

# EN TORNO A LA PREVENCIÓN



Revista No. 15, dic. 2015

ISSN: 1659-3057  
E ISSN: 2215-3845



San José, Costa Rica

# EL DESLIZAMIENTO DE PALO ALTO, TURRIALBA, COSTA RICA: APUNTES PARA SU ESTUDIO

**Giovanni Peraldo Huertas<sup>1</sup>**  
Universidad de Costa Rica

**Elena Badilla Coto<sup>2</sup>**  
Universidad de Costa Rica

**Daniel Soto Acosta<sup>3</sup>**  
Ministerio de Obras Públicas y Transportes

**Maríel González Artavia<sup>4</sup>**  
Universidad de Costa Rica

**Daniela Herra Herrera**  
SENARA

**Junior Ramos García**  
SENARA

**Heber Méndez Solórzano**  
Consultor independiente

**Alejandra Cecilia Chacón**  
Consultora independiente

**Ana Elena Vega Arce**  
Consultora independiente

**Eva van der Laan**  
Estudiante Holandesa de Enseñanza de Ciencias Naturales

## Resumen

En este trabajo se busca caracterizar, desde un punto de vista geomorfológico y geológico, el deslizamiento de Palo Alto, en el contexto de los megaprosesos de inestabilidad de laderas presentes en las laderas del río Reventazón.

El corredor del río Reventazón, entre Turrialba y Siquirres, muestra una serie de procesos complejos de remoción en masa, que generan morfologías típicas de procesos de deslizamiento, tan continuas que dan una apariencia morfológica caótica, donde es difícil definir patrones de movimiento del terreno. El área de inestabilidad de Palo Alto se reconoce fácilmente incluso en el mapa topográfico correspondiente a escala 1:50 000, pues muestra una típica forma en herradura. Los límites del deslizamiento están bien marcados mediante escarpes bien definidos en campo, pero los extremos de las coronas laterales hacia el oeste se desdibujan debido, entre otras cosas, a que en esos

sectores queda indefinido el límite al norte con el área de inestabilidad compleja de Bonilla y al sur con el área similar de Guayabo – Lajas.

Se efectuó una fotointerpretación del área de estudio, mediante la revisión de fotos aéreas de la línea de vuelo Orosi-Pejibaye, escala 1:20 000 del año 1988, así como fotografías aéreas del proyecto Terra 1998, con el fin de observar posibles cambios en los procesos erosivos, así como en la forma del deslizamiento. Posteriormente, se realizó trabajo de campo para revisar la morfología fotointerpretada, analizar la conformación geológica a nivel de litología y estructura y así afinar la interpretación final de la geomorfología del área inestable de Palo Alto.

Desde un punto de vista geológico, el área de estudio está compuesta por rocas sedimentarias del Neógeno, tales como la Fm. Uscari (Mioceno) y las formaciones Suretka y Fm. Doán (Plioceno); además de

<sup>1</sup> Pertenece a la Escuela Centroamericana de Geología. Correo electrónico: [marino.peraldo@ucr.ac.cr](mailto:marino.peraldo@ucr.ac.cr).

<sup>2</sup> Pertenece a la Escuela Centroamericana de Geología, Correo electrónico: [elena.badillacoto@ucr.ac.cr](mailto:elena.badillacoto@ucr.ac.cr).

<sup>3</sup> Pertenece al Departamento de Geología de la Dirección de Ingeniería División de Obras Públicas.

Correo electrónico: [dsotoaco@mopt.go.cr](mailto:dsotoaco@mopt.go.cr).

<sup>4</sup> Pertenece al Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas

aglomerados que posiblemente se relacionan al volcanismo holoceno de la cordillera volcánica Central. Mediante análisis de las morfologías del terreno se determinó que, dentro la forma típica en herradura que muestra este deslizamiento, se pueden distinguir 4 unidades: 1. Escarpes internos, 2. Bloques basculados, 3. Coronas laterales del deslizamiento y 4. Áreas de depósito de los materiales deslizados.

El deslizamiento posee una serie de escarpes alargados, algunos llegan a medir aproximadamente 10 a 15 metros de altura. Al noroeste de Peralta se observan una serie de bloques, algunos alargados y otros con una forma más ovalada, los cuales se encuentran basculados en dirección NW, así como algunas zonas planas que, mediante comprobación de campo se determinó que corresponden en su mayoría con zonas anegadas. Se observan también colinas redondeadas, algunas alargadas, aisladas y en medio de ellas áreas deprimidas. Las morfologías de depositación presentan pendientes suaves, no mayores a los 10°, y onduladas.

Entre los efectos que se generan por el movimiento en bloques en el área del deslizamiento, se encuentran repeticiones en la secuencia litológica y alteraciones en el patrón de drenaje existente.

El hecho de que el río Guaitil discorra dentro del área del deslizamiento Palo Alto, hace un llamado de atención, ya que se observó la presencia de fisuras abiertas en su cauce que permiten la filtración de agua, lo que lleva a suponer que el deslizamiento esté en proceso de reactivación. Además, ante la posible reactivación económica que el proyecto Reventazón causará en el área, es importante generar más investigación para efectos de ordenamiento territorial y de gestión del riesgo.

**Palabras clave:** Deslizamientos, Geología, Geomorfología, Gestión del riesgo, Palo Alto, Turrialba, Reventazón, Costa Rica.

### Abstract

This paper seeks to characterize Palo Alto landslide, from a geological and geomorphological point of view, in the context of mega-slope instability processes present along the Reventazón River.

The Reventazón River corridor, between Turrialba and Siquirres, shows a series of complex mass movement processes, which generate continuous landslide related morphologies, giving a chaotic morphological appearance, where defining patterns of slope movement becomes very difficult. The Palo Alto instability area can be easily recognized even in the topographic map scale 1:50 000, where it shows a typical horseshoe shape. In the field, it is possible to observe the boundaries of the landslide clearly defined by escarpments, but the ends of the lateral crowns become blurred to the west due to

the fact that, among other things, the boundary between Palo Alto and the Bonilla instability area to the north and the Guayabo-Lajas instability area to the south, remains undefined in these sectors.

Photointerpretation of the study area was conducted using aerial photographs of the 1988 Orosi-Pejibaye flight line scale 1:20 000 and 1998 Terra project scale 1:40000, in order to observe possible changes in the erosional processes as well as in the landslide shape. Subsequently, fieldwork was conducted to review the photointerpreted morphology, to analyze the geological setting, specifically lithology and structures and thus refine the final interpretation of the geomorphology of the Palo Alto unstable area.

Geologically, the study area consists of Neogene sedimentary rocks such as Uscari Formation (Miocene) and Suretka and Doán Formations (Pliocene); besides agglomerates possibly related to the Holocene volcanic volcanism of the Cordillera Central.

Through geomorphological analysis of the area, it was determined that within the typical horseshoe form of this slide, we can distinguish 4 units: 1. minor scarps, 2. backward rotated blocks, 3. lateral crowns and 4. depositional areas.

From a macro level, the landslide has a series of elongated escarpments, some measuring up to about 10-15 meters high. To the northwest of Peralta, it is possible to see a series of blocks, some elongated and others with a more oval shape, which are backward rotated towards NW and some flat areas with ponded water, as observed during fieldwork. Elongated rounded hills are also observed, some isolated, with depressed areas between them. Morphologies related to depositional areas are wavy and have gentle slopes, less than 10°.

Amongst the effects generated by the mass movement in the landslide area are the repetition of the lithological sequence and alterations in the existing drainage pattern.

The fact that the Guaitil River flows along the Palo Alto landslide area, calls attention, since the presence of fissures in its bed that would allow water seepage was observed, leading to assume a possible mass movement reactivation. Furthermore, given the potential economic revival that the Reventazón project will cause in the area, it is important to generate more research related to landuse planning and risk management.

