

Estructura geoeléctrica de la zona de deslizamientos de la villa San Miguel, Ensenada, Baja California

Marco Antonio Pérez Flores, Luis A. Delgado Argote, Fernando Herrera Barrientos

División de Ciencias de la Tierra, CICESE.

Resumen

En junio del 2012, en la temporada seca de verano, se tomaron mediciones de resistividad de corriente directa sobre la zona de riesgo de deslizamientos en la villa San Miguel, Baja California. El objetivo de las mediciones fue obtener un modelo de resistividad bidimensional debajo de una zona aparentemente inestable y proponer una estructura geológica. Se trazó una línea de resistividad, se tomaron datos en las modalidades de dipolo-dipolo y Schlumberger, y se invirtieron de manera conjunta, considerando la zona de escarpe para corregir el efecto de la topografía abrupta. Se obtuvo un modelo geoeléctrico a partir del cual se propone un modelo geológico-estructural confiable de referencia. En marzo de 2013, en la temporada de lluvias, se repitieron las mediciones sobre la misma línea. El modelo geoeléctrico del 2012 revela una estructura con fallas normales en forma de graben que puede causar un deslizamiento en la misma dirección del ocurrido en 1976, mientras que el modelo geoeléctrico obtenido durante el periodo de lluvias muestra que la humedad en el subsuelo se desplazó hacia la zona del escarpe, posiblemente a lo largo de horizontes arcillosos.

Palabras clave: Estructura geoeléctrica; San Miguel, Baja California; Deslizamiento rotacional.

Antecedentes

Los factores naturales causantes del fenómeno de deslizamiento rotacional pueden ser principalmente geológicos, morfológicos y meteorológicos. Además, algunas acciones humanas como las excavaciones, el sobrepeso por construcciones, así como la inducción de vibración, como se ha observado en tramos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada (Delgado-Argote, 2013), promueven que dicho fenómeno se active en las zonas geológicamente frágiles y con pendiente acentuada. Para mitigar o prevenir pérdidas, es conveniente conocer las características físicas y geológicas de las zonas a las que se les cambiará el uso de suelo, como es el caso de la villa San Miguel, localizada al norte de la ciudad de Ensenada, Baja California (Figura 1). El predio estudiado (Figura 2) está en la cabecera del deslizamiento rotacional del km 98 de la carretera escénica Tijuana-Ensenada

que, por lo menos, es activo desde la apertura de la carretera en 1967 (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000). En 1980 CAPUFE mencionó que los primeros movimientos de tierra ocurrieron después de los trabajos de nivelación de 1964, y Hart (1993; en Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000) reportó que en 1976 ocurrieron deslizamientos severos. De éstos, uno de ellos fue súbito, afectó viviendas y desplazó la carretera hacia el mar, según se muestra en las figuras 2 y 3. La cronología y descripción de los deslizamientos en la zona se detalla en SOP (1975) y CAPUFE (1980). Durante la década de los noventa se observó un movimiento continuo progradante que se muestra en la Figura 3 y que motivó que se efectuaran trabajos de estabilización con enrocamiento en zanjas profundas en la parte media del deslizamiento (indicado con la letra R en las figuras 2 y 3), donde los horizontes de

