

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

**Aplicación de Potencial
Espontáneo (SP) en campos
geotérmicos.**

**Caso en el Campo Geotérmico
Cerritos Colorados, México**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Joanna Gutiérrez Morales

DIRECTOR DE TESIS

Mtro. Javier Francisco Lermo Samaniego



Ciudad Universitaria, Cd. Mx, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Tabla de contenido

RESUMEN	5
ABSTRACT	5
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1 Objetivos	9
2. POTENCIAL ESPONTÁNEO (SP)	9
2.1 Ecuación de Poisson	9
2.2 Justificación del método	10
3. APLICACIÓN DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL CAMPO GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS	16
3.1 Antecedentes	18
3.1.1 Geología	18
3.1.2 Flujo hidrotermal subterráneo	26
3.1.3 Sismicidad	28
3.1.4 Temperatura de pozos	33
3.2 Metodología	35
3.2.1 Trabajo en campo	35
3.2.2 Correcciones	40
3.2.3 Tratamiento de la información	43
3.3 Procesamiento de los datos	45
3.4 Resultados	57
4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	60
5. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS	64
6. REFERENCIAS	66

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. UBICACIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LA PRIMAVERA EN LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA AL NOROESTE SE ENCUENTRA EL VOLCÁN DE TEQUILA Y EL VOLCÁN CEBORUCO, AL OESTE LA CIUDAD DE GUADALAJARA Y AL SURESTE EL LAGO DE CHAPALA (MAHOOD, 1980).....	16
FIGURA 2. ZONA DE ESTUDIO CON LOS POZOS EN EL CAMPO CERRITOS COLORADOS Y LA UBICACIÓN DE FUMAROLAS.....	17
FIGURA 3. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO. (ROCHA RUIZ, Y OTROS, 2013).	19
FIGURA 4. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CERRITOS COLORADOS, JALISCO. (ROCHA RUIZ, Y OTROS, 2013).	21
FIGURA 5. SE MUESTRAN LAS FALLAS REGIONALES Y LA LOCALIZACIÓN DE LOS POZOS EN EL BOSQUE DE LA PRIMAVERA. MODIFICADO DE (LERMO SAMANIEGO, 2018).	23
FIGURA 6. FALLAS LOCALES EN EL CAMPO GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS. TIENEN DIRECCIÓN NW-SE Y EL CONJUGADO NE-SW. MODIFICADO DE (LERMO SAMANIEGO, 2018).....	25
FIGURA 7. SE MUESTRAN LOS ANTICLINALES Y SINCLINALES REALIZADOS POR LOS ESFUERZOS, ASÍ COMO LAS FRACTURAS POR TENSIÓN QUE SE ENCUENTRAN MAYORMENTE CONCENTRADAS ALREDEDOR DEL POZO 12. MODIFICADO DE (LERMO SAMANIEGO, 2018)	26
FIGURA 8. SISTEMA GEOTÉRMICO CON LA CÁMARA MAGMÁTICA DE LA CALDERA LA PRIMAVERA. (GUTIÉRREZ NEGRÍN, 1991).....	27
FIGURA 9. EN LÍNEAS NEGRAS SE ENCUENTRAN LAS FALLAS LOCALES, EN ROJO LOS POZOS DEL CAMPO GEOTÉRMICO Y EN AZUL LAS ESTACIONES SÍSMICAS QUE COMPONEN LA RED (LERMO SAMANIEGO, 2018).	28
FIGURA 10. SE MUESTRA LA SISMICIDAD LOCAL EN EL CAMPO CERRITOS COLORADOS. CADA GRUPO INDICA UN EVENTO. EN VERDE EL GRUPO 1, EN AZUL GRUPO 2 Y EN NARANJA OTROS EVENTOS (LERMO SAMANIEGO, 2018).....	30
FIGURA 11. MECANISMO FOCAL DEL GRUPO 1 (VERDE). FALLA NORMAL CON COMPONENTE LATERAL IZQUIERDO (LERMO SAMANIEGO, 2018).	31
FIGURA 12. MECANISMO FOCAL DEL GRUPO 2 (AZUL). FALLA INVERSA (LERMO SAMANIEGO, 2018).	31
FIGURA 13. MECANISMO FOCAL DEL EVENTO DEL 2 DE OCTUBRE (NARANJA). FALLA NORMAL (LERMO SAMANIEGO, 2018).....	32
FIGURA 14. MECANISMO FOCAL DEL EVENTO DEL 26 DE OCTUBRE (NARANJA). FALLA INVERSA CON COMPONENTE LATERAL IZQUIERDA (LERMO SAMANIEGO, 2018).	32
FIGURA 15. TEMPERATURA DE POZOS TOMADO DE JICA, 1989.....	33
FIGURA 16. INTERPOLACIÓN DE TEMPERATURA ENTRE POZOS A PROFUNDIDADES ESPECÍFICAS CON DATOS DE LA TABLA 2. EN ROJO ESTÁN LAS TEMPERATURAS MAYORES A 250°	35
FIGURA 17. PARTE SUPERIOR: PICA, CUADERNO, GPS, MULTÍMETRO CON PLUGS-IN, ELECTRODO IMPOLARIZABLE. PARTE INFERIOR IZQUIERDA: PICOLETA. PARTE INFERIOR DERECHA: ELECTRODO IMPOLARIZABLE, MULTÍMETRO, PICOLETA, CABLE DE 300 M, CUADERNO.	36
FIGURA 18. DEMOSTRACIÓN DE LA ADQUISICIÓN DE DATOS EN CAMPO.	37
FIGURA 19. CADA COLOR REPRESENTA UN PERFIL REALIZADO EN CAMPO DE SP.	39
FIGURA 20. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA CORRECCIÓN DE REFERENCIA DE DATOS (SP). LAS FLECHAS NARANJAS REPRESENTAN EL DESPLAZAMIENTO DE LOS DATOS SECCIÓN POR SECCIÓN.	40
FIGURA 21. IZQUIERDA- REPRESENTACIÓN DE LA CORRECCIÓN DE CIERRE EN UN PERFIL CERRADO COMPUESTO DE 10 PUNTOS. EL PUNTO 0 Y 10 SON GEOGRÁFICAMENTE IGUALES. DERECHA. CORRECCIÓN POR CIERRE, SE OBSERVA EL FACTOR DE LA DERIVA QUE AFECTA LOS VALORES DE SP.	41
FIGURA 22. EJEMPLOS DE REDES DE DATOS CORREGIDOS PARA LA CORRECCIÓN DE CIERRE. A Y B MUESTRAN ALTERNATIVAS DE LA CORRECCIÓN DE CIERRE DE UNA CUADRÍCULA SIMPLE; C Y D MUESTRAN ALTERNATIVAS DE UN CIERRE TIPO RADIAL, UTILIZADO EN VOLCANES. LAS LÍNEAS EN	

NEGRO SON LOS DATOS YA CORREGIDOS Y LAS LÍNEAS VERDES SON LOS LAZOS CONECTADOS PASO A PASO A LOS DATOS YA CORREGIDOS.	42
FIGURA 23. PERFIL FIJO SELECCIONADO PARA CORRECCIÓN DE CIERRE.	47
FIGURA 24. EL PERFIL FIJO ES ROJO Y EN VERDE ESTA LA UNIÓN DE LOS PERFILES PARA REALIZAR EL PRIMER CIERRE. LA FLECHA INDICA LA DIRECCIÓN DE CIERRE (SENTIDO HORARIO)	48
FIGURA 25. DE IZQUIERDA A DERECHA SE MUESTRA LA SECUENCIA DE CIERRE DE LOS PERFILES.	49
FIGURA 26. SECUENCIA DE CIERRE PARA TODOS LOS PERFILES.	52
FIGURA 27. EL PUNTO ROJO INDICA EL DATO PARA REALIZAR LA CORRECCIÓN POR FUENTE.....	53
FIGURA 28. MODELO EN 3D DE LA TOPOGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO. LAS LÍNEAS REPRESENTAN LOS DATOS QUE SE UTILIZARON PARA OBTENER LOS COEFICIENTES DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.....	54
FIGURA 29. REGRESIÓN LINEAL DE LOS DATOS PARA OBTENER EL COEFICIENTE DE 2.6. DATOS LÍNEA AZUL DE LA FIGURA 28.	54
FIGURA 30. REGRESIÓN LINEAL PARA OBTENER EL COEFICIENTE DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. DATOS LÍNEA NARANJA DE LA FIGURA 28.	55
FIGURA 31. REGRESIÓN LINEAL PARA OBTENER EL COEFICIENTE 1.6 DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. DATOS LÍNEAS VERDES DE LA FIGURA 28.	55
FIGURA 32. REGRESIÓN LINEAL PARA EL COEFICIENTE DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. DATOS LÍNEA AMARILLA DE LA FIGURA 28.	55
FIGURA 33. RESULTADO DE SP EN LA ZONA DE ESTUDIO DONDE SE MUESTRA LA DELIMITACIÓN SUPERFICIAL (LÍNEA ROSA) Y EL CÍRCULO AZUL INDICA PUNTO DE FILTRACIÓN.	58
FIGURA 34. REPRESENTACIÓN 3D DE SP CON TOPOGRAFÍA	59
FIGURA 35. CORRELACIÓN DE LA INFORMACIÓN. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL, FALLAS, POZOS, SP Y SISMICIDAD LOCAL.	60
FIGURA 36. ACERCAMIENTO DE LA FIGURA ANTERIOR DONDE SE MUESTRA LA ZONA DE INTERÉS.	61

INDICE DE TABLAS

TABLA 1. DESCRIPCIÓN DE LAS FALLAS LOCALES.....	24
TABLA 2. RANGO DE PRODUCCIÓN EN LOS POZOS Y TEMPERATURA MÁXIMA ESTABLE.	34
TABLA 3. SIMBOLOGÍA DE LOS PERFILES RESPECTO A LA FIGURA 21.	39
TABLA 4. DATOS DE CAMPO DEL PERFIL 1.....	46
TABLA 5. DATOS DEL PERFIL 1.	46
TABLA 6. CORRECCIÓN POR REFERENCIA DE CIERRE.....	48
TABLA 7. DATOS DEL PERFIL 2 A LOS CUALES SE LES APLICA LA FÓRMULA DE CIERRE.	50
TABLA 8. DATOS DEL PERFIL 2 CORREGIDOS POR FUENTE.	52
TABLA 9. DATOS DEL PERFIL 2 CON LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.	56
TABLA 10. PERFILES A CORREGIR POR CADA COEFICIENTE DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.	56
TABLA 11. CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA DE DATOS DEL PERFIL 1.	56

RESUMEN

En este estudio se integran datos de métodos geofísicos en el campo geotérmico de Cerritos Colorados, conocido en los años 90's como La Primavera, con el objetivo de delimitar superficialmente la extensión superficial hidrotermal. Se realizó a partir de datos de potencial espontáneo e información previamente estudiada de geología, sismicidad local y temperatura de pozos. Este campo se encuentra ubicado en la porción central del país, al occidente de la Faja Volcánica Transmexicana a 5 km al noroeste de Guadalajara, Jalisco. Para la adquisición y procesamiento de los datos de potencial espontáneo se realizó la obtención de datos mediante circuitos cerrados partiendo de la premisa que el medio es un sistema estacionario, una vez adquiridos se procede a procesar con correcciones de referencia, cierre, de fuente y topográfica para delimitar superficialmente la actividad hidrotermal.

Los resultados obtenidos muestran anomalías hidrotermales de un sistema geotérmico activo. La delimitación superficial a partir de potencial espontáneo muestra una zona en donde las anomalías, con una variación de 400 a 600 mV, se encuentran en la parte central y sureste de la zona de estudio. Todas estas observaciones se correlacionan con la sismicidad local registrada, la localización de los pozos que superan los 200° C de manera somera y la localización de fallas activas en el sistema geotérmico.

La metodología de potencial espontáneo ayuda a delimitar las zonas de interés geotérmico, diferenciar las fallas activas con flujo de agua hidrotermal o fluido del sistema hidrotermal y es eficiente debido a su bajo costo de equipo, adquisición de datos y procesamiento.

ABSTRACT

In the present study, the geothermal field of Cerritos Colorados, known in the 90's as La Primavera, is evaluated based on the self-potential data collection and previously studied information on geology, local seismicity and well temperature. This field is in the central portion of the country, in the western part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, 5 km northwest of Guadalajara, Jalisco. For the acquisition and processing of self-potential data was obtained the data through closed circuits based on the premise that the medium is a stationary system, once acquired they were corrected for reference, closing, source and topographic effects to superficially delimit the hydrothermal activity.

The results show thermal anomalies of an active geothermal system. The superficial delimitation of the self-potential anomalies shows an area where the anomalies, with values in the range of 400 to 600 mV, are found in the central and southwestern part of the study. The observed anomalies correlate quite well with the local seismicity registered, the location of wells that exceed 200° near the surface and the location of active faults in the geothermal system.

The self-potential method helps to delimit geothermal areas of interest, differentiate active faults with hydrothermal water flow or hydrothermal system fluid and is efficient due to its low cost of equipment, data acquisition and processing.

1. INTRODUCCIÓN

La geotermia estudia al calor del interior de la Tierra, lo cual significa una fuente de energía alterna a los combustibles fósiles, y es ambientalmente inocua y económicamente competitiva para emplearse en la generación de electricidad y en otros aprovechamientos directos (Gutiérrez Negrín, y otros, 2007).

Los yacimientos geotérmicos se encuentran en determinadas partes del subsuelo. Su energía puede extraerse por medio de pozos profundos, a través de los cuales ascienden los fluidos, compuestos generalmente por una mezcla de agua con sales disueltas, o salmuera, y vapor de agua. Ya en la superficie, el vapor puede ser separado de esa mezcla y transportado hacia las centrales de generación, donde mueve las hélices de las turbinas para generar electricidad (Santoyo, y otros, 2010). La salmuera se conduce hacia lagunas de evaporación o directamente hacia pozos inyectores, a través de los cuales se regresa al yacimiento con el triple propósito de fracturar recargar y prevenir cualquier contaminación a los acuíferos someros (Arellano Gómez, 1999).

Un yacimiento geotérmico típico se compone de una fuente de calor, un acuífero y la llamada capa sello. La fuente de calor normalmente es una cámara magmática en proceso de enfriamiento con temperaturas elevadas, de unos 500°C o más. El acuífero comprende cualquier formación litológica con permeabilidad primaria o secundaria suficiente para alojar agua meteórica colada desde la superficie o desde un acuífero menos profundo. La capa sello es otra formación rocosa, con una permeabilidad menor que la del acuífero y cuya función es impedir que los fluidos geotérmicos se disipen a la superficie. El agua de estos sistemas se origina en la superficie y se infiltra a la corteza mediante poros, fallas o fracturas, llegando a una profundidad donde es calentada por la roca y

produciendo el vapor. Las manifestaciones de las alteraciones hidrotermales pueden ser manantiales calientes, pozas de lodo hirviente, fumarolas, geiseres, alteración en rocas, etcétera (Gutiérrez Negrín , y otros, 2007).

El elemento clave del yacimiento es la fuente de calor, cuya existencia, varios miles de metros de profundidad, sólo puede deducirse a partir de evidencias indirectas que se aprecian en la superficie. Una de tales evidencias es la presencia de volcanes geológicamente jóvenes (menores de un millón de años), puesto que algunos de ellos, suelen estar asociados a cámaras magmáticas no demasiado profundas, capaces de actuar como fuentes de calor (Gutiérrez Negrín , y otros, 2007).

En el caso de México, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) es el organismo público a cargo de la generación, transmisión y comercialización de energía eléctrica en México, opera cuatro campos geotérmicos: Cerro Prieto en Baja California, Los Azufres en Michoacán, Los Humeros en Puebla y Las Tres Vírgenes en Baja California Sur. (Venegas, y otros, 1985). Por otro lado, el caso del campo geotérmico Domo de San Pedro, ubicado en el municipio de San Pedro Lagunilla en Nayarit, ha sido concesionado a la empresa “Geotermia para el desarrollo”, perteneciente al Grupo Dragón.

El potencial geotérmico de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es enorme y lo prueban los campos geotérmicos ya perforados de Los Azufres, Mich., Los Humeros, Pue. y La Primavera, Jal. (Gutiérrez Negrín , y otros, 2011), así como los campos geotérmicos estudiados y en exploración mediante geología, geofísica y geoquímica por empresas nacionales e internacionales con la Reforma Energética. Diversos estudios han concluido que la existencia de cámaras magmáticas someras y altamente diferenciadas, por ejemplo en La Primavera (Mahood, 1980) y en Los Humeros (Mahood, y otros, 1983), (Verma , 1983), se concentra la mayor densidad de manifestaciones termales, la mayor superficie de rocas volcánicas y una abundante cantidad de estructuras, por lo que tiene que existir el mayor potencial geotérmico del país (Venegas, y otros, 1985).

Acerca del potencial espontáneo, consiste en la medición de una corriente eléctrica natural del suelo (Mauri, y otros, 2012). Este método fue ideado en 1830 por Robert Fox en estudios de minerales sulfurosos en Inglaterra, a partir de ese año se empezó a utilizar este método como cualitativo para localizar yacimientos minerales. Mateucci mejoró los electrodos haciéndolos no polarizables. En 1922 fue retomado por Schlumberger, introduciendo electrodos no polarizados como una

herramienta secundaria para la exploración de metales básicos, por lo que esta metodología tuvo un amplio uso en la minería (Reynolds, 2011). También contribuyó en la investigación de gradientes de concentración de iones en poros con agua, definidos como corriente de difusión o potencial. Su uso se ha extendido para resolver problemas de impacto ambiental, filtración de aguas subterráneas y en el mundo de la Ingeniería Civil. Desde 1970 el SP ha sido retomado para el estudio de los campos geotérmicos y en el estudio de volcanes, gracias a la relación de potencial espontáneo con las corrientes de agua en el subsuelo (Boyer , y otros, 1995). Las corrientes de flujo son asociadas con la resistencia del exceso de agua por el flujo de agua del poro correspondiente a un flujo de cargas eléctricas. Esto se aplica principalmente buscando relaciones entre estructuras geológicas y sistemas hidrotermales (Corwin, y otros, 1979) (Reynolds, 2011).

El potencial espontáneo también se ha aplicado en el monitoreo de campos geotérmicos, como el caso en Nigoriikawa, Japón. Los resultados de este estudio indican que el potencial espontáneo detectado en la caldera Nigoriikawa está asociado con los cambios del flujo de fluidos en respuesta de las operaciones de pozo en el campo geotérmico. Los cambios del potencial espontáneo son interpretados, como el cambio de presión en la reserva, causando cambios de flujo por la producción y reinyección en los pozos (Yasukawa , y otros, 2005).

En el caso de México, el potencial espontáneo se ha utilizado en el campo geotérmico de Cerro Prieto, con el fin de ubicar una falla donde circulan los fluidos hidrotermales (Corwin, y otros, 1979).

Varios estudios en volcanes activos muestran la presencia de anomalías positivas, cientos de mV en amplitud, asociadas a zonas activas o hidrotermales. Usualmente las anomalías se observan en la parte más elevada y a la zona del cráter o en los flancos con aberturas, intrusiones de magma, fisuras eruptivas o zonas de rift (Finizola A. Lénat J.F., 2004).

Sin embargo, falta más exploración en el país para caracterizar las fuentes de calor, por lo que en particular el potencial espontáneo podría ser aplicado al estudio de campos y zonas geotérmicas debido a su eficiencia en delimitación hidrotermal, así como su bajo costo en adquisición y procesamiento.

1.1 Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es emplear la metodología de potencial espontáneo en campos geotérmicos para describir la instrumentación, trabajo en campo, procesamiento de los datos e interpretación.

En particular, el trabajo realizado en Cerritos Colorados se orientó a delimitar la extensión superficial del campo e identificar los sistemas de falla activos que sirven como conducto para fluidos térmicos y agua meteórica; así como su relación con la sismicidad local y los pozos en los cuales las temperaturas superan los 200°C de manera somera.

2. POTENCIAL ESPONTÁNEO (SP)

2.1 Ecuación de Poisson

De las ecuaciones de Maxwell se describirá la ecuación fundamental usada para interpretar las señales de potencial espontáneo en un régimen cuasi-estático (Revil, y otros, 2013). La densidad de corriente eléctrica total \mathbf{J} , expresada en Ampere sobre metro cuadrado (A/m^2), representa el flujo de las cargas eléctricas; por lo tanto, las cargas eléctricas pasando por una superficie de área por unidad de tiempo en un material poroso, expresado en Coulomb sobre metro cuadrado por segundo (C/m^2s) es equivalente a Ampere sobre metro cuadrado (A/m^2). La densidad de corriente eléctrica está dada por la suma de dos términos, una densidad de corriente de conducción (descrito en la ley de Ohm, $\sigma_0 \mathbf{E}$) y la fuente de una densidad de corriente \mathbf{J}_s . La corriente total de la densidad de corriente es:

$$\mathbf{J} = \sigma_0 \mathbf{E} + \mathbf{J}_s \quad \dots\dots\dots(1)$$

Donde \mathbf{E} es el campo eléctrico en Volts sobre metro (V/m), sigma (σ_0) es la conductividad de un material poroso en Siemens por metro (S/m) y \mathbf{J}_s es la fuente de la densidad de corriente en Ampere por metro cuadrado (A/m^2) asociado con cualquier perturbación que afecte el movimiento de las cargas.

En adición esta la ecuación constitutiva, se necesita la ecuación de continuidad para la densidad de corriente para determinar la ecuación de campo para el potencial electrostático ψ . En el límite

magnetostático de las ecuaciones de Maxwell, para cada corriente de desplazamiento dejada, la ecuación de continuidad para la densidad de corriente total es:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad \dots\dots\dots(2)$$

Esta ecuación significa que la densidad de corriente total es conservativa (toda la corriente entrando a un volumen de control debe salir en la ausencia de fuentes; no hay almacenamiento de cargas eléctricas en el volumen de control).

Combinando las ecuaciones (1) y (2), el campo de potencial espontáneo ψ es la solución de la ecuación:

$$\psi \cdot (\sigma_0 \nabla \psi) = \nabla \cdot J_s \quad \dots\dots\dots(3)$$

Donde de la fuente de densidad de corriente $\zeta = \nabla \cdot J_s$ expresada en Ampere sobre metro cúbico (A/m^3) denota la densidad de corriente volumétrica. La ecuación (3) representa la de campo fundamental en la interpretación de (cuasi-estático) señales de potencial espontáneo. Establece que una distribución de potencial eléctrico es creada por una fuente, correspondiente a la divergencia de la fuente de densidad de corriente. La distribución del potencial eléctrico también es controlada por la distribución de la conductividad eléctrica σ_0 .

La existencia de una fuente de densidad de corriente J_s requiere que el sistema este desequilibrado termodinámicamente. Como las señales de potencial espontaneo generalmente son observadas persistentes y estables en numerosos ambientes geológicos (especialmente en casos de cuerpos minerales), estos ambientes se trabajan como un estado estable de desequilibrio termodinámico.