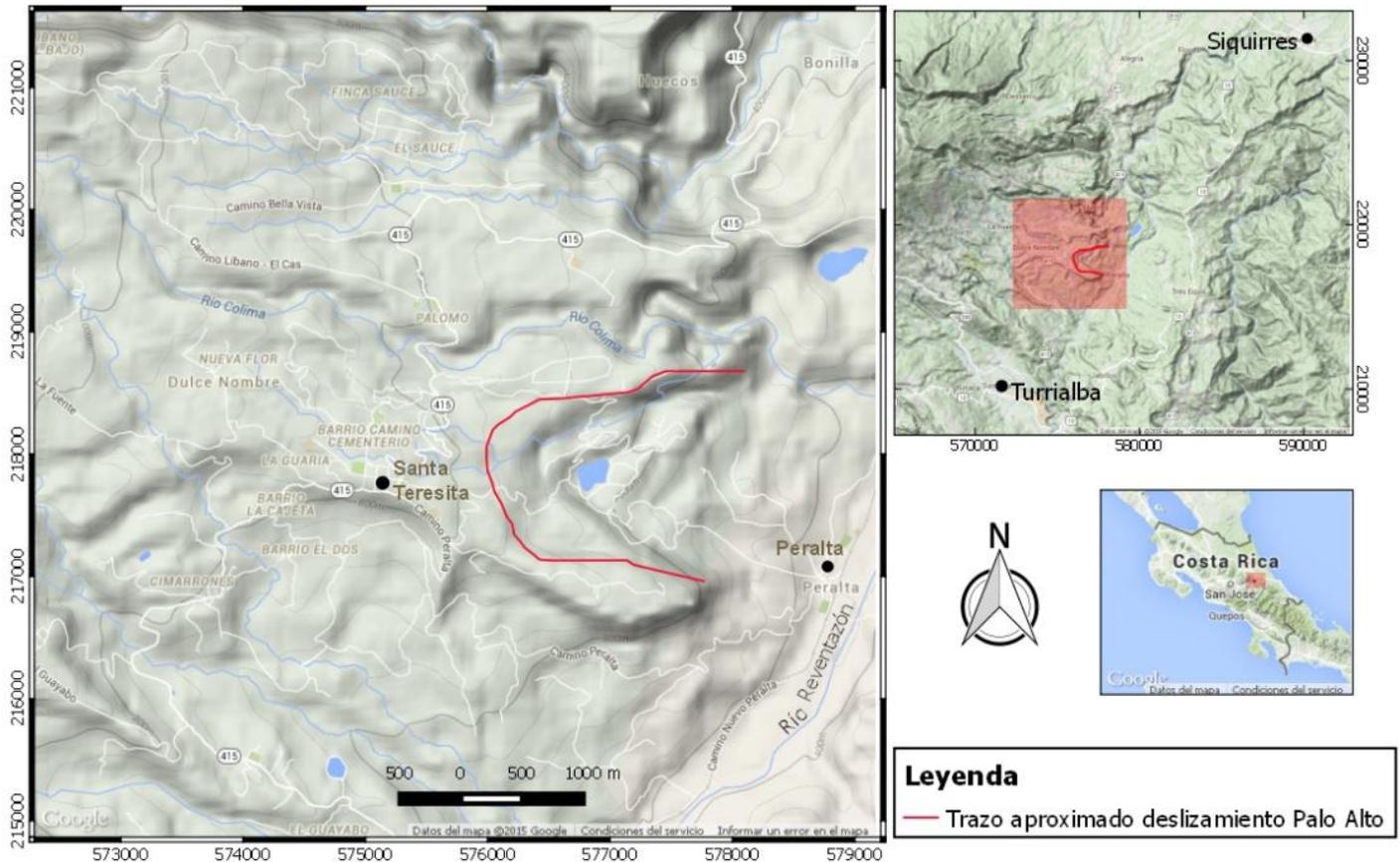
**Keywords:** Landslide, Geology, Geomorphology, Risk management, Palo Alto, Reventazón, Turrialba, Costa Rica

## Introducción

El corredor del río Reventazón, entre Turrialba y Siquirres, muestra una serie de procesos complejos de remoción en masa, que generan morfologías típicas de procesos de deslizamiento, tan continuas que dan una apariencia morfológica caótica, donde es difícil definir patrones de movimiento del terreno, debido a la existencia de deslizamientos complejos en el área. Lugo Hubp (2011) define deslizamiento complejo aquel que

consiste del movimiento de varios bloques en estrecha relación. Cuando se observan las fotografías aéreas del área de Peralta, resalta dentro de ese caos geomorfológico, la forma típica de herradura del deslizamiento de Palo Alto, que es parte de una morfología mayor de procesos complejos de inestabilidad de laderas, ubicada en el sector definido grosso modo por las coordenadas Lambert Costa Rica Norte 573000-579000E / 215000-219000N (Figura 1).

Figura 1: Área afectada por los procesos de remoción en masa en las cercanías de las comunidades de Santa Teresita (antiguamente denominada Lajas), cercana al sector de la corona, y Peralta, hacia el frente del área de inestabilidad. Se incluye la corona del deslizamiento, así como los escarpes internos.



Fuente: Elaboración propia.

El deslizamiento Palo Alto se ubica en las cercanías de los poblados de Peralta, Lajas y Buenavista, y dentro del área del deslizamiento no se encuentran poblaciones; solamente se asienta parte de la hacienda cafetalera Colima que limita al SSE con la comunidad de Peralta.

La investigación en sus inicios estuvo apoyada por el proyecto 830-A8-070, "Zonificación de la inestabilidad de laderas mediante SIG y percepción remota", adscrito al Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas (CICG) y la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica. En este deslizamiento se desarrolló el trabajo de campo del curso "Deslizamientos y otras formas erosivas", impartido en el año 2010 como materia optativa de Licenciatura en

Geología, lo que correspondió con la parte docente del proyecto de investigación 830-B0-055 "Inventariado de deslizamientos en el área central del país", del CICG. Posteriormente, se continuó el trabajo de análisis de la información y la versión final del artículo se alcanzó en el marco del proyecto 830-B5-121 denominado "Estudio de los mecanismos de movimiento en las laderas de las márgenes del río Reventazón, Turrialba-Siquirres, Costa Rica", adscrito al CICG.

El objetivo de este trabajo es caracterizar desde un punto de vista geomorfológico y geológico, el deslizamiento de Palo Alto, en el contexto de los megaprosesos de inestabilidad de laderas presentes en las laderas del río Reventazón.

## Antecedentes

El cantón de Turrialba ha sido objeto de numerosas investigaciones sobre geología, neotectónica y deslizamientos. Con respecto al tema de movimientos en masa en el área de estudio, Madrigal y Rojas (1980) hacen mención a deslizamientos en las cercanías de Lajas (actual Santa Teresita) y de Peralta, caracterizados por presentar lomas transversales a la pendiente, superficies irregulares y desordenadas, con drenajes no ajustados a un patrón definido. Estos autores agregan que el origen de estos deslizamientos se debe a la presencia de rocas sedimentarias arcillitizadas, sobre la que descansan rocas volcánicas tales como coladas de lava y lahares. Posiblemente sea una de las primeras descripciones del área de inestabilidad de Jesús María-Lajas (Palo Alto).

Por su parte, Chavarría (1996) indica que el área presenta escarpes denudacionales, cañones fluviales, unidades de lahares de topografía plana y disección alta. Define una sección afectada severamente por movimientos en masa, específicamente el deslizamiento de Palo Alto, refiriéndose a este como un deslizamiento complejo debido a sus grandes dimensiones, su estructura y composición, además que su mecanismo de deformación no obedece a un tipo de movimiento particular, sino que es producto de una serie de procesos de remoción en masa y posterior acción erosiva. Asimismo, el autor menciona que existe una laguna formada por represamiento en una topografía compuesta por lomas alargadas. Al deslizamiento le asigna un ancho de 1700 m y un largo de 2000 m, con un área aproximada de 4 km<sup>2</sup>.

Peraldo y Rojas (1998) indican que la construcción de la trocha para la línea férrea, reactivó varias zonas de inestabilidad, una de ellas fue Palo Alto cercana a la población de Peralta. Sin embargo, debe aclararse que la anterior aseveración de esos autores corresponde a la reactivación de las áreas de depósito cercanas a la antigua vía del ferrocarril.

Segura (2009), hizo una distribución geográfica de deslizamientos a lo largo del tramo del río Reventazón entre Turrialba y Alegría de Siquirres, donde incluye al deslizamiento de Palo Alto dentro de una gran área correspondiente a Laguna Bonilla.

Peraldo y Badilla (2015) describen el deslizamiento Torito y lo enmarcan dentro de una mayor área de inestabilidad de laderas en donde se localiza el deslizamiento de Palo Alto.

## Metodología

En el marco del curso “Deslizamientos y otras formas erosivas”, se efectuó una fotointerpretación del sector de Palo Alto, mediante la revisión de fotos de la línea de vuelo Orosi-Pejibaye 1:20 000 del año 1988 y del proyecto Terra 1998, con el fin de observar posibles cambios en los procesos erosivos, así como en la forma del deslizamiento. Una vez realizada la interpretación de las fotos aéreas, se visitó el área en varias oportunidades, con el fin de revisar la morfología fotointerpretada, analizar la conformación geológica a nivel de litología y estructura y así afinar la interpretación final de la geomorfología del área inestable de Palo Alto. Además de identificar detalles morfológicos que no podrían ser vistos en foto aérea, tales como los microrelieves, que en este artículo se definen como elementos del relieve a escala decimétricos y métricos originados por el movimiento del terreno y que interpretados en conjunto aportan información sobre el movimiento interno de una masa inestable (cf. Lugo Hubp, 2011).

La observación de las fotografías aéreas se realizó tanto con estereoscopio de espejos como de pantalla, para trasladar directamente la fotointerpretación a un SIG, de tal forma que la información fue levantada de manera digital con el programa ILWIS 3.6. Las giras de campo se enfocaron en verificar los elementos interpretados en el trabajo de oficina y conocer la litología asociada.

Posterior al curso y dentro de los proyectos de investigación indicados en la Introducción, se efectuaron más visitas de campo en las que se hicieron nuevas observaciones y reinterpretaciones que llevaron a corroborar y enriquecer la información previa.

