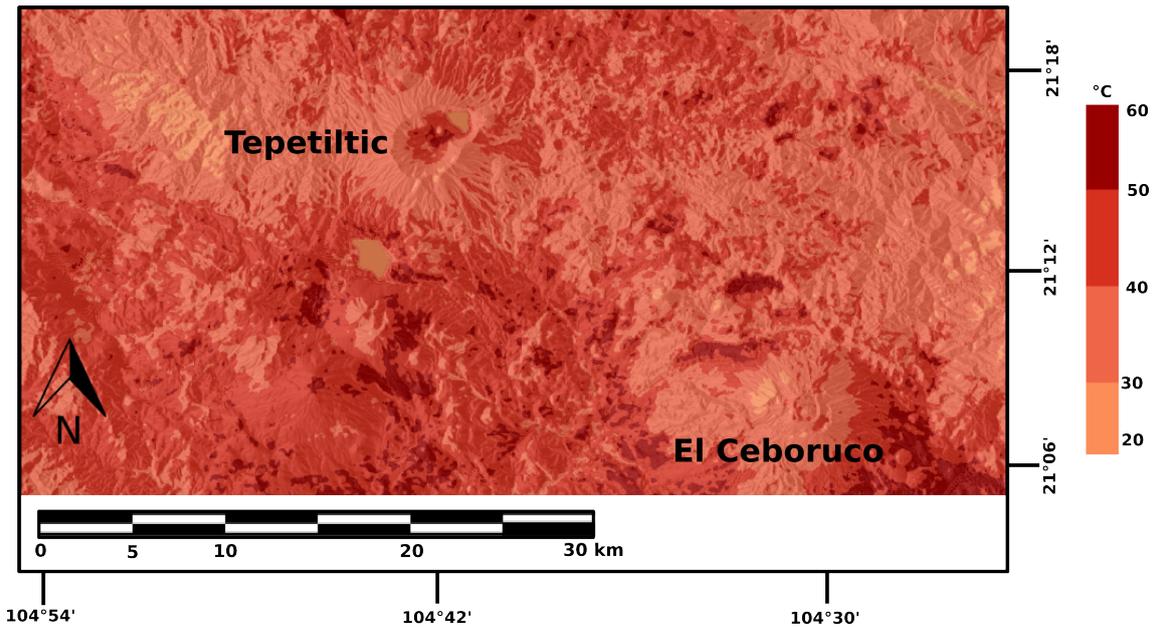


Figura 4.9: Temperaturas superficiales del 09/06/2016.

4.2.2. Lineamientos estructurales a partir de datos aeromagnéticos.

Restando al Campo Magnético Total (CMT) el campo magnético producido por la Tierra (IGRF) del año 2000 nos da como resultado el Campo Magnético Residual (CMR). Este campo está en posibilidad de asociarse de manera directa al magnetismo que se produce por las estructuras y cuerpos geológicos de la zona de estudio. Al mapa del CMR se le aplicó el filtro reducción al polo para posicionar las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las producen, este filtro simula que la zona de estudio es trasladada el polo norte para que su inclinación magnética sea de 90° . La figura 4.10 muestra el mapa resultante del proceso de reducción al polo. Para realizar el análisis de los resultados magnéticos se sobrepuso la geología de la zona de estudio con el fin de verificar el comportamiento de las anomalías magnéticas.

Los datos areomagnéticos fueron facilitados por el Servicio Geológico Mexicano en el año 2014. Los vuelos fueron realizados por líneas Norte-Sur con una distancia de 1 km y la distancia entre líneas de control fue de 10 km , con una altura de vuelo de 300 metros sobre el nivel del terreno. Los datos se encuentran en formato digital y corresponden a la cartas magnéticas proporcionadas por el Servicio Geológico Mexicano.

La figura 4.11 muestra la distribución espacial de los lineamientos obtenidos de los datos aeromagnéticos, con ellos se pudo identificar las zonas de debilidad por donde posiblemente está fluyendo el calor del que tenemos evidencia en superficie.

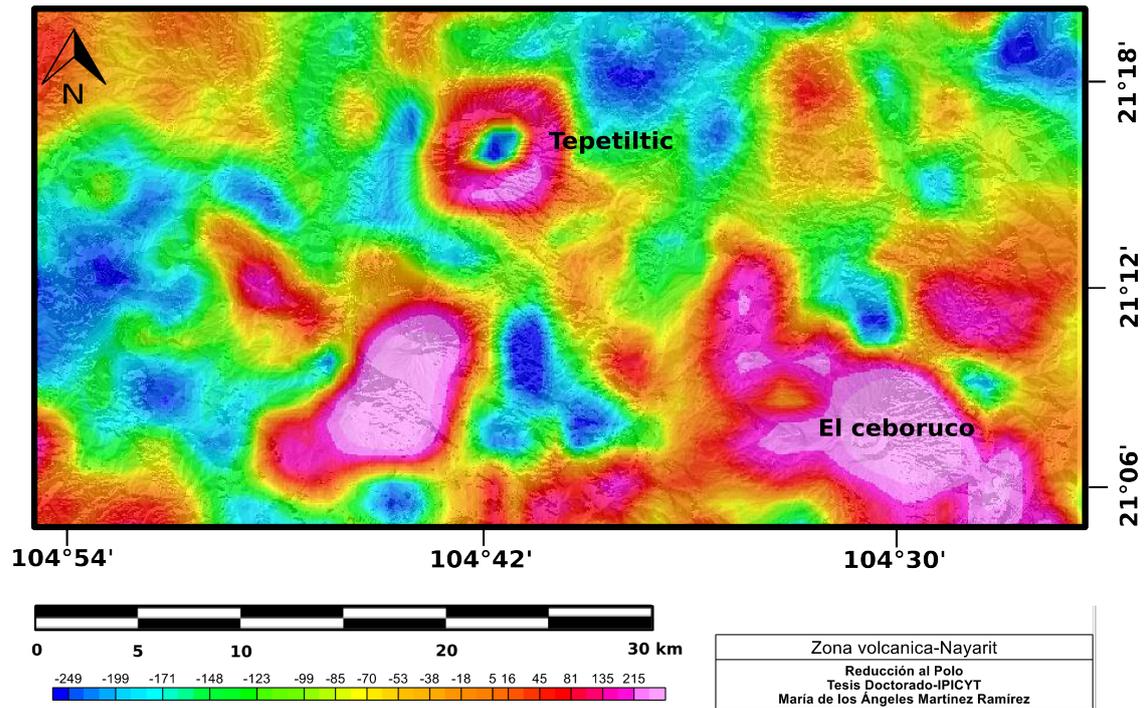


Figura 4.10: Mapa con filtro de reducción al polo.

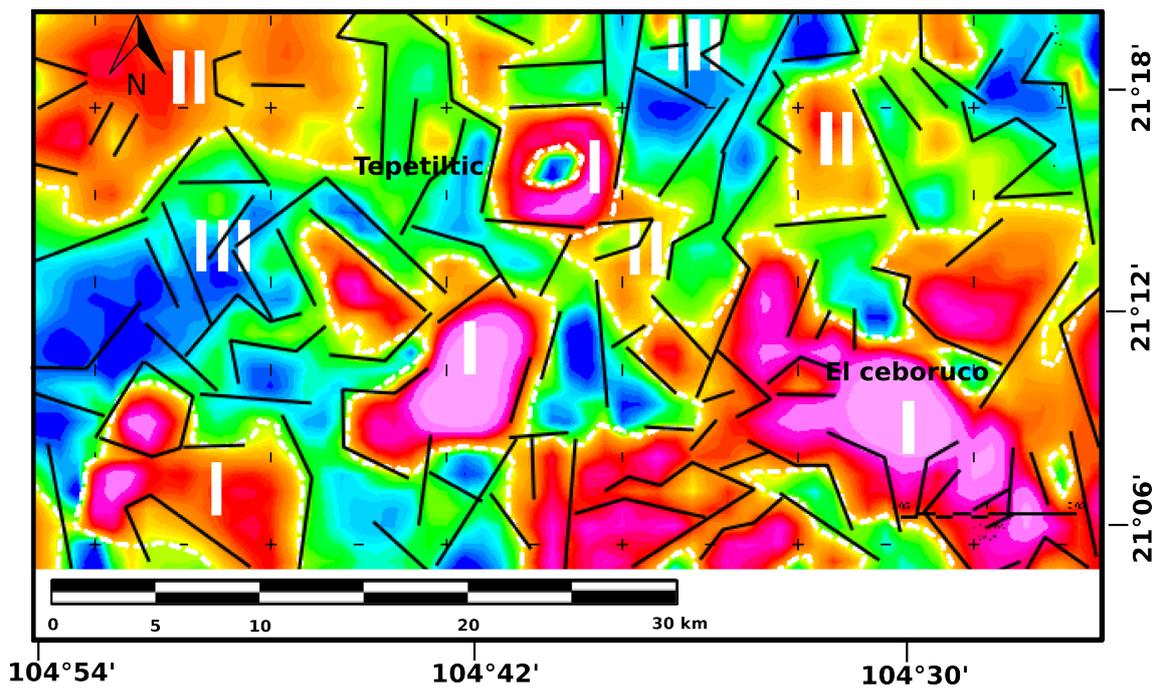


Figura 4.11: Lineamientos estructurales de la zona volcánica en Nayarit.

4.2.3. Deformación del suelo mediante DIn-SAR.

Después de haber aplicado los filtros explicados en el apartado de metodología a las imágenes SAR de fechas: 25/02/2016 y 14/05/2017, se obtuvo la distribución de los movimientos de terreno presentes en la zona de estudio, como se muestra en la figura 4.12.