2.2 Justificación del método

El potencial espontáneo o SP (self potential) por sus siglas en inglés, es un método geofísico pasivo de prospección eléctrica, el cual consiste en la medición de la diferencia de potencial en superficie entre dos puntos, donde el común denominador del generador del SP es el flujo de agua subterránea a través de un medio poroso.

Está basado en la observación que los campos eléctricos son creados por fuerzas electromotrices naturales de procedencia electroquímica, de filtración y difusión (Dobrin, y otros, 1975).

- ***Campo electroquímico***

Las fuerzas electromotrices de naturaleza electroquímica se observan en el medio geológico.

En los casos que las rocas poseen conductancia iónica, en la presencia de acumulaciones de minerales conductores con conductancia eléctrica: como la pirita, calcopirita, bornita, magnetita y otros. El cuerpo mineral junto con las rocas circundantes forma un elemento galvánico natural (Revil , y otros, 1999).

Los factores básicos determinantes del potencial son: a) la composición química de las aguas subterráneas que circulan en las rocas encajonantes e impregnan al cuerpo mineral; b) la composición mineral y las características texto-estructurales del cuerpo mineral.

La influencia de estos factores se manifiesta en su dependencia en las condiciones físico-geológicas tales como resistividad de las rocas y minerales, velocidad de circulación de las aguas subterráneas e interacción de estas con las rocas y minerales, a causa de lo cual cambia la composición de las aguas en primer lugar y su grado de oxidación y contenido de iones de sulfuro de hidrógeno y de hierro.

- ***Campos de filtración***

También surgen campos eléctricos naturales por la filtración de agua subterránea a través de rocas porosas. Prácticamente, estos campos existen en todas partes, porque los procesos de filtración ocurren universalmente. Pero normalmente las fuerzas electromotrices de filtración son insignificantes y el campo eléctrico relacionado con ellas es débil. Sólo en casos aislados, por ejemplo: en la salida bajo los aluviones de agua a presión de manantiales, los campos eléctricos procedentes de la filtración se intensifican hasta el punto de que su análisis permite resolver algunos problemas hidrogeológicos y geotécnicos (Revil , y otros, 1999).

Para ejemplificar esto, analicemos el fenómeno en un capilar, por el que, debido a la diferencia de presión hidrostática en la entrada y salida pasa un electrolito. A causa de la adsorción por las paredes del capilar de los iones del mismo signo (normalmente de aniones, que tienen mayor radio iónico), en el límite entre la solución y la pared de materia sólida, se forma una capa eléctrica binaria. La externa (fija) cuyo revestimiento consiste en iones negativos adsorbidos y la interna (positiva) que a su vez consta de dos partes: una fija relacionada con la atracción electrostática del revestimiento negativo y otra móvil, distribuida por difusión a través de según la sección transversal del capilar. Como consecuencia, del capilar se extraen más iones positivos que

negativos, y por ello en la salida del capilar se acumulan cargas positivas y a la entrada surge el exceso relativo de cargas negativas. Entre el final y el principio del capilar, surgen diferencias de potencial proporcionales a la caída de presión hidrostática y que dependen también de las constantes eléctricas del líquido.

Los poros de las rocas se pueden considerar sistemas complejos de capilares, en cada uno de los cuales se producen procesos análogos a los descritos. Para las soluciones de filtración, a través de los poros de las capas, la diferencia de potencial electrocinética que se produce en cada capilar considerado aisladamente, se integra en un campo eléctrico general que abarca tanto al acuífero como a las capas circundantes. Puesto que las rocas poseen una conductancia variable, bajo la influencia del campo eléctrico en las zonas de circulación de las aguas subterráneas, surgen corrientes eléctricas.

- ***Campo de difusión***

También se crea un campo natural como resultado de los procesos de difusión, que se producen en los contactos de soluciones en las rocas que contienen en sus poros soluciones de una misma sal con diferentes concentraciones o soluciones de diferentes sales. En el primer caso, a causa de que la movilidad de los iones de distinto signo es diferente en el electrolito, en el proceso de nivelación de las concentraciones los iones de mayor movilidad, adelantan a los de menor movilidad; y a un lado del contacto se produce la acumulación de iones principalmente del mismo signo y en el otro de signo contrario. En el segundo caso, en el proceso de difusión también se produce la separación de los iones de mayor movilidad de los de menor movilidad y la acumulación correspondiente de cargas contrarias a cada lado del límite de contacto de las soluciones (Revil , y otros, 1999).

Por otro lado, los mecanismos propuestos para explicar las anomalías del SP se basan en los efectos electroquímicos, electrocinéticos, termoeléctricos, topográficos y circulación hidrotermal. La temperatura, resistividad, química y pH del fluido dentro de los poros son propiedades que afectan al potencial (Morgan , y otros, 1989).

- ***Efecto electroquímico***

El primer proceso es la difusión química, la cual genera anomalías de SP de varias decenas de mV de signo positivo o negativo (Corwin, y otros, 1979). El segundo proceso electroquímico involucra reacciones químicas. Las reacciones químicas entre los gases volcánicos, con H₂S, dióxido de

sulfuro (SO₂), dióxido de carbono (CO₂) y agua puede generar iones SO⁻⁴, HCO₃, CO₃. Estos casos determinan las anomalías negativas de baja amplitud.

➤ ***Efecto termoelectrico***

Los resultados por potencial termoelectricos son a partir de un gradiente de temperatura, que induce una diferencia de iones en el fluido. Un gradiente térmico aplicado a una roca seca induce un potencial en los lados de la roca. Un coeficiente termoelectrico promedio de 0.2 mV/°C implica que anomalías de SP de 100 mV corresponderían a de cambios de 500°C temperatura. Este fenómeno no tiene sentido en el campo, excepto cuando haya presencia de flujos de gases sobrecalentados. En caso de que el sistema sea alterado por un aumento de temperatura por una cámara magmática o un cuerpo intrusivo, se observará una interface de vapor agua-agua líquida, la anomalía será positiva debido al efecto termoelectrico (Zlotnicki , y otros, 2003).

➤ ***Efectos electrocinético:***

Generan las mayores anomalías, son causados por la separación de carga en los minerales, por la presencia de una fase semipermeable que impide la difusión de los iones a través del espacio poroso de las rocas, o por el flujo natural de agua salada a través de las rocas. Las anomalías son bien correlacionadas con zonas de fisura, o cimas de cráteres o conos. Estas anomalías positivas son balanceadas por una relación lineal entre el potencial y la altitud desde las zonas activas (Dobrin, y otros, 1975).

➤ ***Efecto topográfico***

El potencial incrementa cuando la altitud topográfica decrementa. Esto es debido al agua meteórica (agua subterránea que se genera en la atmosfera y llega a la zona de saturación por infiltración o percolación) y/o flujo subterráneo a través de una estructura generalmente aumenta las corrientes eléctricas en dirección del flujo del fluido. En volcanes, parte del agua de lluvia se filtra fácilmente por las capas geológicas, dependiendo de la permeabilidad. Cuando una barrera geológica, como la pared de una caldera, previene el flujo, un acuífero se puede formar adentro. Ishido (1989) teóricamente probó la relación lineal entre el potencial y la elevación del terreno debido a un flujo de fluido hacia abajo en un medio homogéneo. De acuerdo con muchos estudios de potencial espontáneo, hay una relación entre los valores negativos del potencial con la altitud del terreno

(Mlynarski M., 2001). La relación lineal toma origen de la infiltración del agua a través de la zona vadosa hasta el nivel freático.

➤ ***Circulación hidrotermal***

En volcanes activos, los efectos topográficos debido a flujo de fluido hacia abajo es fuertemente alterada por fuentes termales superficiales. Reservas de magma, diques, sills y gases volcánicos suministran energía térmica en la parte superior de la estructura. Debido a la existencia de agua subterránea y rocas permeables, intercambios termales toman lugar y activan intercambios convectivos de calor y se crea una circulación hidrotermal. Las fuentes termales generan flujo de fluidos hacia arriba por encima de los reservorios de magma y a lo largo de interfaces tectónicas (paredes de cráter, fallas, etc.). En caso de entornos hidrogeológicos, las anomalías se relacionan a la dirección del flujo del agua, mientras que los descensos del flujo (infiltración) son relacionados con valores negativos (Mlynarski M., 2001)

Los posibles mecanismos de potencial espontáneo generados por actividad geotermal son las elevadas temperaturas y la circulación de fluidos del subsuelo que son características de sistemas geotérmicos capaces de generar campos potenciales en la superficie, comparable en longitud de onda y amplitud de anomalías de potencial espontáneo observadas en áreas geotérmicas. Los mecanismos de elevación de temperatura y el flujo de fluidos en el subsuelo que generan las anomalías en un campo geotérmico, son por efectos electrocinéticos, termoeléctricos y por topografía (Zlotnicki , y otros, 2003). Es importante decir que la magnitud y la polaridad de las anomalías de SP generadas por acoplamiento de termoelectricidad y electrocinética dependen de sus parámetros como temperatura, presión y geometría; así como las magnitudes y diferencias de los coeficientes de acoplamiento.

Finalmente, el potencial espontaneo ayuda a identificar los límites superficiales de las anomalías hidrotermales, así como el flujo de fluidos hidrotermales a través de fallas o fracturas. Este método nos ayuda debido a que relaciona las estructuras geológicas, sistemas hidrotermales y zonas de alta permeabilidad con infiltración de agua.

La evaluación de recursos geotermales se puede realizar con SP, ya que es un método económico, bajo costo de instrumentación, aplicación, tratamiento y modelado de datos.

3. APLICACIÓN DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL CAMPO GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS

El campo de Cerritos Colorados está localizado en el centro volcánico La Primavera. Su localización al oeste de Guadalajara, sureste del Volcán de Tequila y localización regional al oriente en la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 1) determinan el interés geotérmico de la zona.

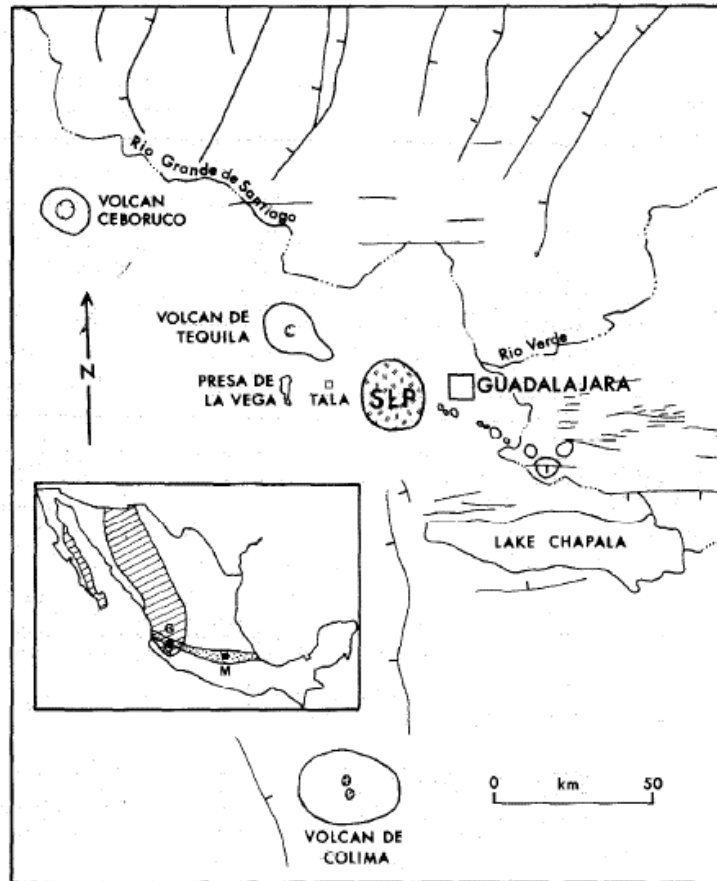


Figura 1. Ubicación del complejo volcánico La Primavera en la Faja Volcánica Transmexicana. Al noroeste se encuentra el Volcán de Tequila y el Volcán Ceboruco, al oeste la ciudad de Guadalajara y al sureste el lago de Chapala (Mahood, 1980).

El campo de Cerritos Colorados abarca 448 hectáreas y se encuentra dentro de la caldera geológica de 11 kilómetros de diámetro. En él se han perforado doce pozos geotérmicos cuyas profundidades varían entre 442 y 2986 metros y uno más que se encuentra suspendido temporalmente a la mitad de su profundidad total programada. (Maciel-Flores, y otros, 1992)

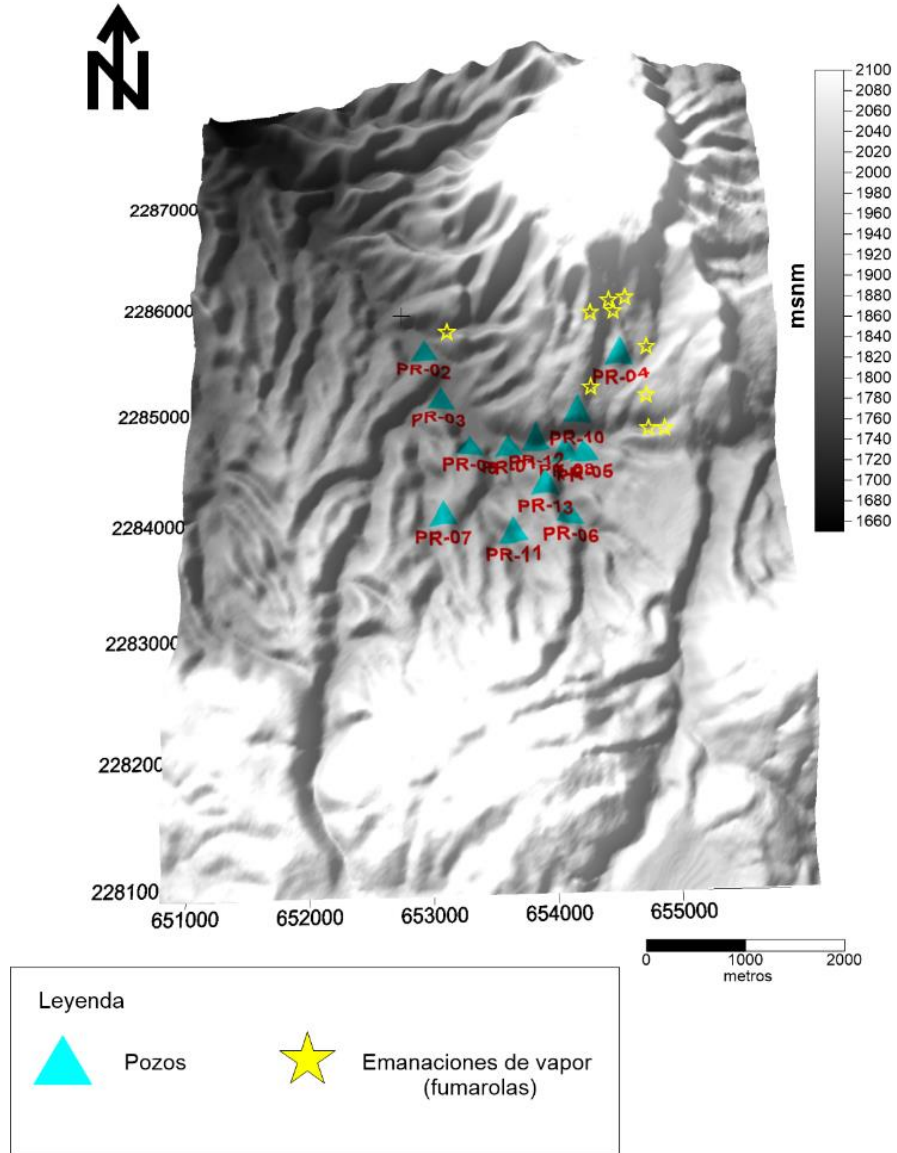


Figura 2. Zona de estudio con los pozos en el campo Cerritos Colorados y la ubicación de fumarolas.

El proyecto de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizado en conjunto con el Instituto de Ingeniería de la UNAM se enfocó en delimitar las anomalías hidrotermales en el campo geotérmico de Cerritos Colorados (Lermo Samaniego, 2018) para considerar la reapertura de éste (Figura 2). Se requiere conocer la ubicación de los pozos y la extensión de las anomalías para futuras perforaciones.

3.1 Antecedentes

3.1.1 Geología

La Sierra La Primavera es un ejemplo de los acontecimientos volcánicos causados por la compresión del centro de México y el movimiento del occidente de México hacia el norte, a lo largo del sistema de fallas que se extienden desde el Golfo de California. Se localiza en el Eje Neovolcánico de México, al igual que el volcán de Tequila y el volcán de Colima (Ferriz, y otros, 1986).

El complejo de La Primavera es una caldera volcánica cuya formación se originó hace aproximadamente 140,000 años (Mahood, 1981a), la cual creció, ascendió y creó un abombamiento de la superficie provocando la aparición de dos zonas de fracturas circulares no concéntricas. A través de dichas fracturas fluyeron los primeros domos y flujos riolíticos (El Cañón de las Flores, domo El León y Río Salado), como se muestra en la Figura 3.

Hace 95,000 años la lava de la cámara magmática durante su ascenso a la superficie explotó con el contacto de agua y cambio de presión creando una nube de gases, ceniza volcánica, flujo de cenizas y rocas líquidas incandescentes que cubrieron un área de 700 km^2 . La evacuación de la cámara magmática dejó un vacío en la parte superior lo que provocó el colapso de 11 km de diámetro, el cual posteriormente se convirtió en un lago. A medida que el lago se estaba formando, varias erupciones produjeron los primeros domos con nubes de ceniza y dos cúpulas en el centro de la caldera y el lago. Debido a erupciones se formaron grandes cantidades de piedra pómez en las secciones superiores de la cúpula, los grandes bloques se desprendieron y cayeron al lago, formando el “horizonte de piedra pómez gigante”. (Gutiérrez Negrín, 1991)

Hace aproximadamente 70,000 años ocurrió un levantamiento debido al aporte de nuevo magma a la cámara, causando fisuras que drenaron el agua del lago. La presión forzó al centro de la caldera hacia arriba y causó fallas y fracturas en la zona circundante (Figura 3), formándose así la morfología actual, formándose los últimos domos (El Tajo y El Colli) y lavas riolíticas (Mahood, 1981a).

Actualmente se considera que la cámara magmática ha entrado en proceso de enfriamiento y eventualmente llegará a su solidificación. Como subproducto de esta actividad volcánica se ha formado un sistema geotérmico que se circunscribe en la parte centro-sur de la caldera.

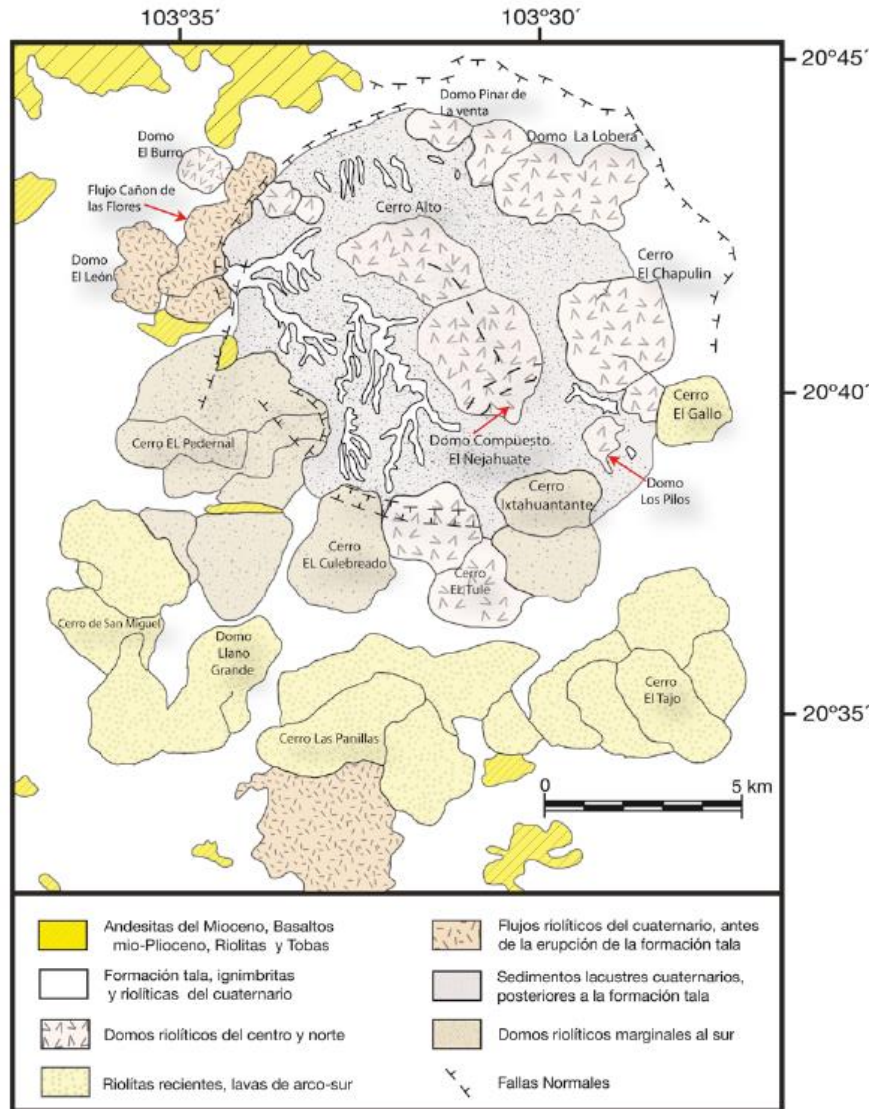


Figura 3. Mapa Geológico de la zona de estudio. (Rocha Ruiz, y otros, 2013).

3.1.1.1 Estratigrafía

Las unidades litoestratigráficas del subsuelo se agrupan en pre, sin y postcaldérica. La secuencia precaldérica está conformada por un basamento granítico, andesitas, tobas líticas y riolitas. La importancia del potente cuerpo andesítico radica en que son las rocas donde se ubica el yacimiento geotérmico. La ausencia de metamorfismo de contacto entre el intrusivo y las andesitas sugiere que el cuerpo granítico no tiene relación alguna con la fuente de calor que soporta el sistema geotérmico (Maciel-Flores , y otros, 1992). Las riolitas que coronan la unidad precaldérica podrían corresponder a las primeras emisiones relacionadas con la formación de la caldera.

La secuencia sincaldérica está representada por la Toba Tala y riolitas. La Toba Tala es la roca representativa del evento que dio lugar a la formación de la caldera. Con la rápida expulsión del material piroclástico que originó la Toba Tala, se creó un vacío en la parte superior de la cámara magmática, lo que ocasionó que las rocas sobreyacentes se asentaran por gravedad. Cabe mencionar que esta unidad está caracterizada por su alta permeabilidad.