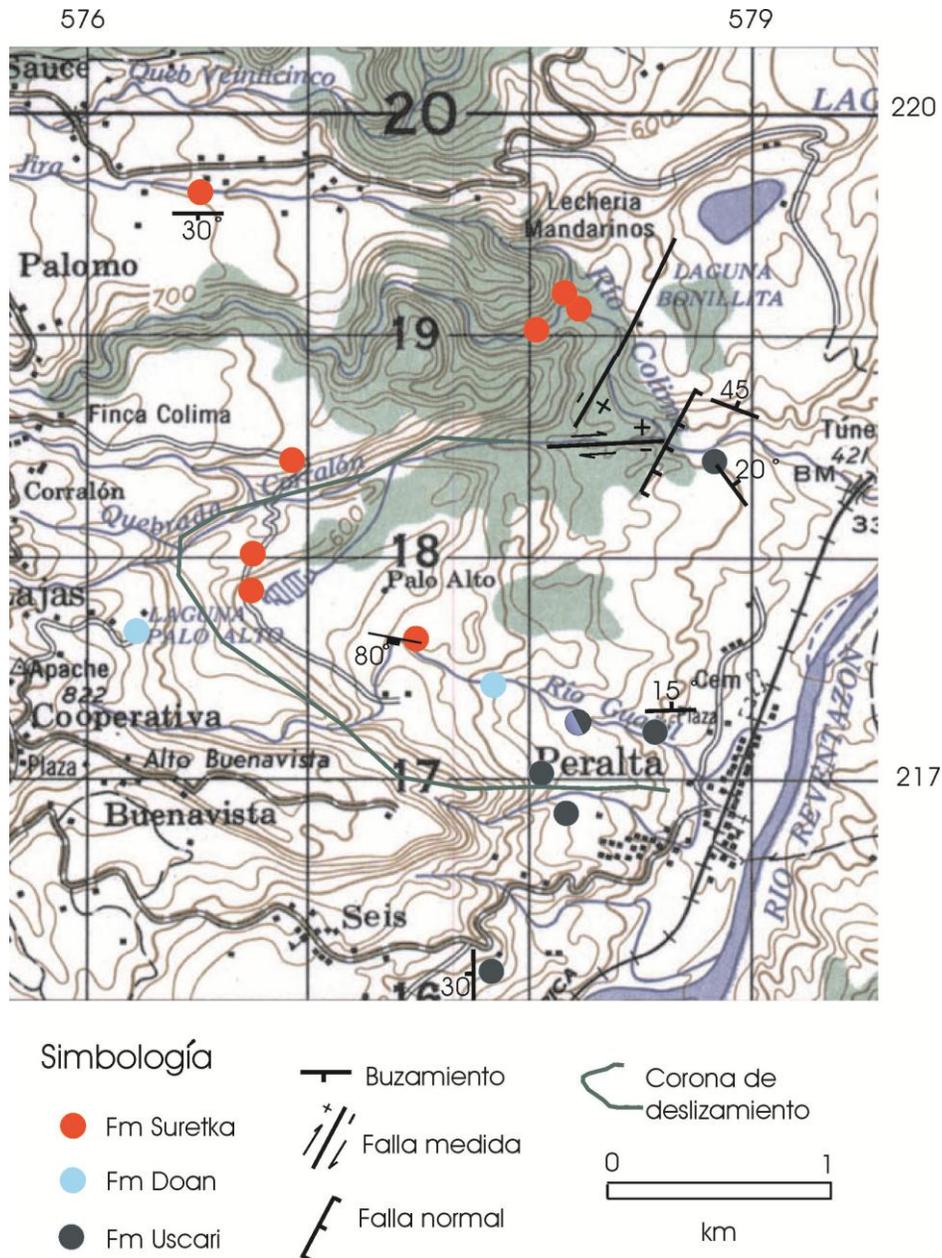
## Geología

La geología es representada por rocas sedimentarias del Neógeno, tales como la Fm. Uscari (Mioceno) y las formaciones Suretka y Fm. Doán (Plioceno). Fue ubicada una unidad de aglomerados posiblemente se relacionado al vulcanismo holoceno de la cordillera volcánica Central, los cuales se definen a continuación. La Figura 2 muestra el mapa de afloramientos del área de estudio, así como algunos fuera de ésta con el fin de tener un mejor control de la geología.

## Formación Uscari

Olsson (1922, citado en Fernández, 1987), describe una secuencia predominantemente de lutita y limonita arcillosa expuesta en la quebrada Uscari en el valle de Talamanca. Taylor (1975) la describe como una unidad constituida por lutitas arcillo-limosas, pobremente endurecidas y con abundancia de foraminíferos plantónicos. Fernández (1987) señala que se determinó una edad de Mioceno Medio bajo a tardío con base en fósiles de moluscos existentes en muestras provenientes de la localidad.

Figura 2. Mapa de afloramientos del área de estudio con base a la hoja topográfica Tucurrique, escala 1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN). La información fue ubicada mediante GPS.



Fuente: Elaboración propia.

Chavarría (1996) indica que la Formación Uscari se compone principalmente por lutitas friables de color oscuro; las cuales, debido a su poca resistencia a la denudación, tienden a aflorar en amplios valles y cuencas interiores. También menciona que en el área de la Hoja Tucurrique se estima un espesor de 1000 m. El espesor es de 780 m en el río Reventazón y de 985 m en el río Pacuare. La edad que le otorga es Mioceno Inferior.

Pérez (1996) define esta formación como arcillolitas y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino, calcilutitas y lentes conglomeráticos. Se interpretan como depósitos de plataforma silicoclástica interna y externa. Las litologías predominantes son areniscas de

grano fino, limolitas y lutitas fosilíferas, las cuales gradan hacia arriba a facies de barra costera constituidas por areniscas de grano fino a medio, bien seleccionadas y limpias, depositadas durante un nivel bajo del mar en el Mioceno Medio Temprano.

De acuerdo con Campos (2001), se reconoce el origen de esta formación en ambientes batial y prodeltas, que corresponden principalmente a lodos y arenas, que alcanzan un espesor de 2000 m, y son de edad Mioceno Inferior.

Betancur (2014) encuentra que la Fm Uscari durante el Mioceno Temprano muestra una somerización desde zonas batiales a neríticas, cambiando otra vez a zonas batiales durante el Mioceno Medio.

De las observaciones realizadas durante la presente investigación, la Fm. Uscari aparece dentro del área de deslizamiento a partir de las coordenadas 578,093E - 217,012N; en el sitio está bastante fracturada y no se le observa buzamiento. En las coordenadas 578,144E - 216,844N existen afloramientos del agua subterránea, posiblemente niveles freáticos muy superficiales que salen a través de fracturas. En este sitio los estratos de Uscari están casi verticales debido posiblemente con basculamiento de bloques. Estas fracturas presentan tonalidades pardas y pátinas oscuras, posiblemente por oxidación y meteorización (Figura 3).

Figura 3: Afloramiento de la Fm. Uscari, en las coordenadas 578,144E - 216,844N. Aparentan estar los estratos sumamente inclinados, posiblemente por efecto de movimientos de bloques dentro del deslizamiento Palo Alto.



Fuente: Elaboración propia.

De manera esporádica es posible localizar estructuras orgánicas en la roca. Se observan trazas fósiles de habitación posiblemente tipo fodichnia, lo que significaría que el lodo original presentaba una riqueza orgánica importante (Figura 4). También, en las coordenadas 578,875E - 218,495N, en la margen sur del río Colima, se localizó un conjunto de trazas grandes, que recuerdan tubos de habitación cuyas dimensiones son de 10 cm de diámetro y de hasta 30 cm de largo visible. Su núcleo es de tonos grises intensos de 3 cm de diámetro. Este núcleo está cubierto por un material de similar granulometría pero de tonalidad café pardo (Figura 5).

Figura 4. Afloramiento de Fm. Uscari. Se observa un icnofósil que puede corresponder con estructuras de habitación.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 5: Estructuras orgánicas posiblemente formadas a partir de tubos de habitación (coordenadas 578,875E - 218,495N). A). Dos estructuras. A la izquierda del lápiz se observa parte de un tubo posiblemente curvo. A la derecha un corte circular de una de estas estructuras. B) Tubo con un corte longitudinal. Obsérvese la manera de meteorización de la roca.



Fuente: Elaboración propia.

**Buzamientos:** Los buzamientos medidos cambian notoriamente de dirección en el área donde aflora Uscari (Figura 2), por lo que se contraponen a la dirección preferencial de movimiento del deslizamiento Palo Alto, que corresponde a una dirección SSW.

En río Guaitil se tiene un afloramiento de Uscari en las coordenadas 578,607E - 217,184N con buzamiento 15° Nf. En las coordenadas 578,875E-218,495N se midió un buzamiento de N50°E/20°, que se ubica en uno de los frentes del deslizamiento Palo Alto, en su límite norte (cauce del río Colima). Sin embargo, debido a la circunstancia de localizarse en un frente de deslizamiento, cabe la posibilidad de que el plano esté movido (ver Figura 2).

