

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Volumen/Volume 6

Año/Year 2019

Número/Issue 1



Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

ISSN 2410-728X



USAC
TRICENTENARIA
Universidad de San Carlos de Guatemala



Volumen 6

Número 1

Año 2019

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

Sumario / Contents

- Diseño y análisis de pruebas de recuperación para pozos de agua: estudio de caso en Chiquimula. *Design and analysis of recovery test for water wells: case study in Chiquimula*. R. Machorro, S. Valdez 3
- Patrones topográficos en el reconocimiento de paleodeslizamientos en Baja Verapaz, Guatemala. *Topographic patterns in the reconnaissance of paleo landslides in Baja Verapaz, Guatemala*. S. Morán, C. Ventura, H. Hernández, J. Vargas 9
- Cinemática de porfiroclastos en mármoles ubicados en Cerro Gordo, El Progreso, Guatemala. *Kinematics of porphyroclasts on marbles from Cerro Gordo, El Progreso, Guatemala*. Y. Pérez, S. Morán 23

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra,
Guatemalan Journal of Earth Sciences
vol. 6, núm. / Issue 1, año 2019
ISSN 2410-728X

Equipo Editorial / Editorial Board:

Osmín Jared Vásquez Hernández
Sergio David Morán Ical
César Fernando Monterroso Rey
Julio Fernando Avendaño Castro

Portada: Volcán de Fuego desde el volcán Acatenango, Guatemala
Cover: Fuego Volcano from Acatenango Volcano, Guatemala
Fotografía/Photo: *Kelineth Hernández*

DISEÑO Y ANÁLISIS DE PRUEBAS DE RECUPERACIÓN PARA POZOS DE AGUA: ESTUDIO DE CASO EN CHIQUIMULA

DESIGN AND ANALYSIS OF RECOVERY TESTS FOR WATER WELLS: CASE STUDY IN CHIQUIMULA

Rudy Machorro Sagastume y Sergio Valdez Paredes

Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales – ASGA

rudy.machorro@yahoo.com

RESUMEN

Las pruebas de recuperación del nivel del agua en pozos de agua constituyen una herramienta fundamental para establecer la transmisividad hidráulica de un acuífero y el rendimiento sostenible de una fuente de agua subterránea. Se revisa el marco teórico de la hidráulica de acuíferos, así como el diseño e implementación de pruebas de recuperación, que permiten describir los métodos analíticos de pruebas de recuperación y presentar los resultados obtenidos en un pozo de agua construido en Chiquimula.

El método analítico más simple utilizado para la evaluación hidráulica del acuífero consiste en la solución gráfica de los datos de recuperación del nivel del agua con el método de Theis y mediante el procesamiento con la hoja electrónica, lo cual permite determinar el valor de la transmisividad hidráulica del acuífero y el potencial de abastecimiento de agua para una comunidad.

La evaluación hidráulica del acuífero revela un bajo potencial de abastecimiento, el cual es consistente con el alto contenido de arcilla del acuífero aluvial Cuaternario y con el plutón de Chiquimula. Para realizar la zonificación espacial del potencial de abastecimiento de agua de todo el valle aluvial es necesario contar con más información de pozos de agua.

Palabras clave: Acuífero, Theis, recuperación, pozo de agua, Chiquimula.

ABSTRACT

Water level recovery tests are a fundamental tool to determine the hydraulic transmissivity of an aquifer and the sustainable yield of a groundwater source. The theoretical framework for aquifer hydraulics is revised as well as the design and execution of recovery tests, describing the analytical methods for recovery tests and presenting results for a water well constructed in Chiquimula.

The simplest analytical method used for the hydraulic evaluation of the aquifer consists in the graphical solution of water level recovery data with the Theis method and processing the data with the spreadsheet which allows the determination of hydraulic transmissivity of the aquifer and the potential water supply for a community.

The hydraulic assessment of the aquifer reveals a low water supply potential which is consistent with the high clay content of the Quaternary alluvial aquifer and with the Chiquimula's pluton. To attain a spatial zoning of the water supply potential for the entire alluvial valley is needed to have access to more water well information.

Key words: Aquifer, Theis, recovery, water well, Chiquimula.

Introducción

Una prueba de recuperación es un experimento de campo controlado que se realiza al final de una prueba de bombeo. En ella se mide la respuesta del nivel del agua, en el pozo de bombeo o en pozos vecinos, luego de que se ha detenido el bombeo.

Las pruebas de recuperación del nivel del agua se pueden utilizar para estimar la transmisividad del acuífero cuando la columna de agua en el pozo se recupera después de haber terminado una prueba de bombeo (Figura 1). De ser posible, la medición de recuperación del nivel del agua debe realizarse hasta que la columna de agua alcanza el nivel que tenía antes del inicio de la prueba de bombeo.

El ascenso en el nivel del agua durante la

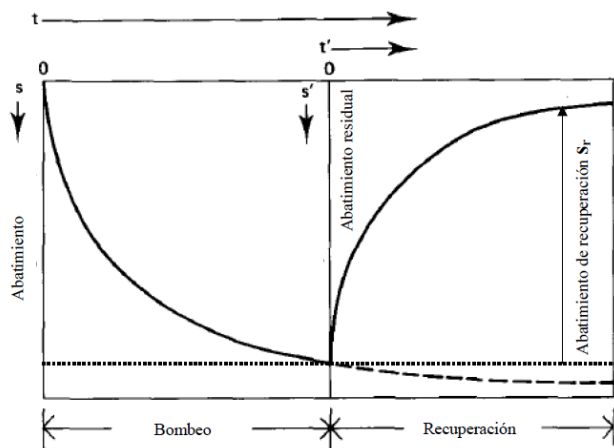


Figura 1. Diagrama indicativo del abatimiento en el nivel del agua durante una prueba de bombeo y la recuperación del nivel luego de finalizado el bombeo. Ligeramente modificado de Kruseman y de Ridder (1994).

recuperación se denomina abatimiento residual, s' , el cual se expresa como la diferencia entre el nivel inicial del agua antes del inicio del bombeo y el nivel del agua medido en un tiempo t' luego de que termina el bombeo.

El análisis de una prueba de recuperación se basa en el principio de superposición el cual asume que, luego de parar el bombeo, el pozo continúa bombeando con el mismo caudal inicial y que la recarga imaginaria, igual a la descarga, es inyectada en el pozo.

Diseño de pruebas de recuperación

Para el diseño de una prueba de recuperación se pueden tomar en cuenta las siguientes pautas: La duración mínima de la prueba de bombeo constante debe ser de veinticuatro horas. El tiempo de recuperación del nivel del agua debe permitir que el pozo recupere por lo menos el 80 % del nivel estático inicial. La frecuencia de monitoreo de niveles de agua durante la prueba de recuperación se indica en la columna izquierda del Cuadro 1. Después de tres horas de monitoreo de niveles, los datos pueden tomarse cada hora hasta completar el registro de recuperación completa del pozo.

La Figura 2 muestra fotos del contexto operativo para la realización de una prueba de recuperación y del equipo utilizado durante el experimento de campo. El pozo debe contar con un piezómetro de PVC instalado donde será insertada la cinta para la medición de niveles de agua.



Figura 2. Equipo y contexto operativo para una prueba de recuperación.

La cinta debe ser de polietileno, tener una longitud mínima de 1,000 pies, y con graduaciones marcadas cada 1/100 pies que permitan mediciones precisas de la profundidad del nivel del agua. En su extremo, la cinta debe contar con una sonda que al entrar en contacto con el agua activa una luz roja en el carrete, momento en el cual debe tomarse la lectura de la profundidad del nivel del agua con relación a la sobrebase del brocal del pozo.

Métodos analíticos de pruebas de recuperación

Existen diferentes métodos para estimar la transmisividad de un acuífero a partir de las pruebas de recuperación, los cuales se basan en la aproximación de la solución exacta de Theis (1935). En este artículo se usa el procedimiento matemático simplificado propuesto por Kasenow (2001).

Para un acuífero confinado, isotrópico y homogéneo, el abatimiento residual, s' , para cualquier momento después de que el bombeo ha sido interrumpido se puede definir con la siguiente ecuación:

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} \left[\int_{\mu}^{\infty} \frac{e^{-\mu}}{\mu} d\mu - \int_{\mu'}^{\infty} \frac{e^{-\mu'}}{\mu'} d\mu' \right] \quad (1)$$

donde,

$$\mu = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

y

$$\mu' = \frac{r^2 S'}{4Tt'}$$

$\int_{\mu}^{\infty} \frac{e^{-\mu}}{\mu} d\mu = W(\mu) =$ función del pozo.

s' = abatimiento residual.

T = transmisividad.

S = almacenamiento durante el bombeo.

S' = almacenamiento durante la recuperación.

Q = caudal.

r = distancia entre el pozo de bombeo y el de observación.

t = tiempo desde que inició el bombeo.

t' = tiempo desde que paró el bombeo.

El valor de μ' disminuye a medida que t' aumenta. Por lo tanto, cuando μ y μ' son pequeños (<0.01) la ecuación de recuperación se puede escribir como:

$$T = \frac{Q}{4\pi s'} \ln \left[\frac{t}{t'} \right] \quad (2)$$

Convirtiendo esta ecuación a logaritmos de base 10 y utilizando la aproximación de Cooper y Jacob (1946) se puede expresar el abatimiento residual para cualquier tiempo con la siguiente ecuación:

$$s' = \frac{2.3Q}{4\pi T} \left[\log \left[\frac{2.25Tt}{r^2 S} \right] \right] - \left[\log \left[\frac{2.25Tt'}{r^2 S'} \right] \right] \quad (3)$$

Si se considera que $S = S'$, la ecuación (3) se puede simplificar con la siguiente expresión:

$$s' = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \left[\frac{t}{t'} \right] \quad (4)$$

El abatimiento residual es proporcional a t/t' . El tiempo del abatimiento residual se representa con t' .

En términos estrictos, el método de recuperación de Theis es válido únicamente para acuíferos confinados que son completamente penetrados por un pozo y que bombean con un caudal constante. Sin embargo, este método también se ha usado exitosamente en acuíferos no confinados (Neuman, 1975) y semiconfinados (Hantush, 1964).

Las soluciones analíticas para las pruebas de recuperación se dividen en función del tipo de prueba de bombeo realizada. Para las pruebas de bombeo escalonadas se usa la solución analítica propuesta por Birsoy y Summers (1980) y en pruebas de bombeo constante se utiliza la solución de Theis (1935).

Resultados – Estudio de caso

Para efectos de la presente investigación se han utilizado datos de una prueba de recuperación en un pozo mecánico de agua construido en Chiquimula. No se contó

con pozo de observación, por lo que las mediciones del nivel del agua se realizaron en el pozo de bombeo.

Los datos del pozo son los siguientes:

Diámetro: 8”

Profundidad: 300’

Nivel estático: 138’

Nivel dinámico: 280’

Caudal: 15 gpm

Bomba: 3 hp, 14 etapas, instalada a 290’.

La geología del pozo documentada con muestras litológicas colectadas cada 10 pies se muestra en la Figura 3.

Espesor (pies)	Columna	Descripción Litológica
130	[Yellow dotted pattern]	Qal, aluvión Cuaternario, color café claro que consiste en arena compuesta por cuarzo, biotita, y clastos de granodiorita y basalto. La arena es gruesa a mediana con clasificación pobre a moderada, angular a sub-redondeada.
140		Qal, arcilla y clastos de basalto.
150	[Orange dotted pattern]	Qb, colada de basalto.
210	[Green horizontal lines pattern]	Qal, aluvión Cuaternario, arcilloso, con fragmentos de cuarzo (60-70%) y granodiorita.
300	[Red brick pattern]	KTi, Cretácico-Terciario, granodiorita gris con moderado fracturamiento. La cima del intrusivo (210-230) muestra fuerte oxidación por intemperismo.

Figura 3. Columna estratigráfica para el pozo de Chiquimula.

El flujo de basalto interestratificado con el aluvión Cuaternario sugiere una discordancia erosional significativa para el valle de la cabecera departamental de Chiquimula.

El Cuadro 1 muestra los datos de campo obtenidos durante el monitoreo de niveles de agua para la prueba de recuperación, así como la estimación del abatimiento

residual s' para el pozo. La interpretación de la prueba de recuperación se realiza preparando una gráfica semi-logarítmica que muestra el abatimiento residual s' según la relación de tiempos t/t' (Figura 4).

Cuadro 1. Estimación del abatimiento residual (s') según la relación t/t' para el pozo de Chiquimula.

Estimación del abatimiento residual (s') versus la relación t/t' en el pozo					
Nivel estático (metros):		42,06	Q (gpm):		15
t' (min)	t (min)	Relación de tiempos t/t'	Nivel de recuperación (metros)	Abatimiento residual s' (metros)	
Tiempo desde que paró el bombeo	Tiempo desde que inició el bombeo				
	1440		76,5		
1	1441	1441,0	74,98	32,92	
2	1442	721,0	73,58	31,52	
3	1443	481,0	72,37	30,31	
4	1444	361,0	71,09	29,03	
5	1445	289,0	69,49	27,43	
6	1446	241,0	68,28	26,22	
7	1447	206,7	67,06	25	
8	1448	181,0	65,84	23,78	
9	1449	161,0	64,62	22,56	
10	1450	145,0	63,4	21,34	
12	1452	121,0	61,39	19,33	
14	1454	103,9	59,26	17,2	
16	1456	91,0	57,68	15,62	
18	1458	81,0	55,91	13,85	
20	1460	73,0	54,61	12,55	
25	1465	58,6	51,59	9,53	
30	1470	49,0	49,23	7,17	
35	1475	42,1	46,63	4,57	
40	1480	37,0	45,31	3,25	
45	1485	33,0	44,5	2,44	
50	1490	29,8	44,2	2,14	
55	1495	27,2	43,94	1,88	
60	1500	25,0	43,76	1,7	
65	1505	23,2	43,66	1,6	
70	1510	21,6	43,51	1,45	
75	1515	20,2	43,46	1,4	
80	1520	19,0	43,38	1,32	
85	1525	17,9	43,33	1,27	
90	1530	17,0	43,28	1,22	
95	1535	16,2	43,28	1,22	
100	1540	15,4	43,28	1,22	
105	1545	14,7	43,28	1,22	
110	1550	14,1	43,21	1,15	
115	1555	13,5	43,18	1,12	
120	1560	13,0	43,15	1,09	

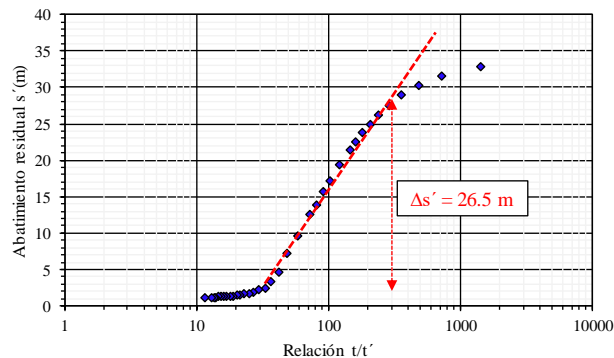


Figura 4. Gráfica semi-logarítmica de abatimiento residual según la relación t/t' .