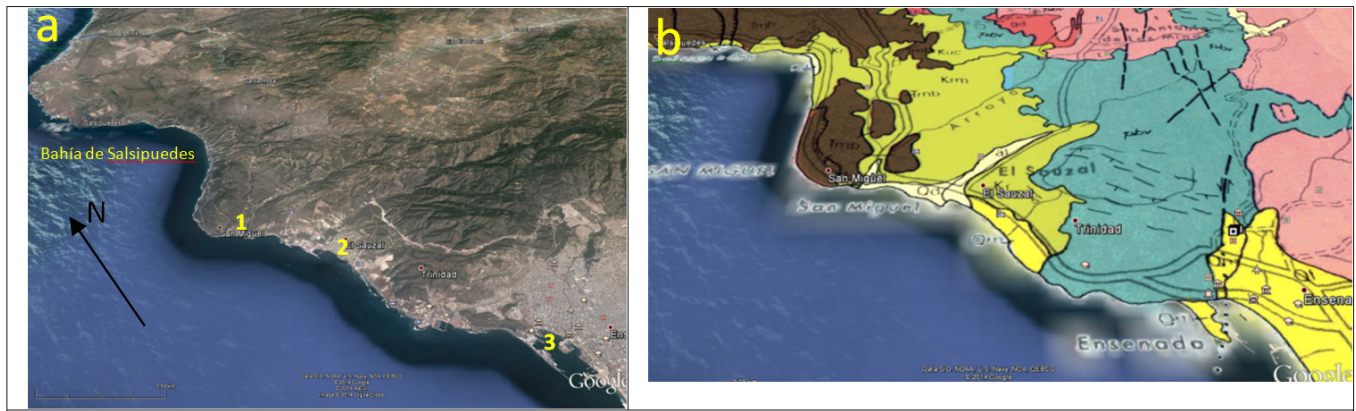


Figura 1. a) Vista oblicua tomada de Google Earth entre la bahía de Salsipuedes y la ciudad de Ensenada. La villa de San Miguel (1) se localiza al norte de El Sauzal (2) y la ciudad de Ensenada (3). Los lineamientos orientados casi E-O de la imagen corresponden a las fallas y fracturas en la Fm. Alisitos del Cretácico que está en verde en el mapa geológico (b) modificado de Gastil et al. (1975; versión digital de San Diego State University en Google Earth). Las unidades litológicas en tonalidades rosa son rocas plutónicas cretácicas, la unidad en verde manzana representa rocas clásticas de la Formación Rosario del Cretácico Superior, las café oscuro son lavas miocénicas y las amarillas son sedimentos del Cuaternario.



Figura 2. La villa San Miguel está delimitada hacia el sur por una zona de deslizamiento estabilizado por una obra de enrocamiento (R). Cerca de la línea de costa se observa el trazo abandonado de la carretera Tijuana-Ensenada (línea color verde) antes de llegar a la caseta de cobro (Cc). La zona del sondeo geoelectrico se localiza en el círculo (ver texto). La carretera libre se indica con la línea azul verdoso y la carretera de cuota con rojo.

arcillas localizados a aproximadamente 8 m de profundidad son los principales planos de deslizamiento.

El predio estudiado está limitado hacia el sur por un escarpe pronunciado. En este escarpe se observa que la litología está formada por derrames de lava brechados que sobreyacen a areniscas sin consolidar con porosidad alta y, en la parte inferior, horizontes de arcillas que pueden corresponder a las reportadas por Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000) en las zanjas y que, al ser impermeables, pueden retener agua y servir como superficies de deslizamiento.

Trabajo de campo

Con el propósito de identificar la estratigrafía y la existencia de discontinuidades litológicas se efectuó un estudio geoelectrico empleando los arreglos dipolo-dipolo y Schlumberger a lo largo de una línea de 135 m (Figura 4) en junio del 2012, temporada de menor humedad del año y en marzo del 2013, durante la temporada de lluvias. Las mediciones se tomaron con un equipo de resistividad SuperSting R1/IP de la compañía Advance Geosciences, Inc. (AGI) de 28 electrodos inteligentes o automáticos. Los 28 electrodos se distribuyeron cada 5 metros empezando desde el