### Formación Doán

Esta formación se ha localizado también en el área deslizada de Palo Alto. Rojas (2010) hace una significativa recopilación de antecedentes para esta Fm. y algunos autores la definen como aglomerados de origen lahárico. Alvarado y Pérez (1999) sugieren que se trata de flujos de bloques y ceniza, posiblemente derivado de un debris avalanche. En el área de estudio, Doán se diferencia de la Fm. Suretka por su apariencia más volcánica, con fragmentos juveniles en una matriz arenosa cinerítica, con bloques angulares de lava. Como ejemplo de lo anterior, se reconoce en un afloramiento ubicado en las coordenadas 576,193E – 217,694N. Corresponde con un escarpe que posiblemente fue el frente de explotación de un antiguo tajo, de entre 8 a 10 m de alto que muestra bloques angulares escoriáceos centimétricos a decimétricos, con selección pobre. Algunos de los bloques representan con fragmentos ignimbríticos angulares con tamaño de hasta 50 cm de diámetro. La matriz es arenosa cinerítica de tono gris en estado sano y café en estado meteorizado y el soporte es por matriz (Figura 6).

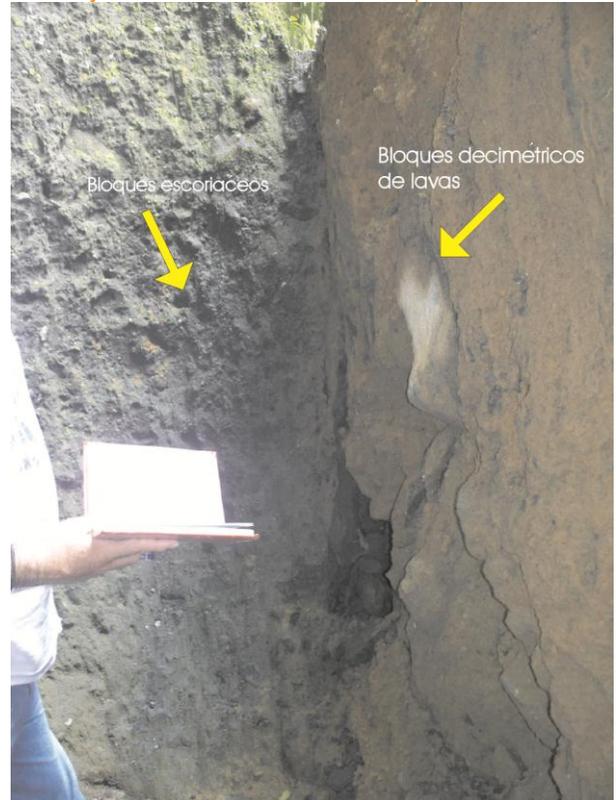
Figura 6: Apariencia cinerítica de la matriz de la unidad rocosa asociada en este trabajo a la Fm. Doán; el lapicero blanco sirve de escala (coordenadas 576,193E – 217,694N).



Fuente: Elaboración propia.

El depósito presenta dos posibles eventos, uno inferior que presenta escorias posiblemente asociado a vulcanismo explosivo y uno superior brechoso y posiblemente retrabajado (¿un lahar?), el cual exhibe bloques decimétricos de lavas diseminadas en una matriz limo arenosa (Figura 7 y Figura 8). Otro punto donde aflora la Fm. Doán, es en las coordenadas 577,885E – 217,473N.

Figura 7: Comparación entre las apariencias de las unidades existentes en el afloramiento de las coordenadas 576,193E – 217,694N. Se observa hacia la izquierda de la fotografía un material más escoriáceo, oscuro, mientras que el bloque que se observa a la derecha, presenta una tonalidad café, es más cinerítico y tiene menos cantidad de bloques escoriáceos.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 8: Talud vertical en las coordenadas 576,193E – 217,694N. En la parte inferior un estrato en apariencia discontinuo que corresponde con un evento escoriáceo de tonalidad grisácea oscura. El evento superior, de tono café, presenta bloques lávicos concentrados en una franja a la mitad del depósito. Se observan los y las estudiantes del curso “Deslizamientos y otras formas erosivas” trabajando en el afloramiento



Fuente: Elaboración propia.

### Formación Suretka

Fernández (1987) la define como una secuencia de depósitos conglomeráticos y brechas de ambiente fluvial y coluvial. Los conglomerados guijarrosos muestran estratificación gruesa con lentes de areniscas, horizontes de lignito y fósiles en la localidad del Río Duruy (Valle de la Estrella). También señala que por sus relaciones estratigráficas, se le ha asignado un rango de edad desde el Mioceno hasta el Plioceno.

Chavarría (1996) menciona que se encuentra formada principalmente por conglomerados que se caracterizan por un amplio rango granulométrico, con partículas tamaño de arcilla hasta bloques de un metro de diámetro. Casi siempre se presentan divididos en cuerpos sedimentarios menores. Esta formación se identifica por presentar una expresión topográfica caracterizada por paredes verticales y macizos cohesivos, resistentes a la erosión. Estimó un espesor de 300 m para el área de la hoja Tucurrique.

La Fm. Suretka está formada a raíz del levantamiento de la Cordillera de Talamanca y de la colmatación de la Cuenca de Limón. Está constituida principalmente

por estratos de conglomerados formados en un ambiente continental. Tiene estratificación decimétrica a métrica, ocasionalmente laminación cruzada en los lentes de areniscas.

Pérez (1996) describe conglomerados y brechas polimícticas y areniscas medias con cemento silíceo dispuestos en bancos de decenas de metros de espesor, asociados a un ambiente aluvial. Sobreyace transicionalmente a la formación Río Banano y es discordante a las formaciones Senosri y Uscari.

En las coordenadas 576,966E -218,435N se localizaron depósitos aparentemente recientes, donde resalta una primera capa con bloques decimétricos de lavas, dentro de una matriz limosa. Bajo esto afloran tobas y flujos de detritos que contienen bloques lávicos centimétricos flotantes con un promedio de tamaño de 2 cm. Aparecen bloques centimétricos de intrusivos (granodioritas) de tamaño 2 cm, escasos (1%) en correspondencia a lo observado por Cervantes (1987) para la Fm. Suretka, todo esto dentro de una matriz limo-arenosa. Esta misma litología con presencia de bloques centimétricos de intrusivos, aflora en las coordenadas 576,797E - 218,019N. La presencia de bloques pequeños de intrusivos en los depósitos descritos en el área de deslizamiento Palo Alto, significa que se está en presencia de los depósitos más recientes de Suretka (Figura 9). A diferentes niveles de altitud hay afloramientos que presentan bloques de intrusivo y se interpreta como una repetición de la secuencia debido a movimientos verticales de bloques.

Figura 9: Fm. Suretka. Obsérvese la buena selección por tamaño de grano, con excepción del bloque rocoso que se observa a la izquierda de la fotografía.



Fuente: Elaboración propia.

Texturalmente, esta unidad corresponde con una brecha polimíctica. Se observan esporádicos bloques decimétricos redondeados de andesitas, además de flujos interdigitados, uno de ellos de tono marrón que contiene clastos angulosos a subredondeados decimétricos y métricos de andesitas y un flujo pardo fino donde existen fragmentos de intrusivos en porcentaje muy bajo respecto a los demás

componentes. Exposiciones claras de la Fm. Suretka se observan en las laderas del cauce del río Colima, en las coordenadas 578,275E - 219,100N. A 20 m aguas arriba de estas coordenadas existe un excelente afloramiento con clastos pertenecientes a la Fm. Uscari, de 30 cm de diámetro, muy irregulares, asociados con bolones decimétricos de lavas. Luego, en las coordenadas 578,205E - 219,110N se observan facies asociadas a la Fm. Suretka, que corresponden con lentejones arenosos medios, de tono café oscuro casi marrón (del color de la matriz de Suretka). Frente a la laguna Palo Alto, en las coordenadas 576,738E - 217,862N se observan bloques redondeados a subredondeados de lavas que también se asocian a la Fm Suretka. En las coordenadas 577,489E - 217,603N, en un bastión del puente sobre la Quebrada Guaitil, dentro de la Finca Colima, aflora la Fm Suretka de tonos café oscuro y muestra bloques de lavas meteorizados.

**Buzamientos:** En las coordenadas 576,500E - 219,600N en la Quebrada Jirá fue medido un buzamiento de 30° Sf. Esto permite que su cauce hasta las coordenadas 577,700E - 219,500N sea lineal en dirección E-W, lo que corresponde con la dirección estratigráfica de la Fm Suretka.