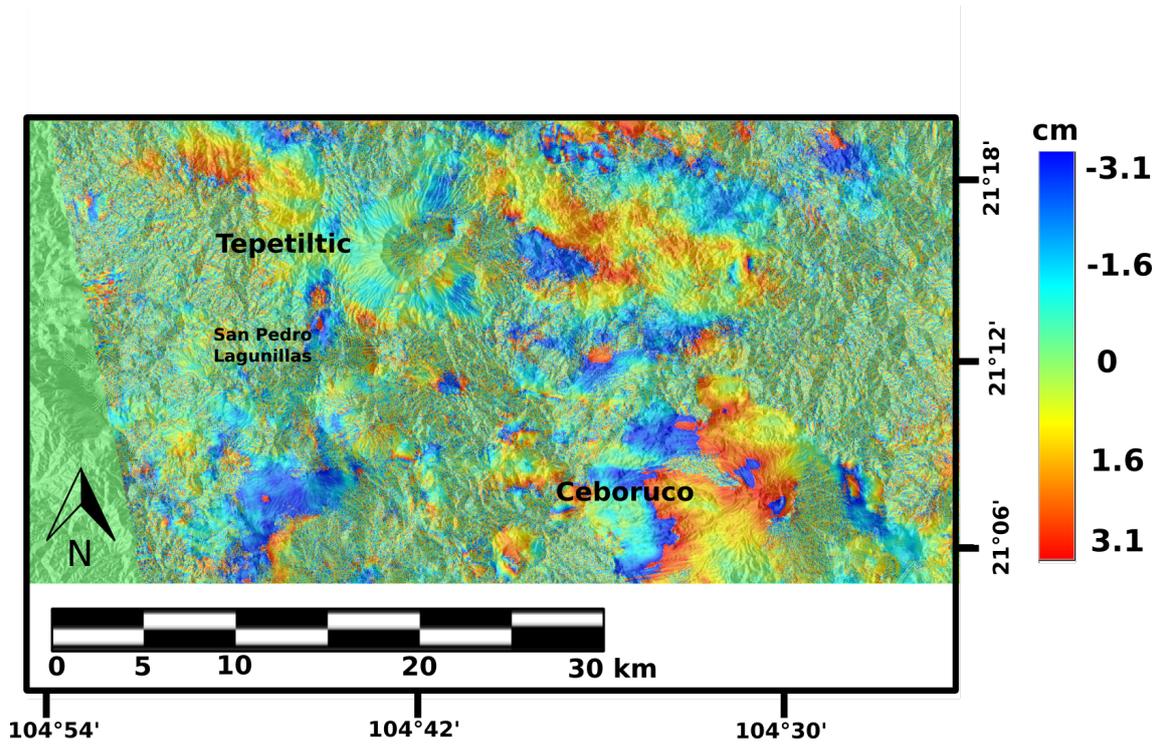


Figura 4.12: Distribución espacial de los resultados interferométricos en la ZVN

Para verificar la correspondencia los datos obtenidos, y puesto que el proceso se llevó a cabo en una área mucho mayor a la de la zona de estudio, se utilizó la información proporcionada por Chaussard et al. (2014) donde en su estudio de subsidencia incluyó a Tepic, capital del Estado de Nayarit. En sus resultados destaca que, en Tepic la subsidencia está en el rango de los -6 a los -1.5 cm/a (centímetros por año). En los resultados obtenidos la pérdida de suelo en esa misma área va de -0.43 a -3.1 cm/a como muestra la figura comparativa 4.13:

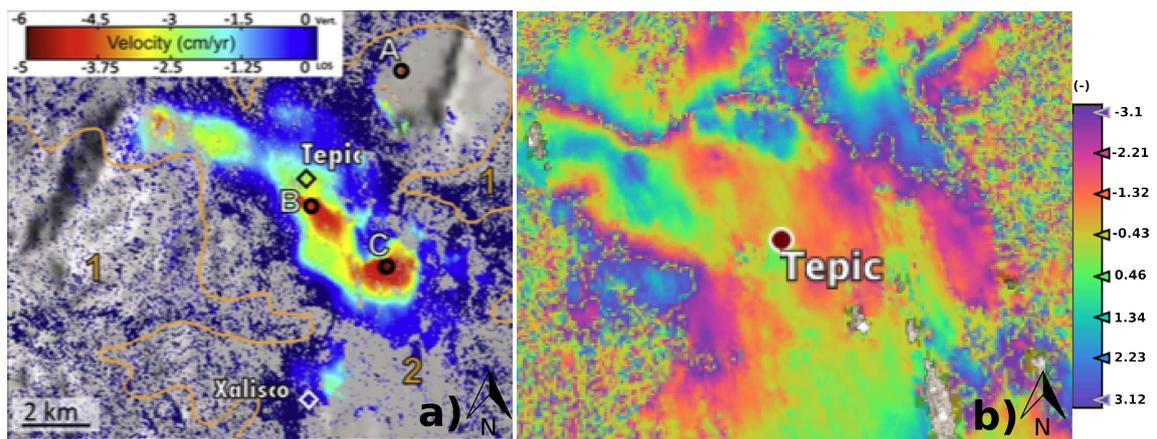


Figura 4.13: La figura *a* la imagen tomada de Chaussard et al. (2014), la figura *b* muestra los resultado obtenidos durante este estudio.

4.2.4. Zonas de prospección geotérmica.

Para identificar zonas adecuadas para prospección geotérmica se elaboró un código dentro del SIG para limitar las zonas a las que cumplieran con los siguientes requisitos:

- La temperatura superficial en la zona debe superar los 50 °C.
- Existan zonas donde convergieran los flujos de agua y las zonas de acumulación. Esto con el fin de verificar que exista un fluido que esté transportando el calor.
- Existieran zonas de debilidad (lineamientos estructurales) por los que pudiera estarse evidenciando la presencia de calor proveniente del subsuelo.

La zona de estudio se dividió en 2 áreas principales para su discusión como se muestra en la figura 4.14, en la cual se destaca la existencia de:

- Cuerpos de agua presentes en la zona de estudio.
- Lavas jóvenes (basaltos de colores oscuros) las cuales pueden llegar a temperaturas que superen los 50 °C.
- Invernaderos, los cuales pueden llegar a presentar temperaturas de entre 50-60 °C.

En la zona 1 se localiza el volcán El Ceboruco, en esta área se identificaron contrastes importantes en los resultados por lo que fue necesario subdividirla en 4 partes principales.

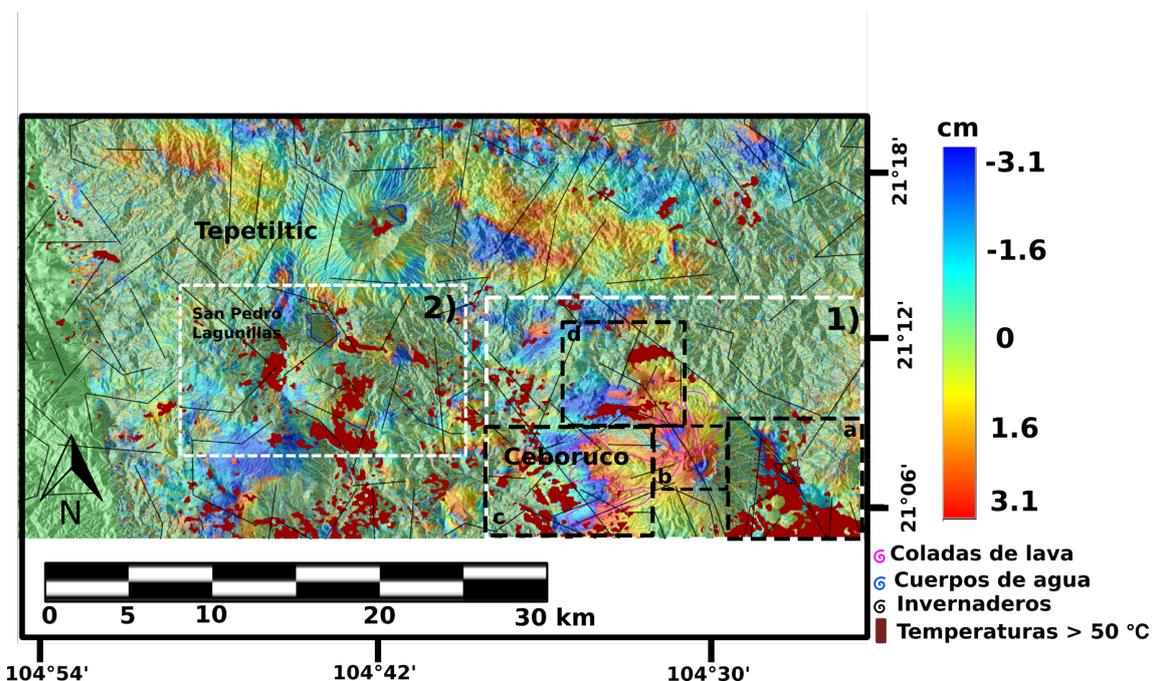
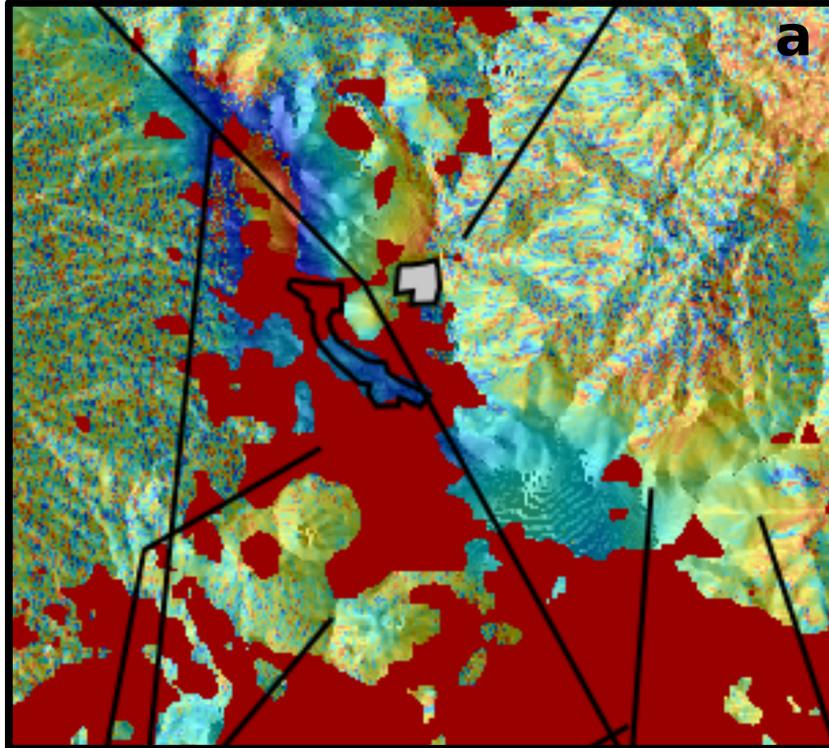


Figura 4.14: Resultados obtenidos donde se muestra la interferometría, lineamientos estructurales y temperaturas superficiales de la zona de estudio.

Con los datos obtenidos mediante la interferometría diferencial fue posible identificar desplazamientos negativos de terreno en la subzona a) como se muestra en la figura

4.15 los cuales pueden estar relacionados a la actividad de agrícola y urbana debido a la extracción del agua subterránea. También se distingue una anomalía positiva, la cual se puede asociar a la acumulación de sedimentos procedentes de las laderas del cuerpo volcánico.