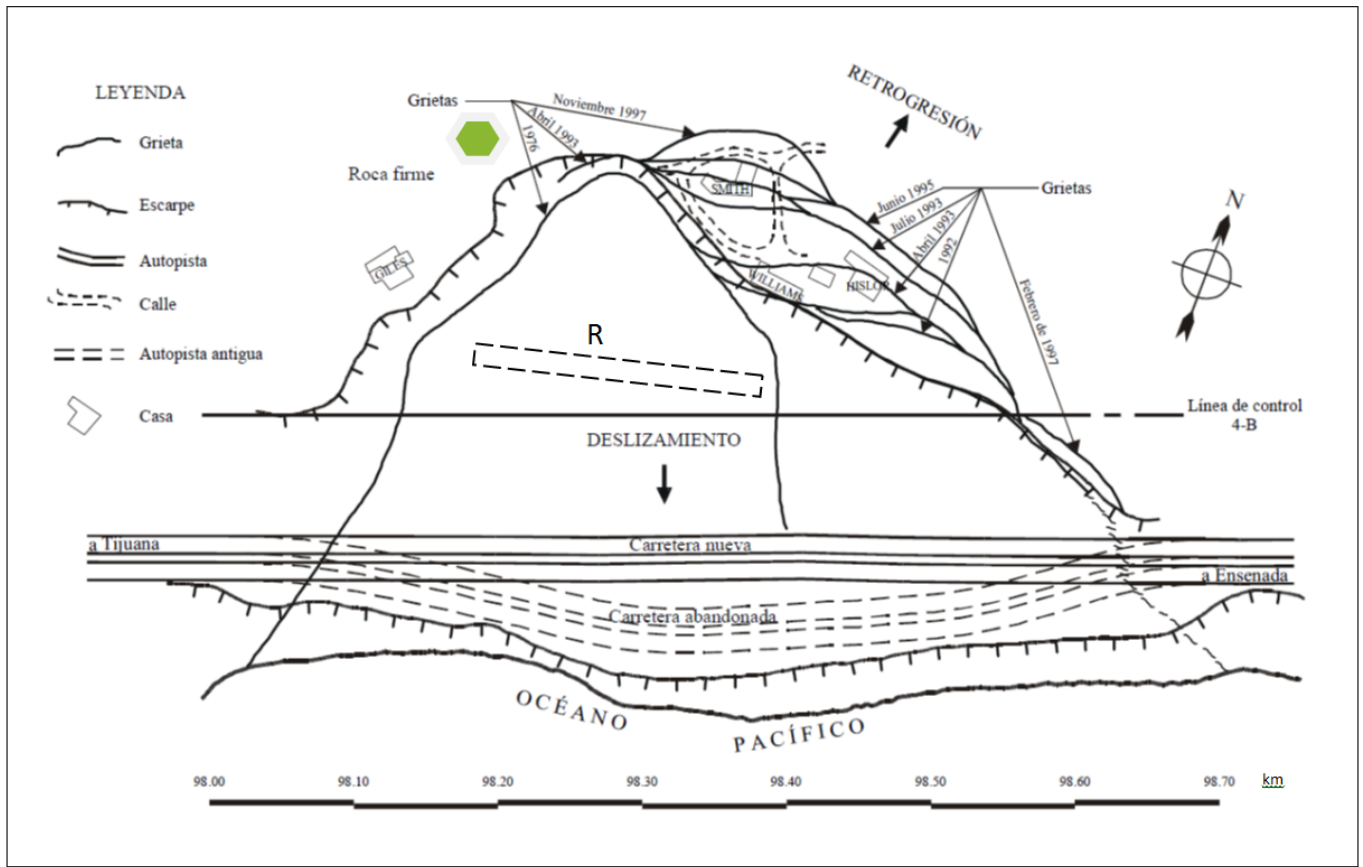


Figura 3. Desarrollo cronológico de grietas en el deslizamiento del km 98 que afecta a la villa San Miguel. El hexágono rojo indica el predio estudiado y el rectángulo en línea discontinua indicado con la letra R muestra la ubicación aproximada de la obra de enrocamiento para amortiguar el deslizamiento. Obsérvese que la zona de estudio se localiza en la zona identificada como de "roca firme" (Modificado de Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000).



Figura 4. Localización del tendido de 28 electrodos espaciados cada 5 m a lo largo de una línea de 135m a partir del punto SO (27 x 5m=135m). Sobre la línea se indica el número del electrodo.

predio cercano al escarpe orientado E-O (Figura 3) y se extendieron en dirección NE, según se muestra en la Figura 4.

El método eléctrico dipolo-dipolo consiste en inyectar corriente en dos electrodos cercanos (A, B; según convención internacional) y en medir la diferencia de potencial eléctrico entre otros dos electrodos cercanos (M, N; según convención). Los pares se separan para incrementar la profundidad de penetración y se desplazan sobre la línea de medición para determinar variaciones laterales. Se tomaron 320 mediciones en modo normal y 150 en modo reverso, es decir, invirtiendo la función de los electrodos fuente y receptor. Según el principio de reciprocidad el resultado debe ser el mismo. Este procedimiento se efectúa para minimizar el ruido estático alrededor de los electrodos y aumentar la calidad de los datos.

En el arreglo Schlumberger 2D se efectuaron 220 mediciones utilizando los mismos electrodos. La ventaja de este arreglo radica en que, al tener

los electrodos de corriente en los extremos, el potencial se disipa más despacio en MN y las mediciones son más estables, además de que no requiere de mediciones siguiendo un arreglo inverso.