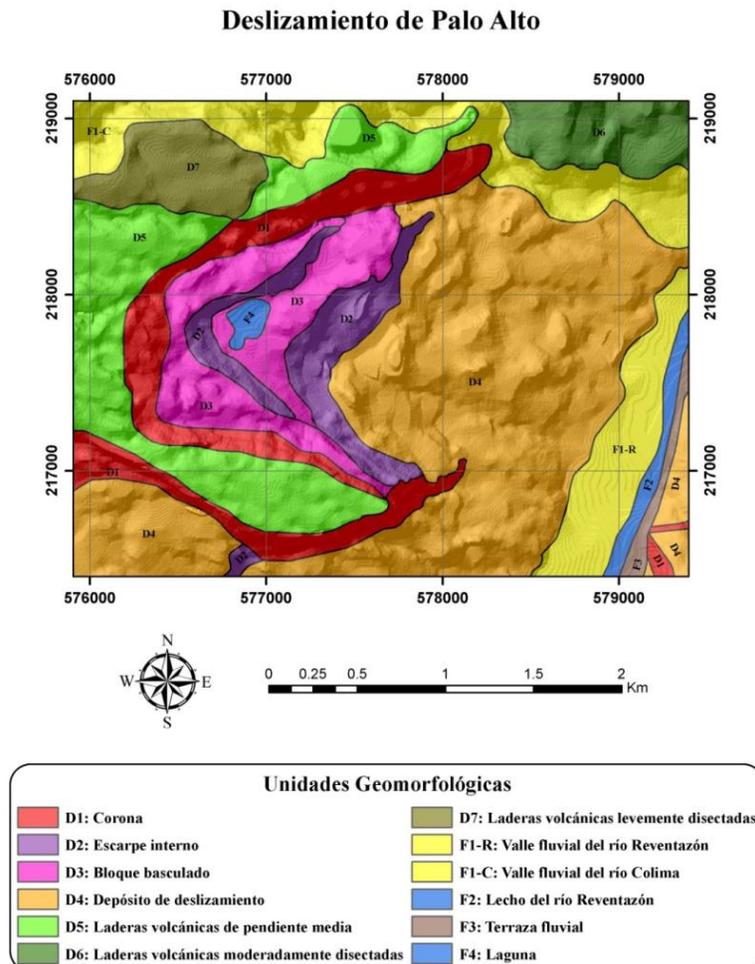
### Aglomerados

En el tramo recorrido del río Colima se observan dos tipos de ruditas. La rudita típica de la Fm. Suretka y otra que corresponde con una brecha monomítica, de bloques irregulares de lavas andesíticas oscuras, que afloran en las coordenadas 578,047E -219,001N. Presenta una mala selección de bloques, cuyos tamaños van desde centimétricos a decimétricos, algunos esporádicos de hasta 60 cm redondeados. La matriz presenta una apariencia diferente de la observada en los afloramientos típicos de Fm. Suretka, pues esta aparece quemada y posiblemente soldada. Un afloramiento de esta unidad volcánica se puede observar en el cauce del río Bonilla en las coordenadas 575,650E - 221,500N a una distancia de aproximadamente 4 km en línea recta del afloramiento observado en el río Colima.

### Geomorfología

El área afectada por el deslizamiento de Palo Alto y su clasificación morfológica se muestra en la Figura 10.

Figura 10: Unidades geomorfológicas del deslizamiento Palo Alto, Turrialba, Costa Rica



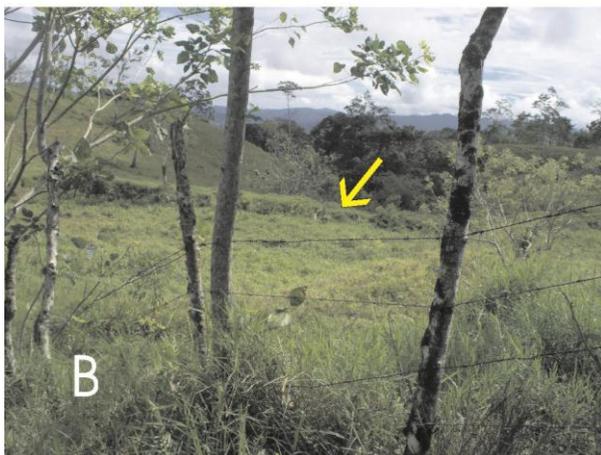
Fuente: Elaboración propia, s.f.

El mapa geomorfológico (Figura 10) expone la forma típica en herradura, dentro de la que se distinguen 4 unidades: 1. Escarpes internos, 2. Bloques basculados, 3. Coronas laterales del deslizamiento y 4. Áreas de depósito de los materiales deslizados. Los escarpes y bloques dentro del área deslizada muestran una posición consistente con la forma general del deslizamiento.

### Escarpes internos

La mayoría de los escarpes presentes en el área tienden a ser alargados y con forma típica en herradura. Llegan a presentar desplazamientos verticales decimétricos (Figura 11) hasta de varios metros de altura. También se pueden distinguir series de pequeños escarpes en una misma dirección, como muestra de movimientos traslacionales.

Figura 11: Dos escarpes internos: A) a orilla del camino se observa un escarpe señalado con flechas y se asocia con una depresión, un árbol joven presenta una breve curvatura y parte de su sistema radicular expuesto. B) otro escarpe, señalado con una flecha, se observa en un potrero como una grada posiblemente muy reciente porque no muestra mucha redondez en su forma por acción de la erosión, sin embargo está cubierta con pasto.



Fuente: Elaboración propia.

Escarpes de tamaños métricos a decamétricos se observan en las coordenadas 576,992E – 218,406N cuya inclinación es hacia el S34 E.

### Bloques basculados

Se observan dentro del área deslizada algunos bloques basculados. Uno de ellos se localiza en las coordenadas 576,992E – 218,406N y se inclina aproximadamente 10° al NW (Figs. 12 y 18).

Figura 12: Bloque basculado 10° al NW. Coordenadas 576,992E - 218,406N. El escarpe desde donde se bascula no se observa en la fotografía pero se inclina al S34E, en dirección al río Reventazón (ver Figura 17).



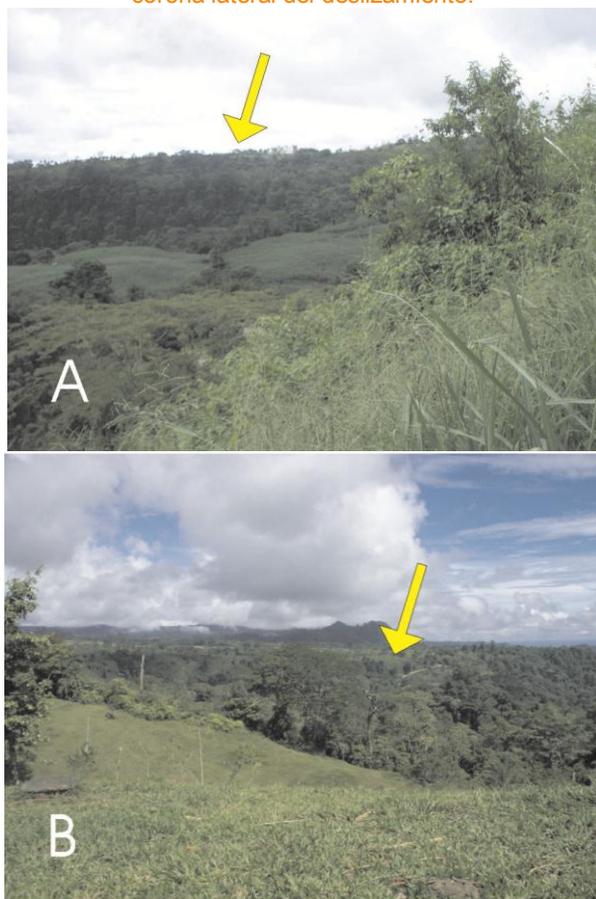
Fuente: Elaboración propia

A nivel macro el deslizamiento posee una serie de escarpes alargados, algunos llegan a medir aproximadamente 10 a 15 metros de altura. Al noroeste de Peralta se observan una serie de bloques, algunos alargados y otros con una forma más ovalada, los cuales se encuentran basculados en dirección NW, así como algunas zonas planas que, mediante comprobación de campo se determinó que corresponden en su mayoría con zonas anegadas (ciénegas). El cuadro 1 enlista otros sitios dentro del deslizamiento donde se midieron bloques basculados.

### Coronas laterales del deslizamiento

Un segmento de la corona lateral sur se observa en la Figura 13a. Un sector de la corona lateral norte se observa en la Figura 13b. Ambos escarpes están ocupados por bosque denso, posiblemente secundario, no se observa evidencia de flujos de detritos ni actividad reciente.

Figura 13: Coronas laterales del deslizamiento de Palo Alto, señaladas con flechas. A) Corona lateral sur. B) Corona lateral norte, que corresponde con el valle del río Corralón. Se propone que dicho cauce se formó al aprovechar la corona lateral del deslizamiento.



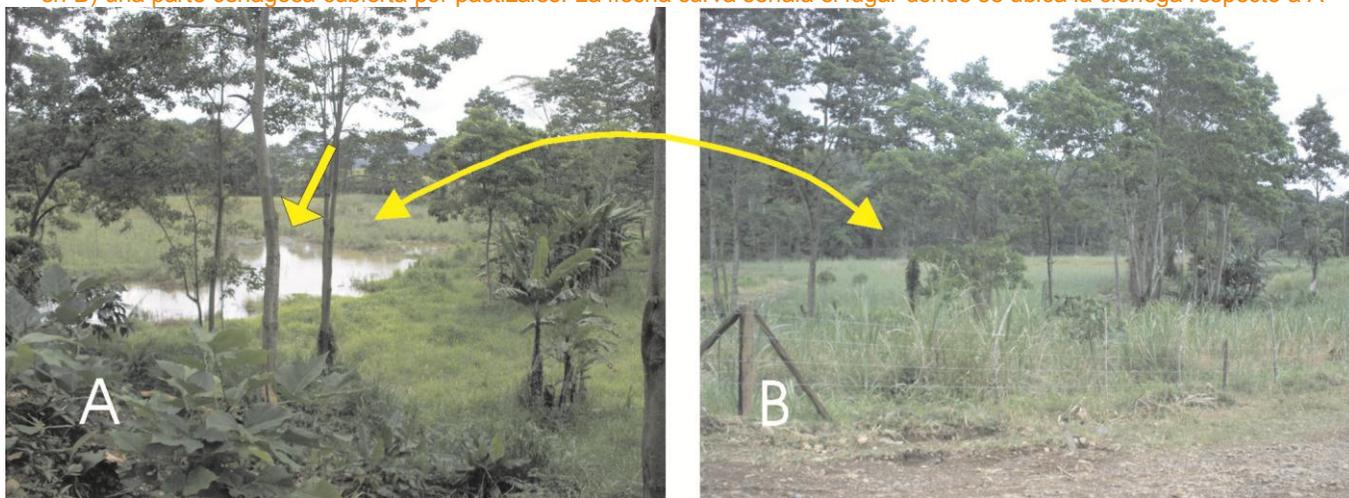
Fuente: Elaboración propia.