En condiciones ideales para un acuífero isotrópico y homogéneo, infinito y perfectamente confinado, la Figura 4 mostraría una línea recta. Estas condiciones nunca existen en la naturaleza, por lo que la forma de la curva de recuperación de campo para el pozo de Chiquimula indica la presencia de acuíferos heterogéneos, lo cual es consistente con la columna estratigráfica que muestra la Figura 3.

La pendiente de la curva de recuperación incrementa con el tiempo. Para estimar la transmisividad promedio del acuífero multi-capas se realiza el encaje de una línea recta con la curva de recuperación para un ciclo semi-logarítmico completo de la Figura 4, obteniendo la pendiente de la línea recta que equivale a $2.3Q/4\pi T$ en la ecuación (4), y usando la ecuación:

$$T = \frac{0.183Q}{\Delta s'}$$

$$T = \frac{0.183 \cdot 0.00095 \text{ m}^3/\text{s}}{26.5 \text{ m}} = 6.56 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s} = 0.57 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para tener una interpretación de este valor de transmisividad se utiliza la clasificación de Krasny (1993), la cual se muestra en el Cuadro 2. El dato de transmisividad hidráulica obtenido indica que el pozo tiene capacidad de abastecimiento de agua a nivel privado. El bajo nivel de transmisividad obtenido está relacionado con la alta presencia de arcillas en el acuífero aluvial de ese sector del

Cuadro 2. Clasificación de Krasny (1993) para distintas magnitudes de transmisividad.

Transmisividad (m ² /día)	Significado	Potencial de abastecimiento
≥1,500	Excepcional	Un recurso natural
1,000-1,500	Muy alto	Importancia regional grande
100-1,000	Alto	Importancia regional
10-100	Intermedio	Importancia local
1-10	Bajo	De valor local
0.1-1	Muy bajo	Limitado a abastecimiento privado
<0.1	Imperceptible	Probablemente no es un acuífero

valle de Chiquimula y que está documentado en la columna estratigráfica del pozo.

Discusión y Conclusiones

El método de recuperación de Theis, aunque fue desarrollado para acuíferos isotrópicos y homogéneos, puede aportar datos de transmisividad hidráulica significativos para la evaluación del rendimiento de fuentes de agua subterránea.

Para realizar la evaluación hidráulica de la prueba de recuperación es necesario contar con el registro completo de recuperación de niveles de agua, por lo que se recomienda a los contratistas de la industria de pozos de agua que realicen la toma de datos de recuperación al menos hasta el 80 % del nivel estático original.

Los valores de transmisividad hidráulica medidos en una escala representativamente pequeña, como es el caso del pozo en Chiquimula, pueden variar en varios órdenes de magnitud de un punto a otro, aún en acuíferos aparentemente homogéneos. Para realizar una evaluación adecuada de la heterogeneidad hidráulica espacial del valle de Chiquimula y de su potencial de abastecimiento de agua para la población se requieren datos de varios pozos de la zona.

Referencias bibliográficas

- Birsoy, V., and Summers, W. (1980). *Determination of aquifer parameters from step tests and intermittent pumping data: Groundwater*. v. 18. p 137-146.
- Cooper, H., and Jacob, C.E. (1946). *A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history: Transactions of the American Geophysical Union*. v. 27. p. 526-534.
- Hantush, M. S. (1964). *Hydraulics of Wells*, in Chow, V.T., *Advances in Hydroscience*. Academic Press. p. 281-442.
- Kasenow, M. (2001). *Applied Ground-Water Hydrology and Well Hydraulics*. Water Resources Publications, LLC. 835 p.
- Krasny, J. (1993). *Classification of transmissivity magnitude and variation: Ground Water*. v. 31 no. 2. p. 230-236.
- Kruseman, G.P., and de Ridder, N.A. (1994). *Analysis and Evaluation of Pump Test Data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement. The Netherlands. Publication No. 47. 377 p.
- Neuman, S. P. (1975). *Analysis of Pumping Test Data from Anisotropic Unconfined Aquifers Considering Delayed Gravity Response: Water Resources Research*. v. 11. p. 329-342.
- Theis, C. (1935). *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well using groundwater storage: Transactions of the American Geophysical Union*. v. 16. p. 519-524.

PATRONES TOPOGRÁFICOS EN EL RECONOCIMIENTO DE PALEODESLIZAMIENTOS EN BAJA VERAPAZ, GUATEMALA

TOPOGRAPHIC PATTERNS IN THE RECONNAISSANCE OF PALEO LANDSLIDES IN BAJA VERAPAZ, GUATEMALA

**Sergio David Morán Ical⁽¹⁾, Carlos Ventura Zavala⁽¹⁾, Hugo Leonardo Hernández Cajas⁽¹⁾,
Jorge Enrique Vargas Ochoa⁽²⁾**

⁽¹⁾Universidad de San Carlos de Guatemala, Centro Universitario del Norte, Carrera de Geología
Finca Sachamach, Km 210, Cobán A.V. Guatemala
moran_serjio@usac.edu.gt

⁽²⁾Consultor de Aerogeomatica, Cobán Alta Verapaz.

RESUMEN

La planificación adecuada del territorio debe incluir el desarrollo de estudios de reconocimiento geotécnico enfocados en la evaluación de los movimientos de ladera a lo largo y/o dentro del sitio de emplazamiento de cualquier obra ingenieril. Aunque existen varios lugares en Baja Verapaz que demandan este tipo de estudios, se registran muy pocas caracterizaciones de ingeniería geológica a nivel local y regional en esta región montañosa de Guatemala.

El reconocimiento de los procesos antiguos que han afectado la superficie del terreno (paleodeslizamientos) utilizando herramientas digitales queda limitada cuando los movimientos de ladera se colonizan rápidamente por vegetación. La técnica basada en el análisis de la morfología del depósito de movimientos de ladera y de las laderas, traducida a su forma de curvas de nivel topográficas contenidas en un mapa topográfico a escala regional o de detalle, permite la identificación de los paleodeslizamientos para sus zonas, tanto de despegue como de acumulación. La zona de despegue de un movimiento de ladera puede dividirse en dos partes: a) la zona de cicatriz de deslizamiento, y b) el canal de erosión. Las curvas de nivel puntualmente en el sitio de la corona son de arreglo cóncavo y, a lo largo del canal de erosión, estas poseen una forma en M o W. En la zona de acumulación, la configuración de curvas de nivel es convexa. Las configuraciones cóncava o convexa se determinan observando ladera abajo. La "terrazza de deslizamiento" en un movimiento de ladera, aunque no siempre presente, depende de varios factores, entre los que se incluye la viscosidad, velocidad, pendiente y volumen de la masa deslizante. Los sitios evaluados en esta investigación incluyen paleodeslizamientos en las comunidades de Pachojob, El Apazote y Peña Legua de Baja Verapaz, y se caracterizan por poseer una topografía relativamente plana a semiplana, y pueden clasificarse como flujos de escombros. La cresta es un punto ubicado en el segmento de mayor curvatura y elevada de la zona de rotura (corona) de un movimiento de ladera y representa la unidad mínima en la cartografía de los procesos gravitacionales.

Palabras clave: Movimientos de ladera, Paleodeslizamiento, Baja Verapaz, Curvas de nivel.

ABSTRACT

Proper planning of the territory must include the development of geotechnical reconnaissance studies focused on the evaluation of hillside movements along and/or within the site of any engineering work. Although there are several places in Baja Verapaz that demand this type of study, there are very few geological engineering characterizations at local and regional level in this mountainous region of Guatemala.

The recognition of ancient processes that have affected the surface of the land (paleo slides) using digital tools is limited when hillside movements (HM) are quickly colonized by vegetation. The technique based on the analysis of the morphology of the hillside and HM reservoir, translated into its topographic contour line form contained in a topographic map at regional or detail scale, allows the identification of paleo landslides, both for its detach zone and accumulation zone. The detach zone of a HM can be divided into two parts: a) the sliding scar zone, and b) the erosion channel. The contour lines at the crown site are concave and, along the erosion channel, these are M or W shaped. In the zone of accumulation, the configuration of contour lines is convex. The concave or convex configurations are determined by observing the slope below. The "sliding terrace" on a hillside movement, although not always present, depends on several factors including the viscosity, speed, slope and volume of the sliding mass. The sites evaluated in this research include paleo landslides in the communities of Pachojob, El Apazote and Peña Legua of Baja Verapaz and are characterized by having a relatively flat to semi-flat topography, and can be classified as debris flow. The crest is a point located in the segment of greater curvature and elevated from the zone of rupture (crown) of a hillside movement and represents the minimum unit in the cartography of the gravitational processes.

Key words: Hillside movements, Paleolandslide, Baja Verapaz, Contour lines.

Introducción

Los movimientos de terreno, como proceso superficial, pueden evolucionar de forma lenta y continua, aunque bajo ciertas modificaciones o condiciones, tanto geológicas, ambientales como antrópicas, pueden experimentar una fase o movimiento rápido; por ejemplo, el deslizamiento de Los Chorros ocurrido el 5 de enero de 2009, ubicado en el municipio de San Cristóbal Verapaz. Los movimientos de ladera ocurridos en épocas pasadas (paleodeslizamientos) se pueden identificar considerando ciertos criterios geomorfológicos, observaciones directas de campo y/o a través del análisis de un mapa topográfico y sensores remotos.

El análisis previo para un área, bajo este enfoque, se considera de suma importancia en la planificación de cualquier obra de ingeniería. Esta evaluación (estudio de sitio), por sencilla que se vea al inicio, podría evitar tanto daños a la propiedad privada como de pérdidas de vidas humanas. La identificación de dichos fenómenos como fase

preliminar puede evitar; por ejemplo, aumento en los costos, retraso en la culminación planeada de la obra y/o abandono de proyectos iniciados, como ha ocurrido en trabajos de obra gris, viales e hidroeléctricos.

En los últimos años han ocurrido deslizamientos que han impactado a la sociedad guatemalteca, por lo que en los siguientes apartados se describen y caracterizan formalmente tres casos de paleodeslizamientos, algunos reactivados recientemente, a lo largo de la Sierra de Chuacús.

La mayoría de los movimientos de ladera relativamente antiguos se ubican en la ladera sur de la Sierra de Chuacús, localidades pertenecientes al departamento de Baja Verapaz (Figura. 1). Una secuencia metodológica a nivel de jerarquía en el estudio de movimientos de ladera tiene la siguiente secuencia: se inicia en el nivel de inventario, seguido por el de susceptibilidad, para luego continuar con el nivel de amenaza (A) y/o peligro. Inmediatamente después viene el análisis de la vulnerabilidad (V) y al final el riesgo ($A \times V$) de un área. El estudio planteado engloba en parte el reconocimiento e inventario de dichos procesos. Este inventario puede ser útil para validar los futuros modelos obtenidos de susceptibilidad, amenaza y, desde luego, en la zonificación del riesgo.

Metodología

Con el uso de herramientas básicas y criterios geomorfológicos, se plantea algunos razonamientos que pueden considerarse en el reconocimiento de paleodeslizamientos y su área de influencia. Este trabajo previo de reconocimiento y verificación puede iniciar con el estudio de las curvas de nivel dentro de un mapa topográfico a escala 1:50,000, utilizando curvas de nivel con cotas a cada 20 m.

Para los casos presentados e inventariados, primeramente se realizó el análisis del mapa topográfico a escala 1:50,000 de los cuadrángulos Granados, El Chol, Tiritibol, Pajales, San Andrés Sajcabajá, Tactic, Tucurú, La

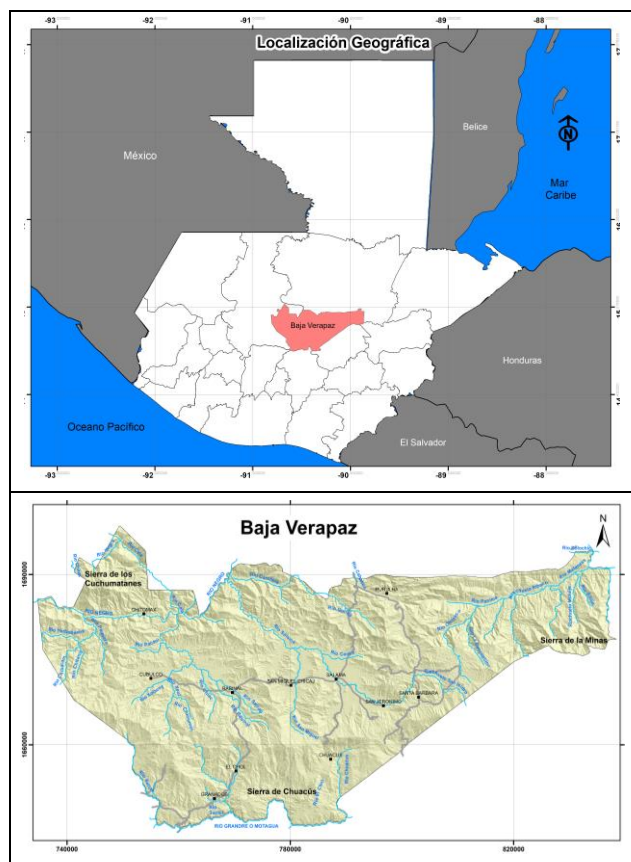


Figura 1. Mapa de ubicación del departamento de Baja Verapaz, dentro del contexto de Guatemala.

Tinta, San Jerónimo, Salamá y Cubulco, y segmentos de los cuadrantes El Cimiento, Sacualpa y El Progreso; los cuales cubren el departamento de Baja Verapaz.

Además, se eligió un área con evidente ocurrencia de movimientos de ladera de dimensiones métricas, para enriquecer la técnica propuesta, en la cual se ha obtenido la información topográfica utilizando un Dron Phantom 3 Advance.

Resultados

La mayor parte de la superficie terrestre está formada por laderas (Young, 1972) y este tipo de formaciones puede considerarse como uno de los componentes fundamentales del relieve (Gutiérrez, 2008). Los procesos gravitacionales introducen modificaciones a lo largo de dicha unidad geomorfológica, al punto de originar en cierta manera su progresivo deterioro y migración, que es la etapa inicial en la evolución de una cuenca.

Los términos “movimiento de ladera” (González de Vallejo et al., 2002), “movimientos de masa” (Gutiérrez, 2008) y “remoción en masa” (Hauser, 1993) refieren a procesos que se generan a lo largo de las laderas y/o cortes artificiales (talud de corte), que implican el movimiento de volúmenes de suelo, roca o combinación de ellas junto a materia orgánica, todo bajo la influencia de la gravedad y modificando la superficie del terreno. Las partes que conforman un movimiento de masa son: corona, cabecera, zona de despegue, zona de acumulación, flancos, etc. (Vallejo et al., 2002, Cruden y Varnes, 1996).

Crterios en el reconocimiento de paleodeslizamientos

Los criterios geomorfológicos en el reconocimiento de movimientos de masa están enfocados en el análisis de las formas del terreno, la configuración del drenaje superficial, los cambios en la pendiente del terreno y la configuración total o área del depósito del material desplazado o deslizado.