Resultados

Se hicieron tres experimentos numéricos, hasta que se consideró que se había obtenido el mejor modelo bidimensional de resistividad. Con el programa de inversión CICRES (2006) que se encuentra instalado en internet con acceso gratuito: <http://geoinversion.cicese.mx/> se corrió un experimento suponiendo un semi-espacio plano desde donde está ubicada la línea y, otros dos, con el código fuente que se basa en la metodología propuesta por Pérez-Flores et al. (2001) que permite hacer la inversión conjunta de diferentes arreglos de resistividad. Los dos últimos experimentos fueron; semi-espacio plano, pero con múltiples tipos de arreglos electrónicos y, en el siguiente experimento, se tomó en consideración que el semi-espacio no es plano y que hay una escarpe pronunciado.

En el modelado bidimensional se supone que el subsuelo está constituido por una rejilla formada por prismas rectangulares cuyas caras laterales están en el plano x-z y que se extienden infinitamente en la dirección de y, perpendicular al plano del observador. Los prismas tienen extensión constante de 2.5 m en x. En la dirección z (profundidad) la extensión de cada prisma es de 0.0, 2.5, 5, 10, 15, 19, 23, 29 y 34 m. En este esquema, es necesario declarar en la rejilla que los prismas a la izquierda y a la derecha de la línea de prospección se extiendan hasta infinito y se les denomina regionales. De acuerdo con las dimensiones del área de estudio, se hizo una extensión de 450 m a cada lado. De la misma manera, hay un grupo de prismas que se extienden de 35 a 534 m de profundidad para simular el infinito en la dirección z. No declarar dichos prismas regionales que simulan el infinito en la dirección x-z, sería equivalente a suponer que alrededor del área de estudio la resistividad es cero o la conductividad infinita (superconductor). Si no se procediera de esa forma, las corrientes que se simulan dentro del programa, viajarían preferentemente por el superconductor y no por la zona de estudio.

En el primer experimento se obtuvo un modelo de resistividad bidimensional (2D) en donde sólo se utilizaron datos del arreglo dipolo-dipolo y se dejó que los prismas regionales variaran libremente de acuerdo con los datos. Estas condiciones son las más parecidas a las que permiten los softwares comerciales. El modelo de resistividad 2D de la Figura 5 muestra las variaciones entre 4 y 300 ohm-m, indicando la presencia de dos cuerpos resistivos en la parte somera (hasta aproximadamente 5 m) y conductores en la parte profunda, centrados a 25 y 95 m del origen.

En el segundo experimento se tomaron los tres grupos de datos: dipolo-dipolo (normal e inverso) y Schlumberger (grupo 3). De la inversión conjunta se obtuvo un solo modelo de resistividad 2D. En

vista de que los métodos dipolo-dipolo tienen un patrón de corrientes en el subsuelo muy diferentes al arreglo Schlumberger, al usarlos conjuntamente se complementan y puede obtenerse un modelo más confiable, como el que se presenta en la Figura 6. Es pertinente comentar que son muy escasos los softwares comerciales que permiten hacer el análisis conjunto.

Al comparar los modelos de las figuras 5 y 6 se observa que la región más profunda es la que muestra las diferencias más grandes. El cuerpo localizado a 25 m del origen se reduce notablemente, mientras que el localizado a 95 m muestra una forma cuyo borde SO es marcadamente más abrupto.

El tercer experimento consistió en usar los tres grupos de datos como en el experimento dos, pero manipulando los prismas regionales. La zona de estudio se localiza sobre una meseta y, cerca del electrodo 1 está el escarpe que promovió el deslizamiento rotacional. Tanto en el experimento uno, como en el dos, se consideró que la meseta se extiende hasta el infinito, cuando en realidad termina abruptamente en el escarpe y enfrente sólo hay aire (no-conductor). Por esa razón se decidió obligar a los prismas regionales que simulan esta parte del escarpe a que su resistividad sea infinita, como la del aire. Este procedimiento se puede lograr porque se tiene acceso al código fuente que un software comercial no proporciona.

El tercer experimento arroja un mejor modelo bidimensional de resistividad como el mostrado en la Figura 7. Del escarpe al mar se simuló un resistivo de más de 350 m, así como un desnivel gradual del escarpe hasta 35 m. Esa condición implica que la líneas de corriente no pueden viajar entre el escarpe y el mar pues la resistividad es de 10,000 ohm-m, lo que hace que el modelo sea más real.