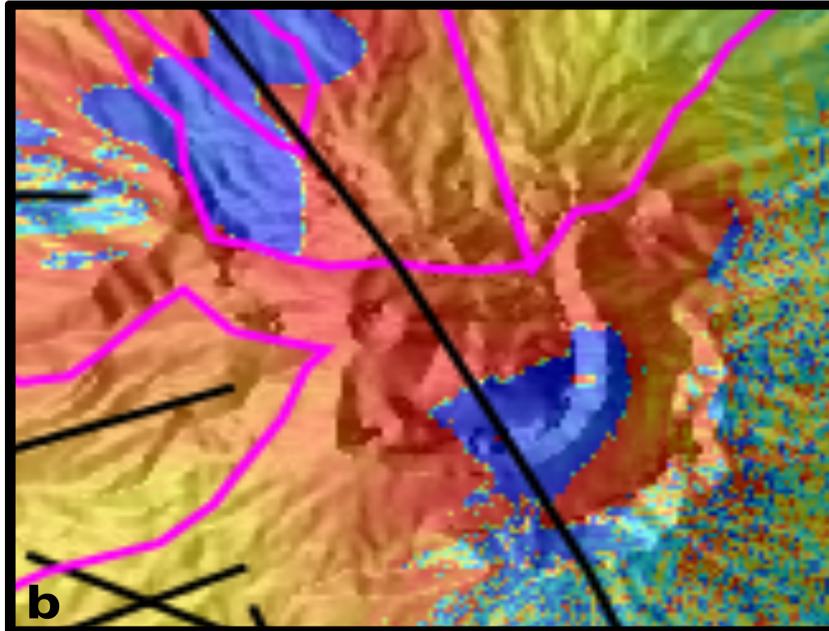


6 Invernaderos

Figura 4.15: Acercamiento a la subzona a) de la zona 1 del área de estudio..

En la subzona b) 4.16 se localiza el cráter del volcán El Ceboruco el cual presenta valores negativo en las laderas internas del cráter lo cuál es lógico debido a la erosión del material semi-consolidado en las laderas y las pendientes pronunciadas que en él se presentan. En la zona del cráter se distinguen valores interferométricos positivos los cuales, de acuerdo con Macedo (2001) pueden asociarse al hinchamiento del terreno debido a la cámara magmática activa del volcán.

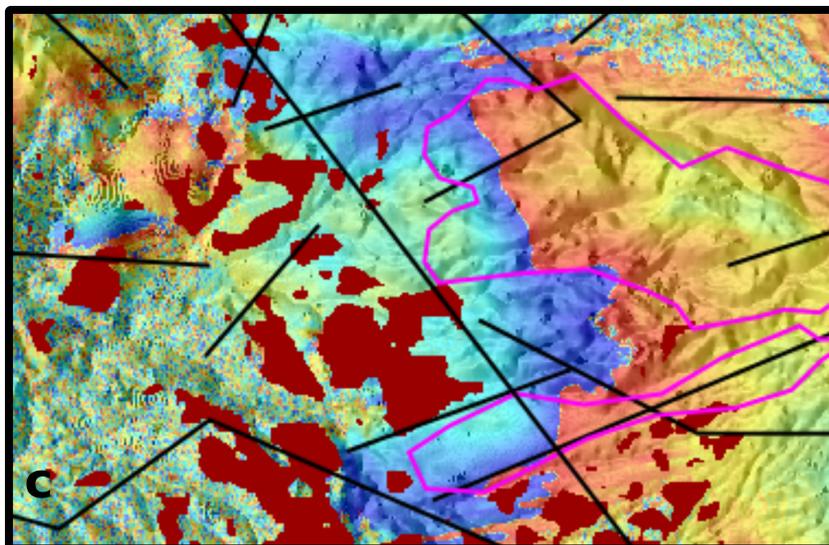
En la ladera norte también se presentan zonas con valores interferométricos negativos debido a la erosión o el movimiento natural de las laderas debido a las pendientes que allí se localizan. Cabe mencionar que en la ladera norte se pueden distinguir ligeros abultamientos de hasta 2 cm en las laderas, los cuales es posible relacionarlos de igual manera con la actividad de la cámara magmática.



6 Coladas de lava

Figura 4.16: Acercamiento a la subzona b) de la zona 1 del área de estudio.

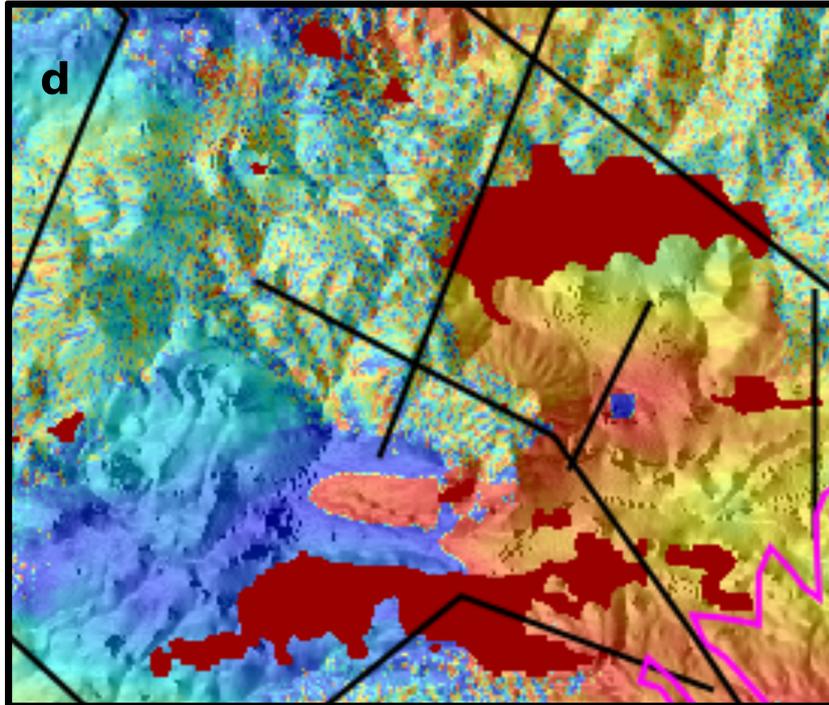
En la subzona c) 4.17 se puede observar un contraste entre valores interferométricos positivos y negativos los cuales se pueden asociar a un cambio litológico de coladas de lava y material sedimentario (conglomerado poligmítico).



6 Coladas de lava

Figura 4.17: Acercamiento a la subzona c) de la zona 1 del área de estudio.

En la subzona d) 4.18 al igual que en la subzona c se identifica un contraste de valores interferométricos debido al cambio litológico de basaltos y conglomerados, c, cabe mencionar que el basalto se encuentra en pequeños lomeríos que presentan valores positivos.



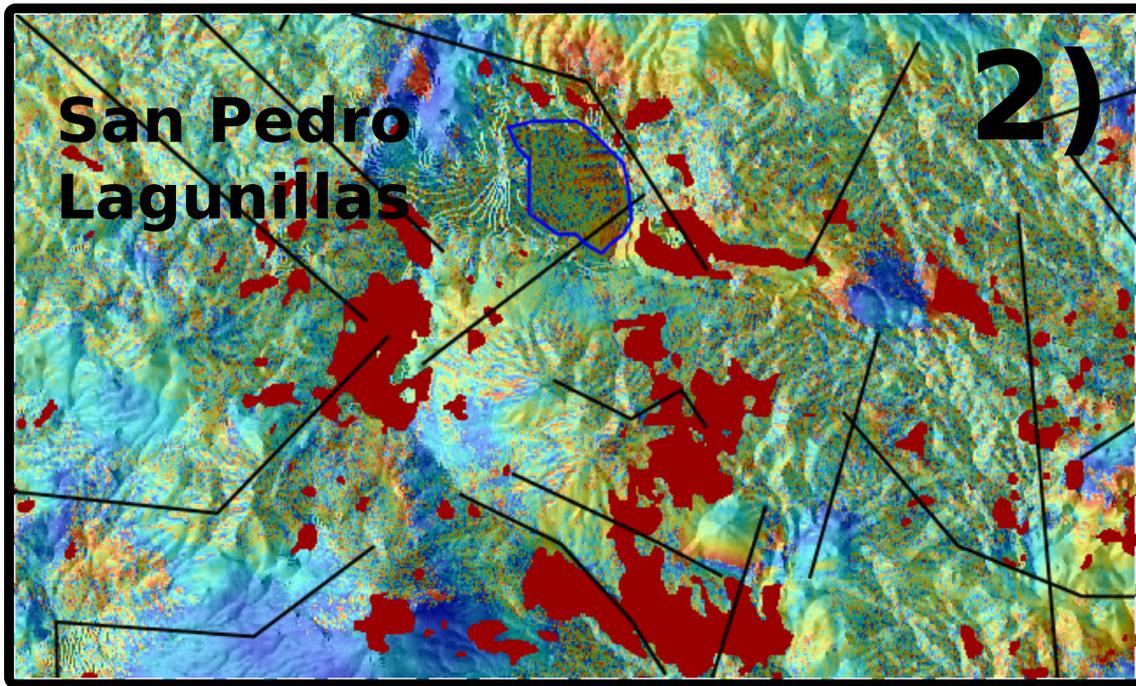
6 Coladas de lava

Figura 4.18: Acercamiento a la subzona d) de la zona 1 del área de estudio.

Respecto al parámetro de temperatura, en la zona 1 se localizan anomalías térmicas (con temperaturas mayores a $50\text{ }^{\circ}\text{C}$) las cuales, como ya habíamos mencionado con anterioridad, es muy probable que provengan del calor interno de la Tierra. Cabe destacar, para el caso particular de la zona que se muestra en la figura 4.15, que en esta zona se localizó la mayor densidad de anomalías térmicas y, que los resultados interferométricos muestran pérdida de material (resultados negativos), además se localizan sobre las principales estructuras que forman parte de los límites estructurales del graben Tepic-Zacoalco, el cual se compone por una serie de fallas y fracturas paralelas (Rutz-López and Núñez-Cornú, 2004), por las que es posible que ascienda el calor. Estos límites estructurales se caracterizan por estar rellenos de material sedimentario fácil de compactar, y por lo tanto, son zonas de subsidencia y, los resultados interferométricos son definitivamente lógicos.