Estos elementos del paisaje son representados a nivel de cartas topográficas, mediante el contorneado de curvas de nivel que resultan de las irregularidades de la superficie del terreno, así como en el cambio de grado de pendiente que presenta. De ellas se puede obtener suficiente información preliminar sobre la existencia de movimientos de laderas antiguos. Dichos análisis se pueden realizar a escala 1:50,000, así como a mayor detalle.

A lo largo de una ladera se encuentra una serie de irregularidades que se visualizan y que corresponden a concavidades y convexidades, que obedecen principalmente a la litología del sustrato y a los diferentes procesos que inciden en la morfología de la ladera o la perturban. Los criterios a aplicar en el análisis de las curvas de nivel deben basarse en el estudio e interpretación de tres elementos: 1) geometría de la ladera, 2) forma del depósito y 3) red de drenaje.

a) Geometría de la ladera. Con las formas que presentan las laderas (Figura 2), se inicia identificando sus formas cóncavas principalmente en un mapa topográfico (LC, VC y CC, en la Figura 2a), aunque pueden considerarse bajo sus otras geometrías, pero deben tomarse con más rigor a ojo de experto.

b) Forma del depósito o morfología del ML. En este caso, se hace referencia a la forma del depósito y su arreglo bajo su representación topográfica. Bajo su distribución general y considerando las partes de un movimiento de ladera (Figura 2b) en su “zona de despegue”, las curvas de nivel puntualmente son de configuración cóncava (a.1 y a.2 en la Figura 3a). Esto abarca desde su zona de rotura (corona) y cabecera, y se extiende a lo largo del canal de erosión. Al contrario de su “zona de acumulación”, donde la disposición es convexa (LV, VV en la Figura 2a, 2b) y puede observarse el cambio en su configuración en su parte intermedia (Figura 2b). Los arreglos cóncavo-convexos se deben determinar observando ladera abajo o pendiente abajo (Figura 3a.3 al 3a.6).

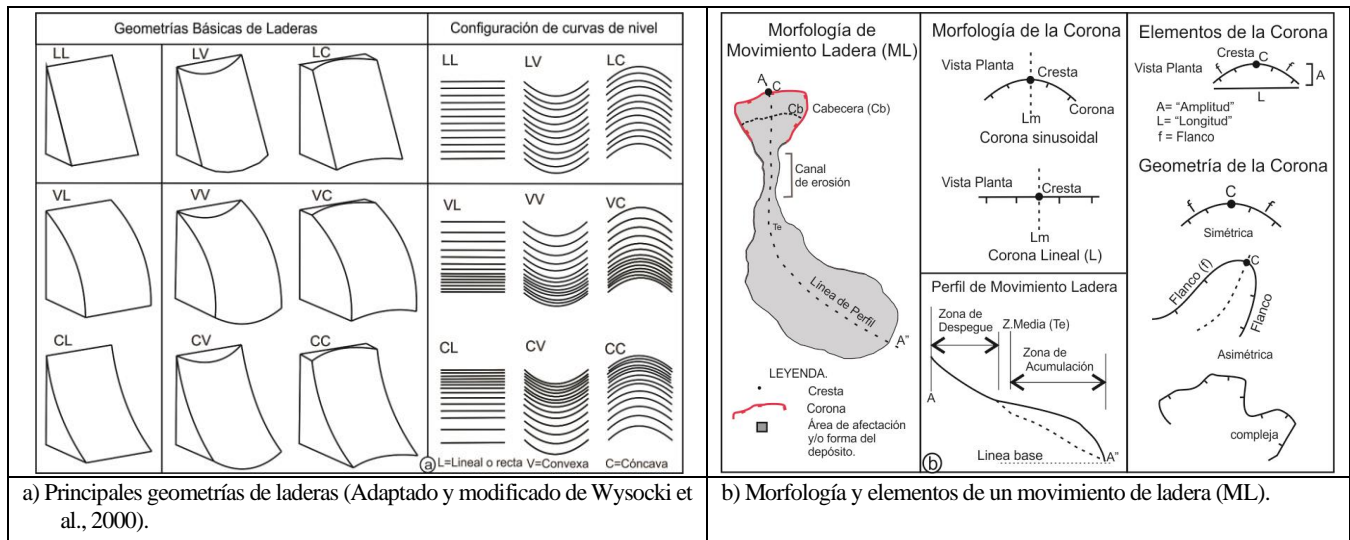


Figura 2. Aspectos de las laderas y movimientos de masa.

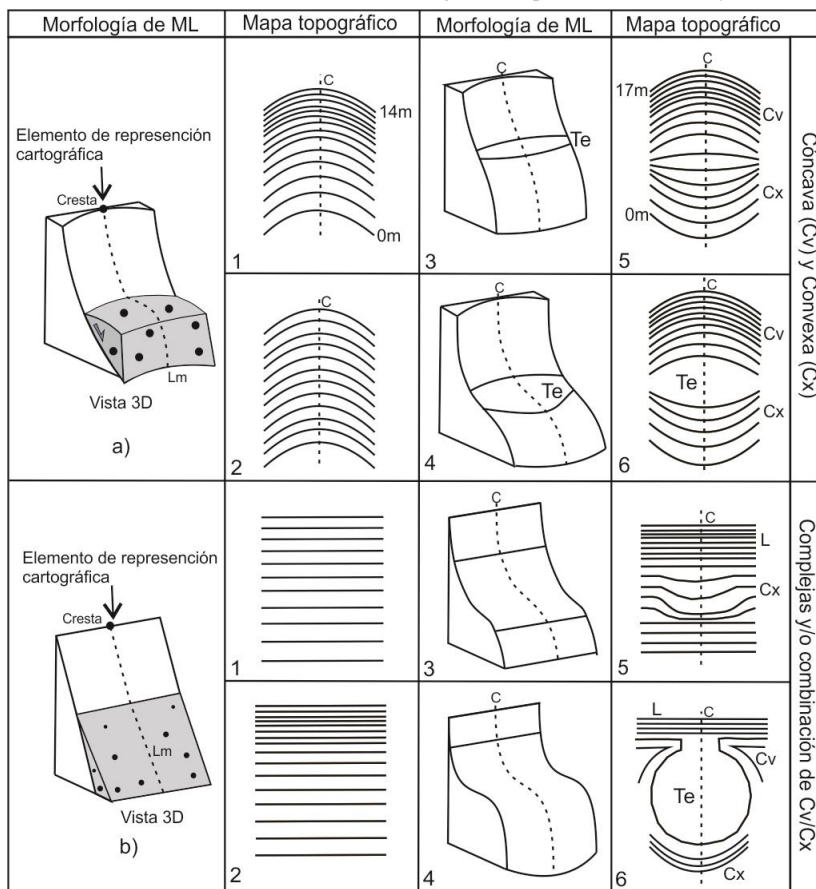


Figura 3. Geometría de laderas, configuración de movimientos de ladera y arreglo de curvas de nivel topográficas para cada caso propuesto. a) Bloques-diagramas en 3D de los movimientos de ladera y corona cóncava, y b) Bloques-diagramas en 3D de los movimientos de ladera con corona de forma lineal y su representación bajo curvas de nivel topográficas, junto a sus casos particulares.

Algunos movimientos de ladera pueden formar una zona topográfica relativamente plana a semi-plana ubicada entre la parte alta y baja del sistema, nombrada

informalmente en este trabajo como “terrazza de deslizamiento T_e ” (Figura 3a).

Bajo su forma y simetría, el sector de la corona (área fuente de la masa desplazada) puede tener una configuración en herradura, sinusoidal o lineal (Ω , omega, Figuras 2b y 3b). Por otra parte, bajo su configuración general, las curvas de nivel poseen un arreglo en M y W en el canal de erosión (Figura 2b). En el caso de la corona lineal, las curvas de nivel serán en unas ocasiones rectas y en otras curvas, en la zona tanto de despegue como de acumulación, respectivamente (Figura 3b.1 al 3b.6).

c) Drenaje en “copa”. El drenaje superficial puede tomar una forma en “Y” en la parte baja del sistema.

Los paleodeslizamientos pueden ser de forma simple, compuesta y compleja, lo que estará reflejado en las curvas de nivel y arreglo del drenaje.

Según la geometría y morfología (Figura 2b) que forma la zona de rotura (corona simétrica/asimétrica, sinusoidal y lineal), el punto que se crea por la intersección entre una línea imaginaria (L_m) que divide en dos partes iguales a la corona es

nombrado como “Cresta”. Dicha división genera los flancos de la corona (Figura 2b). Este sitio se geo-referencia espacialmente mediante un punto y representa un elemento importante en la cartografía de movimientos de masa (Figura 3).

Casos de estudio

Paleodeslizamiento de Pachojob

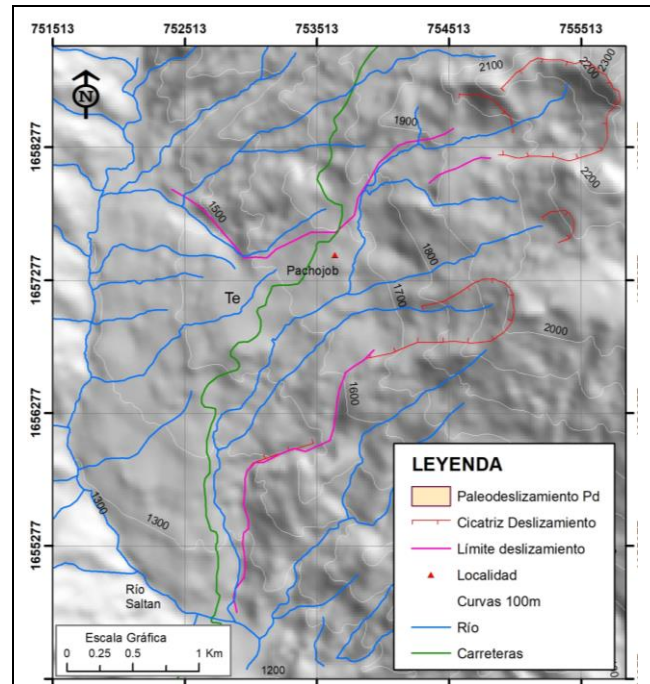
Se encuentra ubicado entre el límite departamental del Quiché y Baja Verapaz, principalmente entre el límite de los municipios de Cubulco y Granados, cubriendo un área de $\pm 2.31 \text{ km}^2$, principalmente donde se ubica el caserío Pachojob, perteneciente al municipio de Cubulco, Baja Verapaz (Figura 4a).

El área fuente de los sedimentos se ubica en la ladera sur del Cerro Tuncaj que se alza con una altura mayor de 2,400 msnm, dentro de la Sierra de Chuacús. La dirección de flujo en su cabecera es de N70E en sentido SW, para luego acomodarse en su parte final a una dirección S25E, según el canal principal de río Saltan. Los materiales desplazados se encuentran compuestos mayormente de rocas alóctonas de serpentinita, pegmatitas y de fragmentos de esquistos con granate y gneis. Los bloques de serpentinita poseen dimensiones que van de unos pocos metros a algunas decenas de metros.

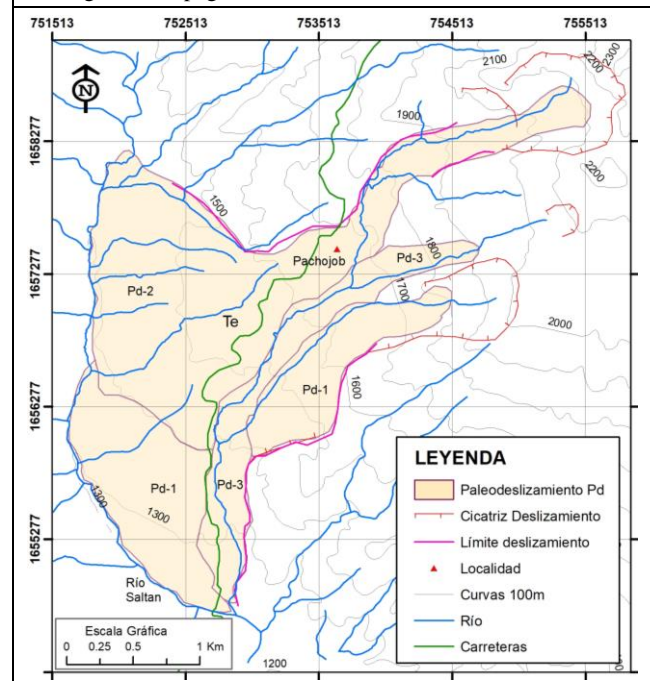
En su zona alta, se distinguen varias formas en herradura que son interpretadas como el relicto de antiguas coronas, generadas en diferentes episodios de “deslizamientos” dentro del mismo sector. Se logra identificar por lo menos tres “lóbulos de deposición (Pd)” (Figura 4b.), siendo probablemente los dos primeros los que mayor área de afectación tuvieron. El arreglo de la red de drenaje es divergente en su parte baja y paralelo en su parte alta. Sus canales de erosión poseen un ancho entre 255 a 280 m (Figura 4b).

La morfología de los depósitos y la pendiente de la ladera oeste sugieren que dichos volúmenes de material obstruyeron y modificaron el curso del río Saltan, que drena de norte a sur (Figura 4b).

En su parte media, se identifica una zona de terraza que coincide con un área de baja pendiente. Por su configuración, dentro de la clasificación de movimiento de ladera, se incluye dentro del tipo de flujo complejo.



a) Modelo de elevación digital y configuración de curvas de nivel, según base topográfica a escala 1:50,000.



b) Cartografía y morfología de los principales depósitos de movimiento de masa interpretados, en la localidad de Pachojob. Se identifica su terraza (Te).

Figura 4. Paleodeslizamiento de Pachojob, Baja Verapaz. Configuración de los depósitos basados en la forma de curvas de nivel topográficas.

Bajo la configuración que muestra la red de drenaje, a lo largo de la evolución de sus depósitos producto del desplazamiento de volúmenes considerables de suelo y roca, el proceso de erosión desarrolla sucesivas cárcavas dentro de los dos lóbulos más grandes Pd1 y Pd2. (Figura 4b).

Paleodeslizamiento de Peña Legua

Varios lóbulos deposicionales son evidentes, sugiriendo diferentes episodios de reactivación, los cuales modificaron el relieve del terreno de un valle preexistente de tendencia NE-SW, y por lo tanto, ocasionaron cambios en el drenaje del río El Cementerio, que probablemente drenaba hacia el río de Llano Grande (Figura 5a).

Su corona se ubica a una altura de 2,100 msnm y su zona de acumulación (zona baja) se encuentra a 880 msnm. Se han identificado por lo menos cuatro eventos de sobrecorrimiento de tierra (Pd-1-4) (Figura 5b), debido a la existencia de cuatro cicatrices de despegue, cartografiadas mediante mapa topográfico, auxiliado con modelo de elevación digital y fotografías aéreas digitales.

Estos movimientos de masa ocurrieron sobre rocas metamórficas y cuerpos alóctonos de serpentinita. Se calculan bloques entre 8 y 15 m para su diámetro menor y 9 y 23 m para el mayor.

El flanco derecho (oeste) de su canal de erosión está marcado por un escarpe desarrollado en serpentinita, sugiriendo que dicho movimiento de masa ocurre a lo largo de dos planos conjugados con dirección N-S.