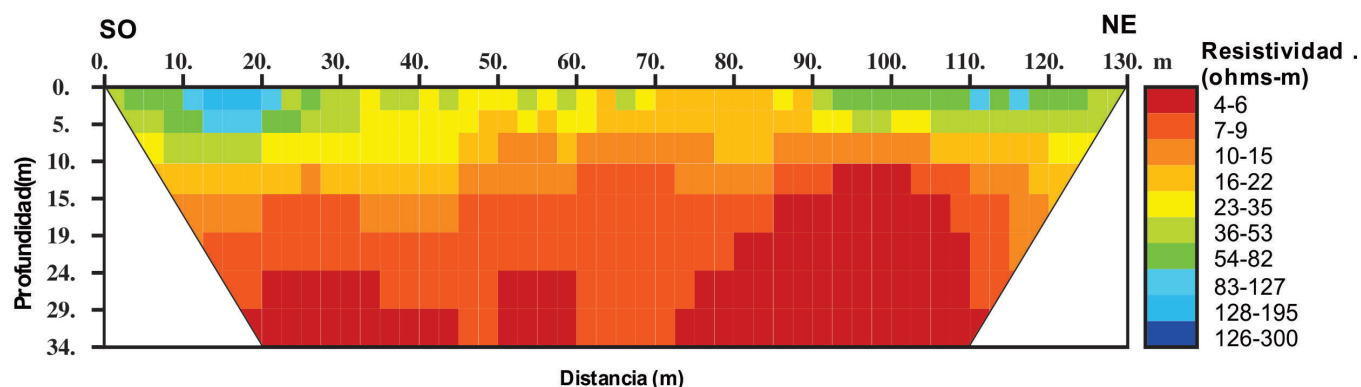


Figura 5. Modelo bidimensional para los datos de dipolo-dipolo (primer experimento. La escala de colores es logarítmica de base diez.

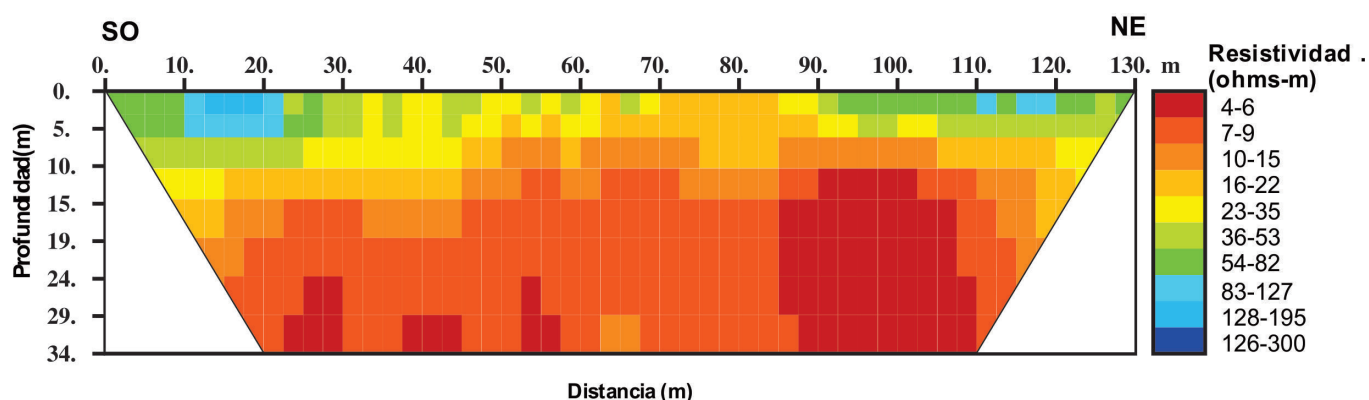


Figura 6. Modelo bidimensional utilizando los tres grupos de datos dipolo-dipolo (normal e inverso) y Schlumberger con inversión conjunta.

La Figura 8 es una ampliación de la Figura 7 y representa el mejor modelo bidimensional de resistividad posible con datos colectados en junio de 2012 porque involucra diferentes arreglos con diferentes patrones de corrientes y considera el escarpe. En este modelo las zonas resistivas superficiales corresponden a derrames de lava brechados y secos, que sobreyacen a areniscas menos resistivas cuyo espesor aproximado es de 10 a 1 m (Ars) y que a su vez, sobreyacen a una secuencia de areniscas con horizontes impermeables de arcillas (Ars+cl) de hasta 20 cm de espesor, según las observaciones de Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000) en trincheras en la zona del actual enrocamiento. Los mismos autores reportan un cuerpo arcilloso de 2 m de espesor con lentes de arenas en la misma zona de enrocamiento (sondeo 7). También es