En la zona 2 se localiza el Domo San Pedro Lagunillas, como se muestra en la figura 4.19 donde es posible encontrar características similares a las descritas de la zona 1. Es factible señalar que, a las faldas de las estructuras volcánicas presentes en la parte central de la zona se localizan las principales evidencias de anomalías térmicas, lineamientos estructurales y las diferentes variaciones interferométricas.

En el Domo de San Pedro Lagunillas se pueden observar pequeñas zonas con hinchamiento de aproximadamente dos centímetros y, en las laderas, se observa la pérdida de material de alrededor de 3 cm.



6 Cuerpos de agua

Figura 4.19: Acercamiento a la zona 2 del área de estudio.

Es importante resaltar que los cuerpos susceptibles a inferir con las anomalías térmicas presentes en la zona no presentaron mayor incidencia en los resultados obtenidos en este estudio. Si bien, los viveros por ejemplo, suelen presentar temperaturas que oscilan entre los 50 y 60 °C, estos están en un área muy pequeña de la zona de estudio, razón por la cual podemos inferir que estas estructuras no están produciendo algún efecto significativo en los resultados. Lo mismo sucede con respecto a los cuerpos de agua y las lavas recientes.

Las imágenes 4.20 y 4.21 muestran dos vistas en perspectiva de los desplazamientos que se encontraron en las faldas del volcán, con ellas se logra identificar en que partes se ha llevado a cabo la mayor remoción de terreno, coincidiendo esto con los resultados obtenidos.

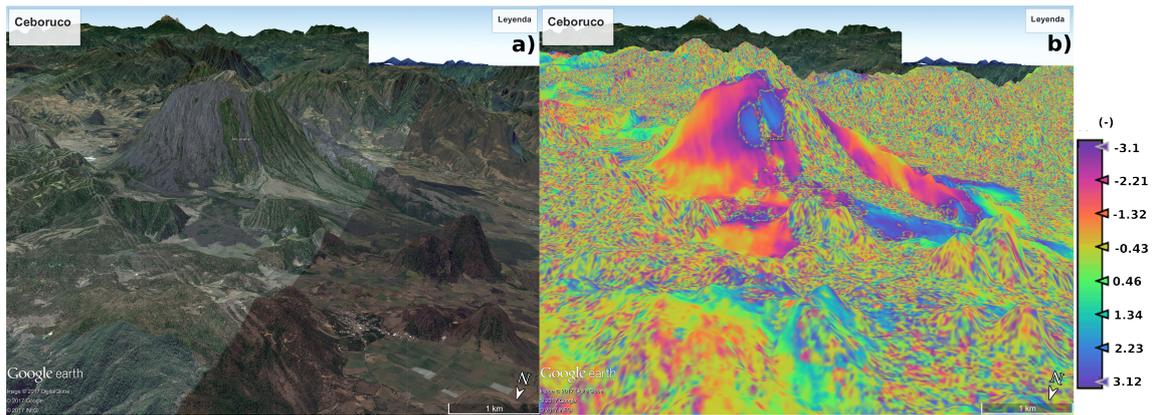


Figura 4.20: En la figura *a* se muestra una perspectiva del volcán El Ceboruco tomada de Google Earth (Earth, 2015). En la figura *b* se muestra la interferometría diferencial sobrepuesta en la misma imagen.

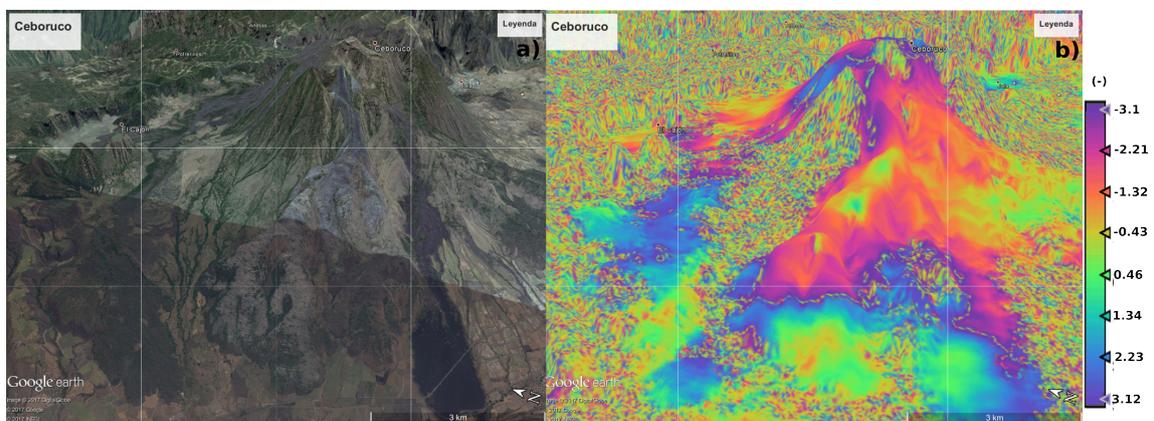


Figura 4.21: En la figura *a* se muestra una segunda perspectiva del volcán El Ceboruco tomada de Google Earth (Earth, 2015). En la figura *b* se sobrepone la interferometría diferencial a la misma imagen.

Cabe mencionar que Espinoza-Ojeda et al. (2017) realizaron un inventario de puntos calientes medidos en México, donde destaca que han encontrado nueva evidencia de energía geotérmica; entre las zonas nuevas identificadas es importante resaltar que se encuentra el volcán El Ceboruco, lo cual coincide con los resultados obtenidos en este estudio. La figura 4.22 muestra la distribución espacial de los puntos calientes y un acercamiento a la zona donde se localiza el volcán El Ceboruco, la figura destaca, en color verde, los sitios de prospección geotérmica identificados más recientemente:

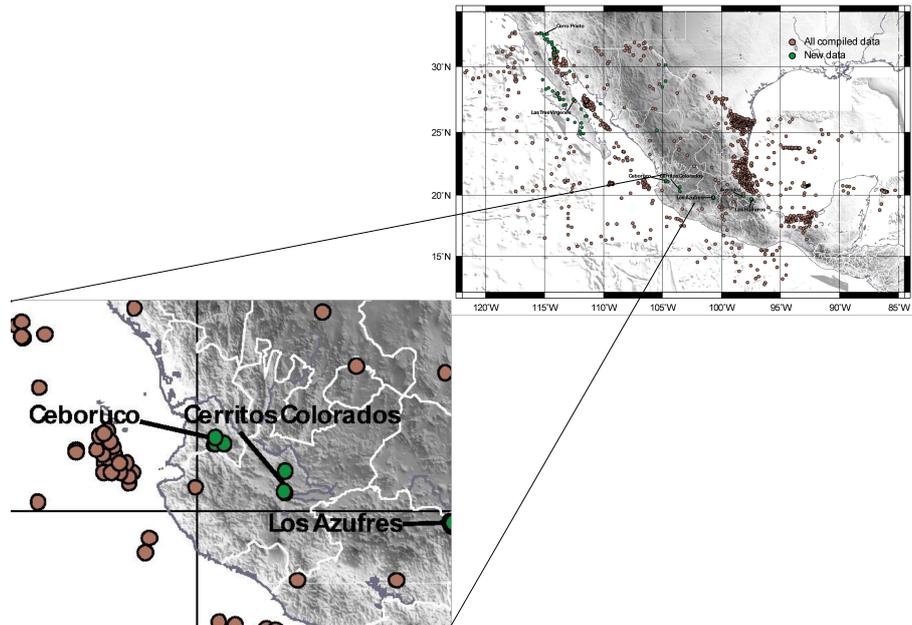


Figura 4.22: Tomada de Espinoza-Ojeda et al. (2017). En círculos verdes se muestran los nuevos sitios de flujo de calor y café los sitios ubicados previamente tanto dentro del continente como extracontinentales.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajo futuro.

5.1. Conclusiones.

Se estableció una metodología integral enfocada a la prospección/captación del recurso hídrico en zonas áridas/semiáridas y a la prospección/identificación de zonas probables de exploración geotérmica; mediante la fusión y adecuación de información proveniente de plataformas satelitales, mediciones geofísicas, observación geológica y datos meteorológicos.

Herramientas matemáticas como la morfometría e hipsometría se han utilizado reiteradamente en las últimas décadas para describir las características numéricas de los diversos procesos geológicos, sin embargo, estas características solo eran estudiadas para establecer características físicas de la zona, dando información, por ejemplo, de la densidad de escurrimientos en una zona específica o determinando las diferentes pendientes en el área de estudio. Estas herramientas matemáticas fueron pieza clave; los parámetros obtenidos fueron correlacionados con parámetros geológicos, geofísicos, climatológicos y estructurales para establecer las diferentes zonas de interés.

5.1.1. Conclusiones particulares: Captación de agua en zonas áridas.

La metodología aplicada a la identificación de zonas de captación de recursos hídricos superficiales en zonas áridas permite obtener información relevante del área estudio, zonificando y priorizando aquellas áreas pertinentes para la planificación/construcción de obra hidráulica que beneficie la captación y acumulación del recurso hídrico.

Los criterios y parámetros calculados para esta aplicación (análisis morfométrico, hipsométrico, de precipitación, lineamientos estructurales, mediciones aeromagnéticas e imágenes satelitales ópticas multiespectrales) demostraron ser factores suficientes para la determinación de las zonas de captación hídrica.

La metodología propuesta bajo el enfoque de identificación de zonas de captación se probó y evaluó en la cuenca de Tierra Nueva en San Luis Potosí; la cual fue reorganizada y segmentada en 4 subcuencas para un mejor análisis. Por los resultados obtenidos, se determinaron 7 zonas favorables para la captación del recurso hídrico como se muestra en la figura 4.5. En la figura 4.6 podemos observar que: En la zona clasificada con el número

6 en este estudio, se localiza la presa La Muñeca, esta área, a pesar de haber sido catalogada como favorable, pierde una cantidad importante de escurrimientos superficiales.

Las áreas con mejor aprovechamiento que se logró identificar corresponden a la zona 1 ubicada en la desembocadura de las subcuencas El Jofre, Villela y Carmen y la zona 3 localizada entre las subcuencas Carmen y Lourdes.

5.1.2. Conclusiones particulares: Prospección geotérmica.

En el caso de prospección geotérmica, la metodología es capaz de identificar zonas probables de exploración a partir de un análisis multi-criterio involucrando fusión de datos satelitales de las plataformas Landsat 8 y Sentinel 1, respectivamente.