La secuencia postcaldérica está constituida por productos vulcano-sedimentarios, sedimentos lacustres y domos riolíticos que circundan a la zona de exploración. El hundimiento que originó la caldera dio lugar a que se formara un lago donde fueron depositados sedimentos. Paralelo a esto, se emitieron flujos riolíticos y una pómez gigante.

En la Figura 4 se observan las siguientes formaciones:

- Basamento de roca granítica: granodiotita y monzonita de cuarzo son relacionadas con las rocas graníticas en la edad de Mesozoico al Neógeno que está distribuido en la costa del Pacífico, al suroeste del área.
- Cordillera Volcánica: derrames volcánicos que llegan a un espesor de 2500 m encima del basamento granítico. Estas rocas pertenecen a la Sierra Madre Occidental y consiste en basalto andesítico, lava de riolita o toba riolítica. Los derrames volcánicos son divididos en una parte superior compuesta principalmente por toba y una parte inferior compuesta por lava andesítica. La relación entre estas partes es una inconformidad debido a una discordancia. Tiene edad del Mioceno al Plioceno asociado con la actividad bimodal volcánica de la riolita y del basalto.
- Toba de Tala: esta unidad tiene 95,000 años formada por la erupción de la Sierra La Primavera la cual se asentó adentro de la caldera y en los alrededores, cubriendo 700 km^2 (Mahood, 1980). Su espesor varía de los 200 a 700 m. Este flujo corta en forma de V el valle del Arroyo del Caracol y el Arroyo Hondo en donde se encuentran las manifestaciones geotermales. Esta unidad se encuentra definida por más de 11 horizontes de formación que proporcionan información sobre de la erupción de la caldera y el colapso continuo.
- Riolita de Cerritos Colorados: en la parte norte del área, se distribuye la riolita debajo de los sedimentos del lago y encima de la Toba de Tala. Es más vieja que los anillos de los domos y se originó de la lava del domo la cual colapsó en el centro. La riolita es vesicular y vidriosa, contiene esferulitas y obsidianas.

- Arroyo El Caracol: son sedimentos lacustres depositados en la Toba de Tala en el lago que se formó al colapsar la caldera. Está conformada por arenas, tobas de pómez y gravas. Está dividida en una parte superior que tiene cambios de facies laterales y en una parte inferior compuesta por tobas gigantes, limolita y areniscas. La existencia de una paraconformidad indica que la aparición del lago está conectado con el levantamiento y con la formación del domo. El cambio de facies laterales muestra que existió vulcanismo durante la sedimentación. Los sedimentos más viejos consisten en una capa de limolita, piedra pómez gigante y capas alternadas de arenisca, limolita y toba, e intercala conglomerado y toba pómez. Encima de estos sedimentos se encuentra formaciones no consolidadas de grava, arenisca, ceniza y limo.
- Riolita Mesa El Najahuete: Esta riolita fue formada por viejos anillos de domos (aprox. 95,000 años) y por un nuevo anillo (aprox. 75,000 años) al norte del campo. Esta unidad está compuesta de riolitas vítreas, brechas y obsidianas.

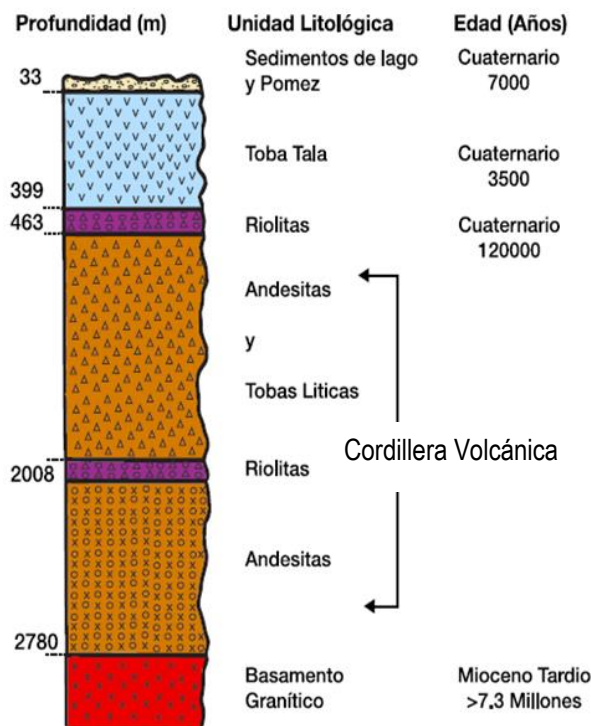


Figura 4. Columna estratigráfica Cerritos Colorados, Jalisco. (Rocha Ruiz, y otros, 2013).

3.1.1.2 Fallas regionales

Las fallas regionales se caracterizan por formarse a partir del levantamiento de la caldera. Se muestran en la Figura 5 y su descripción es la siguiente:

-Falla de Anillo Caldérico

Es la falla más antigua pero solamente se observa alrededor de 5 km de traza en la zona de Río Caliente, cortando a los domos: El Salado y Cañón de las Flores, con un escarpe de 50 m. Su continuación es inferida por un rasgo circular que forman el anillo de domos al N, NE, S y SE, lo que sugiere una zona de debilidad (Figura 5).

-Falla Río Caliente

Esta falla tiene una traza arqueada que coincide prácticamente con la falla de anillo caldérica, tiene un desplazamiento invertido debido a que se relaciona con el levantamiento. Su longitud es de 6 km, desde la Venta del Astillero, hasta la zona de Río Caliente, donde alcanza su máxima expresión de 100 m (Mahood, 1981a) y continúa hasta el domo El Pedernal. Por su relación con el levantamiento debido al aporte de magma en la zona de anillo sur, se le calcula una edad cercana a los 60,000 años (Figura 5).

-Falla Nejahuete

Se localiza en la zona central de la caldera, afectando a los domos El Alto y El Nejahuete, su traza puede continuar hacia el SSE por la presencia de un cráter de explosión freática y un derrame fisural de riolitas. (Figura 5)

-Falla La Gotera

Se localiza al norte del anillo de domos antiguos como un escarpe arqueado de trazo irregular de 13 km de longitud y 20 m de salto, que va desde el domo El Colli hasta el este de la población La Gotera. (Mahood, 1980) La Gotera es una falla paralela al colapso, que pudo formarse poco tiempo después de éste; (López-Martínez, y otros, 1999) Se considera que es una estructura secundaria, e incluso lo marca como un rasgo morfológico debido a la erosión diferencial de los materiales. (Figura 5)

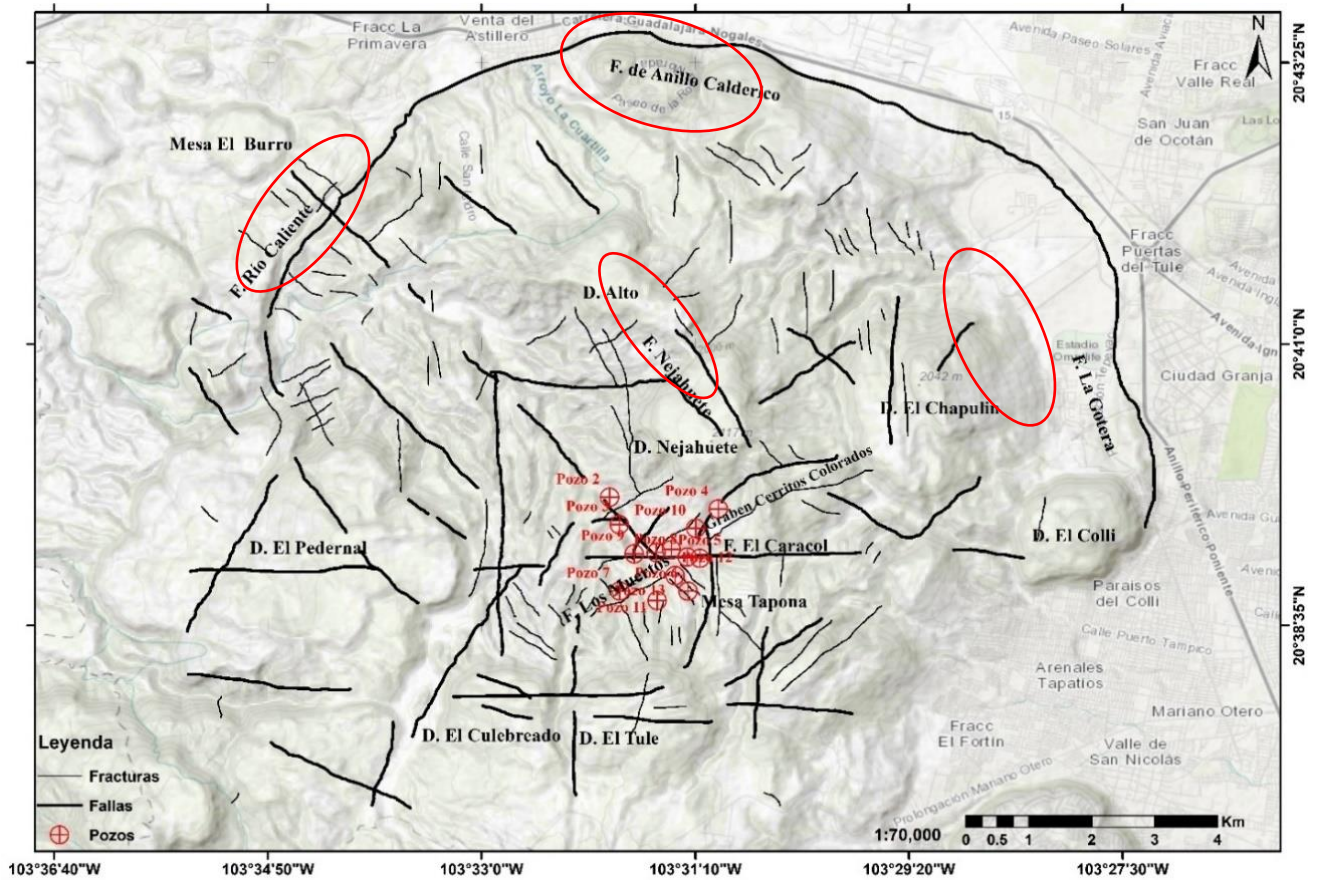


Figura 5. Se muestran las fallas regionales y la localización de los pozos en el Bosque de La Primavera. Modificado de (Lermo Samaniego, 2018).

3.1.1.3 Fallas locales

El estudio de las fracturas revela que las fallas normales con orientación NE-SW dominan en la superficie, y son cortadas por fallas de fallamiento lateral (strike-slip) con orientación NW-SE. (Figura 6). Las fallas normales se formaron por el levantamiento que precedió el colapso de la caldera. Basado en la restauración (reconstrucción) del campo de paleo-esfuerzos y la observación de fracturas tensionales, se considera que el centro del levantamiento se encuentra cerca de los pozos PR-1 y PR-8. (JICA, 1989)

Tabla 1. Descripción de las fallas locales

<i>Categoría de la falla</i>	<i>Nombre de la falla</i>	<i>Rumbo y echado</i>	<i>Características de la falla</i>
<i>Tendencia de falla NE-SW</i>	Quelele Oeste	N34E 78E	Falla normal
	La Cuesta	N63E 66E	Falla normal
	Cerritos Colorados Oeste	NNE-NE	Probable falla hacia el este
	Los Muertos	N26E 76W	Falla normal
	El Ejido Este	N26E 77W	Falla normal
	Cerritos Colorados Este	Echado NE	Probable falla hacia el oeste
	Quelele Este	Echado N30E	Probable falla hacia el oeste
	Los Sánchez	N30E 82E	Falla normal
	El Ejido Oeste	N29E 88E	Falla normal
	<i>Tendencia de falla NW-SE</i>	El Caracol Norte	Echado WNW
El Caracol Sur		Echado NW	Probable falla de fallamiento lateral derecho
Arena Grande		N83W 83N	Probable falla de fallamiento lateral izquierdo
<i>Otras</i>	La Azufrera	N60E 70N	Falla normal
	Pino	N20E 81E	Falla normal
	Cerro Alto	Tendencia NS	Probable falla hacia el oeste
	Barrancas	N60E 77N	Falla normal
	Canoas	N70E 84N	Falla normal
	El Caballo	N20W vertical	Probable falla de transcurrencia, lateral derecha

En la Tabla 1 se observa información sobre estos sistemas de falla, donde la mayoría de las fallas tienen tendencia NE-SW con echado hacia el NE y son fallas normales, como el caso de las fallas Quelele Oeste, La Cuesta, Los Muertos, Los Sánchez y El Ejido Oeste (Figura 6).

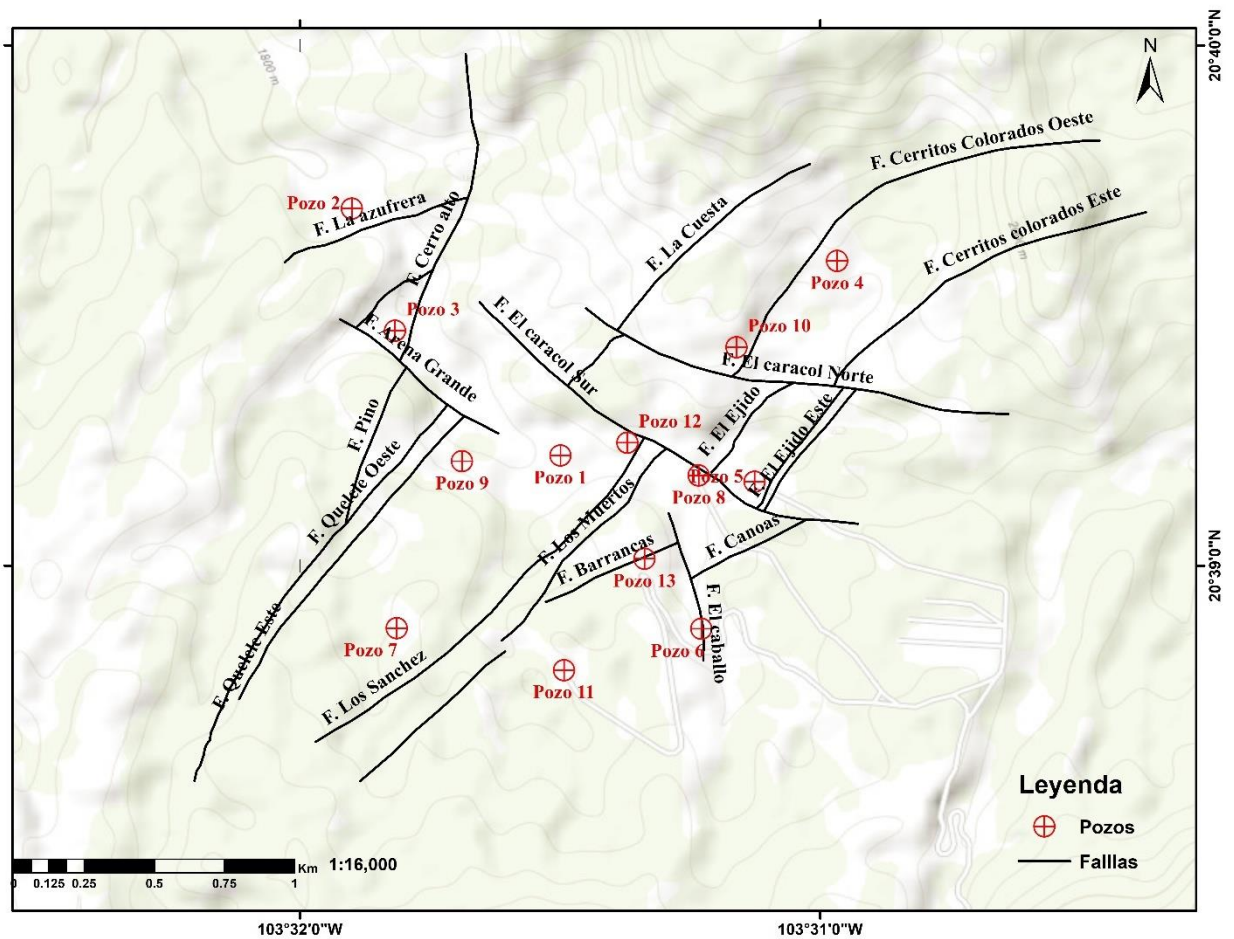


Figura 6. Fallas locales en el campo geotérmico Cerritos Colorados. Tienen dirección NW-SE y el conjugado NE-SW. Modificado de (Lermo Samaniego, 2018)

3.1.1.4 Geología estructural

El campo de esfuerzos fue reconstruido mediante las fallas menores conjugadas, estrías en las zonas de falla y fracturas de tensión vistas en campo. En la Figura 7 se muestran estas fracturas de tensión creadas por los esfuerzos del colapso o el levantamiento de la caldera. En la zona sur de los pozos perforados se encuentran dos anticlinales y un sinclinal, los cuales tienen tendencia NE-SW, el anticlinal principal tiene tendencia NW-SE el cual está relacionado con el levantamiento de la caldera (Figura 7). (JICA, 1989)

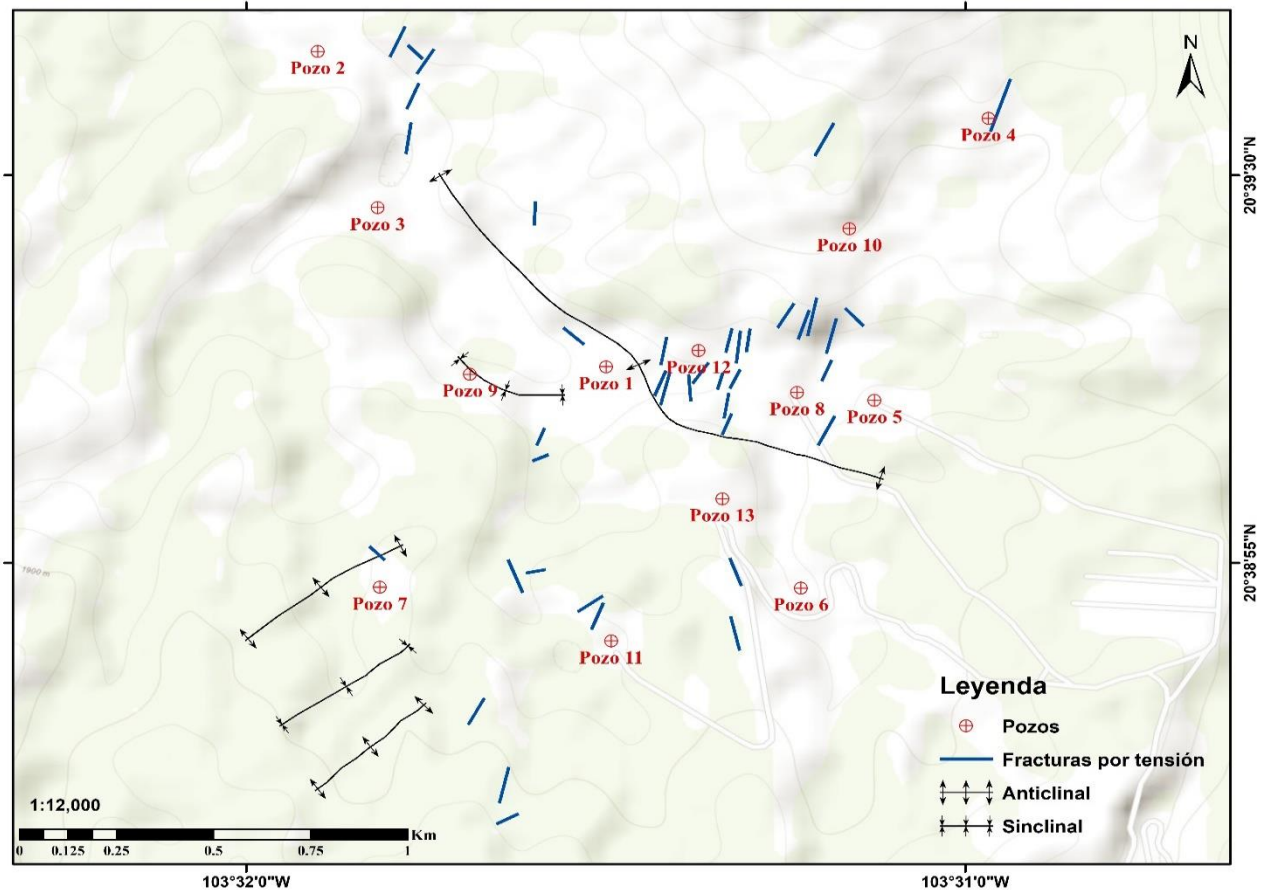


Figura 7. Se muestran los anticlinales y sinclinales realizados por los esfuerzos, así como las fracturas por tensión que se encuentran mayormente concentradas alrededor del pozo 12. Modificado de (Lermo Samaniego, 2018)

3.1.2 Flujo hidrotermal subterráneo

Desde el punto de vista hidráulico, un sistema geotérmico cuenta con un área de recarga, o una zona de calentamiento y un área de descarga. Hidrológicamente, los sistemas geotérmicos pueden clasificarse como locales o regionales (Maciel-Flores , y otros, 1992). Los sistemas locales normalmente están confinados y tienen la particularidad de que el agua y la energía térmica se originan en la misma área, mientras que los sistemas regionales son sistemas cíclicos y la energía se acumula dentro de los canales de flujo. Es decir, los fluidos deben ser capaces de descender a profundidad donde la acumulación de calor sea suficiente para que luego les permita ascender a la superficie sin gran pérdida de energía.

Algunos autores consideran que el sistema geotérmico de Cerritos Colorados es un sistema local (Maciel-Flores , y otros, 1992) debido a que el agua y la energía calorífica se originan sobre y por debajo de la misma área. Dado que el agua de lluvia aprovecha las zonas de debilidad (fallas y fracturas) para infiltrarse al subsuelo inmediatamente encima de la fuente de calor. En cambio, Maciel-Flores et al. (1992) lo considera un sistema mixto debido a la tectónica de la región que influye en la permeabilidad de las rocas. Las áreas que circundan a la Caldera de La Primavera fueron afectadas por fracturas regionales del sistema de dirección predominante NW-SE, junto con los eventos propios de la caldera, contribuyeron a crear direcciones preferenciales del flujo del agua subterránea. Menciona que las fallas NW-SE permiten que el acuífero profundo del sistema La Primavera sea recargado por aguas que no tiene origen en el campo, sino en áreas externas a la caldera.

El sistema geotérmico presente en la caldera (Figura 8) está representado por emisión de vapor en la porción centro-sur y aguas calientes en el borde noroccidental de la misma (Gutiérrez Negrín, 1991). Las manifestaciones termales están asociadas con tres sistemas de fallas sub-verticales principales con buzamiento al occidente (Figura 5). Los manantiales termales fluyen a una temperatura de 65°C y de acuerdo a la clasificación de Piper sus aguas son del tipo bicarbonatado-sódico, lo cual indica que es una mezcla de agua meteórica de infiltración con fluidos geotérmicos profundos (Gutiérrez Negrín, 1991).