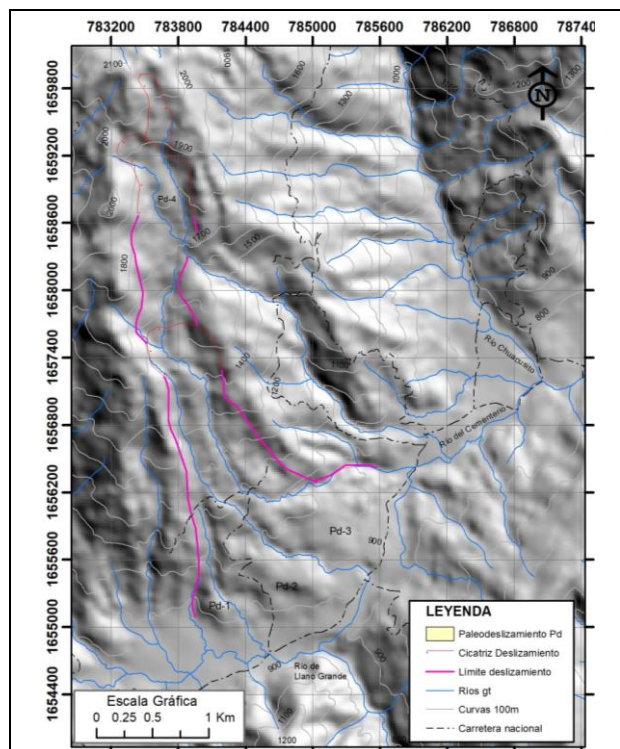
En su desarrollo se tiene la presencia de un canal de erosión de longitud ± 3.73 km (Figura 5b) y parece reflejar superposición de lóbulos de sedimentación, los cuales permiten reorganizar la red de drenaje en tres (Figura 5b).

Por su configuración, dentro de la clasificación de movimiento de ladera se incluye dentro del tipo de flujo complejo.

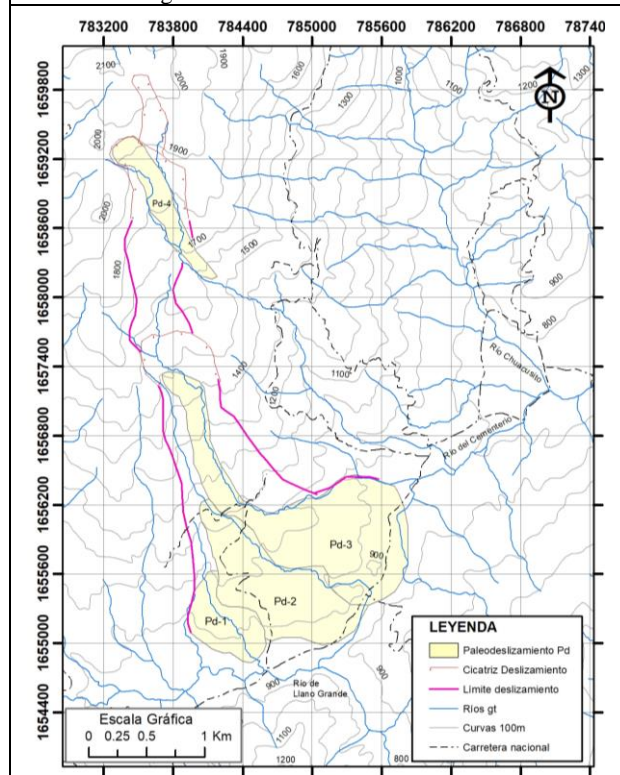
Paleodeslizamiento de El Apazote

Se encuentra ubicado al noreste del poblado de El Chol, Baja Verapaz, cubriendo un área de ± 2.31 km² y con una longitud de ± 3.0 km, principalmente donde se ubica el

caserío El Apazote, donde posee una dirección de NE-SW y sentido de movimiento suroeste (Figura 6a).



a) Morfología y dirección de movimiento del paleodeslizamiento de Peña Legua.



b) Lóbulos deposicionales y límites interpretados.

Figura 5. Morfología del paleodeslizamiento de Peña Legua. Superposición de eventos Pd-1 a 4, según análisis.

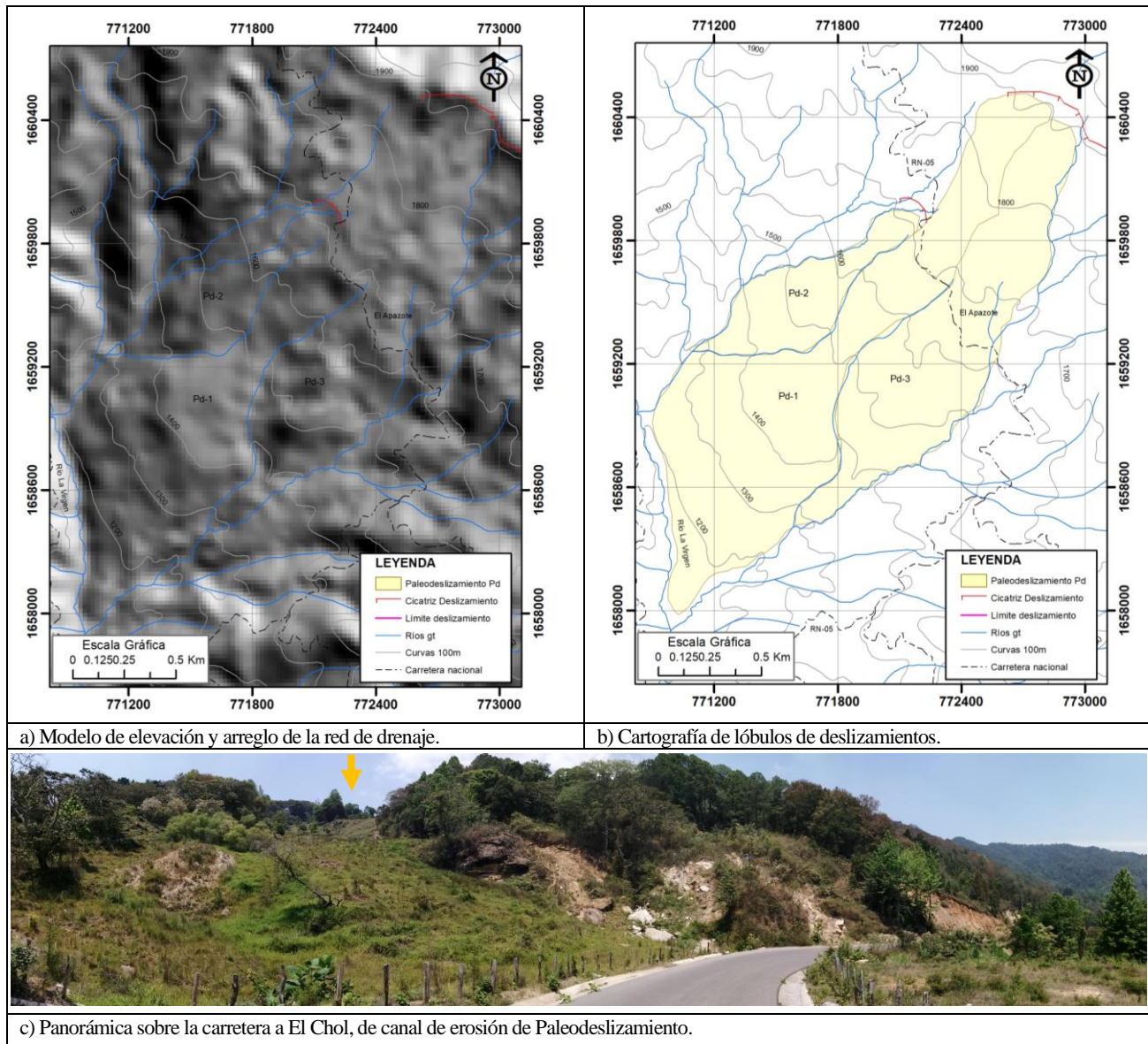


Figura 6. Morfología y cartografía de lóbulos y canal de erosión del paleodeslizamiento de El Apazote. Se han interpretado tres depósitos antiguos relacionados a movimientos de masa.

Su configuración es la de un abanico, compuesto de bloques métricos a centimétricos de rocas metamórficas (esquistos granatífero) pertenecientes al Complejo Chuacús. Estos bloques y detritos se encuentran mezclados con suelos residuales, por lo en la cartografía geológica con consideradas como coluvión, en la cartografía geológica.

El aporte de agua hacia las principales quebradas se origina desde esta área de la corona, por la presencia de pequeños nacimientos de agua.

Las modificaciones realizadas dentro de los trabajos de ampliación de la carretera RN-05 (con 21.967 km de

longitud), tramo entre El Chol y Rabinal que dio inicio el 4 de enero de 2015, han reactivado dicho sistema en diferentes puntos de la carretera (Figura 6c). El nivel freático somero hace inestable dicho sector.

Varias cicatrices de movimiento pueden ser identificadas y cartografiadas dentro del área de influencia de dicho movimiento de ladera (Figura 6b). Estas cicatrices poseen una dirección de N30E. Su corona se encuentra a 1,900 msnm y su parte baja o pie, a 1,140 msnm.

Tres lóbulos son identificados y el más grande presenta una terraza de deslizamiento (Te).

Discusión

Los movimientos de ladera o masa son procesos que conllevan cambios en la superficie del terreno, como una forma de erosión severa que impacta un área específica, donde hay por lo regular pérdida de elementos naturales, cultivos y, en ocasiones, vidas humanas. Aquí radica la importancia de su reconocimiento y evaluación.

Cartografía de elementos

En este caso se refiere principalmente a la zona de rotura, que es representada mediante la **corona**, la **forma o límite del depósito** y al punto de mayor curvatura y elevada (en su forma simétrica) dentro de la corona, que en este caso está representada por la **Cresta (C)**.

La corona o cicatriz de deslizamiento puede describirse considerando el ángulo interior (Θ^i) y la relación A/L (“amplitud y longitud”), que pueden formar los dos flancos de la corona. Ambos francos surgen a partir de la cresta considerado como punto intermedio. La clasificación de ángulo interior (ángulo interflanco) es una adaptación de la clasificación de estructuras plegadas tomada de Hatcher (1990), para la geometría de la corona de un ML. Esta clasificación inicia desde una corona suave, abierta, cerrada, apretada a paralela (Figura 7).

La relación A/L provee de una manera de clasificar la corona en su geometría, si esta es lineal o curva. De esta manera, puede incluirse la siguiente clasificación: sinusoidal suave, abierta, cerrada, apretada a paralela (Figura 7).

Estos elementos pueden ser representados en función de la escala, y estas diferencias de escala pueden ser a nivel regional (1:50,000), media (1:25,000) y detalle (1:10,000). La caracterización de movimientos de

ladera, utilizando la configuración y arreglo de las curvas de nivel en un mapa topográfico, permiten reconocer estos tres elementos (Figura 8).

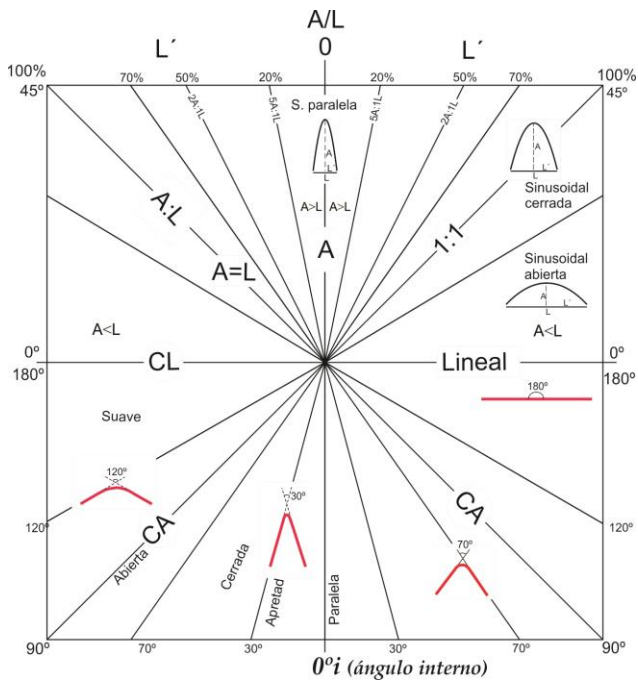


Figura 7. Parámetros en la caracterización de la cicatriz de deslizamiento (corona).

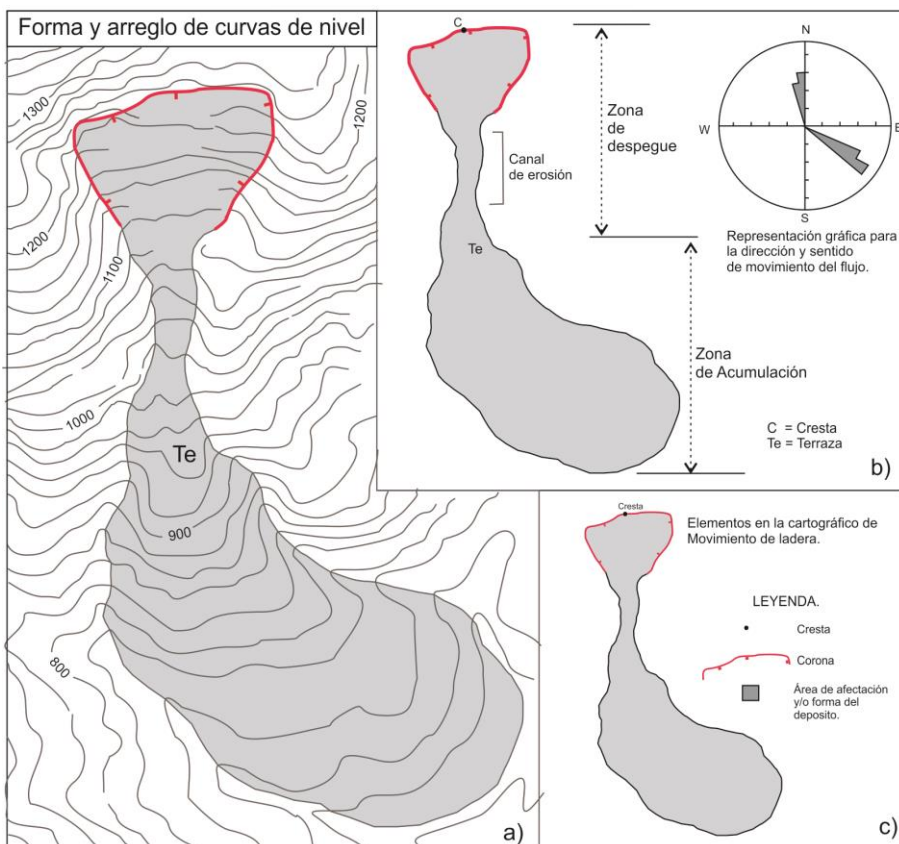


Figura 8. Morfología de elementos del paleodeslizamiento de El Carrizal y configuración de curvas de nivel topográficas.