Se utilizó como escenario de calibración la Zona Volcánica de Nayarit donde se demostró el buen desempeño de la metodología propuesta, identificando, como se muestra en la figura 4.14, dos principales zonas viables para exploración geotérmica. La zona 1 fue subdividida en 4 zonas, para analizar detalladamente sus características. Es importante mencionar que las zonas aledañas al volcán El Ceboruco muestran las principales características definidas mediante un mecanismo de decisión que involucra: Análisis térmico, deformación de superficie, morfometría, hipsometría, anomalías magnéticas, tipos de rocas y lineamientos estructurales.

El uso de interferometría, específicamente la aplicación de la técnica DIn-SAR, permitió identificar deformación/movimiento del terreno con una magnitud de 3 cm, durante el periodo evaluado que fue de aproximadamente 450 días de diferencia entre la adquisición de una imagen y otra del tipo SAR. Esta herramienta permitió mejorar la estimación de los resultados, al involucrar una nueva variable al esquema original.

Puesto que se esperaba encontrar abultamientos relacionados con la actividad de la cámara magmática en todas las zonas susceptibles a exploración geotérmica, es necesario destacar que, en la subzona a) los resultados interferométricos (negativos) están relacionados a las condiciones geológicas del área.

5.1.3. Trabajo futuro.

Con la finalidad de optimizar los diferentes procesos tratados en este trabajo de investigación se está elaborando un código en lenguaje de programación Python que pueda ser compilado dentro de GRASS GIS con el fin de automatizar el análisis cuantitativo realizado.

En el manejo de recurso hídrico se estará trabajando para mejorar la metodología de manera que, con una mayor densidad de información meteorológica, nos sea posible predecir las zonas donde sea posible implementar zonas de captación de agua.

La metodología implementada en la Cuenca Tierra Nueva se optimizará para generar información que permita establecer escenarios hipotéticos con el fin de predecir áreas susceptibles para la captación de recurso hídrico.

Las metodologías se estarán extendiendo a otras áreas de interés en las Ciencias de la Tierra como son: áreas susceptibles a inundación, deslizamientos de terreno y cambio de uso de suelo.

Es importante mencionar que, como en este estudio se manejaron pesos equiprobables a cada parámetro, se trabajará en la modificación de los mismos para con ello verificar la variación en los resultados y poder determinar los parámetros fundamentales para cada caso de estudio.

Apéndice A

Características técnicas de Landsat 8.

De acuerdo con Araiza (2013) el satélite "*Landsat Data Continuity Mission*" (LDCM) es el octavo satélite de observación de la serie Landsat. El satélite LDCM es llamado Landsat 8. El programa Landsat constituye una serie de misiones de observación satelital de la tierra gestionada por la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA) y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Su sistema se compone de dos segmentos:

- El observatorio que consta de una plataforma de carga de dos sensores de observación terrestre. El primer sensor se denomina *Operational Land Imager* (OLI) y el sensor térmico infrarrojo *Thermal Infrared Sensor* TIRS. Los sensores OLI y TIRS realizan la toma de datos conjuntamente y proporcionan imágenes coincidentes de la superficie terrestre. El sensor OLI fue construido por la empresa Ball Aerospace & Technologies Corporation en Boulder, Colorado y el sensor TIRS fue construido por la NASA en el centro de vuelo espacial Goddard en Greenbelt, Md. El satélite almacena los datos de los sensores OLI y TIRS en una grabadora de estado sólido que se encuentra a bordo y transmite los datos a estaciones receptoras.
- El sistema terrestre proporciona la capacidad para planificar y programar las operaciones necesarias del LDCM e igualmente la capacidad para administrar y distribuir los datos.

De acuerdo con Araiza (2013) las imágenes Landsat 8 constan de nueve bandas espectrales con resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. De igual manera consta de una banda (azul-profundo) útil para estudios costeros y aerosoles. La banda 9 es útil para la detección de cirrus. Dos bandas térmicas 10 y 11 útiles para obtener temperaturas de la superficie de la tierra, éstas se toman a 100 metros de resolución y son remuestreadas a 30 metros por el método de convolución cúbica (CC). Cada escena tomada es de aproximadamente 170 km de norte a sur y 183 km de este a oeste.

La distribución de las bandas OLI y Thermal Infrared Sensor (TIRS) se muestra en la tabla A.1.

Tabla A.1: Distribución de las bandas OLI y TIRS, tomada de USGS (2016) como se cita en (Araiza, 2013).

Bandas	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)
Banda 1 - Aerosol costero	0.43-0.45	30
Banda 2 - Azul	0.45 - 0.51	30
Banda 3 - Verde	0.53 - 0.59	30
Banda 4 - Rojo	0.64 - 0.67	30
Banda 5 - Infrarrojo cercano (NIR)	0.85-0.88	30
Banda 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
Banda 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
Banda 8 - Pancromático	0.50 - 0.68	15
Banda 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
Banda 10 - Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10.61 - 11.19	100
Banda 11 - Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

Apéndice B

Características técnicas del Sentinel1-A.

En el marco del La Agencia Espacial Europea (ESA) emprendió el desarrollo de un radar de observación Europeo llamado Sentinel-1, el cual consta de dos satélites de órbita polar para la mejora de servicios y aplicaciones de operaciones SAR (Attema et al., 2005). (Torres et al., 2012). El satélite Sentinel-1A fue lanzado el 3 de abril del 2014 como parte del programa Europeo Copérnico (Potin et al., 2016).

El procesamiento de los datos proporcionados por Sentinel1-A se basa en la generación sistemática, el archivo y la difusión de productos de Nivel1, Nivel 2 y Nivel 3 que, de acuerdo con ESA (2018) se definen como:

- Nivel-0 Que consiste en datos SAR comprimidos y desenfocados. Estos productos son la base con la cual se producen los demás productos de alto nivel. Estos datos incluyen paquetes de ruido, calibración interna y fuente de eco, así como información de órbita y actitud.
- Nivel-1. Estos están destinados a la mayoría de los usuarios de datos. El producto de datos brutos (Nivel-0) se transforman en un producto de Nivel-1 mediante la herramienta de procesamiento de instrumentos (IPF) a través de la aplicación de diversos algoritmos. Los pasos para obtener productos de datos de Nivel-1 incluye el procesamiento y estimación de centroides Doppler, el enfoque complejo de una sola mirada e imagen, entre otros.
- Nivel-2 Estos son productos geofísicos geolocalizados derivados del Nivel-1. Los productos Ocean Nivel-2 (OCN) que son utilizados para aplicaciones de viento, olas y corrientes.

Las principales características de la plataforma de vuelo se muestran en la siguiente tabla:

Tiempo de vida	7 años (consumibles por 12 años)
Órbita	Near Polar Sun-Synchronous @ 693km; Ciclo de repetición de 12 días; 175 órbitas por ciclo
Tiempo solar local medio	18 : 00 en el nodo ascendente
Periodo orbital	98.6 minutos
Duración máxima del eclipse	19 minutos
Estabilización de la altitud	3 ejes estabilizados
Exactitud de la altitud	0.01° cada eje
Altitud de vuelo nominal	Vista a la derecha
Dirección	Dirección Doppler cero y dirección de balanceo (-0.8 a 0.8°)
Perfil de altitud	Geocéntrico y geodésico
Conocimiento de la órbita	10m (cada eje, 3 sigma) usando GPS
Autonomía operativa	96h
Masa de lanzamiento	2300kg (incluye 130kg de combustible monopropelente)
Dimensiones	3900 × 2600 × 2500mm ³
Potencia media de la matriz solar	5900W (fin de la vida útil)
Capacidad de la batería	324Ah
Disponibilidad de plataformas de vuelo	0.998

Tabla B.1: Características de la plataforma de vuelo. Editada de Torres et al. (2012).

Apéndice C

Métodos geofísicos.

Para obtener una basta cantidad de lineamientos estructurales de la zona de estudio se emplearon datos aeromagnéticos los cuales fueron procesados en el software Geosoft Oasis Montaj®. Para obtener los lineamientos estructurales y las zonas de contacto se realizaron los procesos de reducción al polo y primera derivada. El método magnético y sus correcciones se describen a continuación:

C.1. Método magnético.

La Tierra se comporta como un imán donde la dirección e intensidad de su campo magnético varían en diferentes puntos de la misma (Figuera, 2010). De acuerdo con Telford et al. (1990) la magnetometría es uno de los métodos geofísicos más antiguos y de los más utilizados para explorar y caracterizar la dinámica de la tierra y su interior, puesto que el campo magnético es dipolar y su dirección varía con el tiempo vuelven este método relativamente complejo. Este método es indirecto que mide como varía el campo magnético Terrestre.

Las mediciones magnéticas se llevan a cabo midiendo el campo magnético en la superficie terrestre sobre un perfil de puntos equidistantes para lo cual usan instrumentos llamados magnetómetros.

C.1.1. Campo magnético terrestre.

Diversos estudios sobre la dinámica física de la Tierra han mostrado que el campo magnético es producido por las corrientes eléctricas convectivas que circulan en el núcleo externo de la Tierra (Campbell, 2003). Se considera que el campo magnético terrestre es similar al de un imán con inclinación de 11,5 grados respecto al eje de rotación de la Tierra, este campo se asemeja a una esfera magnetizada que tiene el polo norte magnético en el hemisferio sur de la Tierra y el polo sur magnético se ubica en el hemisferio norte, la atracción que se genera entre los polos produce líneas de fuerza magnética imaginarias, la NASA realizó una representación de estas líneas como muestra la figura C.1.

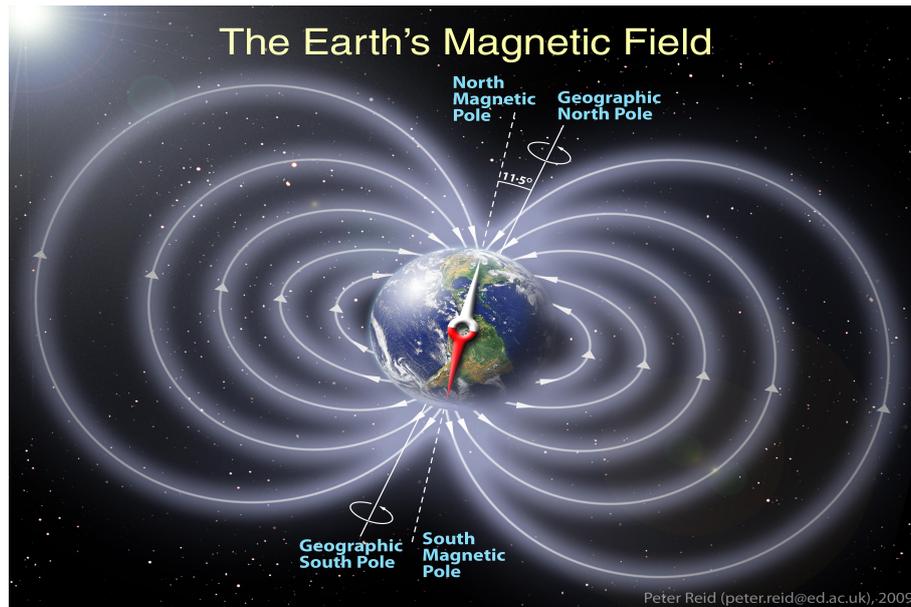


Figura C.1: Representación de las líneas imaginarias del campo magnético terrestre, fotografía tomada por Peter Ried en 2009, imagen tomada de NASA (2011).