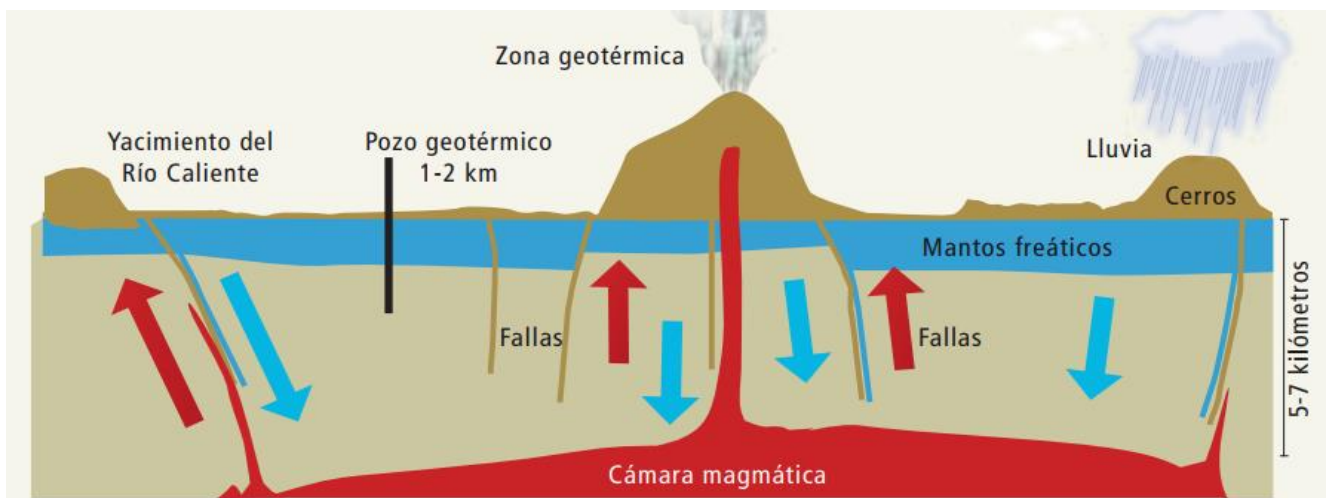


Figura 8. Sistema geotérmico con la cámara magmática de la Caldera La Primavera. (Gutiérrez Negrín, 1991)

3.1.3. Sismicidad

Como parte del trabajo de campo el Instituto de Ingeniería de la UNAM instaló una red de sismicidad local en el campo de Cerritos Colorados. Los resultados obtenidos se presentan en el informe final “Detección de Fallas Geológicas y Extensión Hidrotermal en las Zonas y Campo Geotérmico Cerritos Colorados” (Lermo Samaniego, 2018) del convenio No. 940095123. Se colocaron 28 estaciones sísmicas que comprenden en panel solar, batería, y equipo GURALP de banda ancha triaxial, esto con el propósito de abarcar la mayor extensión dentro del área de estudio. En la Figura 9 se observa que las estaciones sísmicas (triángulos azules) se colocaron alrededor de los pozos de producción (círculos rojos) para tener una cobertura adecuada de la zona en donde actualmente se ubica el campo geotérmico.

El análisis de la sismicidad en un campo geotérmico es importante ya que, si se detecta la sismicidad local, su distribución espacial y a profundidad, y su relación con los sistemas de fallas ayudan a ubicar los sistemas de fallas sísmicamente activos, en un sistema geotérmico. El movimiento de una falla durante un sismo puede incrementar o disminuir el flujo del agua caliente a profundidad y, como consecuencia, afectar profundamente la longevidad de un área geotérmica.

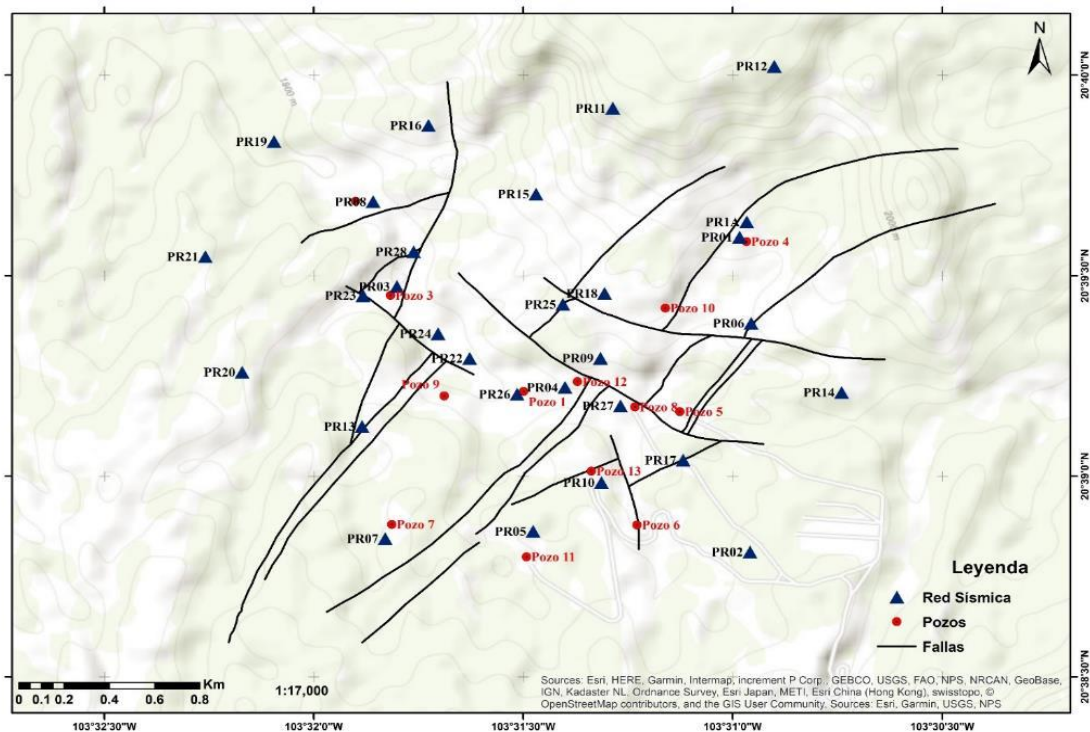


Figura 9. En líneas negras se encuentran las fallas locales, en rojo los pozos del campo geotérmico y en azul las estaciones sísmicas que componen la red (Lermo Samaniego, 2018).

Para analizar las señales y procesarlas se utilizaron los programas: Drumplot (para realizar tambores e identificar los sismos) y SCREAM (para clasificar los sismos como locales, regionales o lejanos). Una vez identificados los sismos se analizaron con el programa SCREAM para realizar una clasificación con base en la diferencia de tiempo entre el arribo de la onda P y el arribo de la onda S (P-S). Se consideraron como sismos locales los eventos con P-S de 1 [s] o menos, los sismos regionales con P-S de 1-4 [s] y, por último, los sismos lejanos con P-S de 4 o más [s].

Para analizar los sismos encontrados se utilizó el software SEISAN V.10.1. El sistema de análisis sísmico SEISAN es un conjunto de programas y base de datos para analizar sismos desde un catálogo y señales digitales. Para la localización se utilizó un programa denominado Hypocenter que forma parte de la paquetería del software SEISAN. Debido a que se consideraron dos tipos de sismicidad se utilizaron dos modelos de velocidad para realizar la localización de los eventos locales y regionales.

Durante el periodo de estudio se registraron 50 sismos locales en el campo geotérmico, de los cuáles se localizaron 26 eventos que mostraron arribos claros de onda P y S. Para localizar los sismos se compararon las formas de onda de todas las estaciones que registraron el sismo. Con esta metodología se lograron identificar dos grupos de eventos bien definidos. El grupo 1 de sismos locales son los sismos #1 al #4 de la Figura 10, representados por círculos verdes. La profundidad de los eventos es aproximadamente de 550 [m] y la magnitud de coda promedio es de 1.2. El grupo 2 de eventos son los sismos del #5 al #24 representados por círculos azules en la Figura 10. La profundidad promedio de estos sismos es de 1.3 [km] y la magnitud de coda promedio de 0.9. Por otro lado, el sismo #25 que ocurrió el 2 de octubre se ubica al norte del pozo 12, representado por un círculo naranja en la Figura 10, con una profundidad de 511 [m] y muestra una magnitud de coda de 0.6. Por último, el sismo #26, evento del 26 de octubre, se localiza al norte del pozo 1 representado por un círculo naranja en la Figura 10, con una profundidad de 1085 [m] y con una magnitud de coda de 1.3.

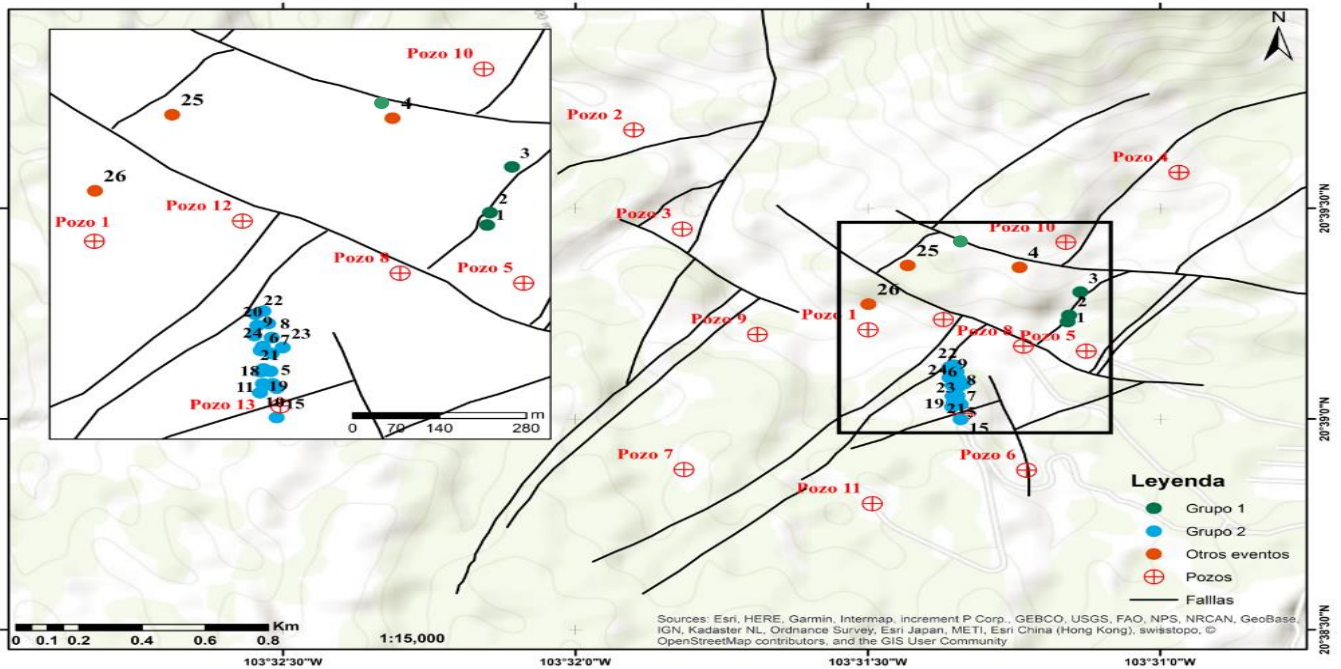


Figura 10. Se muestra la sismicidad local en el campo Cerritos Colorados. Cada grupo indica un evento. En verde el grupo 1, en azul grupo 2 y en naranja otros eventos (Lermo Samaniego, 2018).

Respecto a los mecanismos focales compuestos, para el grupo 1 se obtuvo un mecanismo focal compuesto (Figura 11) utilizando 15 polaridades de onda P, sólo la estación PR06 (3639) muestra polaridad dilatacional (D), las demás polaridades son compresionales (C). Este mecanismo focal compuesto puede ser interpretado como una falla normal con una componente de trascurrencia lateral izquierda, lo cual puede ser asociado a la falla El Ejido Oeste por su rumbo y profundidad.

Para el grupo 2 se obtuvo un mecanismo focal compuesto (Figura 12) utilizando 98 polaridades, todas las polaridades observadas son compresionales por lo que se podría interpretar una falla inversa.

Se observa el mecanismo focal del evento del 2 de octubre (sismo #25) utilizando 7 polaridades (Figura 13), indicando una falla normal que podría estar relacionada con la falla La Cuesta.

Finalmente, el mecanismo focal del evento del 26 de octubre (sismo #26) utilizando 14 polaridades (Figura 14) muestra una falla inversa con componente lateral izquierda, podría relacionarse con la falla Caracol Sur. Todas las polaridades observadas son compresionales.

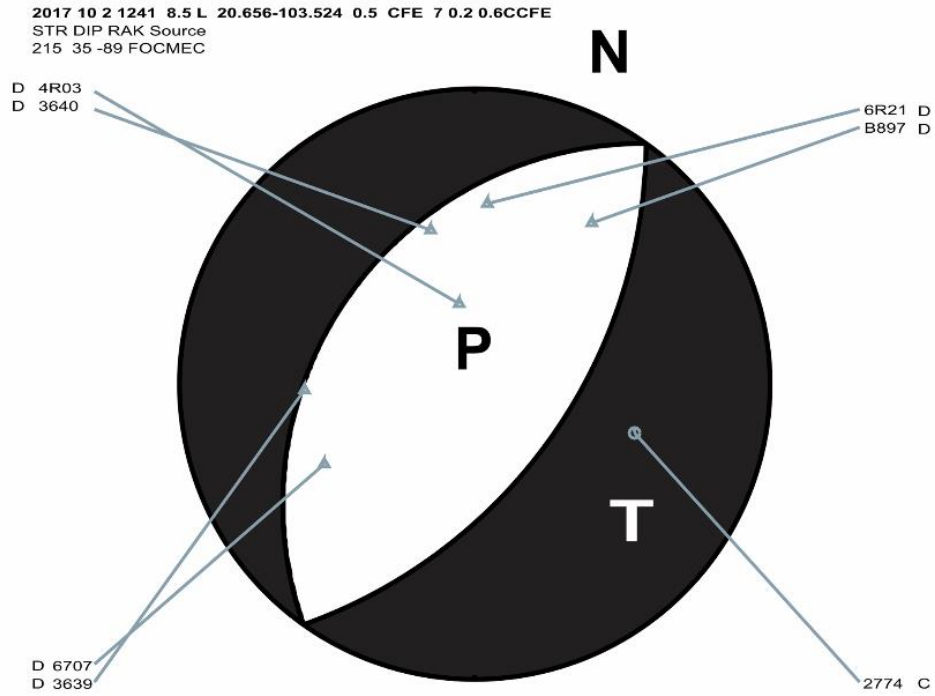


Figura 13. Mecanismo focal del evento del 2 de octubre (naranja). Falla normal (Lermo Samaniego, 2018).

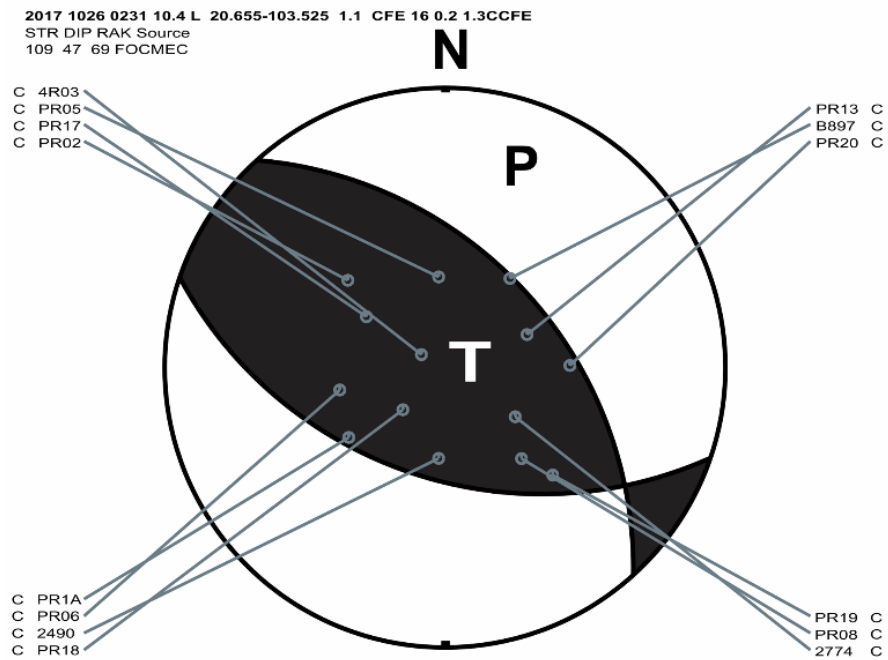


Figura 14. Mecanismo focal del evento del 26 de octubre (naranja). Falla inversa con componente lateral izquierda (Lermo Samaniego, 2018).

3.1.4 Temperatura de pozos

La Comisión Federal de Electricidad ha perforado hasta la fecha, 13 pozos profundos en la parte central de la Sierra de La Primavera (Tabla 2), de éstos se han analizado a detalle datos de 8 pozos. Han sido perforados dentro de la zona en la que se ha probado la existencia del yacimiento geotérmico o bien, porque por su profundidad aporta datos de interés para evaluarlo (Maciel-Flores , y otros, 1992).

Solo cuatro pozos han sido evaluados y monitoreados durante un período largo y continuo (PR-1,8,9 y 12) y por un período relativamente corto otros cuatro (PR-2,5,10 y 13), quedando por evaluar los pozos PR-3,PR-7 y PR-11 .Todos los pozos perforados dan un total de 22,575 m y tienen profundidades entre 668 m, el más superficial (pozo PR-4, cuya perforación no se continuó por problemas en el terreno), a 2,986 m el más profundo (PR-9). El pozo PR-2 se consideró inyector, PR-4 no se profundizó por lo cual no se considera en la producción y PR-6 cuenta sólo con la plataforma.

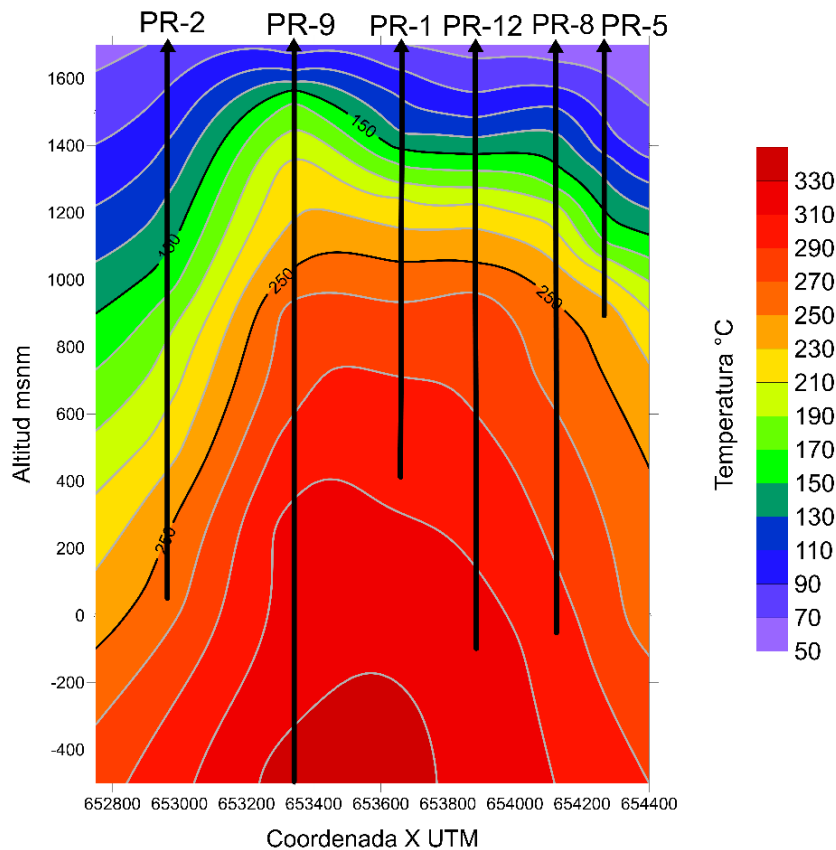


Figura 15. Temperatura de pozos tomado de JICA, 1989

La temperatura mínima requerida, desde el punto de vista geotérmico, para la producción comercial de vapor es de 250°C (Gutierrez-Negrin, 1988). Sólo 9 pozos alcanzaron una temperatura de 250°C o mayor (Maciel-Flores , y otros, 1992). En la Figura 15 se muestra la temperatura de seis pozos a profundidad. Los datos fueron tomados de (JICA, 1989).

En la tabla 2 se muestran los datos de los 13 pozos que reporta (Maciel-Flores , y otros, 1992), donde la temperatura es la estabilizada a partir de la máxima media medida durante la perforación. Los datos de esta tabla se configuran espacialmente en la Figura 16

Tabla 2. Rango de producción en los pozos y temperatura máxima estable.

Pozo No.	Intervalo productor	Temperatura °C	Profundidad total (msnm)	Observaciones
<i>PR-1</i>	1440-1818	305	7.3	
<i>PR-2</i>	1567-1995	320	-196.5	Pozo Inyector
<i>PR-3</i>				
<i>PR-4</i>		90	1246.4	No terminado por problemas mecánicos
<i>PR-5</i>	874-1213	270	651.3	
<i>PR-6</i>	No esta perforado, solo cuenta con la plataforma			
<i>PR-7</i>			493.4	Perforación suspendida
<i>PR-8</i>	1423-1850	262	-2.9	
<i>PR-9</i>	1735-2161	348	-1156.8	
<i>PR-10</i>	1798-2193	301	-368.1	
<i>PR-11</i>	1800-2150	300	-278.5	
<i>PR-12</i>	1877-2293	255	-464.4	Pozo exploratorio
<i>PR-13</i>	1800-2000	250	-126.0	Pozo exploratorio

Con el objetivo de poder relacionar las temperaturas de los pozos con el valor de SP medido, estos se correlacionan entre las temperaturas mayores a 250°C como se muestra en la Figura 16 en color rojo.