importante destacar que esta unidad de areniscas con horizontes de arcillas fue cartografiada con detalle en el km 93, donde ocurrió un deslizamiento importante en diciembre de 2013 (Pérez-Flores et al., 2014). Las areniscas, cuya matriz es arcillosa, aparentemente contienen agua, por lo que se registraron valores bajos de resistividad (9-35 ohm-m). En vista de que las arcillas son buenas conductoras eléctricas, los valores de 4 a 9 ohm-m se asocian al inicio de cuerpos ricos en arcillas que, al mismo tiempo, son prácticamente impermeables, razón por la que es probable que los resistivos más bajos estén asociados a la interfase de areniscas saturadas con agua que infrayacen a las capas arcillosas.

En este modelo también la estratificación tiene echados hacia el SO y además, hay contrastes

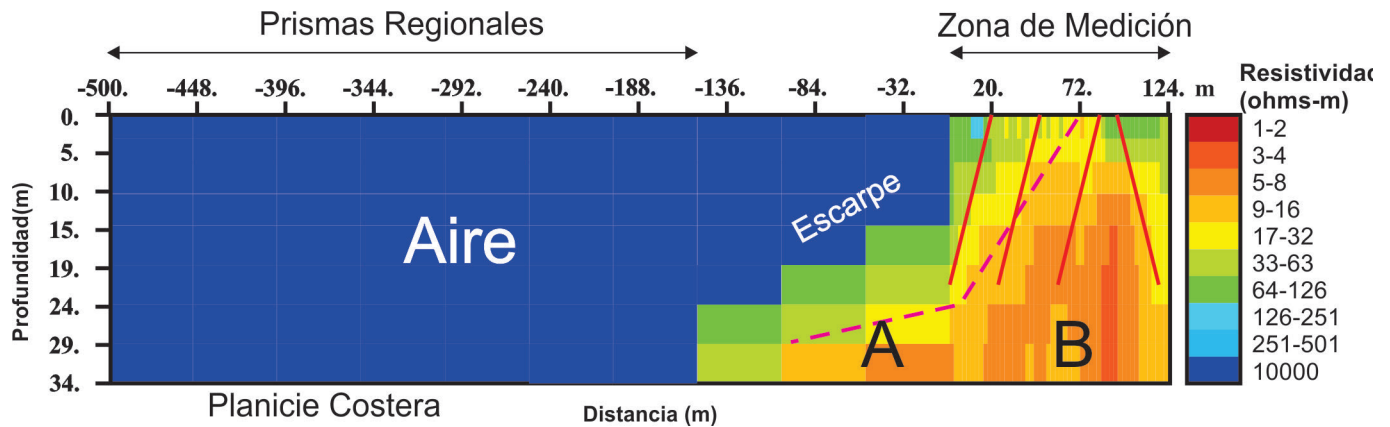


Figura 7. Modelo 2D con datos conjuntos y considerando el escarpe o vacío entre la meseta y el mar. La línea discontinua marca un contraste entre las posibles unidades litológicas y las líneas continuas en rojo son posibles fallas normales. Nótese el ligero cambio de echado en el bloque A (8o) con respecto al bloque B (10o) más inclinado. Los echados de las fallas son similares a los medidos en diferentes sectores de la región por Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000). La exageración vertical es de aproximadamente 5.

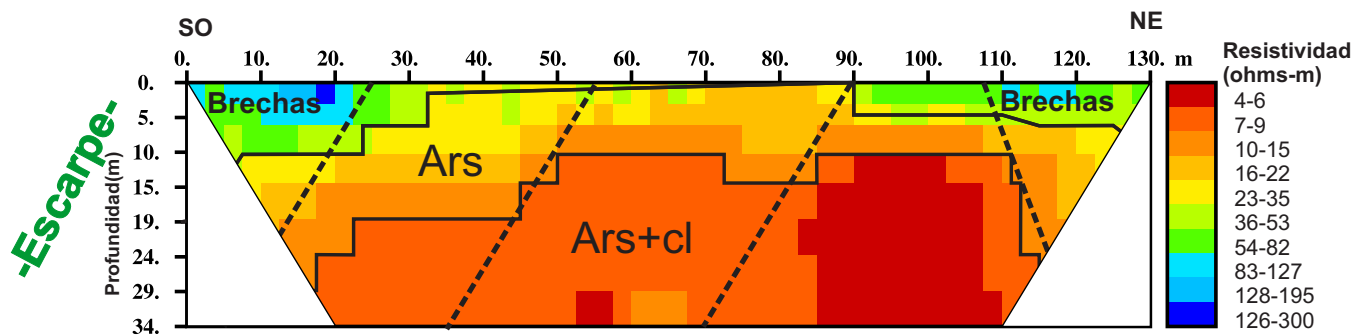


Figura 8. Modelo con inversión conjunta considerando el espacio aire del lado del escarpe. Modelo obtenido de datos tomados en junio de 2012, durante la temporada de estiaje. Nótese que no hay exageración vertical. Ars= areniscas, Ars+cl= areniscas con horizontes de arcillas.