La Quebrada Corralón parece encauzarse en parte de la corona lateral norte. Esta es una posibilidad que se propone en Peraldo y Badilla (2015), justo cuando un nivel freático se logra romper debido al movimiento del deslizamiento, el agua se puede encauzar y formar un valle a lo largo de la zona de las coronas laterales, aprovechando la molienda y sitios de debilidad que se observan a lo largo de ellas.

### Colinas aisladas y depresiones

En las coordenadas 577,442E – 217,314N existe una morfología que se caracteriza por la presencia de varias colinas redondeadas, algunas alargadas, aisladas y en medio de ellas áreas deprimidas. El origen de estas colinas puede deberse a afectos de despegue de sectores del deslizamiento sometidos a basculamiento y posterior erosión formando así las depresiones generadas entre los escarpes y bloques basculados. También puede ser debido a sectores sometidos a fuerzas de tracción que pueden formar grábenes donde se acumula agua sea de la escorrentía superficial, o bien de la escorrentía subterránea. En el deslizamiento de Palo Alto, se puede observar la laguna homónima que se formó en un área que tiene su origen en la tracción y basculamiento de bloques. La Figura 14A muestra parte de dicha laguna y la Figura 14B muestra otro sector del área ocupada por un pastizal en un sector cenagoso.

Figura 14: Laguna de Palo Alto. Se observan dos sectores de la depresión que contiene la laguna. En A) se observa la laguna y en B) una parte cenagosa cubierta por pastizales. La flecha curva señala el lugar donde se ubica la ciénega respecto a A



Fuente: Elaboración propia.

## Morfologías de depositación

Estas morfologías suelen presentar pendientes suaves, no mayores a los 10°, onduladas que limitan con las terrazas horizontales de las veras del río Reventazón. Estas morfologías de depositación se presentan parcialmente disectadas por un drenaje caótico y poco definido (Figura 15).

Figura 15: Áreas de depósito señalados con una flecha, se observa la pendiente baja. Son terrenos usados para pastos



Fuente: Elaboración propia.

## Repetición de la secuencia litológica

El movimiento en bloques en el área del deslizamiento permite que la secuencia litológica se repita. Si este efecto generado por el movimiento de bloques no se reconoce, se podrían estimar espesores no reales. En las coordenadas 576,966E – 218,435N se identifica una secuencia de flujo de detritos donde se observan bloques lávicos flotantes de un diámetro promedio de 2 cm, además de bloques esporádicos de granitoides de 1 cm de diámetro. La mayor parte de los bloques líticos son subredondeados a redondeados, lo que sugiere mucho retrabajo. El soporte es por matriz limo arenosa que en varias partes está muy cohesionada. Hay esporádicos bloques semiredondeados de lavas de diámetro métrico.

Dentro de la secuencia se observan facies donde imperan los bloques lávicos métricos semiredondeados, dentro de una matriz de arenas finas. Se sugiere esto como un antiguo canal fluvial. La misma secuencia se repite en las coordenadas 576,797E – 218,019N, cerca de 60 metros de diferencia de alturas entre ambos afloramientos.

## Cambios en el patrón de drenaje

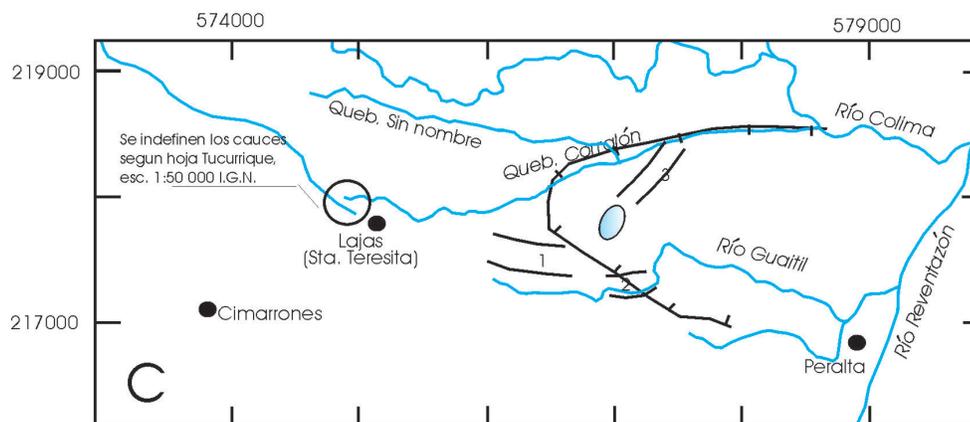
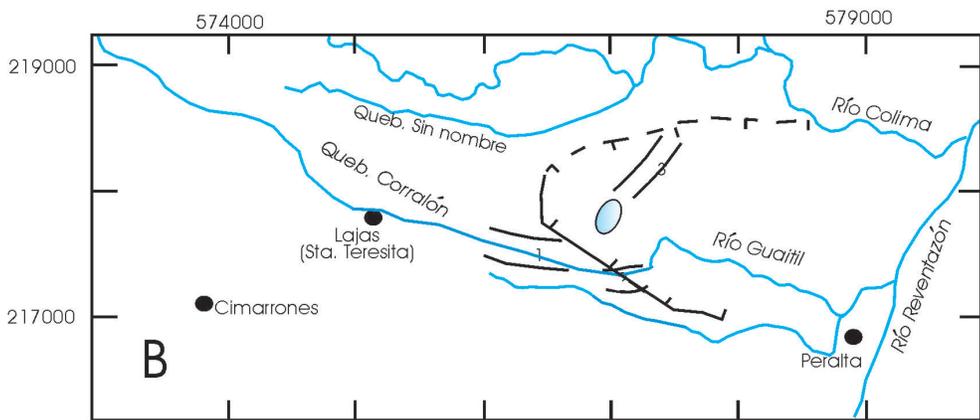
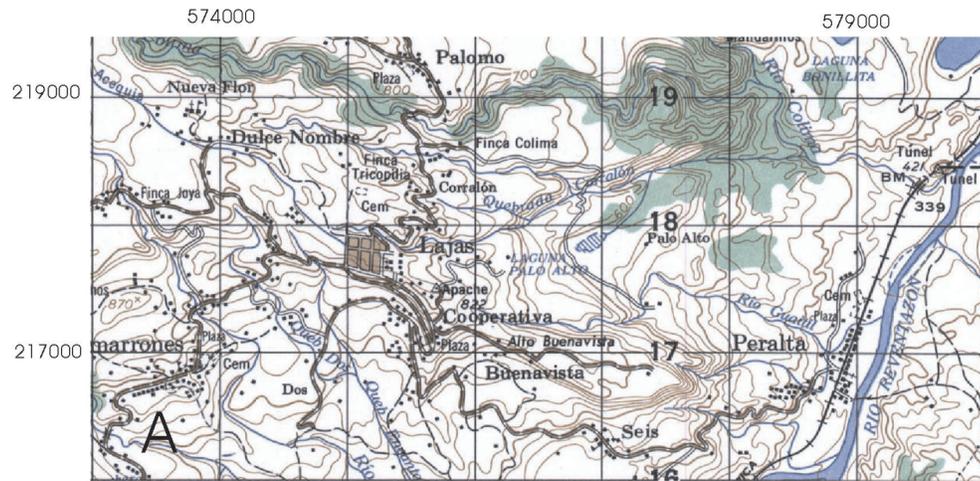
Intensos movimientos en laderas pueden afectar el patrón de drenaje existente. En el análisis de fotografías aéreas efectuado, se pueden observar rasgos morfológicos que pudieron corresponder a cauces abandonados. En este caso, se interpreta un cambio en el curso de la quebrada Corralón similar a la captura fluvial. Lugo Hubp (2011) define captura fluvial como la desmembración de una porción de una corriente fluvial por la cabecera de otra, a causa de una erosión remontante. En el caso que nos ocupa, el proceso de captura no calza bien con el proceso que se está interpretando, pues no existió trasvase de una cuenca a otra, fue un cambio del cauce dentro de una misma cuenca. Al generar mayor actividad en la corona norte, la quebrada Corralón simplemente abandonó su antiguo cauce hacia las áreas deprimidas de la corona norte del deslizamiento de Palo Alto. No es una captura *stricto sensu*.