Los lóbulos deposicionales (forma del depósito) pueden formar distintas morfologías (Figura 6a) y según su grado de ocurrencia puede considerárselos como simples o compuestos (Figuras 4b, 5b, 6b y 8a). Para cada depósito, en forma general se puede distinguir tanto una zona de despegue (zona alta) y zona de acumulación (zona baja) (Figura 8b). Para los casos presentados, es evidente el desarrollo de la “terrazza de deslizamiento (Te)” (Figuras 8a y 9). La trayectoria que puede seguir el material removido puede ser representado mediante los diagramas de rosa (Figura 8b).

La cresta, como elemento en la ubicación espacial de un ML, puede considerarse como elemento mínimo en la cartografía (Figura 8c).

Factores y su relación con los casos presentados

- Factores condicionantes

Litología-discontinuidades. Se consideran en este caso los factores como, por ejemplo, la litología, meteorización y estructuras geológicas, así como su

relación con rasgos de estructuras identificadas con imágenes digitales o modelo de elevación (Figura 9).

En los alrededores de los paleodeslizamientos Pachojob, El Apazote y Peña Legua, afloran rocas tanto de los complejos Chuacús como El Tambor. Dichas rocas están compuestas de esquistos con granate, conteniendo capas de 5 a 10 cm de grafito y cuarcita. Así mismo, interfoliadas se encuentran bandas continuas de gneis cuarzo-feldespático, acompañadas de diques de pegmatitas con feldespato potásico. Su grado de meteorización varía, pero son frecuentes los grados de III, IV y V.

Ligados al complejo El Tambor, se encuentran cuerpos alóctonos de serpentinitas y anfibolitas. Dichos cuerpos afloran tanto en los cerros Tuncaj y Peña Legua.

Las discontinuidades están representadas por planos de foliación, diaclasas y fallas (Figura 9a). Los patrones de foliación frecuentemente buzan hacia el suroeste, con cambios locales al sureste, debido a plegamiento, con ejes orientados 20/N147 (Figura 9b). Además de los factores de pendiente y presencia de agua, las discontinuidades, tales

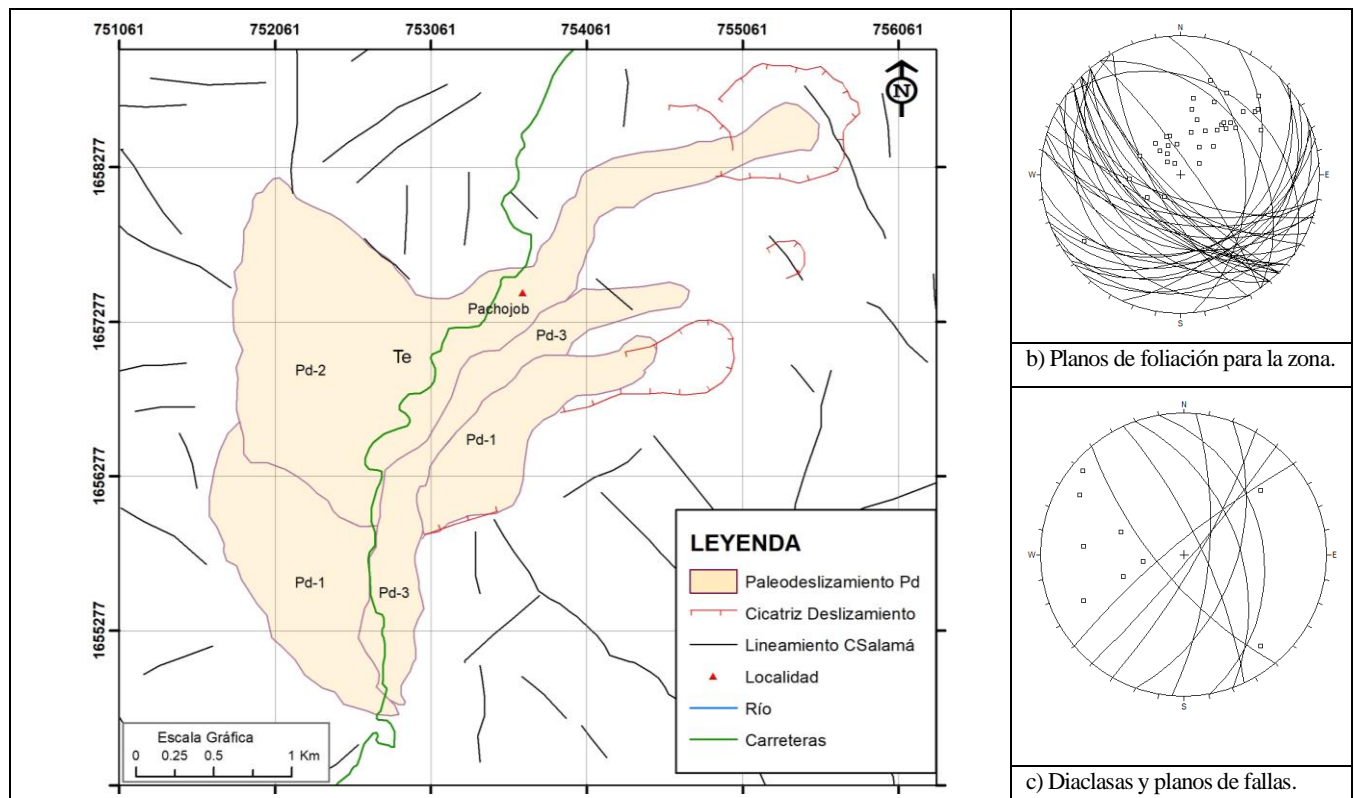


Figura 9. Morfología de movimiento de laderas, identificado mediante la configuración de curvas de nivel topográfica.

como foliación de tendencia NW-SW con buzamiento al suroeste, así como patrones de fracturas de tendencia N45E, N20W, han favorecido la ocurrencia de dicho movimiento de ladera (Figura 9a). Similar dirección presenta el drenaje superficial dentro del depósito.

El grado y espesor del perfil de meteorización varía, pero en estos tres sitios usados como ejemplo se consideran como de grado III a V (costra superficial).

La presencia de agua en estas tres áreas es evidente por la presencia de ciertas especies de plantas, como la *equisetum arvense* (cola de caballo), etc.

- **Factores detonantes**

Están referidos principalmente a los eventos sísmicos y fases de precipitación alta.

En su contexto tectónico, el municipio de Baja Verapaz se ubica dentro de dos estructuras sísmicamente activas. En sus bordes norte y sur, con tendencia E-W, se ubican las zonas de Fallas del Chixoy-Polochic y del Motagua, sistemas de fallas de rumbo de movimiento sinistral (Figura 10). A lo largo de dichos sistemas, se registra actividad sísmica. Ligados a ellos parecen estar otros sistemas más pequeños que tienen su propia sismicidad y que están actualmente poco estudiados.

Se accede a la base de datos sísmicos del Instituto de sismología, vulcanología e hidrogeología (Insivumeh), de los años 1984 hasta 2019, para analizar la distribución espacial de epicentros junto a las crestas de los movimientos de ladera. Inmediato a esto, se realiza la cartografía de los rasgos estructurales, concernientes al departamento de Baja Verapaz (Figura 10).

La precipitación se distribuye por lo general entre las cotas de 1,100 a 2,100 msnm. La precipitación puede estar en el orden de los 800 mm a los 4,000 mm/año. En dichas cotas, la humedad y las lluvias se mantienen relativamente constantes durante el año.

Mapa de inventario

Aplicando los criterios y considerando la morfología y arreglo de las curvas de nivel topográfico, se elaboró el mapa de inventario de movimientos antiguos de ladera, “paleodeslizamientos”, para el departamento de Baja Verapaz, cuya área es de ±3,124 km².

Este reconocimiento y cartografía dio como resultado la identificación de 156 paleodeslizamientos dentro del departamento de Baja Verapaz, utilizando la base topográfica a escala 1:50,000. El mapa resultante ubica espacialmente la **cresta** de estos procesos, cuyas áreas de

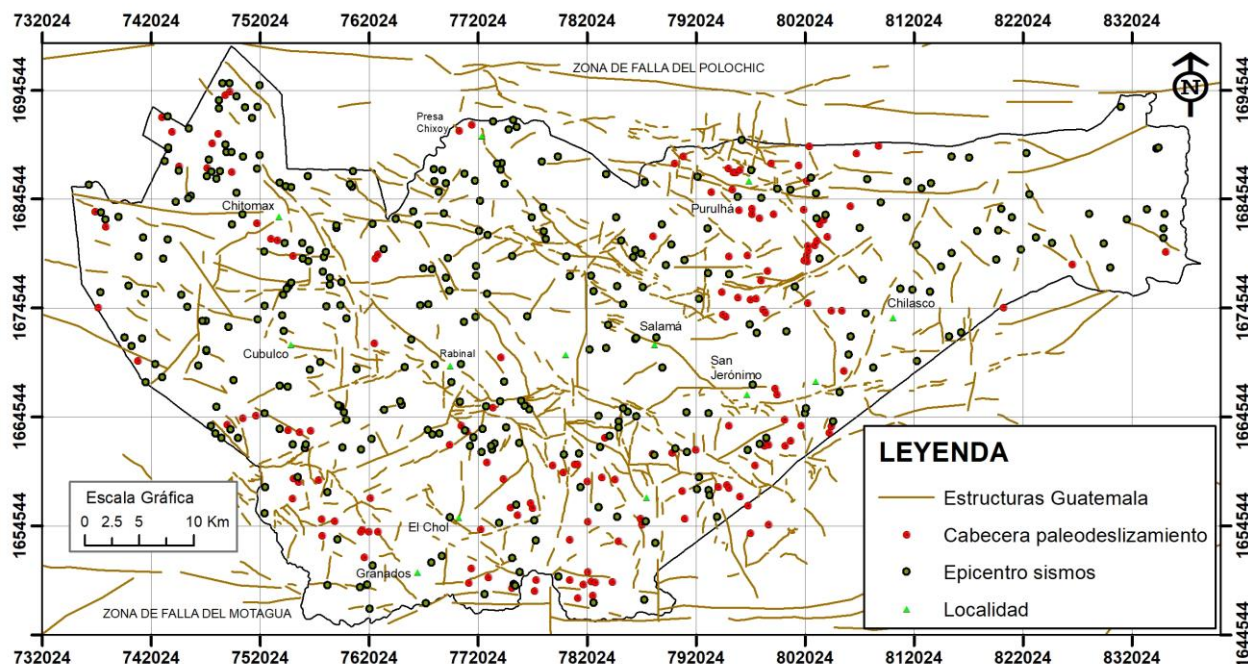


Figura 10. Distribución espacial de cresta de ML, dentro del contexto del departamento de Baja Verapaz. Se muestran además los principales rasgos estructurales y epicentros sísmicos.

Tabla 1. Datos básicos en la caracterización de movimientos de ladera antiguos, caso del departamento de Baja Verapaz (BV).

Paleodeslizamiento	Área km ²	Longitud km	Dirección	Coordenada de la cresta		Departamento	Grado de reactivación
				Norte	Este		
Peña Legua	± 4.104	± 5.372	N-S	0783491	1659922	Baja Verapaz	Inactivo
Pachojob	6.929	4.861	NE-SW			Baja Verapaz-Quiché	Inactivo
CA-09 -km78	Pd-1, 0.434839 Pd-2, 0.514804	1.367236 1.226985	N15-20E	0817542	1647235	El Progreso	Pd-1, Inactivo Pd-2, Activo
Cerro Gordo	0.914	2.26	E-W	0798904	1654740	Baja Verapaz	Activo
Agua Blanca	Sigue en evolución	4.928385	N-S	0764685	1702445	Alta Verapaz	Muy activo
El Carrizal	0.63727	1.7060	N-S a SE	798542	1661981	Baja Verapaz	Inactivo

afectación varían considerablemente. Esta cartografía está destinada a proveer información para que su inventario se traduzca en una herramienta de uso por parte de las instituciones gubernamentales, gobiernos locales y personas relacionadas a la gestión del riesgo u ordenamiento del territorio. Su objetivo es la prevención de desastres, por lo que se proveen algunos datos básicos en la caracterización de los paleodeslizamientos, utilizando como ejemplo los casos listados en la Tabla 1.

Configuración a escala mayor

Los ML, como se ha demostrado, se pueden identificar con herramientas (mapa topográfico) a escala 1:50,000. A nivel de detalle $\geq 1:10,000$, es posible su reconocimiento, considerando una base topográfica. En este caso, se ha realizado el levantamiento cartográfico de movimientos de ladera de dimensiones métricas, utilizando un Dron Phantom 3 Advance. Las curvas de nivel resultantes reflejan los mismos arreglos que los paleodeslizamientos de decenas a centenas de metros discutidos. El ejemplo mostrado corresponde a un corte de carretera realizado sobre rocas calcáreas de la Formación Cobán, desarrollando potentes suelos *terra rosa*, los cuales se deslizaron a partir de una fuerte lluvia.

La morfología de las coronas que muestra los movimientos de masa (Figura 11) resume un poco lo

propuesto, con respecto a la clasificación, según su ángulo interior y relación “amplitud/longitud”. Tres de ellos pueden clasificarse como de corona sinusoidal apretada a paralela, de ángulo interior que oscila entre 30° y 0°. Así mismo, se observa un control estructural en su zona de despegue, con dirección N30-15W (Figura 11).

Conclusiones

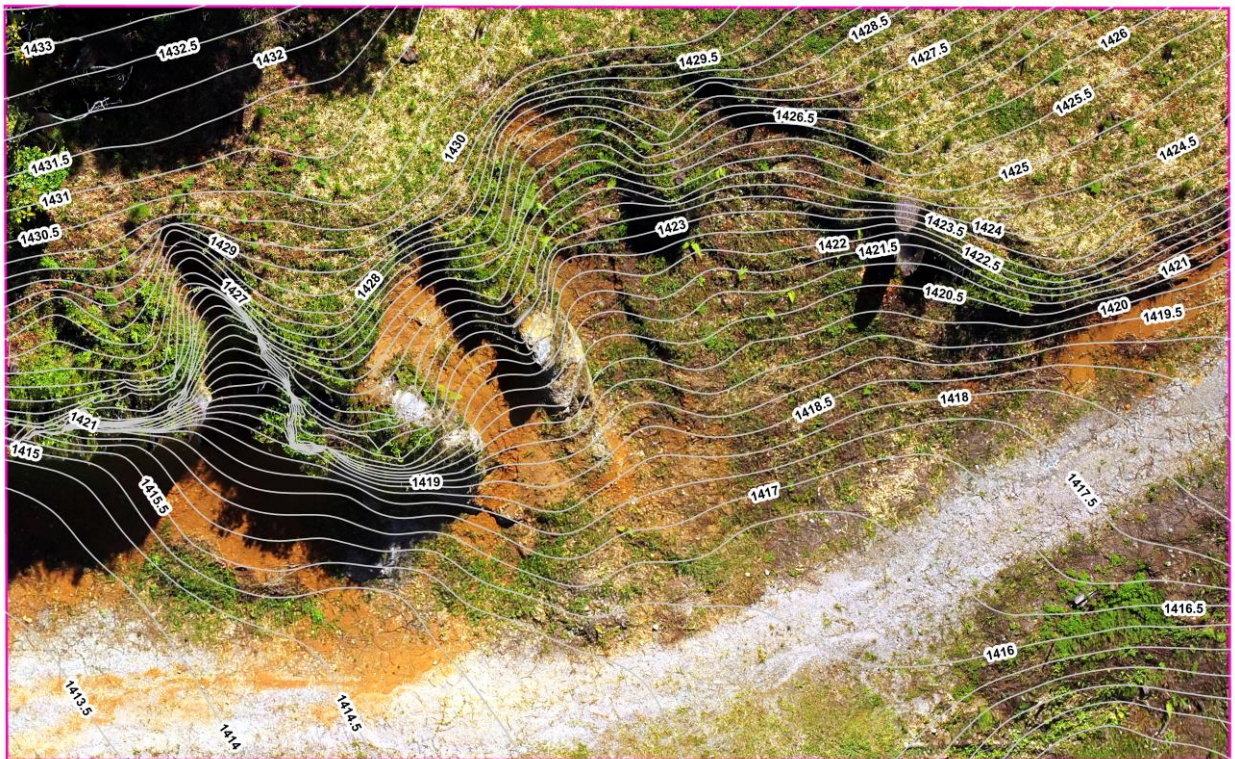
Una adecuada planificación de territorio debe contemplar y normar el desarrollo o ejecución estudios previos (reconocimiento) a lo largo y dentro del sitio de emplazamiento de cualquier obra ingenieril, por ejemplo, el trazo de carreteras, infraestructura gris, emplazamiento de elementos hidroeléctricos, etc. Aunque esto se ha demostrado, poco se ha hecho a nivel local o de la región.