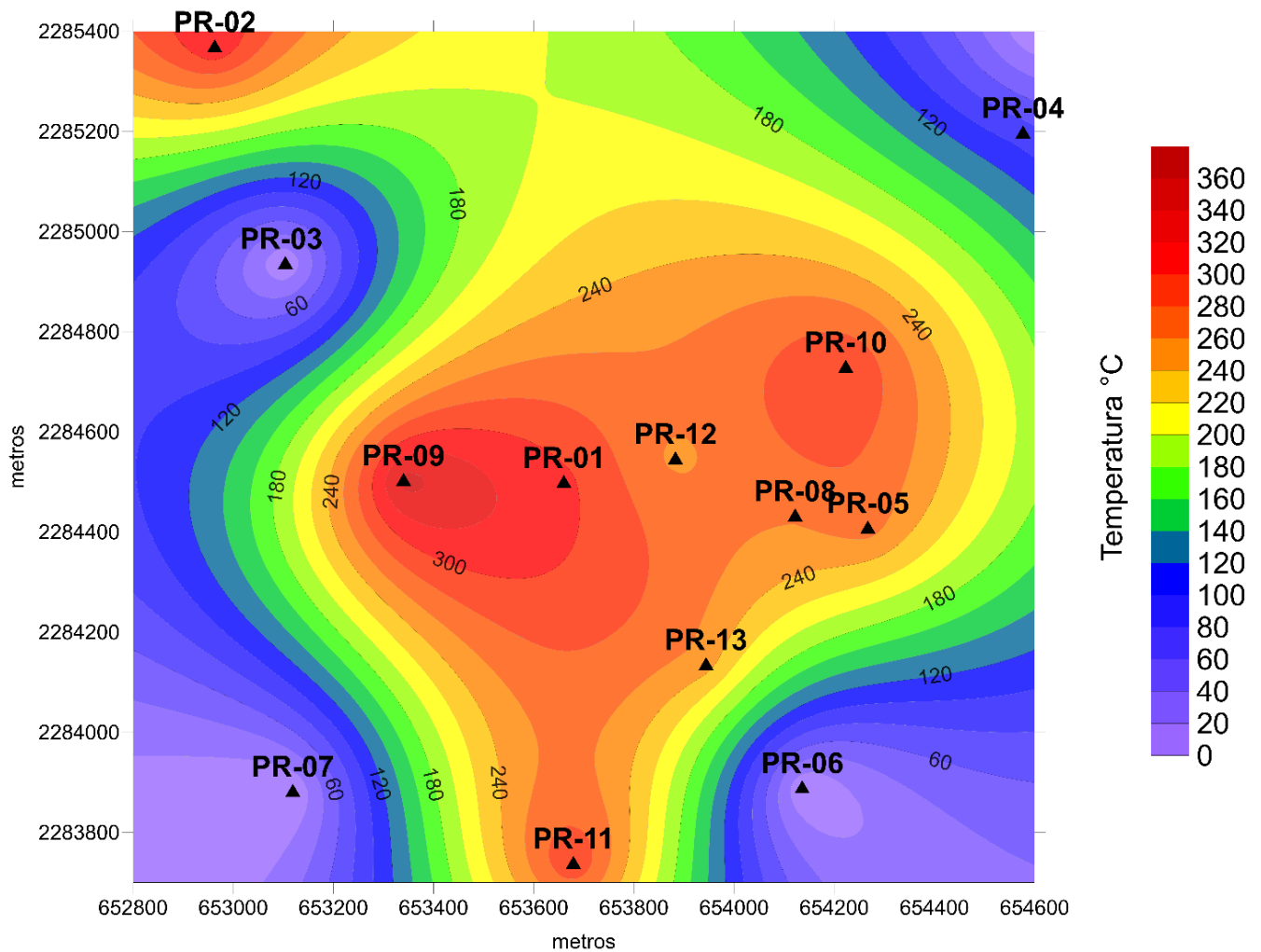


Figura 16. Interpolación de temperatura entre pozos a profundidades específicas con datos de la Tabla 2. En rojo están las temperaturas mayores a 250°

3.2 Metodología

Para los casos expuestos en este trabajo se utilizó la técnica de Barde-Cabusson & Finizola (Barde-Cabusson, y otros, 2013) desde las mediciones en campo y el procesamiento de éstos.

3.2.1 Trabajo en campo

En la Figura 17, se puede observar el equipo mínimo y necesario que se tiene que tener para iniciar la adquisición de los datos. En cuanto a la adquisición de datos, en la Figura 18 se muestra una serie de fotografías y posteriormente se dedicará a explicar con detalle los pasos a seguir para llevar a cabo este procesado y su orden.

➤ **Equipo**

- Un par de electrodos impolarizables, en este caso se utilizaron electrodos de PVC con relleno de solución de $Cu/CuSO_4$ con un extremo microporoso hecho de madera.
- Multímetro de alta impedancia. En este estudio se utilizó el modelo Extech 520.
- Cable de cobre de 300 metros
- GPS
- Pica
- Libreta de campo
- Un par de adaptadores.



Figura 17. Parte superior: pica, cuaderno, GPS, multímetro con plugs-in, electrodo impolarizable. Parte inferior izquierda: picoleta. Parte inferior derecha: electrodo impolarizable, multímetro, picoleta, cable de 300 m, cuaderno.

➤ **Adquisición de datos**

Para explicar la adquisición de los datos vamos a utilizar la Figura 18 y la siguiente descripción:



Figura 18. Demostración de la adquisición de datos en campo.

1. Llenaron los electrodos con la solución de sulfato de cobre.
2. Calibraron el multímetro. Esto consistió en juntar las puntas de los electrodos, medir la resistencia y potencial. El resultado se comparó con otro multímetro y debió ser el mismo.
3. Posteriormente, realizaron la prueba de offset de electrodos imporalizables, esto se realizó juntando las puntas y midiendo su potencial (se utilizó los electrodos con menor diferencia de potencial).
4. Colocaron el primer electrodo de referencia (Base) en una zona húmeda y anclaron el cable a un objeto que no permitió su desplazamiento (árbol, roca, arbusto, etc.)

5. Realizaron un pequeño hoyo (aproximadamente 10 cm de profundidad) a 20 m del electrodo de referencia.
6. Colocaron el electrodo móvil en el hoyo, verificaron que haya contacto entre la punta y el suelo.
7. Conectaron el electrodo móvil al cable, midieron resistencia ($K\Omega$), potencial espontáneo mV y localización de GPS. En caso de que le resistencia fuera mayor a 10 Mohm, se realizó otro hoyo y se volvió a medir.
8. Realizaron las mediciones cada 20 m hasta llegar a los 300 m. Al finalizar se desconectó el electrodo base para continuar con la siguiente estación.
9. Realizaron una marca al finalizar el perfil para indicar el punto de cierre de circuito.

Las mediciones se realizaron formando bucles (perfiles cerrados o perfiles conectados en ambos extremos a otros perfiles) con el fin de evaluar y corregir la deriva sufrida durante la adquisición de los datos. Después de la toma de datos en campo, toda la base de datos fue reconstruida a partir de una estación única.

Para lograr la delimitación del área asignada de estudio, se realizaron 2824 mediciones de potencial espontáneo cada 20 m para dar un total de 21 perfiles (Figura 19), abarcando un área aproximadamente de 22 km^2 . La adquisición de estos datos se realizó en un tiempo aproximado de 3 meses en tiempo de lluvias, en los cuales también se tomó registro de puntos GPS en cada manifestación termal existente en el campo, en este caso fumarolas.

En la Figura 19 y en la tabla 3 muestra la distribución espacial de los perfiles realizados.

Tabla 3. Simbología de los perfiles respecto a la Figura 21.

Color del perfil	Número de perfil	Número de datos
Blue	1	52
Pink	2	153
Green	3	99
Magenta	4	70
Cyan	5	247
Purple	6	41
Orange	7	77
Yellow	8	50
Light Green	9	149
Red	10	116
Dark Green	11	104
Brown	12	40
Gold	13	198
Light Blue	14	303
Light Orange	15	270
Purple	16	100
Dark Red	17	119
Bright Pink	18	117
Blue-Gray	19	173
Dark Green	20	160
Gray	21	165

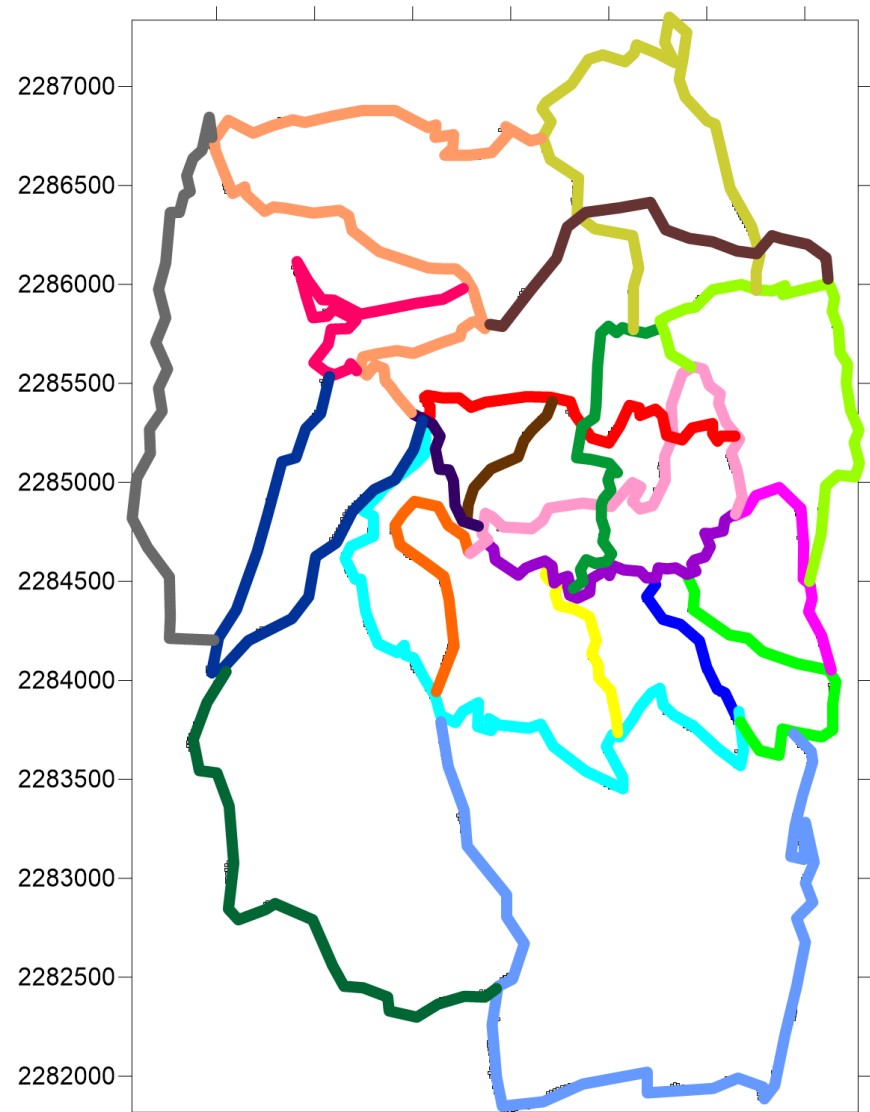


Figura 19. Cada color representa un perfil realizado en campo de SP.

3.2.2 Correcciones

En esta parte solo se describirá la razón para realizar cada una de estas correcciones y en el siguiente subcapítulo (3.2.3) se explican las ecuaciones y el momento de aplicarlas.

♦ *Corrección de referencia*

Se realiza para unir las diferentes partes de un mismo perfil de SP (Figura 20), corrigiendo los diversos cambios de posición del electrodo de referencia. Como cada medición de diferencia de potencial es medida con una nueva referencia, las mediciones empiezan en 0mV. Cada sección del perfil debe ser referenciada con el último punto de la sección anterior. Los perfiles serán desplazados sección por sección en la dirección en la que se adquirieron las mediciones (Barde-Cabusson, y otros, 2013).

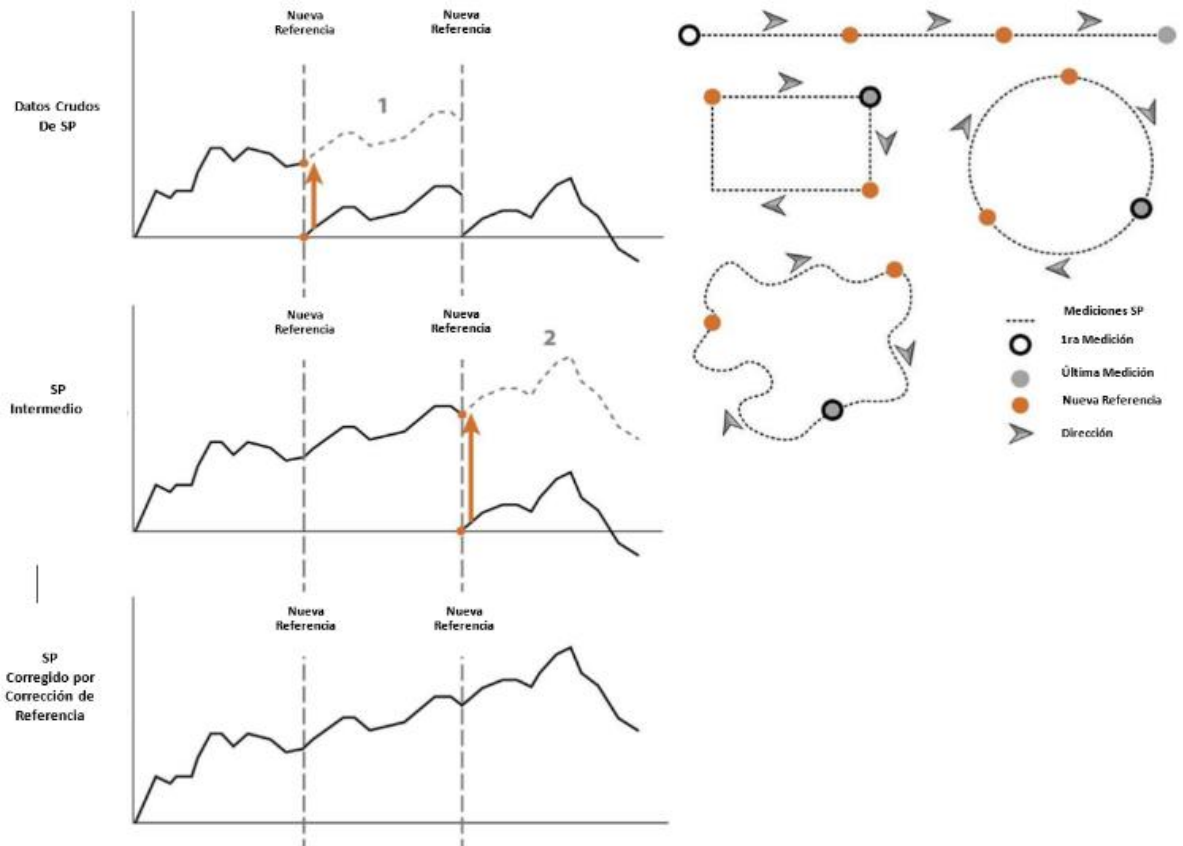


Figura 20. Representación esquemática de la corrección de referencia de datos (SP). Las flechas naranjas representan el desplazamiento de los datos sección por sección.

♦ *Corrección de cierre (o corrección de bucle)*

Es la corrección debido a la deriva, ya que incrementa del primer punto al último debido al periodo de tiempo de adquisición (Figura 21). Esta deriva debe ser corregida ya que el primer punto y el

último deben ser teóricamente iguales, esto no ocurre en la práctica por las perturbaciones ambientales (humedad, temperatura del suelo, error instrumental, etc.). Se considera que la deriva incrementa del primer punto al último: durante el periodo de tiempo de la adquisición se acumula la deriva (Barde-Cabusson, y otros, 2013). Esta corrección se realiza respecto al perfil fijo seleccionado. Este **perfil fijo (F)** tiene que:

- 1) Contener más de 100 datos
- 2) Los datos adquiridos en el mismo día
- 3) Estar ubicado en la zona de interés.

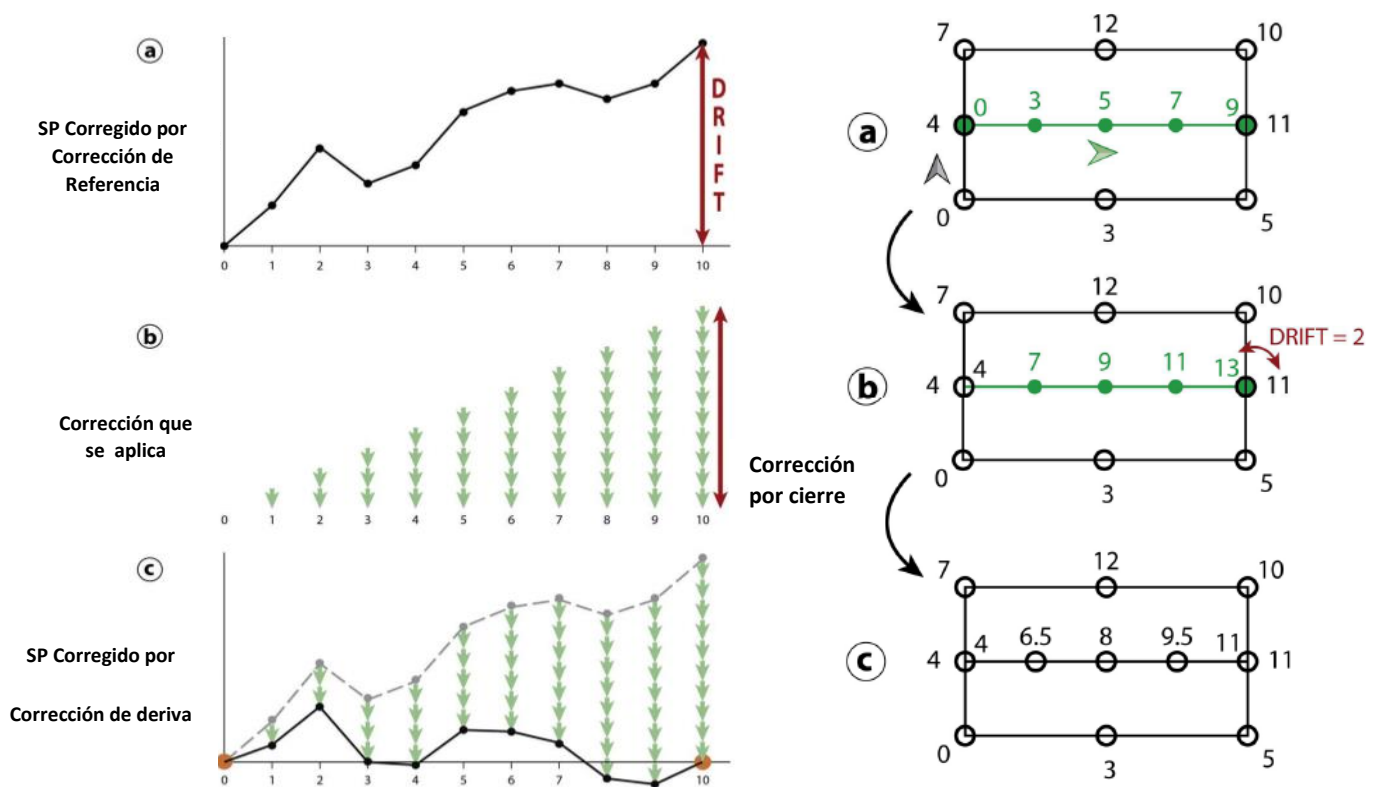


Figura 21. Izquierda- Representación de la corrección de cierre en un perfil cerrado compuesto de 10 puntos. El punto 0 y 10 son geográficamente iguales. Derecha. Corrección por cierre, se observa el factor de la deriva que afecta los valores de SP.

Los otros perfiles se utilizarán para formar varios bucles unidos paso a paso a los datos ya corregidos (Figura 22)

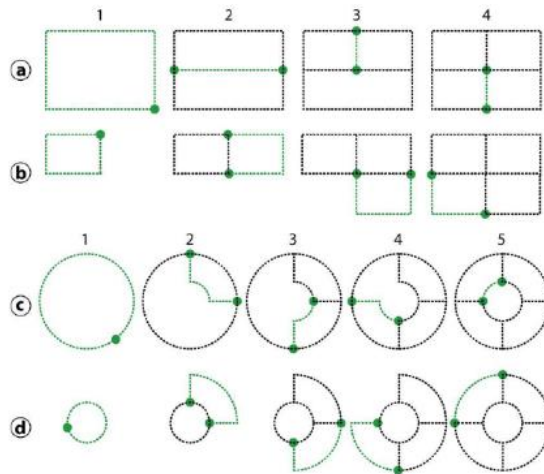


Figura 22. Ejemplos de redes de datos corregidos para la corrección de cierre. A y B muestran alternativas de la corrección de cierre de una cuadrícula simple; C y D muestran alternativas de un cierre tipo radial, utilizado en volcanes. Las líneas en negro son los datos ya corregidos y las líneas verdes son los lazos conectados paso a paso a los datos ya corregidos.

♦ **Corrección por fuente**

Es la corrección a partir de una fuente geohidrológica (río, lago, pozo de agua, mar, etc.) y su valor será 0 mV. El valor de ese punto será restado a los demás valores para tener referencia de un punto cero absolutos (Finizola A. Lénat J.F., 2004).

♦ **Corrección topográfica**

Es la corrección debido a los efectos de altitud en el terreno ya que el potencial espontáneo tiende a valores negativos en las zonas más altas (Mlynarski, 2001). En general, el agua subterránea fluye hacia abajo a lo largo de las capas subhorizontales, dando lugar a afloramientos en la interfaz de flujos de lava permeables y estancos (flujo espeso de lava debajo de un lecho de escoria, por ejemplo). Cuando una barrera geológica, como la pared de una caldera, impide el flujo hacia abajo, se forma un acuífero en su interior. Este sistema explica el llamado "efecto topográfico" donde el potencial aumenta cuando la altitud de la topografía disminuye. Muy a menudo, los autores expresan la relación negativa de $\nabla\phi/\nabla h$ (en mV/m) o $\nabla\phi/\nabla P$ (en mV /MPa) como el coeficiente de efecto electrocinético. El rango de este coeficiente está entre -1 y -10 mV / m, con un valor promedio de alrededor de -2 mV /m.

3.2.3 Tratamiento de la información

En esta sección se explican los pasos para aplicar procesar los datos y las fórmulas correspondientes para las correcciones ya descritas.

PASO I. Verificar la resistencia de los datos, si la resistencia es mayor a 1000 ($K\Omega$) se debe considerar el valor del potencial espontáneo en ese punto y corroborar que no supere 100 mV respecto al valor anterior y el valor siguiente de potencial espontáneo.

PASO II. Realizar la **corrección por referencia** de cada uno de los perfiles. Esta se expresa con la siguiente ecuación, la cual representa la forma adecuada de unir los perfiles realizados:

$$SP_{CR} = SP_n + SP_B \dots \dots \dots (4)$$

Donde:

SP_{CR}: valor de potencial espontáneo corregido por referencia

SP_n: valor de potencial espontáneo en ese punto

SP_B: valor de potencial espontáneo de la base

PASO III. Al obtener la corrección por referencia de todos los perfiles, se elige el **perfil fijo**, seleccionando el que pase por las zonas que presenten cambios significativos de SP. En este caso llamaremos al perfil fijo **F**.

PASO IV. En consecuencia, de acuerdo con los perfiles obtenidos en campo se comienza la **corrección de cierre**, en los cuales se consideran los siguientes criterios: 1) la dirección de los perfiles realizados, 2) comenzar con los cierres más grandes, hasta culminar con los cierres pequeños restantes y 3) una apropiada distribución de los cierres, esto para tener una distribución equitativa de la deriva en los puntos de medición realizados.