Al presente, el cauce del río Guaitil presenta un cauce bastante grande y profundo que no está en correspondencia con el tamaño de dicho río. Pudo ser que la quebrada Corralón antiguamente ocupaba lo que hoy es el cauce del río Guaitil. La Figura 16 ilustra la hipótesis que se formula en este trabajo sobre el cambio del cauce de la quebrada Corralón: en trazo continuo el cauce actual de la quebrada Corralón, y en trazo discontinuo el antiguo cauce propuesto de dicha quebrada (Figura 16B) y el posible cauce primitivo (Figura 16C).

La quebrada Corralón ha profundizado su cauce y forma un valle que Lugo Hubp (2011) denomina encajado. Esto ocurre justamente porque la corriente del río excava eficientemente su cauce a lo largo de la corona norte del deslizamiento que es en sí una zona de debilidad del suelo y la roca.

Es posible que el proceso de captura ocurrió en el caso de la quebrada que en la Figura 16 se indica "sin nombre", la cual antes de la formación de la corona norte tenía su confluencia en el río Colima.

Figura 16: Hipótesis de trabajo: transformación de patrones de drenaje por actividad del deslizamiento de Palo Alto. A) área de estudio, hoja Tucurrique esc. 1:50 000 (I.G.N). B) condiciones morfológicas originales: en formación el segmento norte de la corona del deslizamiento y patrón de drenaje inicial. C) patrón de drenaje actual se señalan con números los cauces abandonados.



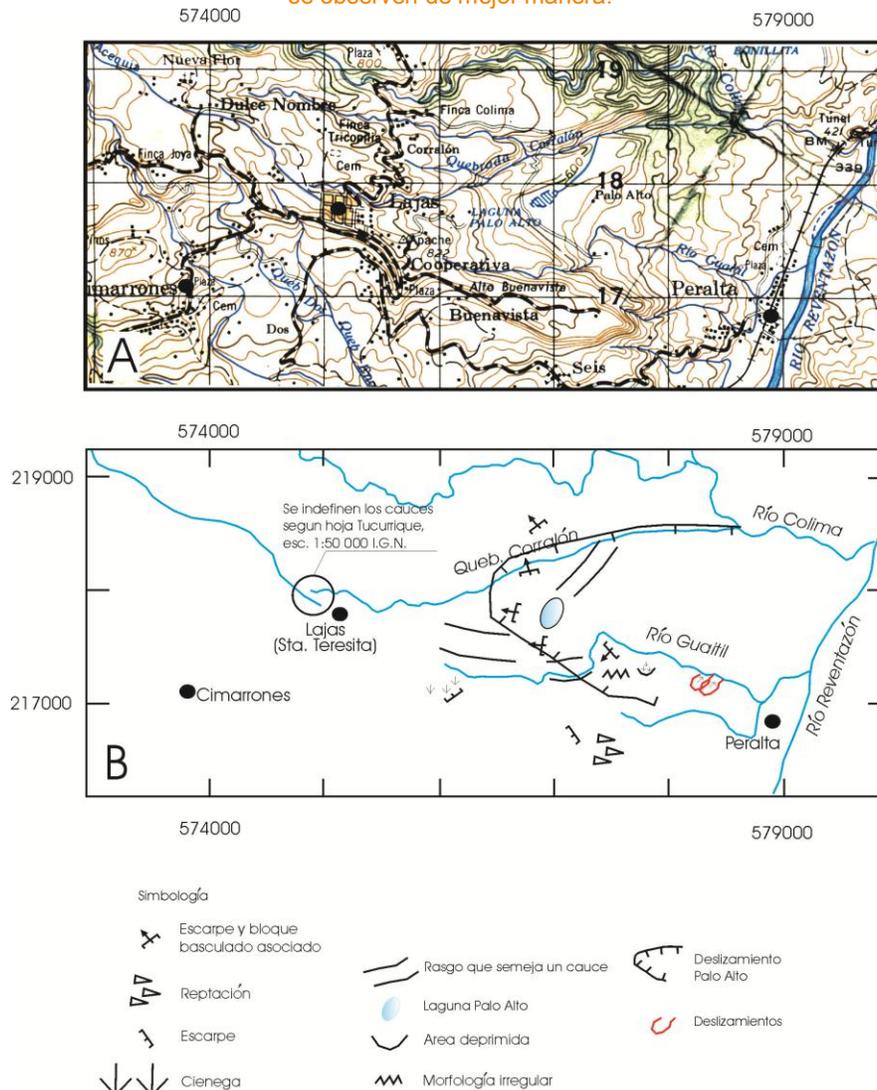
Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 1. Observaciones morfológicas. Deslizamiento de Palo Alto (ver Figura 17).

Coordenadas	Descripción
575,972E - 216,987N	Escarpe pronunciado, depósitos de movimiento con formas ovaladas
576,032E - 216,955N	Pequeño escarpe y zona pantanosa
576,738E - 217,862N	Bloque basculado 10° al N 80° W
576,786E - 218,139N	N 34° W
576,992E - 218,406N	Bloque basculado y escarpe que se inclina hacia el S34°E.
576,833E - 217,637N	Bloque basculado 10° al oeste.
576,413E - 217,382N	Área plana, hacia el sur se aprecia un escarpe y una colina aislada
576,786E - 218,139N	Bloque ligeramente inclinado, con un escarpe pequeño de baja pendiente en dirección S80E.
577,216E - 216,827N	Escarpe en dirección NE.
577,574E - 217,272N	Morfología irregular, puede corresponder a un sector de mucha actividad en el pasado.
577,442E - 217,314N	Colinas aisladas. Rumbo de los ejes elongados de la colina NW-SE. Se interpretan como bloques basculados.
577,714E - 217,270N	Área deprimida, posible ciénaga.
577,777E - 217,188N	Área afectada por reptación.

Fuente: Elaboración propia.

Figura 17: Elementos macro y micromorfológicos medidos en el campo. En B se ubican en el mapa simplificado con el fin de que se observen de mejor manera.



Fuente: Elaboración propia.

## Tectonismo

Se han medido diversas diaclasas bien expuestas en el cauce del río Guaitil y unas fallas importantes en el río Colima (Figura 2 y 18). El cuadro 2 muestra un resumen de dichas mediciones. En la confluencia del

río Corralón con el río Colima, aparece una roca enteramente tectonizada, en donde se pudieron medir varios planos estriados de continuidad métrica que corresponden con una zona importante de falla.

Cuadro 2: Diaclasas y fallamiento en el área del deslizamiento de Palo Alto.

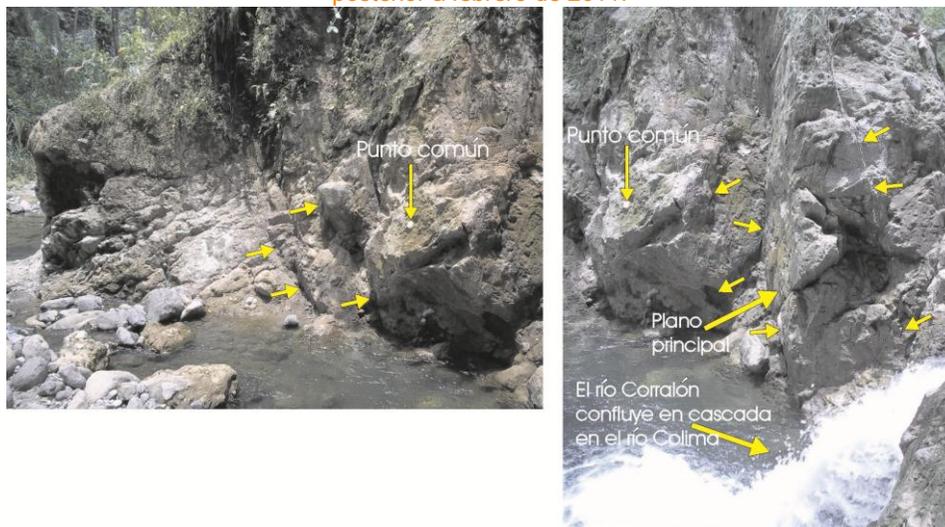
Diaclasas				
Ángulo de inclinación	Dirección inclinación	Comentarios		
<b>577,489E-217,603N, puente dentro de Finca Colima, sobre el río Guaitil.</b>				
80°	S80°E	Podría corresponder con una reactivación en el sector del deslizamiento de Palo Alto.		
<b>40 m aguas arriba puente</b>				
80°	S40°E	Plano bien expuesto		
<b>55 m aguas arriba puente</b>				
78°	N40°E	Plano bien expuesto que coincide con un recodo del cauce.		
80°	S25°E	Fracturas abiertas observadas en margen derecha aguas arriba con una apertura de hasta 7 cm en la brecha de Fm. Suretka.		
<b>95 m aguas arriba puente</b>				
80°	N32°E	Plano pulimentado; sin embargo no se observan estrías ni criterios de movimiento, no obstante 8 metros después aparece una estructura que podría corresponder con un gancho de falla.		
<b>100 m aguas arriba puente</b>				
90°	E-W	Río cambia de dirección al E por presencia de escarpe de 2 a 3 m de altura.		
<b>105 m aguas arriba puente</b>				
80°	N40°E	Plano forma un escarpe de aprox. 6 metros de altura que desvía el río.		
<b>578,360E-218,920N, río Colima</b>				
75°	E f.			
Fallas				
Ángulo de inclinación	Dirección inclinación	Ángulo de Rake	Dirección Rake	Tipo de falla
Coordenadas 578,915E – 218,395N, área de deslizamiento en Fm Uscari				
70°	S 20° W	40°	NW	Inversa
80°	N 60° E	45°	NW	
Coordenadas 578,550E – 218,500N, confluencia río Corralón con río Colima				
75°	S 40° E	70°	NE	Normal
75°	S franco	50°	E franco	Normal
75°	S 70° E	70°	S	Normal
85°	S 12° W	90°		Normal (peso 3)
	También se observan unas estrías muy profusas que tienen una inclinación entre 70 a 80° inclinadas al NW.			
65°	W franco	90°		Normal
86°	N 40° E	75°	NW	
50°	N 30° E	70°	E	Normal
Coordenadas 578,360E-218,920N, río Colima				
12°	N85°W	35°	S25°W	
	No es clara la dirección del movimiento. (Falla ¿Palo Alto?)			