La expansión y constante cambio en la ocupación y uso el territorio en la región trae consigo que los asentamientos urbanos ocupen sitios hacia las zonas montañosas que rodean los valles, por ejemplo, los valles de San Jerónimo, Salamá, San Miguel Chicaj, Rabinal y Cubulco.

En los climas húmedos, los rasgos que permiten el reconocimiento de los deslizamientos se colonizan rápidamente por vegetación, lo que dificulta su identificación (Gutiérrez, 2008).



a) Fotografía aérea tomada con Phontom 3 Advance, de movimientos de ladera tipo flujo de lodo. Vista en planta.



Los procesos antiguos que han afectado la superficie del terreno (Paleodeslizamientos), en este caso, con el uso de ciertos recursos implementados para su reconocimiento, quedan limitados. Por lo que se recomienda la modificación de la técnica en el análisis de la morfología y arreglo de las curvas de nivel, utilizando un mapa topográfico si es factible.

Los movimientos de ladera en la “zona de despegue” pueden subdividirse en dos: la zona de cicatriz de deslizamiento y el canal de erosión. Las curvas de nivel puntualmente en la corona son de configuración cóncava (LC y CC). A lo largo del canal de erosión, las curvas de nivel poseen un arreglo en M y W.

Dentro de la “zona de acumulación” siempre las curvas topográficas serán de configuración convexa (LV). Las configuraciones cóncava–convexa se deben determinar observando ladera abajo y/o pendiente abajo.

La presencia del sector nombrado como “terrazza de deslizamiento” (Te) no es una regla, dependerá probablemente de la viscosidad, velocidad, pendiente, volumen, etc., de la masa deslizante. Dicho sitio está caracterizado por poseer una topografía relativamente plana a semi-plana.

Muchas comunidades o aldeas se ubican dentro del área de afectación de estos movimientos de masa antiguos. Es frecuente observar que poblados se ubiquen dentro del sector de la terraza de deslizamiento, debido a su pendiente baja.

Los factores condicionantes y detonantes en la región de Baja Verapaz son ideales para propiciar ML, debido a sus condiciones geológicas, como el tipo de litología, meteorización y tectónica. Las características de las rocas metamórficas y patrones estructurales frágiles sugieren que las masas compuestas de roca y suelo se han deslizado a lo largo de planos de foliación y fracturas.

De forma general, la mayoría de las crestas de los paleodeslizamientos cartografiados se ubican entre cotas que van desde los 1,100 a 2,100 m sobre el nivel del mar. La precipitación puede estar en el orden de los 800 mm a

los 4,000 mm/año. En dichas cotas, la humedad y las lluvias se mantienen durante el año. Por lo tanto, el grado de meteorización, por lo regular de III (bastante meteorizada), ha propiciado el desarrollo de potentes suelos residuales o transportados.

Los materiales pueden moverse al caer, volcarse, deslizarse, extenderse o fluir. En los casos presentados, considerando su morfología, pueden considerárseles como flujos de escombros. Sus edades se desconocen.

Los movimientos de ladera también son frecuentemente llamados como movimientos en masa, procesos de inestabilidad de laderas o procesos gravitacionales, aunque quizás la palabra más usada sea la de deslizamientos. No obstante, cabe comentar que se utiliza erróneamente puesto que con la palabra deslizamientos solo se hace referencia a un tipo de movimiento de ladera o masa (Gutiérrez, 2008). La remoción en masa o movimientos de ladera son procesos gravitacionales que conllevan movimientos ladera abajo de roca o suelo bajo la influencia de la gravedad. Los movimientos de masa son, en algunos casos, el principal proceso de evolución del relieve (Gutiérrez, 2008) y consiste en una disminución paulatina del ángulo de las laderas de los valles.

Agradecimientos

Al **Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología de Guatemala** (Insivumeh), por proporcionar la base de datos sísmicos utilizados para la ubicación de los principales epicentros sísmicos para el sector de Baja Verapaz.

Al **T. U. Luis F. Ba Ramírez**, por compartirnos la base topográfica del área de Baja Verapaz.

Al Señor **Carlos Chopen** (Casa del Arte, Cobán), por autorizarnos y permitirnos el uso del Dron dentro de su propiedad para el levantamiento topográfico del ejemplo presentado en este trabajo.

Al Dr. Rudy Machorro y José Fernando Morales Klot, por la revisión del resumen y su traducción.

Referencias bibliográficas

- Cruden, D. M., Varnes, D. J., (1996). *Landslide Types and Processes, Transportation Research Board*. U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75
- Hauser, A. (1993). *Remociones en masa en Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.
- Gonzales de Vallejo, L. I.; Ferrer, M.; Ortuño, L.; Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid. ISBN: 84-205-3104-9. Materia: Geología, 55. P. 744.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación, S.A. Madrid. ISBN: 978-84-8322-389-5, Materia: Geomorfología, 55.4. P. 920.
- Morán-Ical, S. D.; Chiquín, L. G.; Requena, J.E. (2001). *Mapeo Geológico de superficie del cuadrángulo Granados, escala 1:50,000*. Unpublished report. Universidad de San Carlos de Guatemala, Centro Universitario del Norte.
- Hatcher, Jr., R. D. (1990). *Structural Geology. Principles, Concepts, and problems*. Merrill Publishing Company, United States of America. 531 p.
- Wysocki, D. A.; Schoeneberger, P. J.; Hirmas, D. R.; and LaGarry, H. E. (2011). *Geomorphology of soil landscapes*. In P.M. Huang, Y. Li, and M.E. Sumner (eds.) *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes*, 2nd ed, pp. 29-1–29-26. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Varnes, D. J. (1978). *Slope Movement Types and Processes*. In: Schuster, R.L. and Krizek, R.J., Eds., *Landslides, Analysis and Control*, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 11-33.
- Varnes, D. J. (1984). *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice, Natural Hazards*. UNESCO, Paris.
- Leontiev, O. K.; Rychagov, G. I.; Svitoch, A. A. (1975). *Quaternary history of the Caspian Sea, according to absolute geochronology*. In: *The History of the Lakes and Inland Seas of Arid Zone*. Nauka, Leningrad, pp. 21-24 (in Russian).

CINEMÁTICA DE PORFIROCLASTOS EN MÁRMOLES UBICADOS EN CERRO GORDO, EL PROGRESO, GUATEMALA

KINEMATICS OF PORPHIROCLASTS ON MARBLES FROM CERRO GORDO, EL PROGRESO, GUATEMALA

Yózelin Marilingne Pérez Casado, Sergio David Morán Ical

Centro Universitario del Norte, Universidad de San Carlos de Guatemala, Finca Sachamach km 210, Cobán A.V.

Guatemala

moran_serpio@usac.edu.gt

RESUMEN

El área de investigación comprende un polígono de 4 km² de extensión y se encuentra ubicada al este de la aldea Cerro Gordo, donde afloran tres unidades litológicas, una de coluvión, otra de mármol y una más de esquisto moscovítico. La foliación presenta una variación en cuanto a su dirección de inclinación, evidenciando por lo menos tres deformaciones (D1, D2, D3) y el subsecuente desarrollo de pliegues F1, F2 y F3. La deformación D1, relativamente la más antigua, presenta pliegues isoclinales que se relacionan a cizalla dúctil de cinemática inversa. Sobrepuesto se ha documentado el desarrollo de pliegues por cizalla (F2), originando pliegues apretados, los cuales poseen una morfología en “S” que sugieren un movimiento sinistral a lo largo del rumbo de la capas y planos S2. Por último, estas dos fases han sido afectadas por pliegues por propagación antiformes y sinformes de ejes orientados 20/N285, indicando una deformación D3, de pliegues cerrados y, por lo tanto, el desarrollo de foliación S3. La morfología de los porfiroclastos asimétricos revelan rotación dextrógira a sinistrógira, equivalentes a la rotación sugerida por los pliegues F1 y F2.

Palabras clave: Porfiroclastos asimétricos, cinemática, foliación, pliegues.

ABSTRACT

This work has been carried out in a 4 km² area located at the east of Cerro Gordo village, where three main lithological units can be recognized: Colluvium, marble, and muscovite schist. Foliation present changes in its dip direction, showing at least three main deformation phases (D1, D2, D3) and subsequent folding generation (F1, F2, F3). Deformation D1 is the oldest, showing in field isoclinal folding related to a thrust ductile shear. Development of superimposed shear folding (F2) has been recorded, causing tight folding that shows an “S” morphology indicating sinistral shear sense a long S2 bedding trend. Lastly, these two phases have been shifted by fault propagation folds showing a 20/N285 plunging hinge line that suggests a deformation (D3) of the tight folding generating a foliation S3. Morphology of asymmetric porphyroclasts shows clockwise and anticlockwise rotation, equivalent to the rotation suggested by F1 and F2 folding.

Key words: Asymmetric porphyroclasts, kinematics, foliation, folding.

Introducción

Estudios previos realizados en 2017, cercanos a la zona propuesta en este estudio, exponen la presencia de una banda de cizalla, caracterizada por el alto desarrollo de porfidoblastos de 5 cm de diámetro. El siguiente informe sintetiza la información recabada y analiza nuevos datos de otros afloramientos ubicados dentro de una secuencia de mármoles de probable edad precretácica, ubicada en los alrededores de la aldea Cerro Gordo, al noroeste del municipio de Morazán (Figura 1).

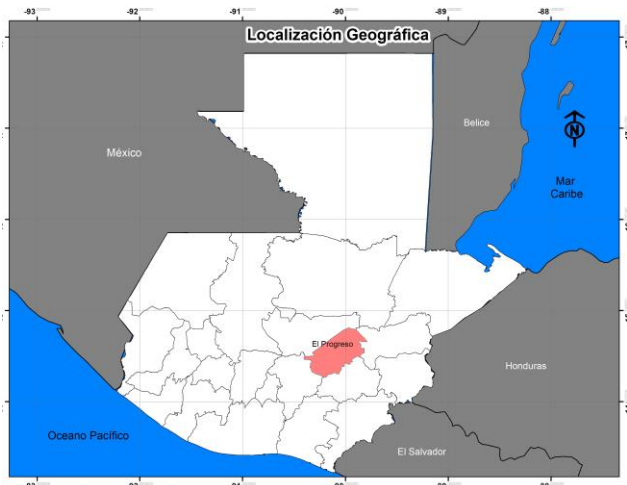


Figura 1. Ubicación del área en su contexto regional.

Esta secuencia presenta dos bandas de una de cizalla que presenta el desarrollo de elementos cinemáticos, como los porfiroclastos asimétricos que son motivo de este estudio, y otras estructuras, como pliegues, lineación mineral, foliaciones y crenulación que han ayudado al análisis estructural.

Debido a la presencia de porfiroclastos asimétricos se denomina a una parte de la unidad mármol como milonítico. El área cubierta es de 4 km², ubicados en la ladera este de Cerro Gordo, entre la comunidad del mismo nombre y la finca Vista Hermosa, ubicadas en el departamento de El Progreso (Figura 1).

Metodología

La investigación se desarrolla en las siguientes cuatro etapas: recopilación bibliográfica, fase de campo,

laboratorio y gabinete, las cuales se describen a continuación:

Recopilación bibliográfica

Contempla la revisión bibliográfica sobre la geología del área, elaboración de mapa base y análisis de fotografías aéreas.

Fase de campo

Comprende la recolección de datos estructurales mediante un mapeo estructural por afloramientos a una escala 1:4,000. Los caminamientos se realizan en transectos, donde se identifican estructuras del dominio dúctil. En este caso, las estructuras cartografiadas y descritas son planos de foliación, ejes de pliegues asimétricos, ejes de porfiroclastos, lineación mineral, planos axiales, etc. Utilizando los planos de fractura (plano de corte natural), se miden los ejes de porfiroclastos asimétricos según la técnica planteada por S.E. Johnson (1999) (Figura 2).

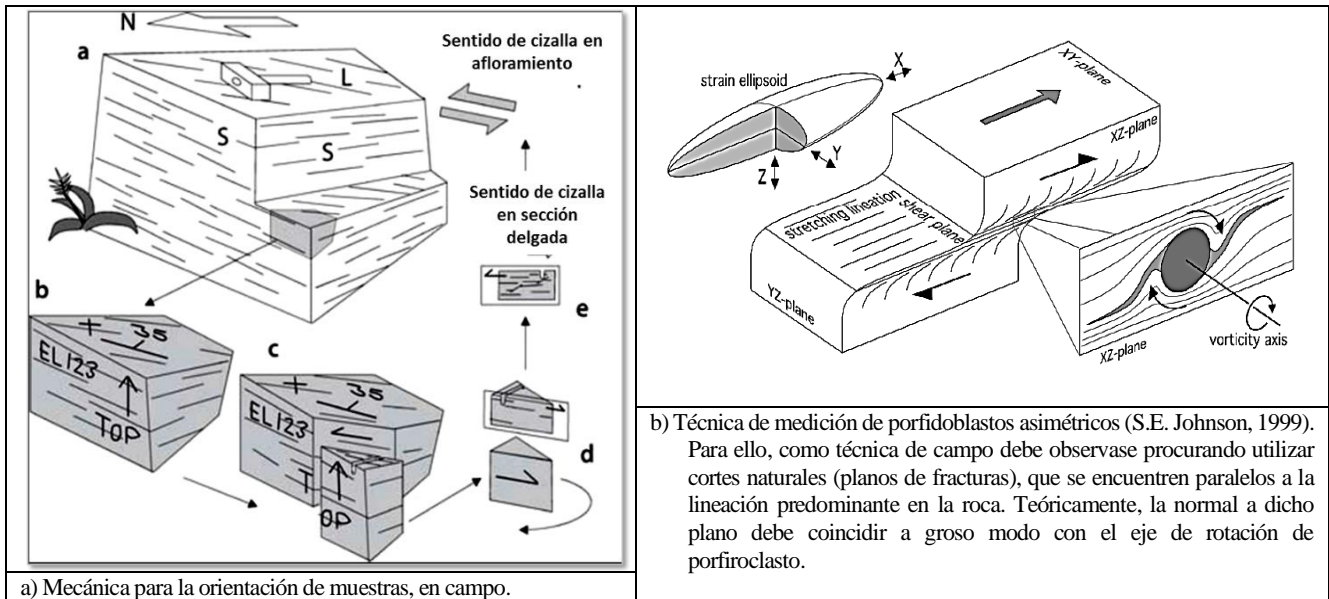
Esta fase también incluye la extracción de muestras orientadas por medio del método de Passier y Trouw (2005) (Figura 2), con el objeto de analizar la cinemática de los indicadores de manera mesoscópica por el tamaño que poseen los porfiroclastos.