en la resistividad que permiten inferir fallas normales con bloques caídos hacia el SO y uno al NE. El desarrollo de fallas también debe aumentar la densidad de fracturas y, en consecuencia, la permeabilidad del medio. Como es de esperar, las fallas interpretadas tienden a ser paralelas al escarpe o antigua cabecera del deslizamiento rotacional.

En marzo de 2013, se colectaron datos de resistividad en la misma línea y se tomaron las mismas series de datos según los arreglos dipolo-dipolo normal e inverso y Schlumberger. El proceso de inversión fue el mismo, se hizo

inversión conjunta y se tomó en cuenta el escarpe. También se utilizó la misma plantilla de entrada de datos del programa de 2012 y sólo se introdujeron los datos de 2013.

En la Figura 9, se muestra el modelo de resistividad bidimensional obtenido con los datos del periodo de lluvias de marzo de 2013. En este levantamiento se siguió el mismo procedimiento de 2012 y el resultado muestra una geometría similar, aunque una diferencia notable es que el conductor se ha desplazado hacia el SO. Se interpreta que dicho conductor debe asociarse con humedad que ha migrado en

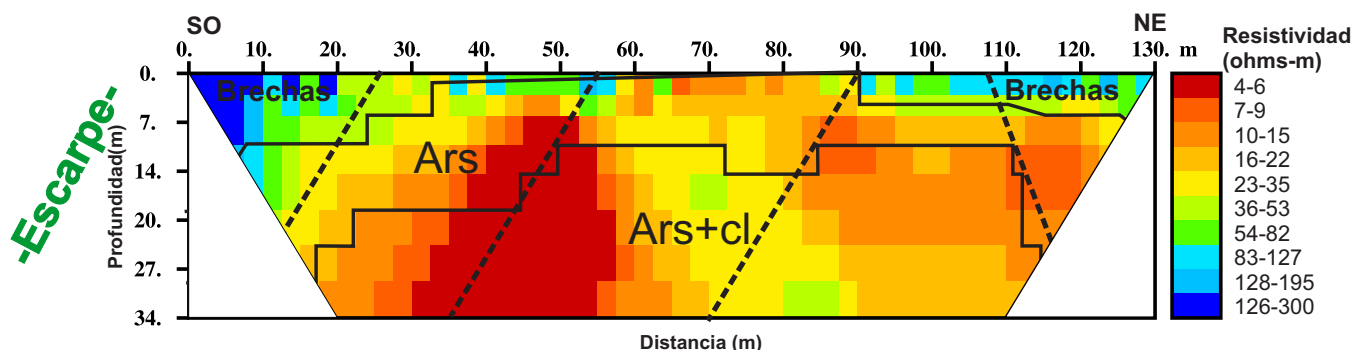


Figura 9. Modelo de inversión conjunta. Con datos tomados en marzo del 2013 después de la temporada de lluvia. Ars= areniscas, Ars+cl= areniscas con horizontes de arcillas.

el subsuelo y que su borde SO es paralelo a una de las fallas normales interpretadas. Se considera que la migración de la humedad hacia el escarpe hace más vulnerable a la zona pues lubrica los horizontes arcillosos.

Conclusiones

Los efectos de los deslizamientos rotacionales pueden mitigarse conociendo las características geológicas y físicas del terreno. Una de las técnicas geofísicas utilizadas para tal efecto es la de inyección de corriente eléctrica. La villa San Miguel es un sitio de prueba interesante por su historia activa de deslizamientos y porque su morfología caracterizada por un escarpe pronunciado plantea un problema que no es común en la literatura. Se hicieron tres experimentos numéricos de inversión en una línea de 135 m. En el primer experimento se hizo inversión con datos de dipolo-dipolo, en el segundo se utilizaron datos de dipolo-dipolo normal, inverso y Schlumberger y, en el tercero, se siguió la metodología del segundo experimento tomando en cuenta el espacio no conductor hacia el SO del escarpe. El modelo bidimensional geoelectrico que resultó del tercer experimento es el que mejor se apega a las condiciones físicas reales. De este modelo se interpretó la distribución de tres tipos de unidades litológicas

que afloran en el escarpe: derrames de lavas brechados, areniscas y areniscas con horizontes de arcillas, las cuales están cortadas por fallas que se interpretan por los contrastes de resistividad eléctrica.