PASO V. En este caso un perfil K que tenga punto en común al inicio y final con el perfil fijo ya que será la primera corrección por cierre. (Se debe realizar una nueva corrección por referencia respecto al perfil fijo.) Se expresa con la siguiente ecuación:

$$SP_{RC}(K) = SP(F) + SP(K) \dots \dots \dots (5)$$

Donde:

$SP_{RC}(K)$: valor de SP del punto n del perfil Kc orregido por referencia de cierre

$SP(F)$: valor de SP corregido por referencia del perfil fijo

$SP(K)$: valor de SP del punto n del perfil K corregido por referencia

PASO VI. Cerrar el perfil respecto al perfil fijo utilizando la fórmula:

$$SP_C(K) = SP(K) + \left(\frac{D}{N}\right) * n \dots \dots \dots (6)$$

Donde:

SP_C : valor de SP corregido por cierre

SP : valor de SP corregido por referencia de cierre

D : valor de la deriva respecto al perfil K con el perfil F

N : número total de datos en el perfil K

n : el punto del dato en el perfil

PASO VII. Cerrando el perfil K, se debe elegir otro perfil para realizar los pasos IV y V.

PASO VIII. Una vez cerrado todos los perfiles, se realiza la **corrección de fuente**. En un punto donde exista una fuente geohidrológica (un río, lago, pozo de agua) se tomará el valor de 0mV. Por lo que el valor de SP de este punto se le restará a todos los datos.

$$SP_f = SP_C - SP_{gh} \dots \dots \dots (7)$$

Donde:

SP_f : valor de SP corregido por fuente

SP_C : valor de SP corregido por cierre

SP_{gh} : valor de SP en el punto geohidrológico

PASO IX. Para realizar la **corrección topográfica** es necesario conocer la elevación del terreno. Con los perfiles con mayor altitud se obtendrá el valor para esta corrección. Se debe graficar el

valor de SP vs altitud de los perfiles seleccionados para realizar una regresión lineal de los datos, el valor de la pendiente deberá ser negativo, obteniendo de esta manera un coeficiente (mV/m). Para realizar esta corrección se debe tomar el valor de altitud más bajo del perfil seleccionado ya que se restará su valor a las demás altitudes. Se aplicará la siguiente ecuación:

$$C_A = (A_n - A_{min}) * m \dots\dots\dots(8)$$

$$SP_T = C_A + SP_f \dots\dots\dots(9)$$

Donde:

C_A: coeficiente de corrección topográfica

A_n: valor de la altura en ese punto

A_{min}: altura mínima del perfil seleccionado

m: valor de la pendiente

SP_f: valor de SP corregido por fuente

SP_T: valor del SP final

3.3 Procesamiento de los datos

El procesamiento consiste en cuatro correcciones a los datos y posteriormente el mapeo de estos. Para esto se utiliza los programas comerciales: Excel y Surfer para interpolar. Se realizó el procesamiento mediante la técnica de Barde-Cabusson & Finizola (Barde-Cabusson, y otros, 2013). Siguiendo los pasos definidos en la metodología (sección 3.2):

PASO I. Revisar el valor de la resistencia.

Esta revisión se realiza con la finalidad de corroborar el contacto entre el electrodo fijo con el electrodo móvil, ya que en teoría si no existe un buen contacto, el valor de SP podría no ser real al momento de tomar la medida, sin embargo, no siempre este cambio de resistencia afecta la medida tomada de SP. En la tabla 4 se muestra los valores de SP medido en campo y su respectiva resistencia. En la franja naranja se ve el valor máximo de resistencia del perfil 1 que es de 5.7MOhm. En este trabajo se consideran datos de buena calidad a aquellos que no superan los 10MOhm debido a que la resistencia interna del multímetro es de 10 MOhm, en caso de que fuera mayor se lee OL que significa fuera del rango que permite leer el multímetro.

Tabla 4. Datos de campo del perfil 1.

Distancia	Resistencia (Kohm)	SP-Campo (mV)
0	0	0
20	41	-91
40	43	-109
60	14	-94
80	60	-127
100	4550	-140
120	400	-132
140	58	-136
160	4.8M	-157
180	5.7M	-175
200	5.4M	-170
220	5.4M	-170

PASO II. Corrección por referencia de cada perfil

Para ejemplificar esta corrección se muestran los valores del perfil 1 en la siguiente tabla:

Tabla 5. Datos del perfil 1.

Distancia	SP-Campo	SP con Corrección por Referencia	Fórmula
260	95	95	=95+0
280	115	95	=115+0
300	115	115	=115+0
320	0	115	=0+115
340	13	128	=13+115
360	18	131	=18+115
380	13	128	=13+115
400	21	136	=21+115

En esta corrección debemos de ir perfil por perfil, revisando la dirección en la que se midieron los datos. En este ejemplo, la primer base está en 0 metros y se midió hasta los 300 m posteriormente fue establecida como nueva base.

PASO III. Inicio de la corrección por cierre

Para realizar la corrección por cierre se eligió el perfil 10, línea roja de la Figura 23, como fijo que va en dirección E-O, conformado por 116 datos de SP y se encuentra en la parte central del campo. Este perfil fue seleccionado debido a su localización en zona de interés.

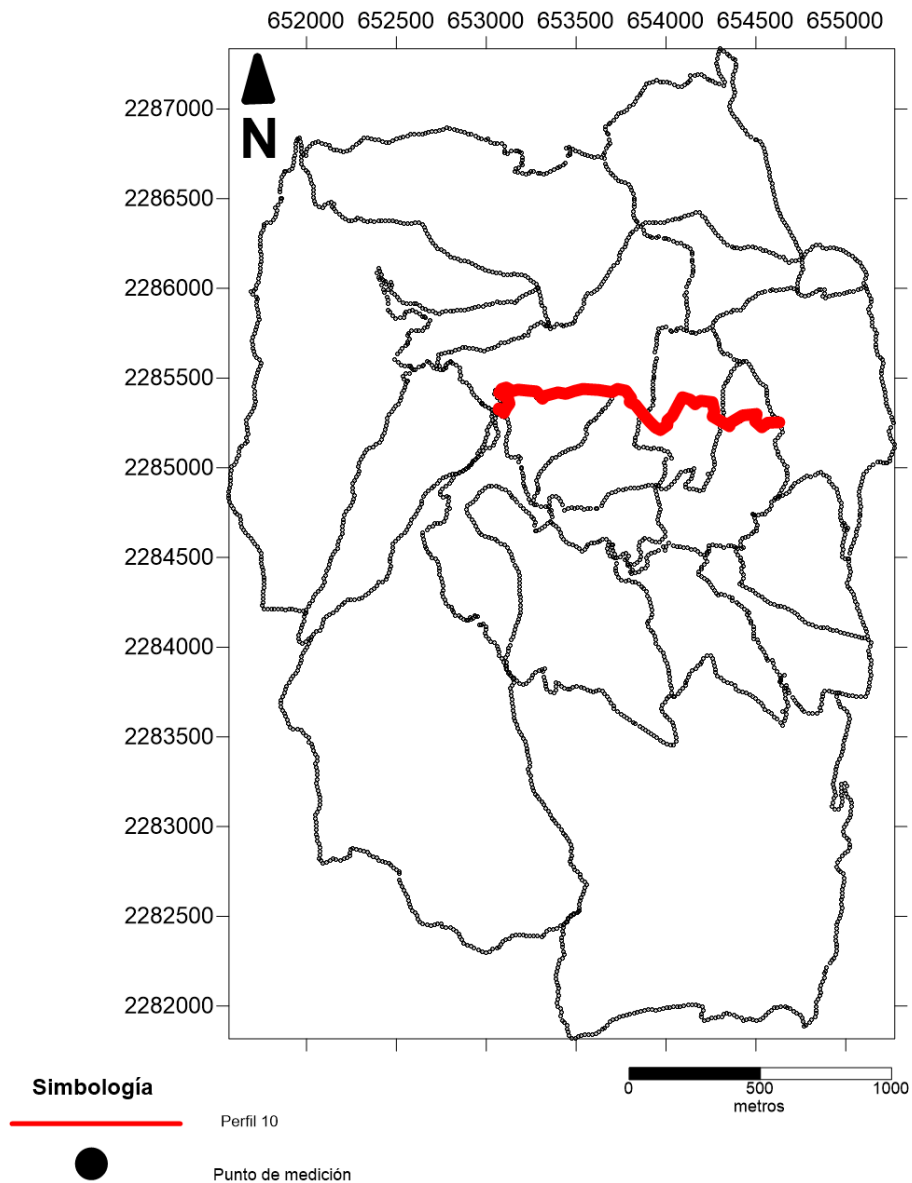


Figura 23. Perfil fijo seleccionado para corrección de cierre.

PASO IV. Elegir la unión de perfiles

Los perfiles que tengan punto en común al inicio y final con el perfil fijo y sean el mayor número de datos posibles a cerrar, ya que será la primera corrección por cierre. En este caso se tomará la línea creada por trozos de los perfiles 2, 16,3 y 5, en la Figura 24 se muestra el perfil fijo en rojo y en verde la construcción del nuevo perfil para el primer cierre.

Se debe realizar una nueva corrección por referencia respecto al perfil fijo, para ello se elige una dirección de cierre, en este caso se indica con la flecha en la Figura 24.

En la tabla 6 se observa la nueva corrección por referencia de cierre. El punto 0 es el mismo que el inicio del perfil fijo y tiene valor de 0mV, por lo que se le resta 110 mV a todo ese perfil.

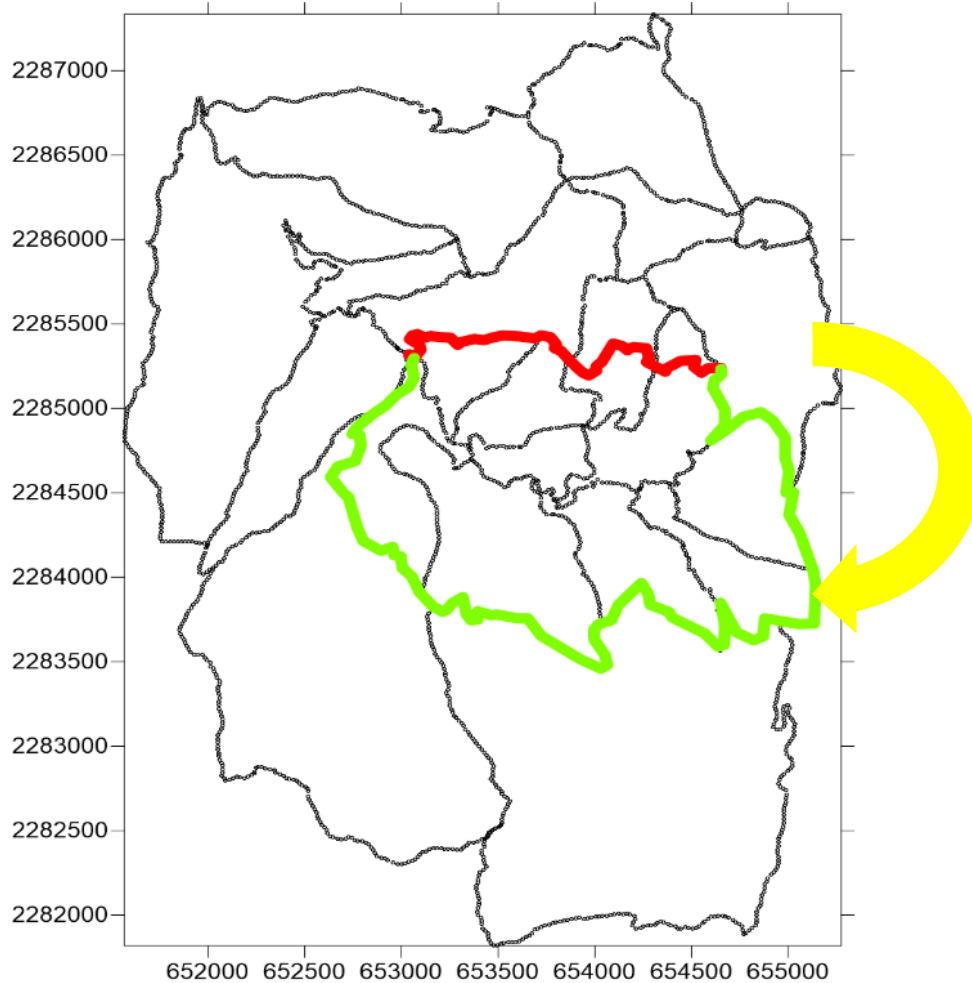


Figura 24. El perfil fijo es rojo y en verde esta la unión de los perfiles para realizar el primer cierre. La flecha indica la dirección de cierre (sentido horario)

Tabla 6. Corrección por referencia de cierre

Punto	SP Campo	SP con Corrección por Referencia	SP con Corrección por Referencia de Cierre	Fórmula
0	-170	110	0	=110-110
1	-175	105	-5	=105-110
2	-157	123	13	=123-110
3	-136	144	34	=144-110
4	-132	148	38	=148-110
5	-140	140	30	=140-110
6	-127	153	43	=153-110
7	-94	186	76	=186-110

En la Figura 25 se muestra la secuencia de la corrección de referencia de cierre:

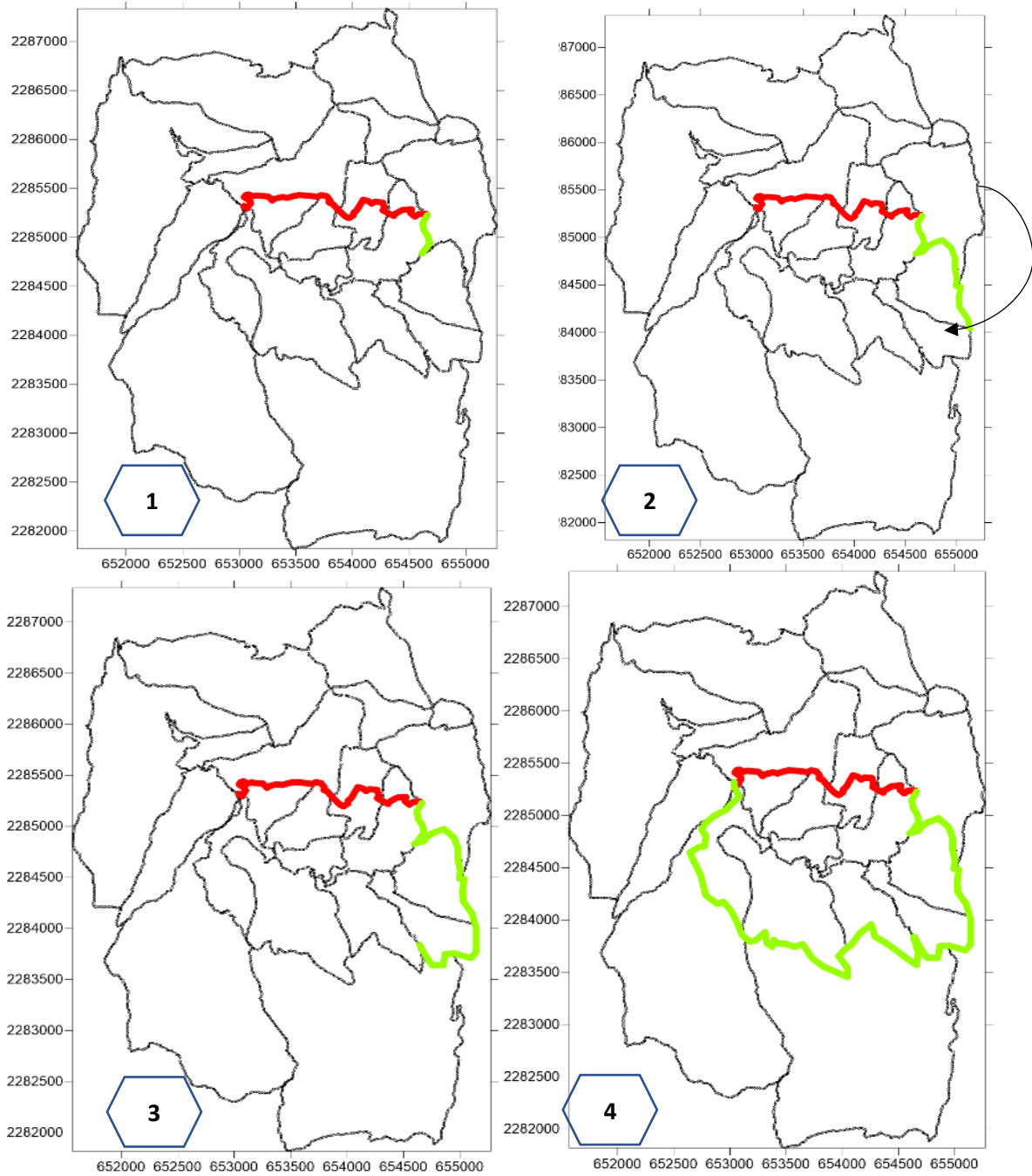


Figura 25. De izquierda a derecha se muestra la secuencia de cierre de los perfiles.

Se realiza la corrección por referencia de cierre para que al final todo sea un solo circuito.

PASO V. Enumerar el incremento y aplicar fórmula de cierre

Esto se realiza siguiendo la dirección de cierre, se enumera dato por dato; por lo que el número 1 será el inicio del perfil 2 y el último número es del perfil 5.

Una vez enumerado todos los datos de esta línea de cierre, debemos aplicar la fórmula para SP corrección por cierre (Ecuación 6). En la tabla 7 se observa la aplicación de la fórmula de cierre.

Tabla 7. Datos del perfil 2 a los cuales se les aplica la fórmula de cierre.

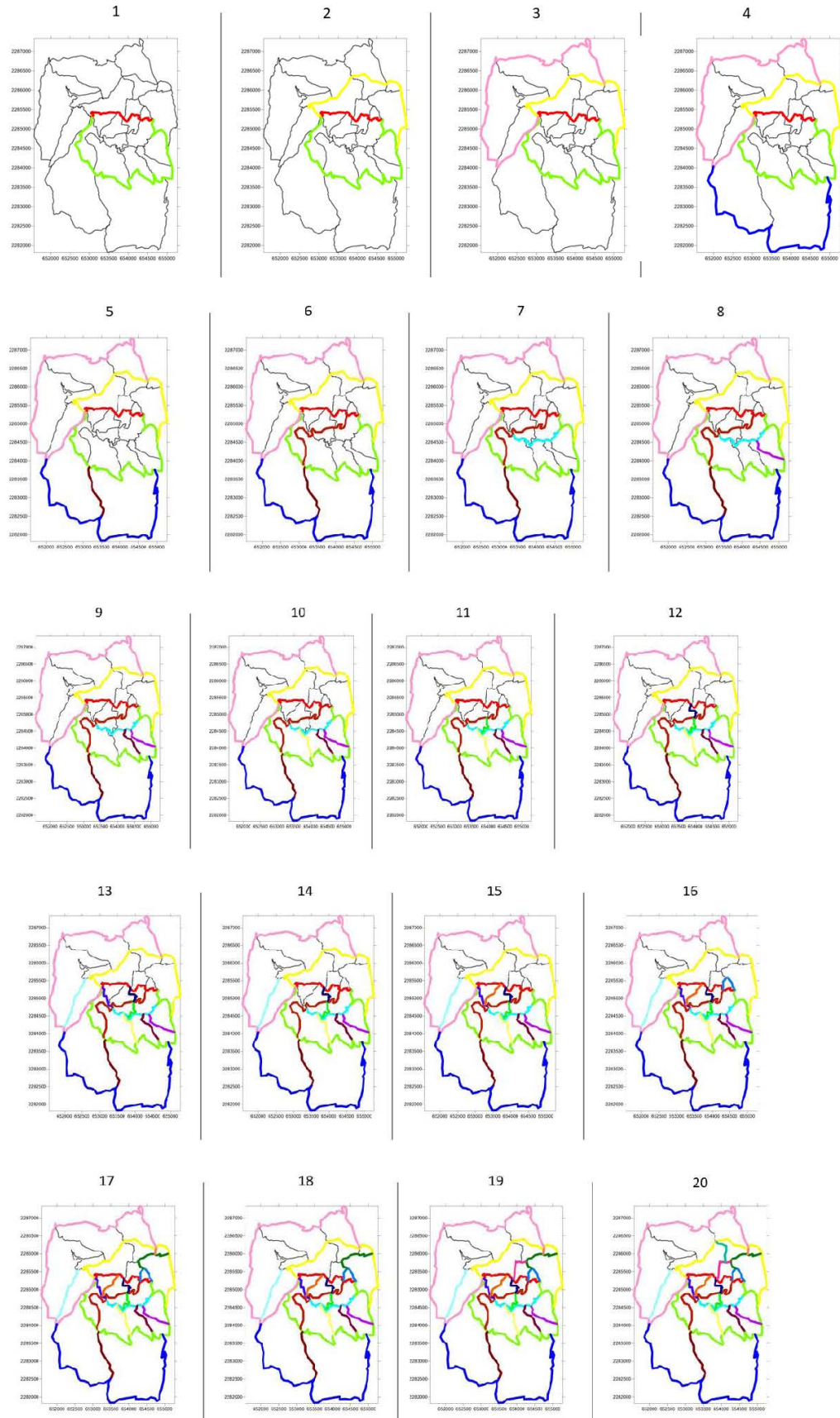
Punto	SP Campo	SP con Corrección por Referencia de Cierre	SP Cierre	Fórmula
0	-170	110	0	=110+(0*65/385)
1	-175	105	-4.8311	=105+(1*65/385)
2	-157	123	13.3376	=123+(2*65/385)
3	-136	144	34.5064	=144+(3*65/385)
4	-132	148	38.6753	=148+(4*65/385)
5	-140	140	30.8441	=140+(5*65/385)
6	-127	153	44.0129	=153+(6*65/385)
7	-94	186	77.1818	=186+(7*65/385)

En este caso, N es 385 y D es 65, la diferencia de SP corregido por referencia de cierre entre el punto en común entre el perfil fijo y el último número de nuestro perfil por cerrar. Teniendo estos datos se aplica la fórmula a toda la línea de cierre.

Para verificar que no exista error, el valor de SP de cierre del punto en común del perfil fijo y del perfil 5 debe ser el mismo (+134 mV); y el punto en común del perfil fijo y del perfil 2 también (0 mV).

PASO VI. Cerrar los demás perfiles

Cerrando el perfil K, se debe elegir otro perfil para realizar el mismo procedimiento. Para este caso se expondrá la secuencia de cómo se fueron cerrando los perfiles en la Figura 26.