Laboratorio y gabinete

En laboratorio, se realizan cortes de interés a lo largo de la lineación mineral que evidencian de mejor manera la morfología del porfiroclasto (plano XZ). Posteriormente se procede a la toma de datos, tales como la orientación del plano de corte, la cinemática y el eje de porfiroclastos asimétricos.

Las observaciones y reconocimiento en muestras de mano se realizan de forma sistemática y, mediante diagramas guías, se procede a su identificación y clasificación de los indicadores cinemáticos.

Posteriormente, la información recabada y confección del mapa estructural se traslada a un sistema de información geográfica (SIG).



a) Mecánica para la orientación de muestras, en campo.

b) Técnica de medición de porfidoblastos asimétricos (S.E. Johnson, 1999). Para ello, como técnica de campo debe observarse procurando utilizar cortes naturales (planos de fracturas), que se encuentren paralelos a la lineación predominante en la roca. Teóricamente, la normal a dicho plano debe coincidir a grosso modo con el eje de rotación de porfiroclasto.

Figura 2. Técnica para la orientación de muestras de mano en el campo (Passier y Trouw, 2005).

Resultados

Litoestratigrafía

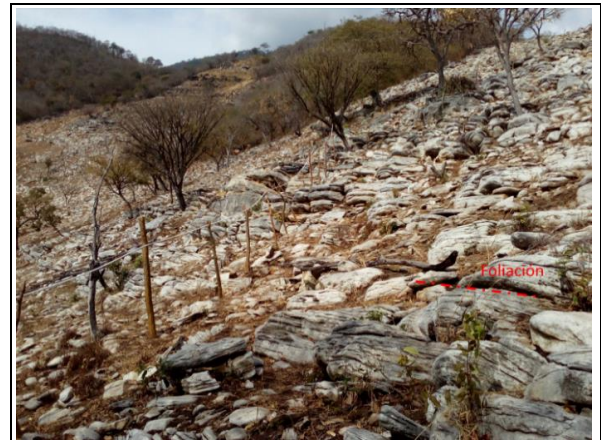
Se reconocen tres unidades litológicas en un área de 4 km²: unidad de mármol, esquistos micáceos y coluviones.

La unidad de mármol es de color gris al oeste y blanco al NE. Se encuentra fuertemente foliado y se observan dos bandas de cizalla con espesores que van de 1 a 3 m, con la presencia de porfiroclastos de 5 cm de diámetro (Figura 3a).

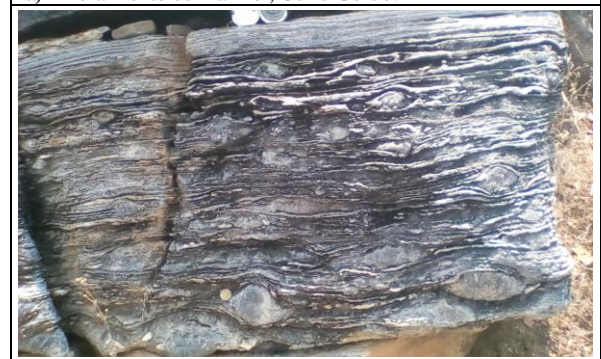
Los porfiroclastos predominantemente asimétricos, los cuales son el objeto de este estudio, están compuestos principalmente de nódulos de calcita, junto a bandas centimétricas de cuarcitas (Figura 3b).

Al oeste y al este, la unidad se encuentra en contacto con esquistos clorítico y moscovítico, compuestos predominantemente de moscovita, clorita, granate y cuarzo, que también evidencian cinemática en su matriz (Figura 3). Al sur, se halla en contacto fallado con cuerpos de serpentinita, atribuidos al “Complejo El Tambor”.

Las unidades superficiales están compuestas de coluvios y suelo. El depósito más importante de coluvión se encuentra en la parte central del área, con una tendencia E-W. Esta se encuentra compuesta de bloques métricos a pocos centímetros de serpentinita principalmente.



a) Afloramiento de mármol, Cerro Gordo.



b) Nivel de cizalla y bandas de cuarcita.

Figura 3. Características litológicas de la secuencia de mármol, ubicado en la ladera este, Cerro Gordo.

Geología estructural

Considerando los cambios en la orientación que muestran los planos de foliación a lo largo de los afloramientos, dichas unidades “litodémicas” denotan estar

plegadas. La complejidad estructural que muestra esta unidad de mármol a lo largo del área hace necesario analizarla mediante el reconocimiento de áreas homogéneas, considerando los cambios en la foliación, plano axial, ejes de pliegue y lineación mineral (Figura 4).

Foliaciones y pliegues

La foliación penetrativa que se observa en los afloramientos de mármol corresponde a los planos axiales (foliación de plano axial) de pliegues isoclinales, que se visualizan predominantemente a través de bandas centimétricas de cuarcita. Por lo tanto, se le asigna a modo de referencia S2, considerando un modelo de interferencia tipo 3 (Ramsay, 2006).

Según el criterio de esta investigación, estos pliegues isoclinales (F1) se agrupan como pertenecientes a la fase de deformación D1, cuyos ejes presentan una compleja orientación, aunque frecuentemente con preferencia al NE-SW.

Para el segmento estudiado, la disposición de la foliación S2 mayormente es de NE-SW, con una moderada a suave inclinación hacia el NW. Para identificar cambios en la foliación y sus elementos contenidos, se divide el área en subáreas homogéneas (Figura 5).

El mapa estructural (Figura 5) evidencia los cambios de la foliación (S2) de cada sector homogéneo. Es posible reconocer con cada uno de los estereogramas las tendencias de los ejes y la deformación en la roca.

Para el sector I se observa una predisposición de (S2) N35E con leve cambio en su traza y un eje moderadamente desarrollado con orientación 20/N285. El estereograma proyecta el plano medio.

El sector II exhibe dos direcciones preferenciales de la foliación S2. Las orientaciones medias son 22/N335 y 17/N229, en donde su intersección refleja un pliegue con eje 12/N290. Estos corresponden a pliegues F3, tanto antiformes y sinformes. El arreglo de la foliación expresa en la lineación un comportamiento divergente (antiforme), caso contrario, donde son divergentes (sinforme).

El sector III presenta solo una disposición predominante de la foliación al 20/N330, por representar el flanco del pliegue (F2) perteneciente a la segunda fase de deformación (D2) (Figura 5).

En los sectores IV y V, el arreglo de la foliación S2 es preferente al 22/N324, excepto en la última, donde los planos buzcan tanto al noroeste como al sureste (Figura 5). Esta configuración en la foliación indica la presencia de una estructura plegada de tendencia NE-SW, con eje orientado 04/N040 (posiblemente F4).

Basados en la geometría general de la foliación a nivel del área cubierta en este estudio, la intersección entre flancos puede interpretar un pliegue asimétrico cuya orientación media de su eje de 12/N290, considerada como de la fase D3 y pliegue F3 (Figura 6f).

Lineaciones

Los tipos principales de lineaciones identificados corresponden a lineación de porfiroclastos (Lp), de mineral (Lm), de eje de pliegue (Lep) y de eje mayor de boudin (Lb) (Figura 4).



a) Lineación de porfiroclastos, sobre S2.



b) Eje de boudin en capas de mármol. Lineación paralela al buzamiento de S2. Pliegue replegado tipo 3 de Ramsay, 2006.

Figura 4. Lineaciones de porfiroclastos y boudinage.

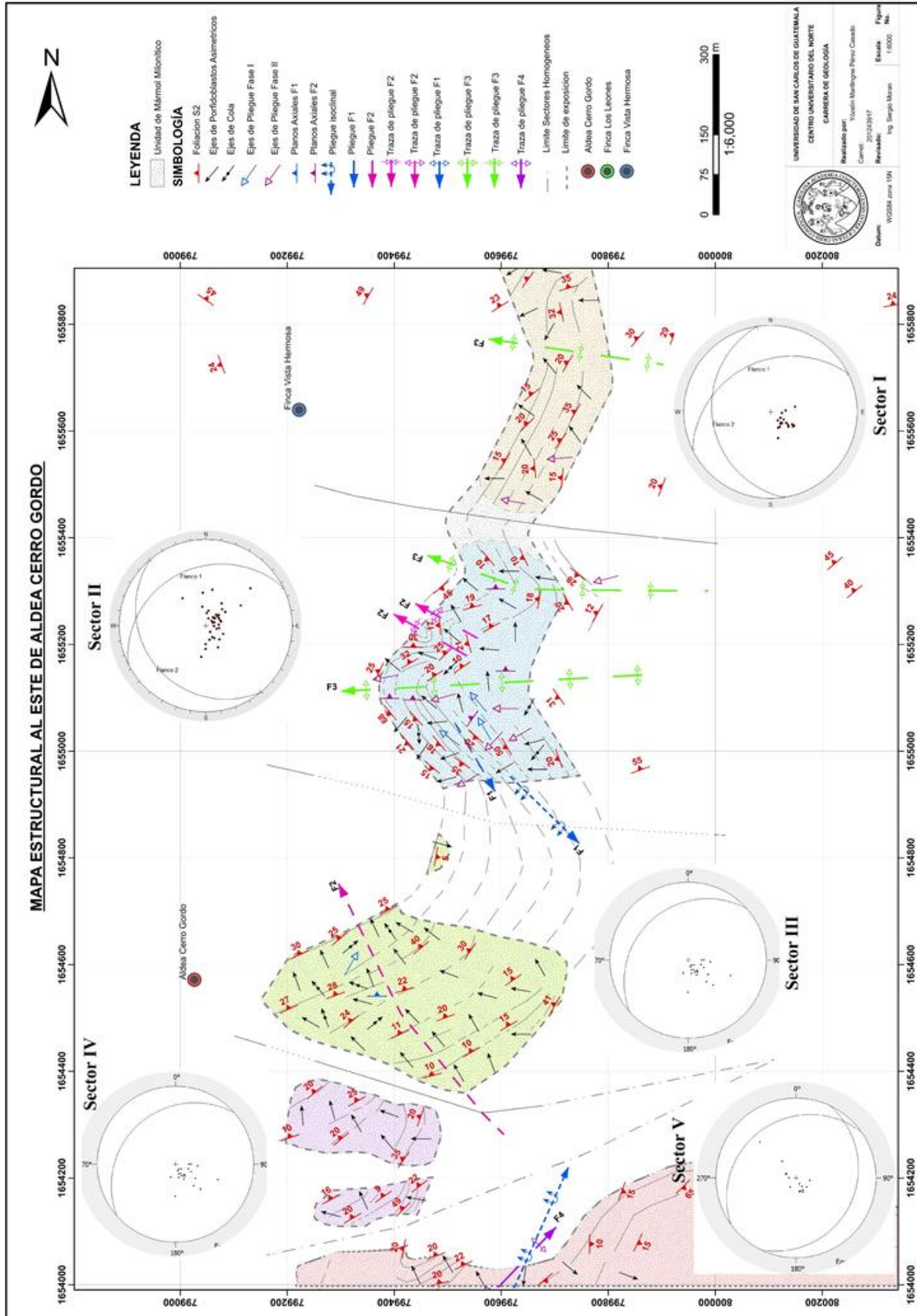


Figura 5. Principales áreas homogéneas y patrones estructurales analizados mediante proyección estereográfica.

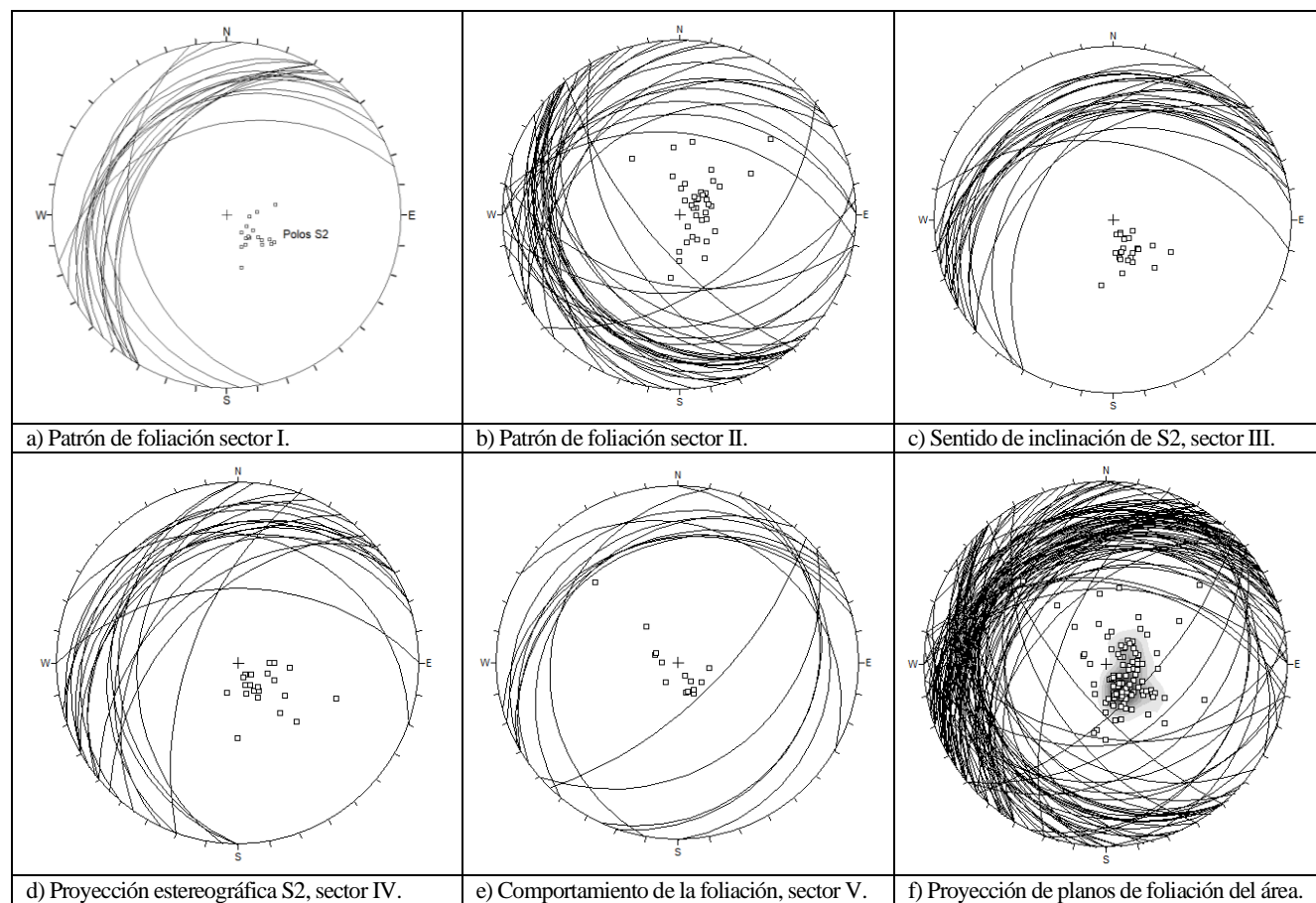


Figura 6. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, para los planos de foliación por sectores y general del área.