En las figuras 7 y 8 se muestra el modelo geoelectrico para los datos de 2012 en la temporada seca de verano, donde se interpreta la existencia de un cuerpo de areniscas con horizontes de arcillas interestratificadas que está cortado por fallas normales con buzamiento hacia el SO. Las fallas deben interceptar la superficie aproximadamente en las distancias 25 y 55 m de la Figura 8 y representan zonas con permeabilidad alta. El bajo resistivo (4-6 ohm-m) que se localiza entre las distancias 85 y 105 m de la Figura 8, corresponde a una zona donde los derrames de lava brechados de la parte superficial están ligeramente colapsados y forman una estructura hacia donde escurre el drenaje natural. La razón por la que el bajo resistivo de 7-9 ohm-m tiene una pendiente relativamente suave hacia el SO, casi paralela a las capas de areniscas con horizontes de lutitas, se debe a que la humedad que ingresa entre las distancias 85 y 105 m en la superficie, migra en el sentido del echado de los estratos de arenisca, lo que produce, en contraste, un gradiente más fuerte hacia el lado NE.

En el modelo geoelectrico correspondiente a los datos de 2013 durante la temporada de lluvias, se puede observar cómo la humedad tiende a migrar hacia el SO, acercándose a la zona del escarpe, en donde han ocurrido los deslizamientos rotacionales. Dicha zona de humedad se localiza en una de la fallas interpretada que tiene buzamiento hacia el SO.

Se puede concluir de los modelos de la temporada de verano seco y de lluvia, que la humedad se desplaza anualmente hacia el SO y después permea en la misma dirección. Se considera que este comportamiento periódico anual puede ir debilitando la resistencia de las rocas cercanas al escarpe y aumentando la probabilidad de ocurrencia de un nuevo deslizamiento.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a la persistencia de Jorge A. Von Son, por conocer el interior de este terreno. Los autores agradecen también los cuidadosos arbitrajes efectuados por Felipe Escalona y un revisor anónimo.

Referencias

México. Caminos y Puentes Federales de Ingresos y Servicios Conexos. (1980) Autopista Tijuana-Ensenada Deslizamientos. Consolidación. 1977-1980

CICRES. (2006). Recuperado de: <http://arcada.cicese.mx/geofisica/dc2/index.html>

Cruz-Castillo, M. y Delgado-Argote, L.A. (2000) Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, Baja California. *Geos*, 20(4), 418-432.

Delgado-Argote, L.A. (2013) Estudios a lo largo del tramo Salsipuedes, en la carretera de cuota Tijuana-Ensenada. Todos CICESE: <http://todos.cicese.mx/sitio/noticia.php?stat=Cmt&n=334#.Us75JPti1U5> (30diciembre de 2013).

Gastil, R.G., Phillips, R. and Allison, E. (1975) Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoir 140, 170 pp.

Hart, M.W. (1993). Geologic investigations in Baja California, Mexico. Annual field trip guide book No. 21, South Coast Geological Society, p.43-48.

Pérez-Flores, M.A., Méndez-Delgado, S. y Gómez-Treviño, E. (2001). Imaging of low-frequency and DC electromagnetic fields using a simple linear approximation. *Geophysics*, 66 (4) 1067-1081.

Pérez-Flores, Marco A., Luis A. Delgado-Argote y Fernando Herrera-Barrientos. (2014) Resistividad y cargabilidad eléctricas en función de los rasgos geológicos en la zona de deslizamiento del km 93 de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada. Informe Confidencial para Proyectos Geotécnicos e Infraestructura S.A de C.V. (TGC), 20 pp., marzo de 2014. Circulación restringida.

México. Secretaría de Obras Públicas. (1975) Deslizamientos en la autopista Tijuana-Ensenada (edición bilingüe), 220 pp.

Recibido: 24 de septiembre de 2014

Recibido corregido por el autor: 21 de enero de 2015

Aceptado: 26 enero de 2015