Fuente: Elaboración propia

El diaclasamiento en el cauce del río Guaitil es profuso. Es relevante indicar que varias de las fracturas medidas están abiertas. No se observaron estrías u otros criterios de movimiento debido a que la litología afectada corresponde con brechas gruesas que difícilmente conservan evidencias finas de movimiento. El hecho de que el río Guaitil discorra dentro del área del deslizamiento Palo Alto, hace un llamado de atención respecto a la presencia de estas fisuras abiertas en dicho cauce, que permitirían la filtración de agua y la suposición de que el deslizamiento esté en proceso de reactivación.

Hay dos rumbos preferenciales de fallas y diaclasamiento. El primero se orienta al NE-SW que tiene la dirección del cauce del río Reventazón. El segundo es NW – SE. En el sitio de medición, esta falla condiciona la confluencia del río Corralón con el río Colima, pues el primero confluye en el segundo formando una cascada de aproximadamente 2 metros de alto. Esto significa que el bloque NE baja respecto al bloque SW, además el componente de rumbo al NW de la falla condiciona que la dirección de la confluencia actual esté en contra de la dirección del caudal del río Colima.

Figura 18: Se observa la confluencia del río Corralón en el río Colima. Obsérvese el plano principal que genera la cascada que ahora presenta el río Corralón en su confluencia en el río Colima. Esta cascada y configuración general de la confluencia es posterior a febrero de 2011.



Fuente: Elaboración propia.

### Actividad histórica

Una reactivación del deslizamiento Palo Alto puede amenazar a la población de Peralta. Esto se confirma en Peraldo y Rojas (1998), quienes hacen referencia a un gran deslizamiento que puso en peligro a la población el 10 de enero de 1955, año que coincide con una actividad climática importante. Este deslizamiento que mereció ingresar en las noticias de esa época, posiblemente ocurrió en áreas correspondientes con antiguos depósitos inestables de por sí asociados a la dinámica de Palo Alto, no a la reactivación del deslizamiento como tal.

De comentarios relacionados con actividad reciente de este deslizamiento, personal de la Hacienda Colima, indicaron que no han observado grietas o hundimientos importantes en las áreas que les corresponde trabajar. Sin embargo, en un recorrido efectuado en un tramo de aproximadamente 200 m en la quebrada Guaitil, se observaron fisuras abiertas en rocas pertenecientes a la Fm. Suretka, a un costado de un puente en las coordenadas 577,489-217,603, desde donde se inició el recorrido aguas arriba en la referida quebrada.

### Discusión general

El área de inestabilidad de Palo Alto se reconoce fácilmente incluso en el mapa topográfico correspondiente a escala 1:50 000, pues muestra una típica forma en herradura. Los límites del deslizamiento están bien marcados mediante escarpes bien definidos en campo, pero los extremos de las coronas laterales hacia el oeste se desdibujan debido, entre otras cosas, a que en esos sectores queda indefinido el límite al norte con el área de inestabilidad compleja de Bonilla y al sur con el área similar de Guayabo – Lajas.

En el sector de la corona norte, el límite corresponde con el valle angosto del río Colima. La corona sur se indefinice y el límite se traza por una pequeña divisoria entre la quebrada Guaitil y una quebrada sin nombre ubicada inmediatamente al sur. Acá podría suponerse, en función de lo observado según la fotointerpretación efectuada, que la corona sur en el punto indefinido pudo colapsar, tal como se ha visto en menor escala en el proceso de deslizamiento que se ha estudiado en el sector del río Torito, cerca del área de estudio. Es importante entender que cuando existen áreas complejas de inestabilidad de laderas, en donde

el control litológico es relevante, lateralmente a un deslizamiento puede activarse un proceso que incorpore paulatinamente coronas de deslizamientos vecinos. Se propone que la conformación actual del deslizamiento de Palo Alto presentó diferentes estadios de formación. Se sugiere que la corona Sur es más antigua, debido a su mayor denudación. Se propone que la corona norte se formó posteriormente. Esta corona está menos denudada, tiene más pendiente y su cartografía es más fácil pues está mejor definida que la corona sur. La formación de esta corona generó cambios en el patrón de drenaje original, tal como se discutió en el apartado de geomorfología.

El deslizamiento Palo Alto no muestra actividad importante reciente, salvo un sector que es controlado por la erosión que provoca la quebrada Guaitil y genera deslizamientos de volúmenes de aproximadamente 800 m<sup>3</sup> que han obstaculizado su cauce en las coordenadas 578,495-217,207, 578,359-217,232. Estos sectores fueron de difícil acceso durante la investigación por la cantidad de árboles caídos sobre el cauce debido a los movimientos del terreno.

Aun cuando el deslizamiento Palo Alto está momentáneamente inactivo, es importante ahondar más en su estudio, pues las evidencias morfológicas y las profusas fracturas abiertas en el cauce del río Guaitil pueden ser evidencia de que el deslizamiento podría eventualmente reactivarse y afectar la población vecina. Además, ante la posible reactivación económica que el proyecto Reventazón causará en el área, es importante generar más investigación en dichas áreas para efectos de ordenamiento territorial y de gestión del riesgo.

### Referencias bibliográficas

Alvarado, G. E. y Pérez, W. (1999). The Doan formation (Pliocene) of Costa Rica: an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway. En: Nishimura, S.; Pratseyo, E. y Tsuchi, R. (eds). *Proceeding of the Sixth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP – 355*, Java del Este, Indonesia.

Betancur, J. (2014). Foraminíferos bentónicos como indicadores paleoecológicos de la Formación Uscari (Mioceno Temprano – Medio), cuenca de Limón (Sur), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (50), 193-212.

Campos, L. (2001). *Geology and basins history of middle Costa Rica: an intraoceanic island arc in the convergence between the Caribbean and the Central Pacific plates*. Tubingen, Alemania: Inst. und Museum für Geologie und Paläontologie.

Cervantes, F. (1988). *Secuencia volcansedimentaria de la Cuenca de Limón, Costa Rica, América Central*. Informe inédito.

Chavarría, L. (1996). Estudio geológico geotectónico del corredor Turrialba- Siquirres, sección Río Torito-Laguna Bonilla poliducto de RECOPE, provincia de Cartago, Costa Rica. *Informe Campaña Geológica*. San José, C.R.: UCR.

Fernández, J. A. (1987). *Geología de la hoja topográfica Tucurrique 1:50 000, IGNCR, 3445I*. (Tesis de Licenciatura inédita) Universidad de Costa Rica, San José, C.R.

Lugo Hubp, J. (2010). *Diccionario geomorfológico*. México: UNAM.

Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deforma del Centro de Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura inédita), Universidad de Costa Rica, San José, C.R.

Madrigal, G. R. y Rojas, CH. E. (1980). Mapa Geomorfológico de Costa Rica (1: 200 000) [Mapa]. San José, C.R.: Oficina de Planificación Sectorial Agropecuaria,IGN

Peraldo, G., y Badilla, E. (2015). El área de deslizamientos de Torito: un proceso histórico de amenaza. *Revista En Torno a la Prevención*, 14, 7-21.

Peraldo, G., y Rojas, E. (1998). *La deslizable historia del ferrocarril al Caribe de Costa Rica*. San José, C.R.:

Pérez, W. (1996). Estudio geológico y de amenazas naturales Corredor Turrialba – Siquirres, poliducto de RECOPE, sector Laguna Bonilla – Guayacán. *Informe Campaña Geológica*. San José, C.R.: Universidad de Costa Rica.

ROJAS, V. (2010). Caracterización de la geología superficial y subterránea, del área de las estaciones acelerográficas RALT, CSLG, CCDN, CPAR, CCCH, sector central de la provincia de Cartago N° 731-A9-123. *Informe final del Laboratorio de Ingeniería Sísmica*, Universidad de Costa Rica.

Segura, G. (2009). Análisis mediante aplicaciones SIG de la susceptibilidad al deslizamiento en el corredor Siquirres-Turrialba como factor de riesgo del poliducto de RECOPE. *Informe Campaña Geológica*. San José, C.R.

Taylor, G. D. (1975). *The geology of the Limón area of Costa Rica*. (Tesis de Doctorado inpedita) Universidad de Louisina, U.S.A.