Componentes del campo magnético.

El campo magnético de la Tierra está dividido en campo magnético interno y campo magnético externo donde el campo magnético interno constituye el 99 % del campo magnético total, el cual proviene del interior de la tierra; el campo magnético externo es producido por las corrientes que se inducen en la ionósfera debido al calentamiento solar del día y las mareas atmosféricas que dependen de la posición de la luna y el sol.

Los componentes de la intensidad del campo magnético terrestre se estudian considerando un vector \vec{a} cuya intensidad y dirección están determinadas, estas representan la fuerza total que ejerce el campo magnético en un punto P en la superficie de la tierra. El vector se encuentra definido en un plano cartesiano de coordenadas XYZ como muestra la figura C.2:

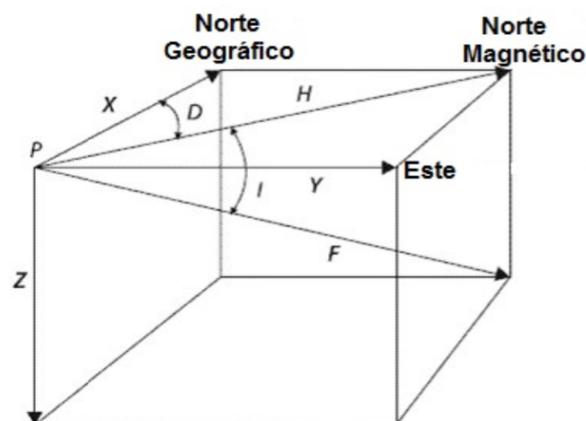


Figura C.2: Componentes del campo Geomagnético. Imagen tomada de Reynolds (2011).

Existe relación entre los diferentes componentes de la intensidad del campo mag-

nético, estas están descritas por las siguientes ecuaciones:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}. \quad (C.1)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}. \quad (C.2)$$

$$D = \tan^{-1} \frac{Z}{H}. \quad (C.3)$$

Las unidades utilizadas son muy grandes por lo que se utiliza un submúltiplo de Gauss, este se define como γ donde: $1\gamma = 10^{-5}G = 10^{-9}T = 1nT$.

C.1.2. Conceptos fundamentales de la magnetometría.

Fuerza magnética.

Si se considera a la Tierra como un dipolo magnético y en cada polo representa una resistencia m_1 y m_2 separados por una distancia r , se puede decir que existe una fuerza cuya dirección depende de las cargas de los polos, si las cargas son puestas los polos se atraerán entre sí y de lo contrario si las cargas son iguales se repelerán. La fuerza que actúa entre los polos va a depender de las características del medio que los separa, la cual está dada por el coeficiente μ al cual se le denomina permeabilidad magnética. Entre ellos existe una relación que está expresada por la ecuación C.4:

$$F = \frac{m_1 * m_2}{4\pi\mu r^2}. \quad (C.4)$$

Campo magnético.

Considerando un polo magnético aislado de intensidad P , se define como campo magnético H a la fuerza que experimenta un polo magnético positivo cuya intensidad es la unidad debido a la presencia en el espacio del polo. La expresión del campo magnético está dada por la ecuación C.5:

$$H = \frac{R}{r^2}. \quad (C.5)$$

Momento magnético.

Se define como momento magnético del dipolo al vector $\vec{M} = \rho\vec{r}$, donde \vec{r} es el vector de posición del polo magnético positivo respecto al negativo (Cantos Figuerola, 1974).

Permeabilidad magnética.

Al introducir un cuerpo o sustancia dentro de un campo magnético H se provoca inducción en los polos y por tanto líneas de fuerza dentro de ella, la cantidad de estas líneas por centímetro cuadrado es el flujo magnético B , este campo podrá ser mayor o menor que las del campo magnético original H dependiendo de las propiedades magnéticas del cuerpo o sustancia. Por lo tanto, la permeabilidad magnética μ es definida como la facilidad con que un campo magnético se puede establecer dentro de una sustancia o cuerpo magnético (Dobrin and Savit, 1976), esto está representado por la fórmula C.6:

$$\mu = \frac{B}{H}. \quad (C.6)$$

Intensidad de magnetización.

Todo material magnético al ser colocado dentro de un campo magnético adquiere polos magnéticos en su superficie.

$$\vec{J} = \frac{d\vec{M}}{dv}. \quad (C.7)$$

C.1.3. Susceptibilidad magnética de las rocas.

Se denomina susceptibilidad magnética a la capacidad de un cuerpo para adquirir magnetización al ser sometido a un campo magnético \vec{H} . Al ser magnetizado adquiere una intensidad de magnetización \vec{J} proporcional al campo exterior aplicado. La ecuación C.8 cuantifica la intensidad de magnetización.

$$\vec{J} = k\vec{H}. \quad (C.8)$$

Donde k es la constante de proporcionalidad Cantos Figuerola (1974).
Las unidades más utilizadas son:

$$1 \text{Orested} = 1 \text{Gauss} = 10^5 \text{gamma} = 10^5 \text{nT}, 1 \text{gamma} = 10^{-9} \text{T} = 1 \text{nT}. (\text{T} = \text{Teslas}). \quad (C.9)$$

La tabla C.1 muestra las susceptibilidades más comunes de las rocas:

Tipo de Roca	Susceptibilidad $\times 10^{-4}$ (SI)	
	Rango	Promedio
Sedimentarias		
Dolomita	0-,09	0.1
Caliza	0-0.9	0.1
Arenisca	0-3	0.3
Lutitas	0.01-15	0.9
Metamórficas		
Anfibolita	0.1-.25	0.7
Gneiss		
Cuarcita		4
Sepertina		
Ígneas		
Granito	0-50	2.5
Riolita	0.2-35	
Gabro	1-90	70
Basalto	0.2-175	70
Diorita	0.6-120	85
Andesita		160

Tabla C.1: Susceptibilidad magnética de las rocas tomada de Telford et al. (1990).

C.1.4. Anomalías magnéticas.

Cuando hay desviación en la intensidad del campo magnético se define que existe una anomalía magnética. Esta es producida por la variación en la composición de las rocas que se encuentran en la corteza terrestre.

C.1.5. Campo magnético internacional de referencia.

El IGRF (International Geomagnetic Reference Field) es la referencia geomagnética gracias a la cual se determinan las anomalías magnéticas en un punto medido.

C.1.6. Tipos de magnetización.

Si la materia es sometida a campos magnéticos externos se producen los fenómenos descritos a continuación:

- **Diamagnetismo:** Es definida por la variación entre el radio y la velocidad de giro de los átomos, con ello varía el momento magnético de éstos, de tal manera que la variación se opone al campo magnético exterior. Entre las sustancias diamagnéticas se encuentran la sal, el bismuto, la anhidrita, la halita, el yeso, el cuarzo, el grafito y la calcita entre otros. Todos ellos presentan una susceptibilidad magnética < 0 (Cantos Figuerola, 1974).
- **Paramagnetismo:** Esta presente en sustancias en que las que el momento magnético es no nulo, con una simetría insuficiente en la disposición de los orbitales de los átomos. Los momentos magnéticos de estas sustancias están en todas direcciones y aparecen como no magnéticas, sin embargo, en presencia de un campo exterior presentan una susceptibilidad > 0 . Algunas sustancias paramagnéticas son: preclorato, platino, aluminio, etcétera (Cantos Figuerola, 1974).
- **Ferromagnetismo:** Está presente en estado sólido donde las fuerzas interatómicas son suficientemente grandes para producir paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, los cuales conforman los recintos de Weiss. Estos tienen una susceptibilidad mucho mayor que los paramagnéticos. Algunos elementos ferromagnéticos son: hierro, acero, cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etcétera (Cantos Figuerola, 1974).
- **Antiferromagnetismo:** En estos la magnetización se encuentra en balance, lo que implica que los momentos magnéticos de la roca se encuentran ordenados por pares en sentidos inversos. En ellos no existe magnetización externa y por lo tanto no hay magnetización espontánea (Tarling, 2012).
- **Ferromagnetismo:** Aquí se produce un ordenamiento de los momentos magnéticos en la que no todos se encuentran alineados en la misma dirección y sentido, con esto no se consigue anular la magnetización espontánea (Tarling, 2012).

C.1.7. Corrección de los datos magnéticos.

Los datos aeromagnéticos se someten a diferentes filtros matemáticos para enfatizar las anomalías magnéticas. Los campos magnéticos de la Tierra y los campos asociados

al viento solar tienen efecto en las mediciones y deben ser suprimidos (Campbell, 2003). Algunos de los filtros son:

Reducción al polo.

Este proceso consiste en simular que el vector de inclinación magnética es de 90° y la declinación de 0° de manera que las anomalías magnéticas dipolares se transforman en anomalías monopolares centradas sobre sus cuerpos causales. La ecuación para procesar este filtro está dada por la ecuación C.10:

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{(\sin(I_a + \cos I \cos(D - \theta)))^2}. \quad (\text{C.10})$$

Donde:

I es la inclinación magnética.

I_a es la inclinación por corrección de amplitud.

D es la declinación magnética.

θ es la latitud

Campo magnético residual (CMR).

Esta corrección consiste en restarle al Campo Magnético Total (CMT) el campo geomagnético reducido por la Tierra (IGRF) del año 2000, el resultado obtenido es el Campo Magnético Residual, este campo es posible asociarlo con el magnetismo producido por los cuerpos y estructuras geológicas del área de estudio.

Primera y segunda derivada en dirección Z.

Esta derivada calcula la tasa de cambio entre el campo magnético vertical sobre el punto medido, este permite ubicar espacialmente ejes y límites de las anomalías magnéticas. Cuando se necesita delinear bordes de cuerpos anómalos se calcula una segunda derivada en la vertical, esta derivada da como resultado la definición de las discontinuidades y su relación con la geología (Nabighian, 1984)

Señal analítica.