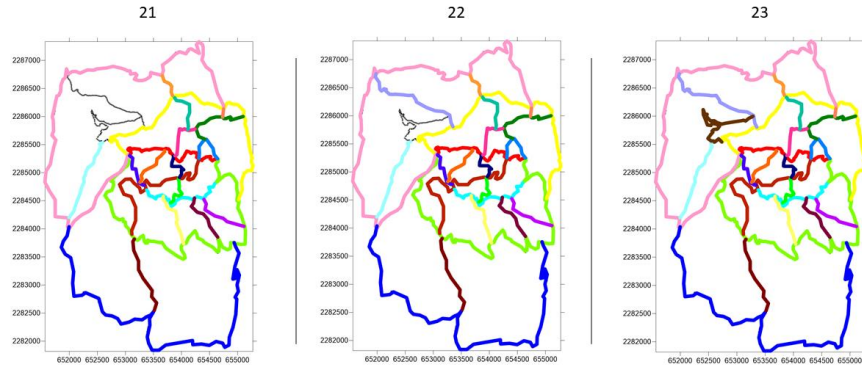


Figura 26. Secuencia de cierre para todos los perfiles.

PASO VII. Corrección por fuente

En un punto donde exista un río, lago, pozo de agua se tomará el valor de 0mV. En la tabla 8 se muestra la aplicación de esta corrección para los datos del perfil 2.

Tabla 8. Datos del perfil 2 corregidos por fuente.

Punto	SP Campo	SP Cierre	SP Corrección por fuente	Fórmula
0	-170	0	314.6014	=0+314.6014
1	-175	-4.8311	309.7702	=-4.8311+314.6014
2	-157	13.3376	327.9390	=13.3376+314.6014
3	-136	34.5064	349.1079	=34.5064+314.6014
4	-132	38.6753	353.2767	=38.6753+314.6014
5	-140	30.8441	345.4455	=30.8441+314.6014
6	-127	44.0129	358.6144	=44.0129+314.6014
7	-94	77.1818	391.7832	=77.1818+314.6014

La corrección por fuente se realizó con un punto en la parte SW más lejano a la zona de interés, debido a que en este caso no teníamos fuente geohidrológica así que lo referenciamos como nuestro punto cero. El punto se observa en la Figura 27 y tiene valor de potencial espontáneo corregido por cierre de -314.60 mV.

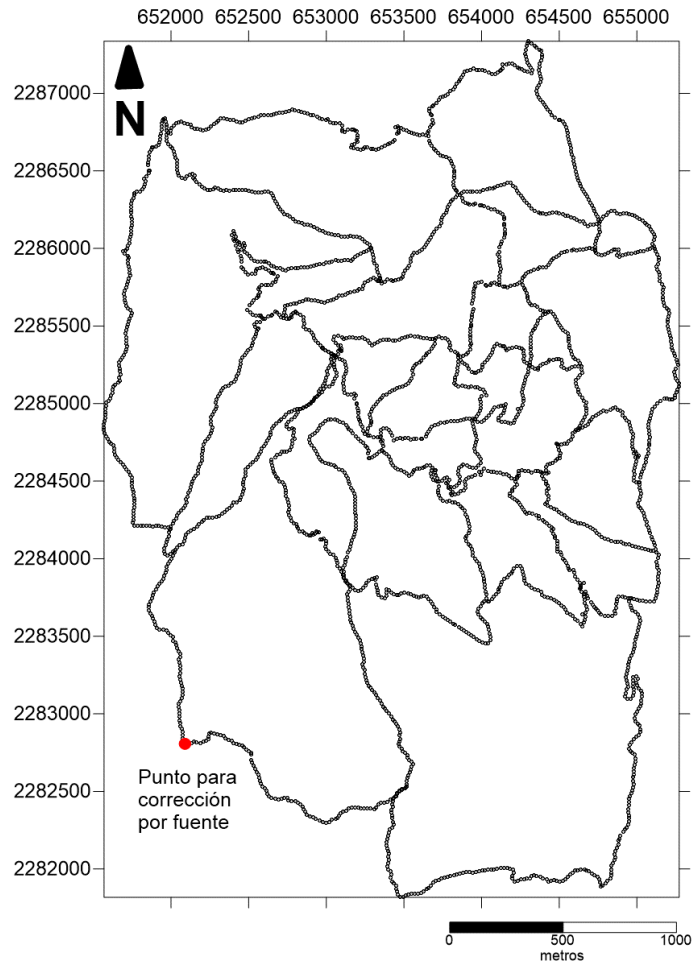


Figura 27. El punto rojo indica el dato para realizar la corrección por fuente

PASO VIII. Corrección topográfica

La corrección topográfica tuvo varias complicaciones debido a las irregularidades del terreno (Figura 28). Se eligieron varios perfiles, pero solo hubo buena correlación en cuatro casos. En la Figura 28 se observan los perfiles que se usaron para obtener los 4 coeficientes para la corrección topográfica.

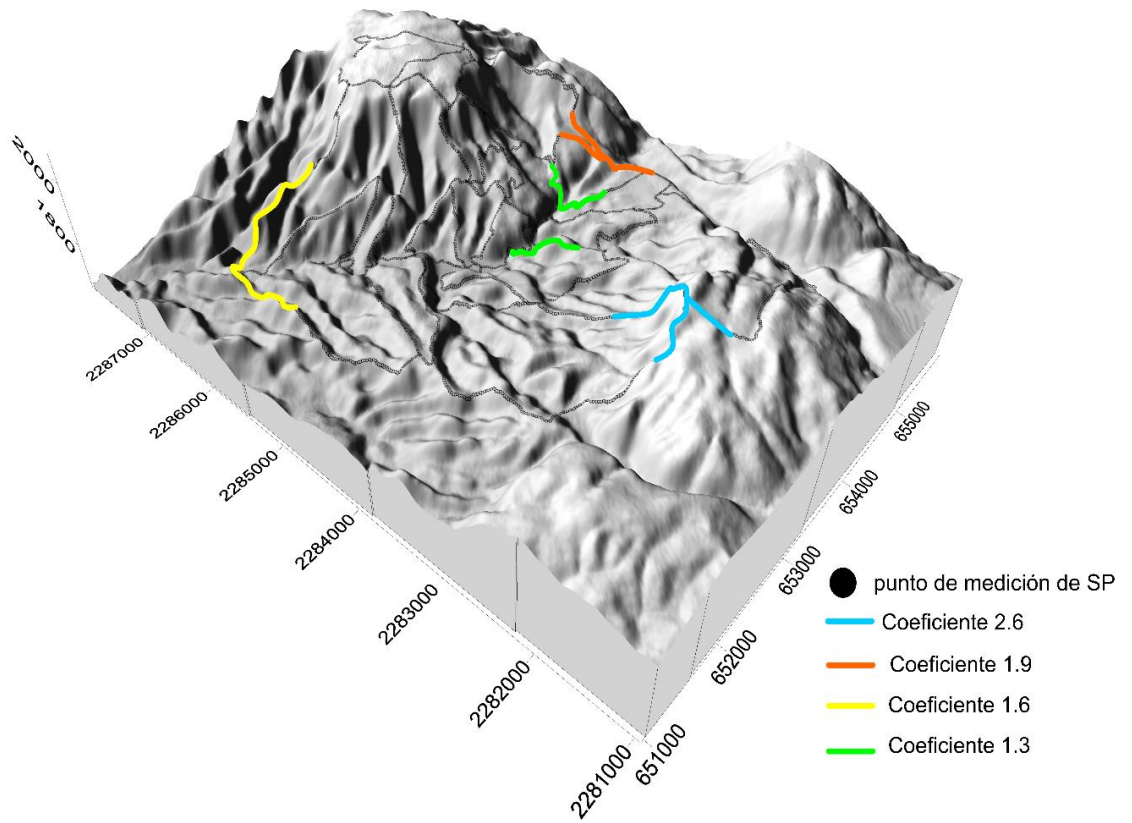


Figura 28. Modelo en 3D de la topografía de la zona de estudio. Las líneas representan los datos que se utilizaron para obtener los coeficientes de corrección topográfica

Se obtuvieron 4 coeficientes, los cuales se muestran en las siguientes gráficas:

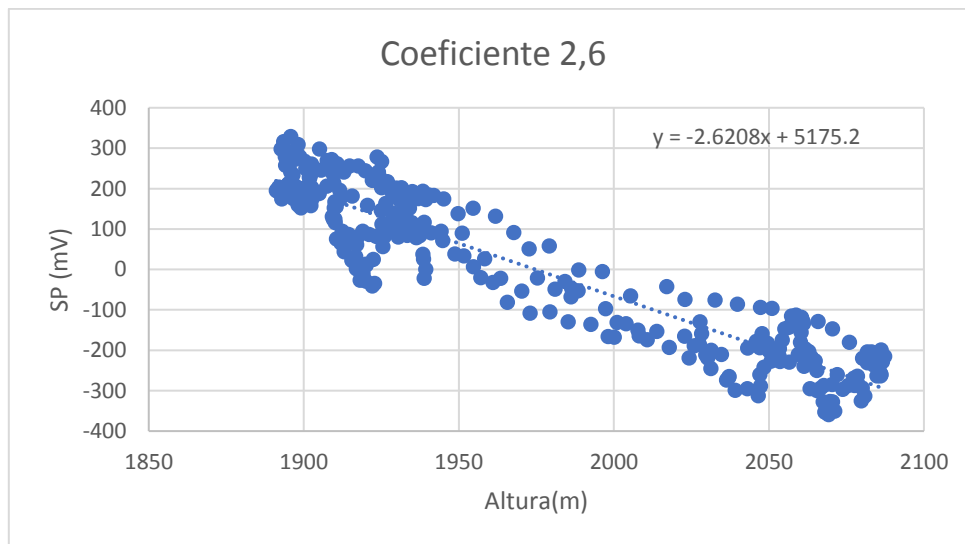


Figura 29. Regresión lineal de los datos para obtener el coeficiente de 2.6. Datos línea azul de la Figura 28.

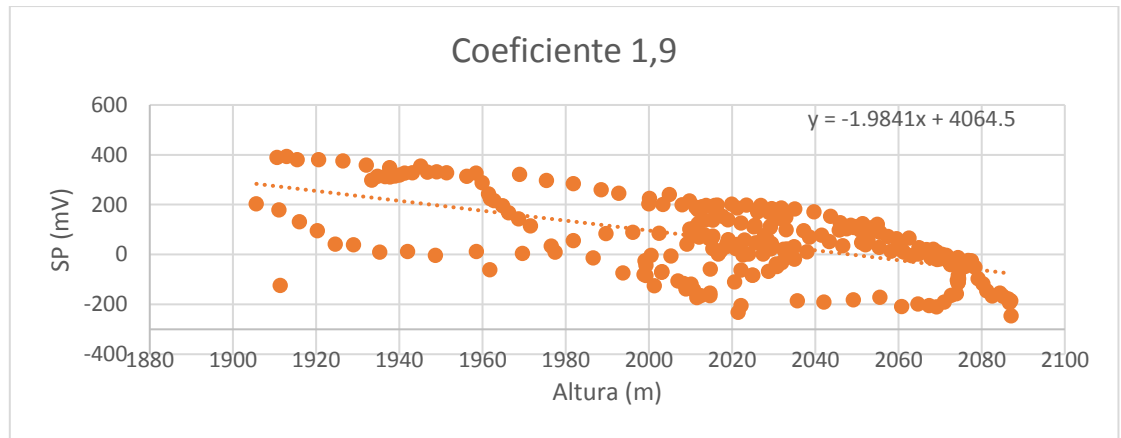


Figura 30. Regresión lineal para obtener el coeficiente de corrección topográfica. Datos línea naranja de la Figura 28.

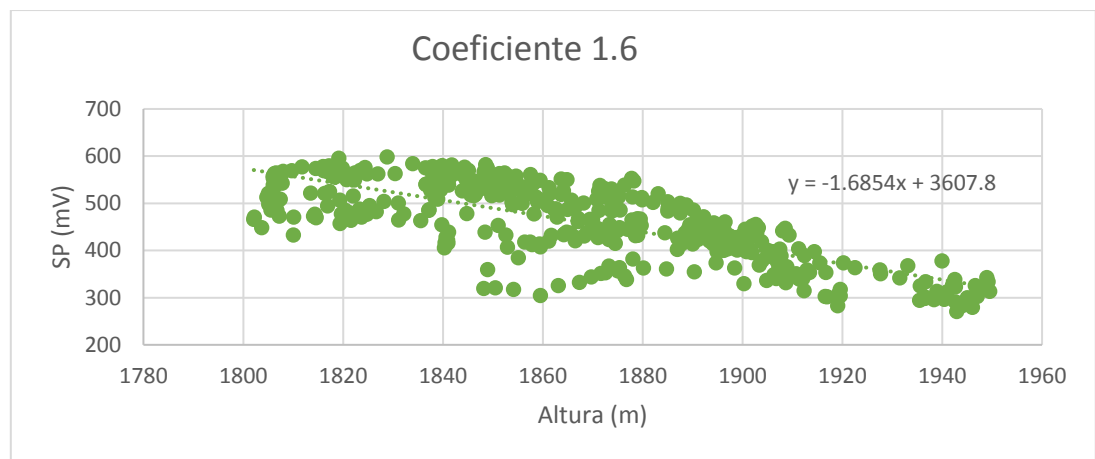


Figura 31. Regresión lineal para obtener el coeficiente 1.6 de corrección topográfica. Datos líneas verdes de la Figura 28.

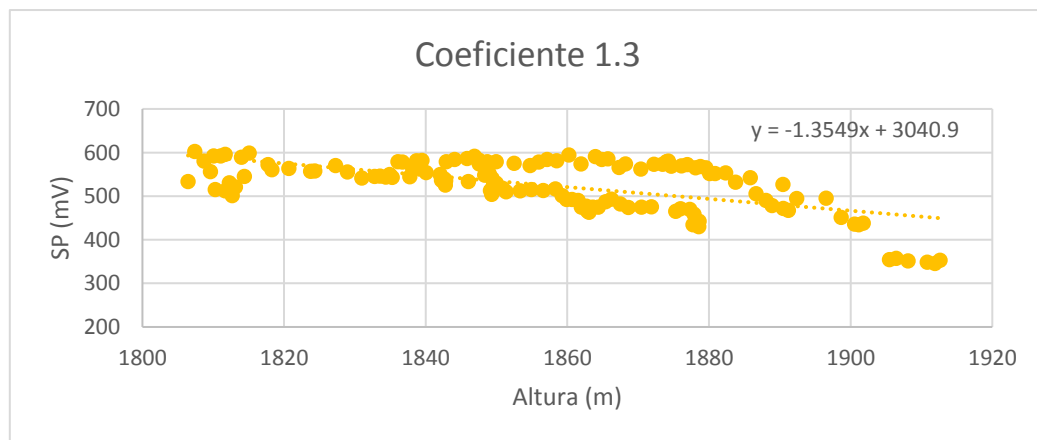


Figura 32. Regresión lineal para el coeficiente de corrección topográfica. Datos línea amarilla de la Figura 28.

Obtenidos los coeficientes (Figura 29-32), se prosigue a realizar la corrección por altitud. Para cada coeficiente se debe obtener la altura mínima de los puntos graficados. En la tabla 9 se muestra la corrección topográfica aplicada a los datos del perfil 2.

Tabla 9. Datos del perfil 2 con la corrección topográfica.

Punto	Altitud (msnm)	SP Corrección por fuente	Coefficiente SP-Corr Topográfica	Fórmula
0	1912.328	314.6014	196.75	$=(1912.328-1806)*1.6$
1	1911.1385	309.7702	194.5403	$=(1911.1385-1806)*1.6$
2	1908.7963	327.9390	190.1884	$=(1908.7963-1806)*1.6$
3	1909.4887	349.1079	191.4748	$=(1909.4887-1806)*1.6$
4	1908.8718	353.2767	190.3287	$=(1908.8718-1806)*1.6$
5	1907.7207	345.4455	188.1898	$=(1907.7207-1806)*1.6$
6	1903.6856	358.6144	180.6922	$=(1903.6856-1806)*1.6$
7	1898.3497	391.7832	170.7742	$=(1898.3497-1806)*1.6$

En la tabla 10 se muestra el coeficiente de corrección topográfica para cada perfil y la altura mínima para aplicar la ecuación 8 (capítulo 4.2.2):

Tabla 10. Perfiles a corregir por cada coeficiente de corrección topográfica.

Coefficiente	Altura mínima	Perfiles a corregir
2.6	1878.611	4, 14, 20
1.9	1910.7563	9,13,17,18
1.6	1806	2,5,10,11,13,15,16
1.3	1815.2084	1,3,6,7,8,12,15,19,21

Por último, se aplica la corrección de fuente con el nuevo valor (tabla 11). En este caso el punto de la Figura 27 vale 157.80.

Tabla 11. Corrección Topográfica de datos del perfil 1.

Punto	SP Corrección por fuente	Coefficiente SP-Corr Topográfica	SP Final	Fórmula
0	314.60	196.75	326.91	$=(314.60+196.75)-157.80$
1	309.77	194.54	320.18	$=(309.77+194.54)-157.80$

2	327.93	190.18	334.60	$=(327.93+190.18)-157.80$
3	349.10	191.47	356.88	$=(349.10+191.47)-157.80$
4	353.27	190.32	360.06	$=(353.27+190.32)-157.80$
5	345.44	188.18	350.39	$=(345.44+188.18)-157.80$
6	358.61	180.69	357.10	$=(358.61+180.69)-157.80$
7	391.7832	170.7742	381.7329	$=(391.78+170.77)-157.80$

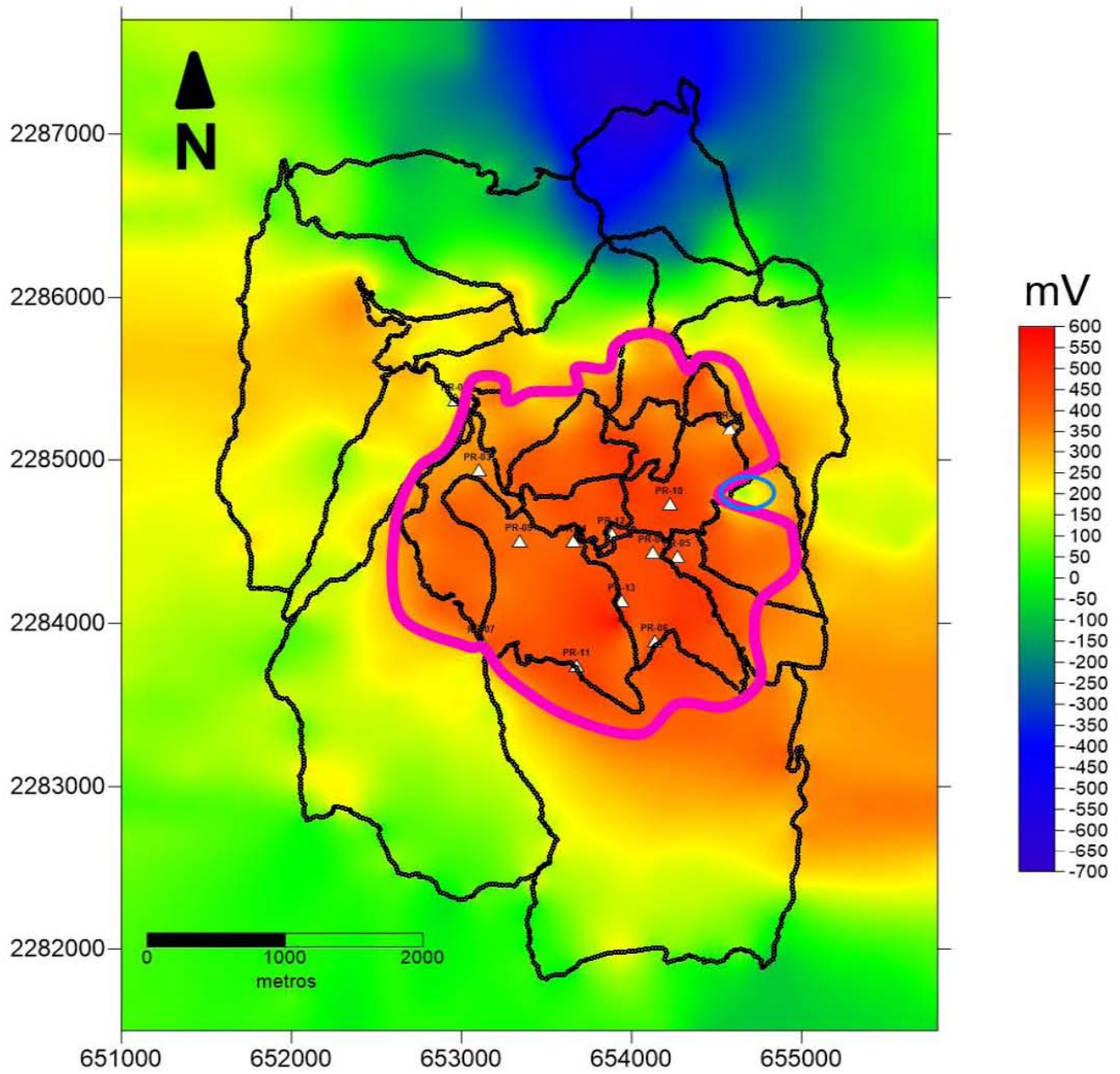
Finalmente, se crea el mapa con el software SURFER13. Se crea un grid con las siguientes propiedades:

- Espaciamiento de 200x200
- Método de interpolación: Kriging

Se obtienen los valores de este espaciamento, se crea un nuevo grid con esos datos y se hace un espaciamento de 40x40.

3.4 Resultados

Como resultado obtuvimos una representación gráfica de los datos, Figura 33, en donde se observa en rojo los valores con mayor potencial espontáneo, entre 450 y 600 mV, concentrados en la parte central de la zona de estudio. Es la parte del campo geotérmico donde se ubican la mayoría de los pozos, y migran hacia la parte SE, donde se ubica la mayor acumulación de agua. Las anomalías con valores negativos se ubican en la parte NE con valores de hasta -700 mV. Estos valores están relacionados por la infiltración de agua en zonas de fracturas o fallas, debido al efecto llamado electrofiltración (Zlotnicki , y otros, 2003). En nuestro caso, se encuentran valores de hasta -1500 mV en la parte norte del Campo, donde existe la infiltración de agua meteórica, como podemos observar el círculo en azul en la Figura 33, muestra un punto de filtración debido a los valores negativos de potencial espontáneo rodeado por valores altamente positivos.



Simbología

- Delimitación del campo geotérmico con Potencial Espontáneo

Punto de filtración de agua meteórica
- Pozos

Punto de medición de SP

Figura 33. Resultado de SP en la zona de estudio donde se muestra la delimitación superficial (línea rosa) y el círculo azul indica punto de filtración.

Gracias a las correcciones se observa el valor de potencial espontáneo sin el efecto topográfico en la Figura 34.