Esta señal sirve para localizar los bordes de los cuerpos en una fuente magnética. Es usada particularmente cuando la remanencia y/o baja latitud magnética dificultan la interpretación (Nabighian, 1972)

Apéndice D

Artículo de investigación publicado.

Environ Earth Sci (2017) 76:444
DOI 10.1007/s12665-017-6766-7



ORIGINAL ARTICLE

Morphometric and hypsometric analysis in the Tierra Nueva Basin, San Luis Potosí, México

Ángeles Martínez-Ramírez¹ · Birgit Steinich¹ · José Tuxpan^{1,2}

Received: 2 December 2016 / Accepted: 14 June 2017
© Springer-Verlag GmbH Germany 2017

Abstract In areas with long periods of drought, it is essential to implement strategies to manage the available water resource. Tierra Nueva Basin is affected by this situation, consequently the farm production and livestock holdings are affected and the people don't have access to enough water. In this paper, we propose an integrative methodology based on mathematical tools such as hypsometric and morphometric analysis applying geographic information systems. The proposal is strengthened with the aggregation of geological-structural, morphometrical, hypsometrical parameters and climatological information through a precipitation analysis provided by the National Water Commission from 1962 to 2010. According to the available data and the results obtained through the implemented proposal, an acceptable level of reliability is inferred allowing to determine areas structurally suitable for the use of surface water and its uptake. The methodology that we propose facilitates and simplifies the processes of searching and exploring locations suitable for surface water capture in arid and semi-arid zones, identifying in a qualitative and quantitative manner the optimal zone. For the case study, test-and-validation of the methodology the Tierra Nueva Basin in San Luis Potosí, México was selected. Tierra Nueva is a semi-arid site where "La Muñeca" dam is located. The results obtained in this work confirm the location of the "La Muñeca" dam

as one of the most suitable areas for water collection. The methodology that we propose is a useful tool for the studies of water capturing purposes in arid and semi-arid zones.

Keywords Morphometry · Hypsometry · Tierra Nueva Basin · Water resource · GIS

Introduction

México possesses zones with severe water shortages in contrast to areas with recurrent floods. This requires a quantitative and qualitative analysis of the factors involved in both situations. Such analysis should be focused on providing reliable water resources to be managed and used properly for the benefit of the society.

Quantification and interpretation of topographical changes in a watershed is difficult due to the complex nature of hydrological processes and landform acting on watershed systems (Sharma et al. 2013). Geomorphology is a discipline concerned with quantitative analysis of the surface of the ground (Pike 2000). Therefore, it can be applied to study a watershed geomorphology as an essential tool to measure and represent the shape of the basin and its evolution (Sivakumar et al. 2011).

Bibliografía

- Agarwal, C. (1998). Study of drainage pattern through aerial data in Naugarh area of Varanasi district, U.P. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 3.2.4
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J., Bustos-Gutiérrez, L., and Carrizales-Aguilar, A. (2004). Carta geológico-minera santa maría del río f14-c14. *San Luis Potosí y Guanajuato, escala, 1(50,000)*. 3.2.2
- Akbari, D. and Saepuloh, A. (2016). Identification of surface manifestation at geothermal field using sar dual orbit data. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, volume 42, page 012001. IOP Publishing. 1.2
- Alcaraz, S., Daniel, O., Tadeu-Vitorino, A. C., and Sannier, C. (2011). Relations between hidrogeomorphic attributes of the dorados Basin-Brazil and their environmental significance. *Agrociencia*, 45(3):267–279. 1.2, 3.2.5, 3.2.5
- Araiza, A. (2013). *Descripción y Corrección de Productos Landsat 8. LDCM*. (document), 2.2.1, 2.2.1, 2.2.2, A, A.1
- Aravinda, P. and Balakrishna, H. (2013). Morphometric analysis of vrishabhavathi watershed using remote sensing and GIS. *Int. J. Res. Eng. Tech*, 2(8):514–522. 3.2.4
- Arreguín, F., Husenberg, U., Vega, M., and Alfaro, P. (2009). Bordos en México. 1.1
- Attema, E., DAVIDSON, M., HERLAND, E., and BRIGGS, S. (2005). Gmes sentinel-1 mission requirements document. *ES-RS-ESA-SY-0007*, (4). B
- Brown, D. W. (2000). A hot dry rock geothermal energy concept utilizing supercritical co2 instead of water. In *Proceedings of the twenty-fifth workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University*, pages 233–238. 3.3.3
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., and Fielding, E. J. (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure earth surface topography and its deformation. *Annual review of earth and planetary sciences*, 28(1):169–209. 3.3.3
- Calvin, W. M., Littlefield, E. F., and Kratt, C. (2015). Remote sensing of geothermal-related minerals for resource exploration in nevada. *Geothermics*, 53:517 – 526. 1.2
- Campbell, W. H. (2003). *Introduction to geomagnetic fields*. Cambridge University Press. C.1.1, C.1.7
- Cantos Figuerola, J. (1974). Tratado de geofísica aplicada. Technical report. C.1.2, C.1.3, C.1.6

- CEFIM (2015). TIERRA NUEVA, S.L.P. Monografías de los Municipios de México. San Luis Potosí. Technical report, Coordinación Estatal para el Fortalecimiento Institucional de los Municipios. 3.2.1
- Chander, G., Markham, B. L., and Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5):893–903. 2.2.1
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., and Amelung, F. (2014). Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote sensing of environment*, 140:94–106. (document), 4.2.3, 4.13
- Chirala, U. (2012). Correlation of geomorphometric parameters for the hydrological characterization of Meghadrigedda watershed, Visakhapatnam, India. A GIS approach. *International Journal of Engineering Science and Technology (IJEST)*. 3.2.4, 3.2.4, 4.1.2
- Chuvieco Salinero, E. and Chuvieco, E. (1990). *Fundamentos de teledetección espacial*. Number 528.8 CHU. 2.1
- Chuvieco Salinero, E. and Salinero, E. C. (2002). Teledetección ambiental: la observación de la tierra desde el espacio. 2.1.1
- Clarke, J. (1966). Morphometry from Maps. Essays in geomorphology. *Essays in Geomorphology*, Heinemann, London. 1.2
- Conde, I. H. (2014). ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA DEL TERRENO EN EL VALLE DE TOLUCA A PARTIR DEL MÉTODO DUAL PAIR INTERFEROMETRY (DPI). (document), 2.1
- Daniels, R. B., Gamble, E. E., and Cady, J. (1971). The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Advances in Agronomy*, 23:51–88. 2.4.1
- Das, A., Mondal, M., Das, B., and Ghosh, A. R. (2012). Analysis of drainage morphometry and watershed prioritization in Bandu Watershed, Purulia, West Bengal Through Remote Sensing and GIS technology - A case study. *International Journal of Geomatics and Geosciences*. 3.2.4
- Deju, R. A. (1972). *Regional Hydrology Fundamentals*. Harwood Academic. (document), 3.2.4, 3.1, 4.1.2
- Devi, P. S., Srinivasulu, S., and Raju, K. K. (2001). Hydrogeomorphological and groundwater prospects of the Pageru river basin by using remote sensing data. *Environmental Geology*, 40(9):1088–1094. 3.2.7
- Dobrin, M. B. and Savit, C. (1976). Introduction to geophysical prospecting. C.1.2
- Du, J., Liu, C., Fu, B., Ninomiya, Y., Zhang, Y., Wang, C., Wang, H., and Sun, Z. (2005). Variations of geothermometry and chemical-isotopic compositions of hot spring fluids in the Rehai geothermal field, southwestern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3):243–261. 1.2
- Earth, G. (2015). Google earth 2.1.5.1557. (document), 4.1.4, 4.20, 4.21

- ESA (2000-2018). Sentinel Online. B
- Eskandari, A., De Rosa, R., and Amini, S. (2015). Remote sensing of damavand volcano (iran) using landsat imagery: Implications for the volcano dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306:41–57. 2.2.2
- Espinoza-Ojeda, O. M., Prol-Ledesma, R., Iglesias, E., and Figueroa-Soto, A. (2017). Update and review of heat flow measurements in México. *Energy*, 121:466–479. (document), 4.2.4, 4.22
- Evans, I. (1972). *General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics*. Harper & Row. 3.2.5
- Falorni, G., Morgan, J., and Eneva, M. (2011). Advanced insar techniques for geothermal exploration and production. *Geothermal Resources Council Transactions*, 35:1661–1666. 3.3.3
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., and Manetti, P. (2000). Late mioocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the trans-mexican volcanic belt. *Tectonophysics*, 318(1):161–185. (document), 3.3.2, 3.10, 3.12
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M. (2012). The dynamic history of the trans-mexican volcanic belt and the mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522:122 – 149. 3.3.2
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., and Venegas Salgado, S. (2003). Geology of the san pedro ceboruco graben, western trans-mexican volcanic belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3). 3.3.2
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., and Massonet, D. (2007). *InSAR principles-guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*, volume 19. (document), 2.2, 2.3, 2.3, 2.3, 2.4, 2.5, 2.3.2, 2.3.2, 2.3.3, 2.3.3, 2.3.3
- Figuera, M. (2010). Métodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S.L.P. C.1
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., and Delgado-Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology and gis for the ceboruco–san pedro volcanic field, western mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4):259–276. 3.3.2
- Gajbhiye, S., Mishra, S., and Pandey, A. (2014). Hypsometric Analysis of Shakkar River Catchment through Geographical Information System. *Geological Society of India*. (document), 1.2, 3.2.5, 3.7, 3.2.5
- Ganbat, E. et al. (2004). Geothermal investigations at the ásgardur farm, reykholtsdalur, w-iceland. 3.3.3
- García-Puga, J. L. and Hinojosa-Corona, A. (2001). Aplicación de tres métodos de sistemas de información geográfica para la caracterización de la hidrología superficial en la región de puertecitos-san luis gonzaga, bc. 3.2.4
- Gilabert, M. A., González-Piqueras, J., and García-Haro, J. (1997). Acerca de los índices de vegetación. *Revista de teledetección*, 8(10). 2.1, 2.2.2

- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Angel-Cervantes, M., and Caballero, C. (2002). Magnetic mineralogy, paleomagnetism, and magnetostratigraphy of nayarit volcanic formations, western Mexico: A pilot study. *International Geology Review*, 44(3):264–276. 3.3.2
- Golekar, R., Baride, M., and Patil, S. (2013). Morphometric Analysis and Hydrogeological Implication: Anjani and Jhiri River Basin, Maharashtra, India. *Archives of Applied Science Research*, 5(2):33–41. 1.2
- Golts, S. and Rosenthal, E. (1993). A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*. 3.2.4
- Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, pages 1055–1067. 3.2.4
- Guzman, E. J. and De Cserna, Z. (1963). Tectonic history of Mexico. 3.2.1, 3.2.2
- Hernández, G. L., Tristán, M., and Aguillón, A. R. (1982). *Estudio geológico-minero del area Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas*. Number 76. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia. 3.2.2
- Horton, R. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. In *Bulletin of the Geological R.E. Bull of the Geophysical Society of America*. 1.2, 3.2.4, 3.2.4, 3.2.4
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Eos, transactions american geophysical union*, 13(1):350–361. 1.2, 3.2.4
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG bulletin*, 51(11):2246–2259. 1.2, 3.2.1
- INEGI (2006). Cartas climatológicas escala 1:1 000 000. 3.3.1
- INEGI (2010). Censo de población y vivienda. 3.2.1
- INEGI (2013). Continuo de elevaciones mexicano 3.0. (document), 3.4, 3.5, 3.2.3, 3.3.1, 3.9, 3.3.3, 3.13
- Jenson, S. K. and Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 54(11):1593–1600. 1.2
- Jiang, C., Zhou, R., and Yao, X. (1998). Fault structure of tengchong volcano. *Journal of Seismological Research*, 21(4):330–336. 1.2
- Jin, M. and Liang, S. (2006). An improved land surface emissivity parameter for land surface models using global remote sensing observations. *Journal of Climate*, 19(12):2867–2881. 2.2.2
- Koshak, N. and Dawod, G. (2011). A GIS morphometric analysis of hydrological catchments within Makkah Metropolitan area, Saudi Arabia. *International Journal of Geomatics and Geosciences*. 3.2.4, 3.2.4

- Lillesand, T., Kiefer, R. W., and Chipman, J. (2014). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons. 2.1
- Luhr, J. F. (1992). Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes (Colima and Ceboruco). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(1):1 – 18. 3.3.1
- Luo, W. (1998). Hypsometric analysis with a geographic information system. *Computers & Geosciences*, 24:815–821. 3.2.5
- Macedo, O. (2001). Investigación sobre volcanes activos en el sur del Perú: Reporte técnico especial. 4.2.4
- Magesh, N., Jitheshlal, K., Chandrasekar, N., and Jini, K. (2013). Geographical information system-based morphometric analysis of Bharathapuzha river basin, Kerala, India. *Applied Water Science*, 3(2):467–477. 1.2, 3.2.4
- Maghsoudi, Y., van der Meer, F., Hecker, C., Perissin, D., and Saepuloh, A. (2017). Using ps-insar to detect surface deformation in geothermal areas of west java in indonesia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 1.2
- Manzella, A. (1973). Geophysical methods in geothermal exploration. *Italian National Research Council, International Institute for Geothermal Research*, pages 2–40. 3.3.3
- Markham, B. L. and Barker, J. K. (1985). Spectral Characteristics of the LANDSAT Thematic Mappersensors. *International Journal of Remote Sensing*, 6:697–716. 2.2.2
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3):507–517. C.1.7
- Nabighian, M. N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6):780–786. C.1.7
- NASA (2011). Representation of earth's invisible magnetic field. (document), C.1
- Nearing, M., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M., Nunes, J., Renschler, C., et al. (2005). Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena*, 61(2):131–154. 3.2.6
- Nelson, S. A. (1986). Geología del Volcán Ceboruco, Nayarit, con una estimación de riesgos de erupciones futuras. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 6(2):243–258. 3.3.1
- Nongkrih, J. M. and Husain, Z. (2011). Morphometric analysis of the Manas river basin using earth observation data and Geographical Information System. *International Journal of Geomatics and Geosciences*. 3.2.4, 3.2.4
- Noyola-Medrano, M. C., Ramos-Leal, J. A., Domínguez-Mariani, E., Pineda-Martínez, L. F., López-Loera, H., and Carbajal, N. (2009). Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso valle de san luis potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(2):395–410. 3.2.1

- O'Callaghan, J. F. and Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3):323 – 344. 1.2
- O'leary, D., Friedman, J., and Pohn, H. (1976). Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10):1463–1469. 3.2.7
- Potin, P., Rosich, B., Grimont, P., Miranda, N., Shurmer, I., O'Connell, A., Torres, R., and Krassenburg, M. (2016). Sentinel-1 mission status. In *EUSAR 2016: 11th European Conference on Synthetic Aperture Radar, Proceedings of*, pages 1–6. VDE. B
- Qin, Q., Zhang, N., Nan, P., and Chai, L. (2011). Geothermal area detection using landsat etm+ thermal infrared data and its mechanistic analysis case study in tengchong, china. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(4):552–559. 1.2
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons. (document), C.2
- Ritter, D., Kochel, R., and Miller, J. (2002). *PROCESS GEOMORPHOLOGY*. Mc Graw-Hill. (document), 3.2.5, 3.7, 4.1.1
- Rosas-Elguera, J. (2000). Late miocene to quaternary extension at the northern boundary of the jalisco block, western mexico: The tepic-zacoalco rift revised. *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, 334:41. 3.3.2
- Rosas-Elgukra, J., Ferrari, L., Martinez, M. L., and Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the guadalajara region and triple-junction area, western mexico. *International Geology Review*, 39(2):125–140. 3.3.2
- Rutz-López, M. and Núñez-Cornú, F. (2004). Sismotectónica del norte y oeste del bloque de jalisco usando datos sísmicos regionales. *Geos*, 24(1):2–13. 3.3.2, 4.2.4
- Saepuloh, A., Heriawan, M., Kubo, T., et al. (2016). Identification of linear features at geothermal field based on segment tracing algorithm (sta) of the alos palsar data. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, volume 42, page 012003. IOP Publishing. 1.2
- SAGARPA (2009). Presas de gaviones. (document), 1.1, 1.2
- SARMAP (2008). Synthetic aperture radar and sarscape. (document), 2.1
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M., Painter, T., Dangel, S., and Martonchik, J. (2006). Reflectance quantities in optical remote sensing definitions and case studies. *Remote sensing of environment*, 103(1):27–42. 2.1
- Schmincke, H.-U. (2004). *Volcanism*, volume 28. Springer Science & Business Media. 3.3.1
- SEMARNAT (2016). Estadísticas del agua en México. edición 2016. comisión nacional del agua. 1.1

- SGM (1998). Carta Geológico-Minera. Tepic F13-8. Escala 1:250,000. (document), 3.3.2, 3.11
- SGM (1999). Carta Geológico-Minera. Tierra Nueva F14-C25. San Luis Potosí y Guajuato. Escala 1:50,000. (document), 3.2.2, 3.6
- Shangguan, Z., Gao, Q., Li, H., and Sun, M. (2004). The evolution of hydrothermal explosions in stages in rehai region, tengchong. *Bull. Mineral. Petrol. Geochem*, 23(2):124–128. 1.2
- Sharma, S. K., Tignath, S., Gajbhiye, S., and Patil, R. (2013). Use of geographical information system in hypsometric analysis of Kanhiya nala watershed. *International Journal of Remote Sensing & Geoscience (IJRSG)*, 2:30–35. 3.2.3, 3.2.5, 3.2.5
- Sivakumar, V., Biju, C., and Benidhar, D. (2011). Hypsometric Analysis of Varattaru River Basin of Harur Taluk, Dharmapuri, Tamilnadu, India using Geomatics Technology. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 2(1):241–247. 3.2.3
- SMN (2015). Comisión Nacional del Agua. (document), 2.4.4, 3.2.6, 4.2
- Srivastava, P., Majumdar, T., and Bhattacharya, A. K. (2009). Surface temperature estimation in singhbhum shear zone of india using landsat-7 etm+ thermal infrared data. *Advances in space research*, 43(10):1563–1574. 2.2.2
- Strahler, A. (1952a). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63(9):923–938. 1.2
- Strahler, A. (1952b). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*. 1.2, 3.2.5, 4.1.1
- Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6):913–920. 3.2.4
- Strahler, A. (1964). *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. Mc Graw-Hill. 1.2, 3.2.4, 3.2.4, 4.1.2
- Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., and Sudo, M. (2001). Volcanic systems in the san pedro-ceboruco graben (nayarit, mexico) in the light of new k-ar geochronological data. *Geochemical Journal*, 35(2):77–88. 3.3.2
- Tarling, D. H. (2012). *Palaeomagnetism: principles and applications in geology, geophysics and archaeology*. Springer Science & Business Media. C.1.6
- Team, G. D. (2012). Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software. (document), 3.4, 3.5, 3.9, 3.13
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., and Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*, volume 1. Cambridge university press. (document), C.1, C.1
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., Potin, P., Rommen, B., Floury, N., Brown, M., et al. (2012). Gmes sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120:9–24. (document), B, B.1

- Tristán-González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de villa de reyes en los estados de san luis potosí y guanajuato. *México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, 107:91. 3.2.2
- Tristán-González, M. (1987). Cartografía geológica "Hoja Tierra Nueva", S.L.P. . Technical report, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología. 3.2.1, 3.2.2
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., and Labarthe-Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el campo volcánico de san luis potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3):287–303. 3.2.2
- USGS (2016). Geologicalsurvey.usgswaterdata for the nation help. (document), A.1
- van der Meer, F., Hecker, C., van Ruitenbeek, F., van der Werff, H., de Wijkerslooth, C., and Wechsler, C. (2014). Geologic remote sensing for geothermal exploration: A review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 33:255–269. 1.2
- Verstappen, H. T. (1983). *Applied geomorphology : geomorphological surveys for environmental development*. Elsevier. 3.2.4
- Vijithand, H. and Satheesh, R. (2006). Gis based morphometric analysis of two mayor upland sub-watersheds of meenachil river in Kerala. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 3.2.4
- Vittala, S. S., Govindaiah, S., and Gowda, H. H. (2004). Morphometric analysis of sub-watersheds in the Pavagada area of Tumkur district, South India using remote sensing and GIS techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 32(4):351–362. 3.2.4, 3.2.4
- Waters, R., Allen, R., Bastiaanssen, W., Tasumi, M., and Trezza, R. (2002). Surface energy balance algorithms for land, idaho implementation, advanced training and users manual. *NASA, USA*. 2.2.2, 2.2.2
- Weng, Q., Lu, D., and Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote sensing of Environment*, 89(4):467–483. 2.2.2, 2.2.2