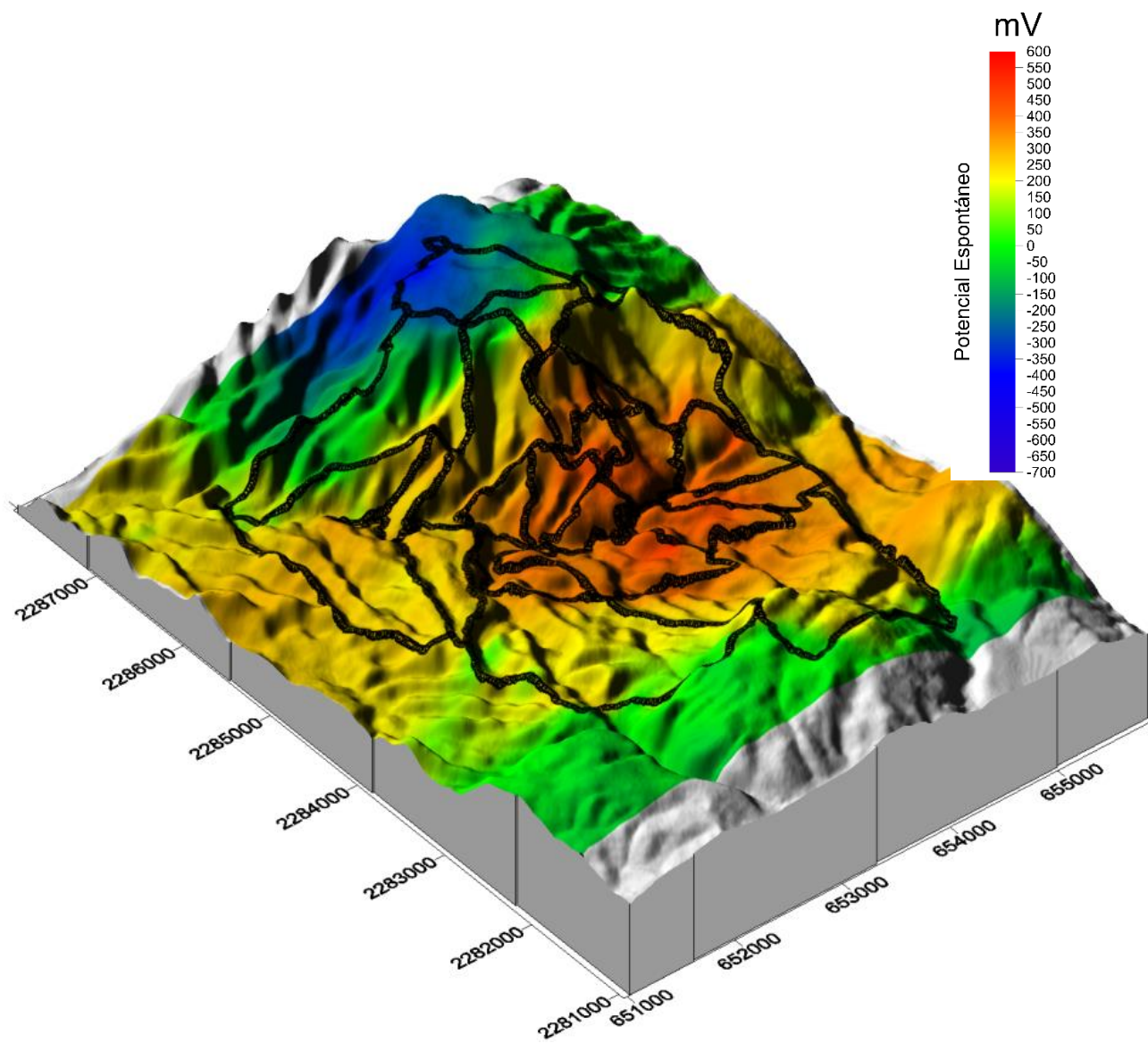


Figura 34. Representación 3D de SP con topografía

4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

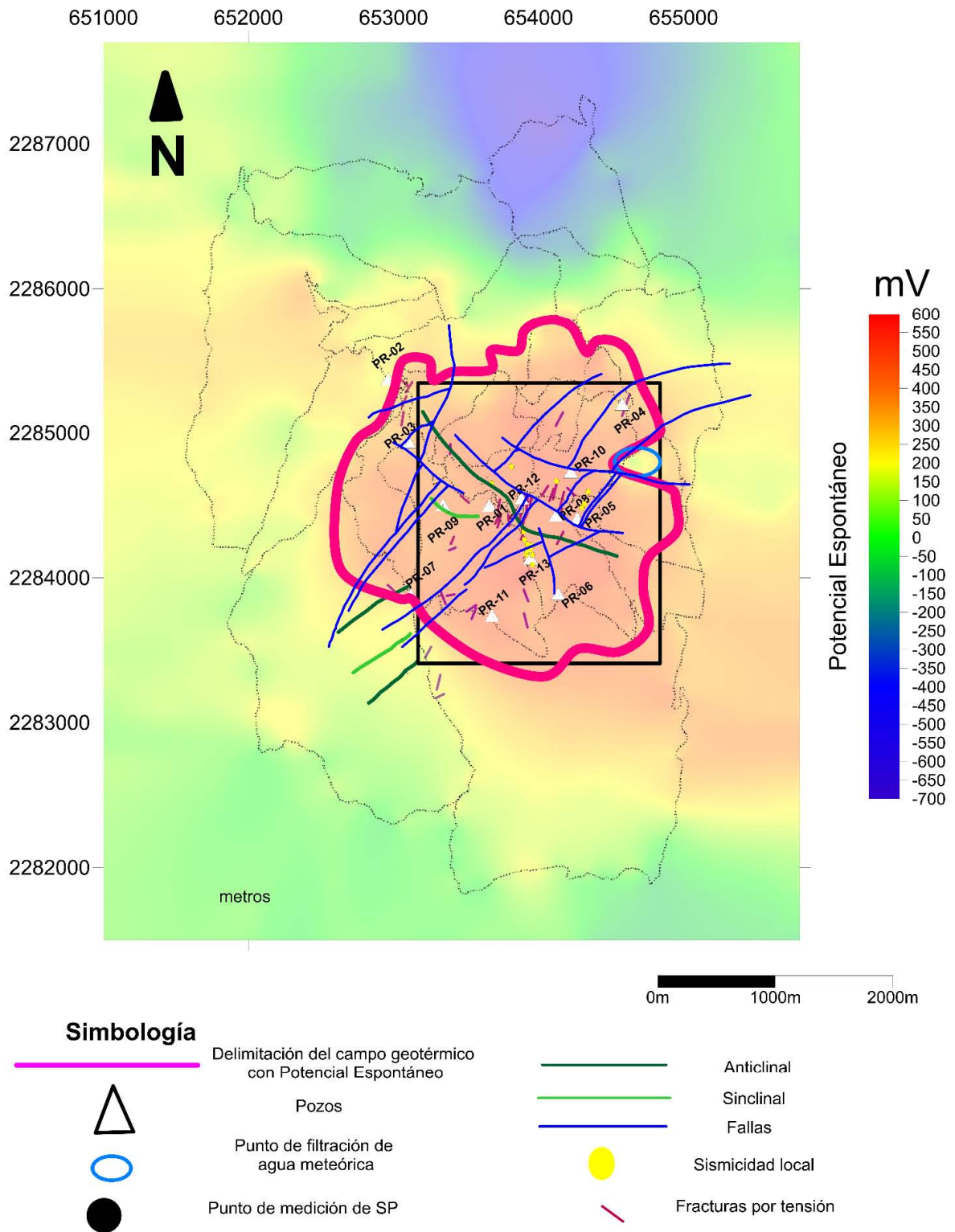


Figura 35. Correlación de la información. Geología estructural, fallas, pozos, SP y sismicidad local.

Considerando los resultados obtenidos con el estudio de potencial espontáneo, se adjuntó toda la información descrita anteriormente (geología estructural, fallas, sismicidad local y temperatura de pozos) para tener más información y lograr delimitar mejor el campo geotérmico en la Figura 35.

Para delimitar la zona hidrotermal y determinar las zonas de infiltración de agua meteórica, se correlacionan los resultados obtenidos con SP, temperatura de los pozos, geología estructural y sismicidad local.

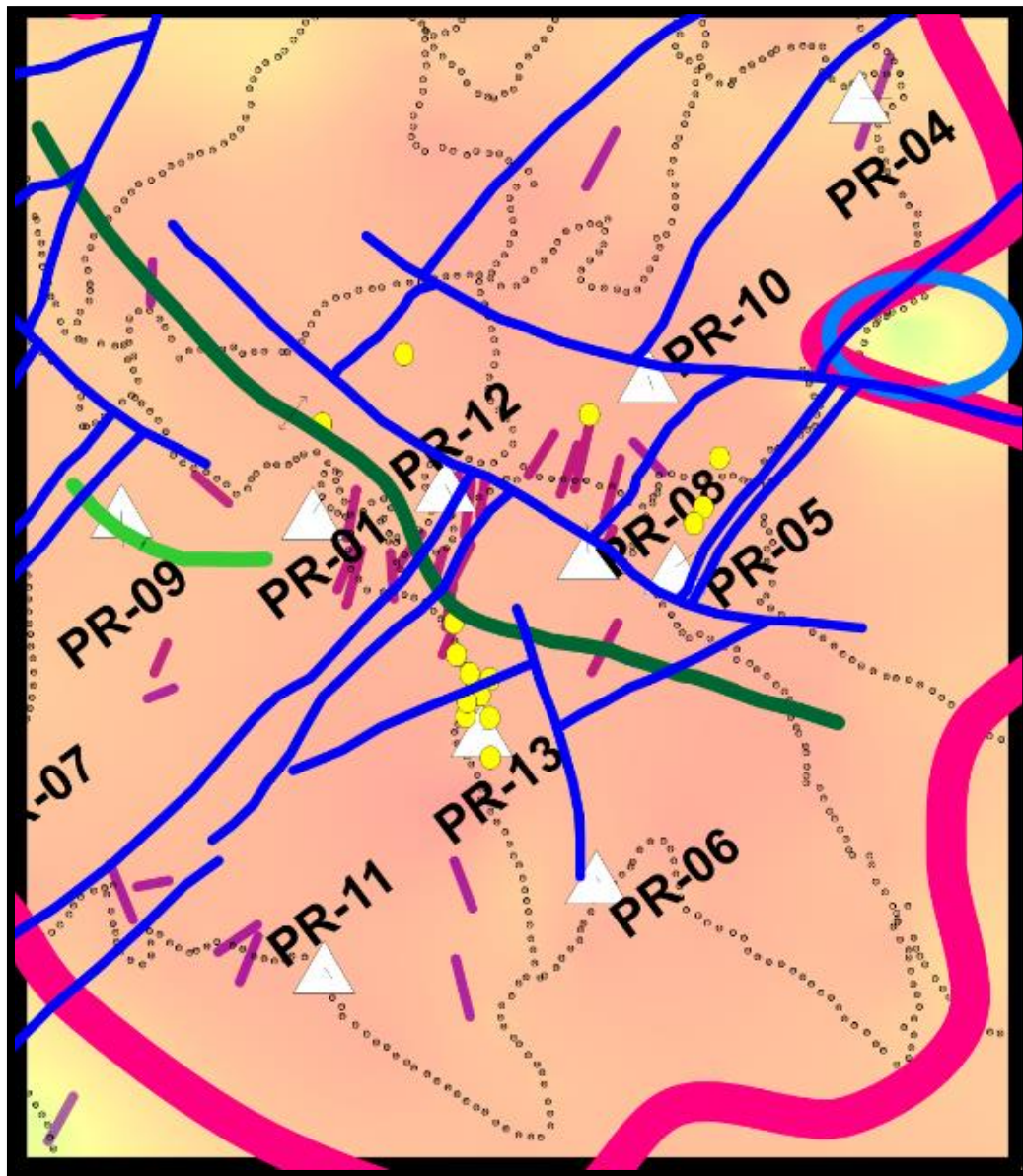


Figura 36. Acercamiento de la figura anterior donde se muestra la zona de interés.

Los valores cercanos a 600 mV (Figura 36) están asociados a sistemas de fallas de alta permeabilidad ya que existe la presencia de flujo afectado por un gradiente de temperatura.

Respecto a las temperaturas de pozo (capítulo 5.4), en el pozo PR-1 tenemos una temperatura de 250° a 1 km de profundidad, siendo este el más próximo a la superficie. Los pozos PR-8, PR-9 y PR-12 llegan a esa temperatura al 1.5 km. En cambio, los pozos PR-2, PR-10, PR-11 y PR-13 alcanzan los 250° a los 2 km de profundidad. El único pozo que no alcanza esa temperatura es PR-4 ya que se encuentra en la parte más NE del campo la cual tiene mayor altitud y se caracteriza por ser una zona altamente permeable, por ende, tuvo complicaciones en la perforación. (JICA, 1989)

Los pozos que se encuentran dentro de la zona de levantamiento, PR-1, PR-5, PR-8, PR-9, PR-12 y PR-13, son los pozos en donde se encuentra el mayor potencial espontáneo, así como tener una temperatura elevada de 250° entre los 1.5 km a 2 km que indicarían la presencia de la fuente de calor. La ubicación de estos pozos está próxima al eje anticlinal, como se sabe los anticlinales forman muchas trampas de hidrocarburos excelentes, especialmente en los pliegues con rocas de calidad yacimiento en su núcleo y sellos impermeables en las capas externas del pliegue (Schlumberger, 2018)

Para definir las zonas de filtración de agua meteórica y las zonas de flujo hidrotermal se correlacionan la profundidad a la cual se llega a los 250°, la localización de fallas y fracturas, el valor de potencial espontáneo, sismicidad local y la localización de las fumarolas. El valor de potencial espontáneo mayor a 300 mV nos indica el límite superficial pero no se puede atribuir a un sistema hidrotermal debido a que se encuentra muy cerca del nivel freático. La localización de la sismicidad local nos indica que cerca de los pozos PR-5 y PR-8 hay un mecanismo focal de falla normal activa; entre los pozos PR-12 y PR-13 existe un mecanismo focal de falla inversa activa. Estos cuatro pozos están en la zona próxima del anticlinal principal donde se tienen temperaturas mayores a 250° a una profundidad de 2 km.

Considerando todo lo anterior, la filtración de agua meteórica aprovecha las zonas de fallas y fracturas para infiltrarse en el subsuelo por encima de la fuente de calor. No obstante, las fallas pueden tener un doble papel dentro del contexto hidrogeológico, esto es, como barreras hidrológicas, si la falla pone en contacto estratos cuyas permeabilidades sean muy contrastantes (podría ser el caso entre la Toba Tala y la Riolita de Cerritos Colorados), o bien, como conducto de libre tránsito si la estructura es paralela a dicho flujo. Es por esto que las zonas de flujo

hidrotermal están encima del yacimiento geotérmico y posiblemente fluyan en dirección SE-NW, la dirección preferencial de las fallas y la manifestación superficial observada con potencial espontáneo.

Finalmente, la anomalía asociada al campo geotérmico se limita el área entre los pozos PR-1, PR-8, PR-5, PR-10 y PR-12 extendiéndose a la parte suroeste del mismo.

5. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS

En el caso de Cerritos Colorados se logró delimitar con buena aproximación la zona de interés hidrotermal de manera superficial usando el método de potencial espontáneo. Sin embargo, para que la interpretación de los datos de SP tuvieran sustento, se correlacionaron con datos de geología, sismicidad local y temperatura de pozos. El potencial espontáneo brindó información acerca de la permeabilidad del suelo en conjunto con la temperatura, la geología del lugar mostró las zonas de fractura y fallamiento por las cuales podría pasar el fluido hidrotermal. Respecto a la sismicidad local brindó la localización del fracturamiento activo por lo cual se concluye que sería conducto del flujo hidrotermal y la temperatura de pozos mostró los pozos con actividad de fluidos geotérmicos. Sin la información de temperatura de pozos, geología y sismicidad local, los resultados de potencial espontáneo nos darían una delimitación superficial.

Una de las limitaciones del método de potencial espontáneo es la toma de datos ya que tiene que ser en época de lluvias para que realce los valores y se tenga mejor resolución, así como condiciones del terreno irregulares dificultan hacer los circuitos cerrados que son necesarios para el procesamiento. El equipo es económico respecto a otros métodos geofísicos (gravimetría, magnetometría, etc.) pero se debe considerar el gasto del multímetro de alta impedancia ya que debe ser uno con resistencia interna grande (mayor a 10Mohm) y con rango de valores amplio (de miliohms a megaohms) para tener la certeza de que los datos obtenidos son acordes al terreno. Respecto al procesamiento se debe tener una base de datos y un buen control en la libreta de campo. Por último, no se podría implementar de manera solitaria debido a que no se conocería el origen y sin correlacionar datos con otro método sería difícil de interpretar.

La implementación de SP en campos geotérmicos ha tenido diferentes propósitos como monitoreo, localización de fallas, delimitación hidrotermal, etc. lo cual se puede usar en otros campos en exploración debido a su bajo costo de instrumentación y no necesitar software especializado para procesar. Otras ventajas del método son la rápida obtención de datos en terrenos planos o con mínima pendiente, se utiliza como método complementario en varios estudios y las correcciones son sencillas de realizar.

Lo que hace el potencial espontáneo es delimitar las zonas de interés hidrotermal para que, en futuros estudios, se utilicen métodos más sofisticados (sísmica pasiva, gravimetría, magnetometría, MT, etc.) que logran tener más precisión al momento de perforación pozos, delimitación

yacimiento, etc. Para futuros trabajos se recomienda hacer una caminata de reconocimiento del terreno e ir marcando el camino (ya sea en GPS o marca en campo), esto con la finalidad de asegurarse de que los perfiles realizados estén cerrados y tener mejor eficiencia en la adquisición.

6. REFERENCIAS

- Arellano Gómez Víctor** Geotermia [Publicación periódica] // Boletín iie. - 1999. - págs. 223-232.
- Barde-Cabusson Stephanie y Finizola Anthony** Tutorial for Self Potential data processing [Publicación periódica] // Geosciences Reunion. - 2013. - págs. 1-18.
- Boyer D. [y otros]** Application of telluric-telluric profiling combined with magnetotelluric and self-potential methods to geothermal exploration in the Fujian Province, China [Publicación periódica] // Volcanology and Geothermal Research. - 1995. - Vol. 65. - págs. 227-236.
- Corwin Robert F. y Hoover Donald B.** The self-potential method in geothermal exploration [Publicación periódica] // Geophysics. - 1979. - págs. 226-245.
- Dobrin M.B, Strong P.M y Casas J.M.F** Introducción a la prospección geofísica [Libro]. - [s.l.] : Omega, 1975.
- Ferriz H. y Mahood Gail A.** Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano [Publicación periódica] // Geofísica Internacional. - 1986. - págs. 117-156.
- Finizola A. Lénat J.F. Macedo O., Ramos D., Thouret J.C., Sortino F.** Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self potencial measurements [Publicación periódica] // Volcanol. Geotherm. Res.. - 2004. - págs. 343-360.
- Gutiérrez Negrín Luis C.A. y Maya González Raúl** Recursos Geotérmicos para generar electricidad en México [Publicación periódica] // Revista Digital Universitaria. - 2007. - págs. 1-13.
- Gutiérrez Negrín Luis [y otros]** Evaluación de la energía geotérmica en México [Informe]. - México : informe para el Banco Interamericano de desarrollo y Comisión reguladora de energía, 2011.
- Gutiérrez Negrín Luis** Recursos geotérmicos en La Primavera, Jalisco [Publicación periódica] // Ciencia y Desarrollo. - 1991. - págs. 57-69.
- Gutierrez-Negrin Luis C.A.** The La Primavera, Jalisco, Mexico, Geothermal Field [Publicación periódica] // Geothermal Resources Council. - 1988. - págs. 57-69.
- Ishido T.** Self-potential generation by subsurface water flow through electrokinetic coupling [Publicación periódica] // Springer . - 1989. - págs. 121-131.
- JICA Japan International Cooperation Agency** La Primavera Geothermal Development Project in United Mexican States [Informe]. - Mexico : FINAL REPORT, 1989.
- Lermo Samaniego Javier Francisco** Detección de fallas geológicas y extensión hidrotermal en las zonas y campo geotérmico Cerritos Colorados [Informe]. - Mexico : CFE, 2018.
- López-Martínez M. [y otros]** Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt [Publicación periódica] // Geology. - 1999. - págs. 303-306.

Maciel-Flores R. y Rosas-Elguera J. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México [Publicación periódica] // Geofísica Internacional . - 1992. - págs. 359-370.

Mahood G.A. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, México. [Publicación periódica] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. - 1981a. - págs. 10137-10152.

Mahood Gail A. Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico [Publicación periódica] // Volcanology and Geothermal Research. - 1980. - págs. 199-230.

Mahood Gail A. , Truesdell A. y Templos L.A. A reconnaissance geochemical study of La Primavera Geothermal Area, Jalisco, Mexico [Publicación periódica] // Volcanology and Geothermal Research. - 1983. - págs. 247-261.

Mauri Guillaume [y otros] A geochemical and geophysical investigation of the hydrothermal complex of Masaya volcano, Nicaragua [Publicación periódica]. - EUA : Journal of Volcanology and Geothermal Research , 2012.

Mlynarski M. Zlotnicki J. Fluid circulation in the active emerged Asal rift (East Africa, Djibouti) inferred from self potential and Telluric-Teluuric prospecting [Publicación periódica] // Tectonophysics. - 2001. - Vol. 339. - págs. 445-472.

Morgan F.D., Williams E.R. y Madden T.R. Streaming potential properties of westerly granite with applications [Publicación periódica] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. - 1989. - págs. 12449-12461.

Revil A. [y otros] Streaming potential in porous media 2. Theory and application to geothermal systems [Publicación periódica]. - EUA : Journal of Geophysical Research, 1999. - 9. PP 033-048 : Vol. 104.

Revil André y Jardani Abderrahim The Self-Potential Method: Theory and Applications in Environmental Geosciences [Libro]. - E-Book : Cambridge University Press, 2013.

Reynolds J.M. An introduction to applied and environmental geophysics [Libro]. - USA : John Wiley & Sons, 2011.

Rocha Ruiz David Alejandro y Prol Ledesma Rosa María Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México [Publicación periódica] // Tesis de Licenciatura. (UNAM). - 2013. - págs. 1-75.

Santoyo Edgar y Barragán-Reyes Rosa María Energía Geotérmica [Publicación periódica] // Ciencia . - 2010. - págs. 40-51.

Schlumberger Glosario del campo petrolero [En línea] // Glossary Oilfield Schlumberger Web Site. - 22 de Mayo de 2018. - <http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/a/anticlinal.aspx>.

Venegas S., Herrera J.J. y Maciel R. Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos [Publicación periódica] // Geofísica Internacional. - 1985. - págs. 47-81.

Verma S.P. Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico- Nd and Sr isotope data [Publicación periódica] // Nature. - 1983. - pág. 52.

Yasukawa K., Ishido T. y Suzuki I. Geothermal reservoir monitoring by continuous self-potential measurements, Mori geothermal field [Publicación periódica] // Geothermics . - 2005. - págs. 551-567.

Zlotnicki Jacques y Nishida Yasunori Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes [Publicación periódica] // Surveys in Geophysics . - 2003. - págs. 291-338.