La lineación de porfiroclastos (L_p) es observada de forma individual y a lo largo de dos bandas de cizalla que afectan al mármol.

Los elementos asociados a los porfiroclastos exhiben dos comportamientos donde esta cambia (Figura 7a-e), si se considera la orientación de los planos que los contienen (S_2). Un grupo se alinea a la dirección del buzamiento de las capas de mármol y muestra principalmente una rotación sinistrógiara (Figura 7) y el otro sugiere un movimiento de tipo inverso en cortes naturales (planos de fractura) y la lineación asociada a ella se mantiene paralela a subparalela al rumbo de la S_2 (Figura 8a, b).

Es de hacer notar que la lineación de porfiroclastos subparalelos al rumbo del plano de S_2 muestra tanto una rotación sinistrógiara como dextrógiara, considerando el sentido en que se la observe.

Los ejes de los porfiroclastos parecen obedecer la orientación que poseen los flancos (Figura 8a). Las

orientaciones que muestran los elementos de los porfiroclastos y que son constantes son los siguientes: 24/N305-330 y 39/N242 a lo largo del plano de foliación media con una orientación de 23/N326 (Figura 7).

Se distinguen tres morfologías de plegamiento, correspondiendo a 1) pliegues isoclinales, 2) pliegues apretados, y el último, 3) pliegues abiertos. Los ejes (L_p) se orientan según estos estilos. Considerando estas características se identifica como F1 a pliegues isoclinales, como F2 a pliegues apretados y como F3 a pliegues abiertos, conllevando cada uno, una fase de deformación (D1-D3).

Los ejes de los pliegues isoclinales F1 poseen una orientación de 21/N030 como los más frecuentes y en menor ocurrencia al 20/N150, principalmente en bandas de cuarcitas. Su vergencia es hacia el sureste (SE), denotando morfología de pliegue Z.

Otro juego de pliegues son los originados por la ocurrencia de cizalla a lo largo del rumbo de los planos de

foliación (movimiento entre límites de capa), los cuales son buenos indicadores del sentido de cizalla. Según la morfología en “S”, revelan una cinemática de tipo sinistral (rotación sinistrógrira). Los planos axiales coinciden con el bandeado que presentan las rocas, asignándole como S2, mismas que contienen a los pliegues F1.

Otros planos axiales de pliegues menores poseen una tendencia de 17/N275 a 20/N250, cuya traza es aproximadamente EW, donde sus planos axiales buzan tanto al norte como al sur (Figura 8c). Por otra parte, es probable la existencia de pliegues en vaina, los cuales pueden presentar el mismo comportamiento estructural que los pliegues asimétricos S y Z, de F1.

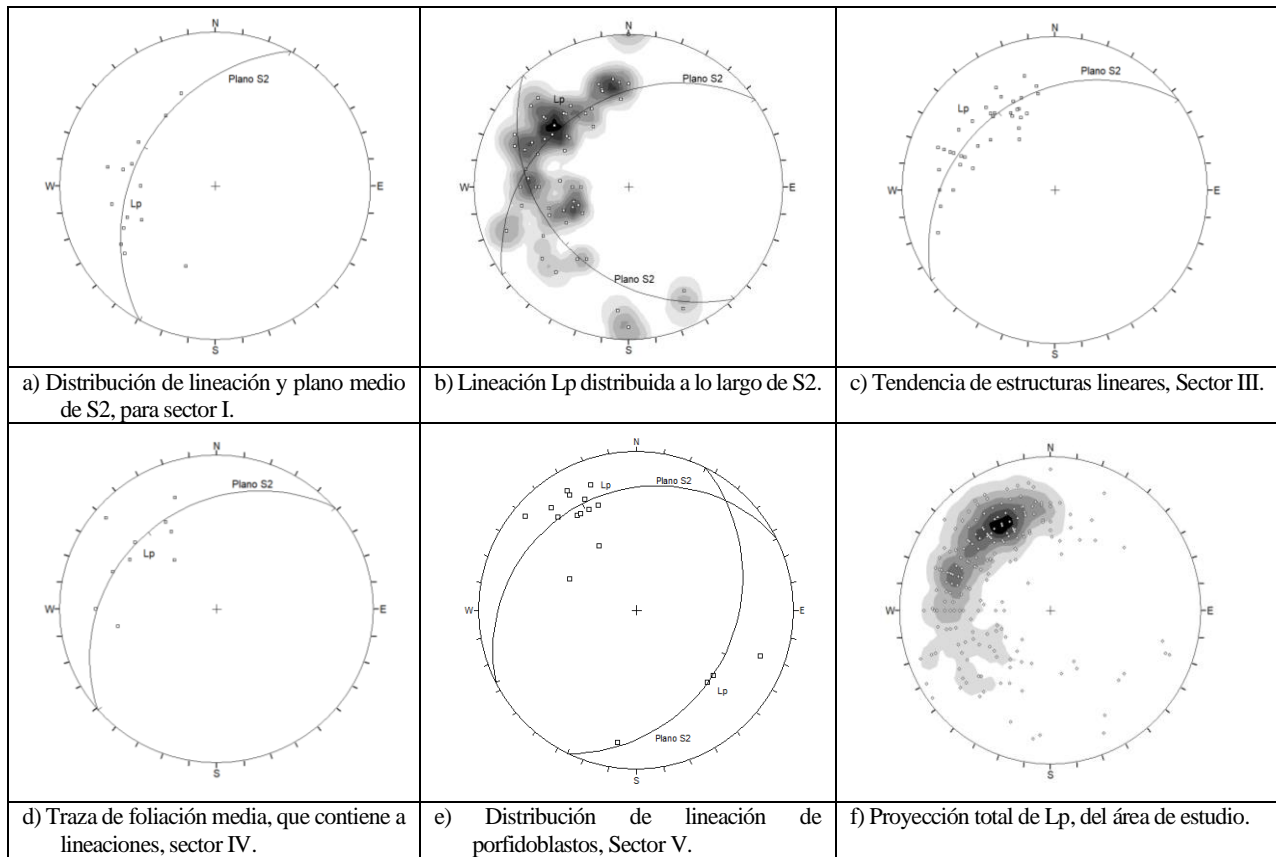


Figura 7. Proyección estereográfica de lineación de porfidoblastos (Lp) y planos medios de foliación S2. Dichos ejes se ajustan a lo largo de planos que las contienen, dando una buena correlación con los planos de foliación.

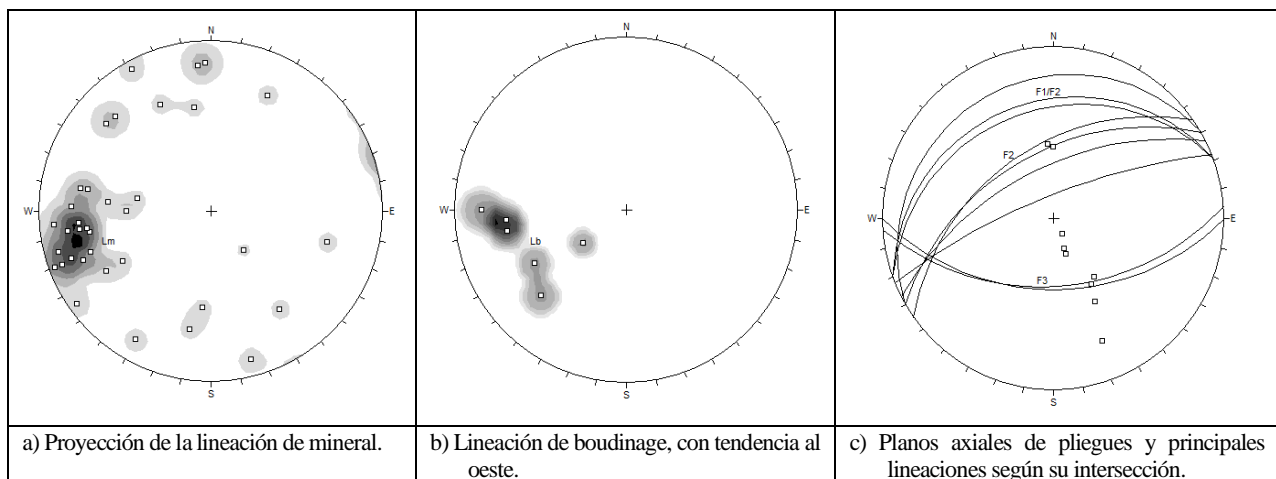


Figura 8. Proyección estereográfica de las principales lineaciones y planos axiales de pliegues.

Lineación Mineral (Lm) muestra principalmente dos direcciones, siendo una al N255 y N355 (Figura 8a), esto evidencia una concordancia con los otros elementos estructurales.

Las estructuras en boudinage, se desarrollan paralelas a la foliación, donde sus ejes son paralelos a subparalelos a la dirección de buzamiento de S2 (figura 8b). Esta estructura en los sectores I y II está contenida en los flancos del plegamiento cartografiados.

La orientación que exponen los planos axiales denotan tendencias NE-SW y E-W. Los pliegues isoclinales tienden a ser variados. Se ha proyectado el franco de uno de ellos, denotando una lineación de en dirección 11/N010.

Discusión

Las rocas, principalmente los mármoles del área presentan una complejidad en su geométrica estructural. Para su análisis, se procede a identificar y delimitar áreas homogéneas, con la finalidad de que cada una proporcionara una idea de las relaciones estructurales entre dichos rasgos, principalmente del nivel dúctil.

Relaciones estructurales entre pliegues

Debido a la variedad en la rotación y dirección de la lineación de porfiroclastos y, así mismo, con la morfología de los pliegues asimétricos Z y S (Figura 9), es posible considerar algunas situaciones en los estilos de plegamiento encontrados.

Los pliegues isoclinales (F1): representan las primeras fases en la deformación y relictos de ellos se encuentran a nivel mesoscópico, con la presencia de pliegues volcados con vergencia al SE. En su conjunto parecen coincidir con trazas de pliegues volcados cartografiadas por Roper (1968), por lo que se les liga a una fase compresiva, a través de cabalgamientos.

Pliegues apretados F2: estos poseen sus planos axiales con tendencia NE-SW, coincidiendo con el bandeo que posee el mármol y con vergencia hacia el este (SW). Su morfología principalmente de tipo S, cuyos ejes

son subparalelos al buzamiento de las capas. En este caso, dichas estructuras se desarrollan a lo largo de S2, consideradas como pliegue de deslizamiento pasivo (Figura 9a). Los **pliegues F3** corresponden a pliegues abiertos.

Rotación de porfidoblastos

Utilizando la metodología “Slip-line de Hansen”, en este caso considerando su sentido de rotación (dextrógira o sinistrógira) y aplicada a la lineación de porfiroclastos, se ha logrado definir *grosso modo* el plano de movimiento (PM) y/o plano cinemático, así como el plano de cizalla hipotético. Esto indica una dirección de transporte tectónico (DTT) al N145, en sentido sureste (Figura 10a), bajo un plano de cizalla N55E/23NW.

Otro conjunto de datos de lineación de porfiroclastos (colas, lomos), se ubican subparalelos a paralelos a la dirección de buzamiento de S2 (Figura 10b), sugiriendo que su génesis está ligado más al desarrollo de una cizalla simple, F1 de plegamiento (Figura 9a).



a) Pliegue por cizalla. S1 conformado por banda de cuarzo y S2 bandeadas que presenta el mármol.



b) Porfiroclasto tipo σ , con lineación paralela al buzamiento de capa (S2).

Figura 9. Cizalla en límites de capas. Indicadores cinemáticos denotando movimiento sinistral.

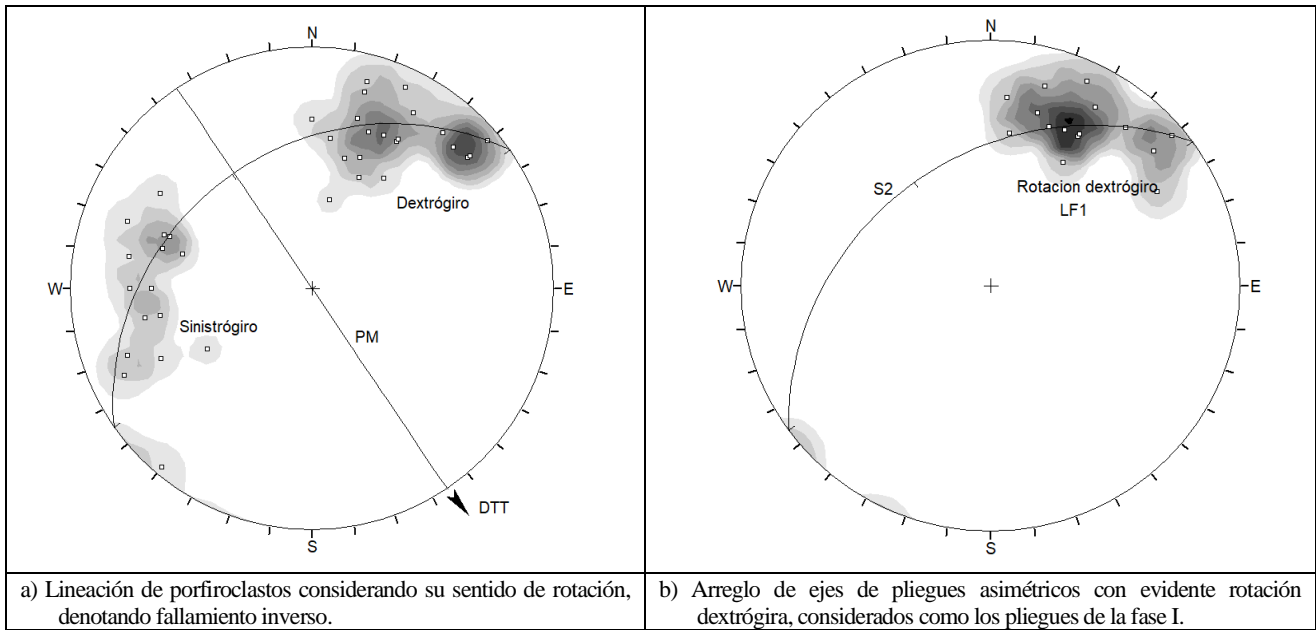


Figura 10. proyección estereográfica hemisferio inferior, para las principales lineaciones de porfidoblastos según su sentido de rotación y ejes de pliegues menores o asimétricos tipo Z y S.

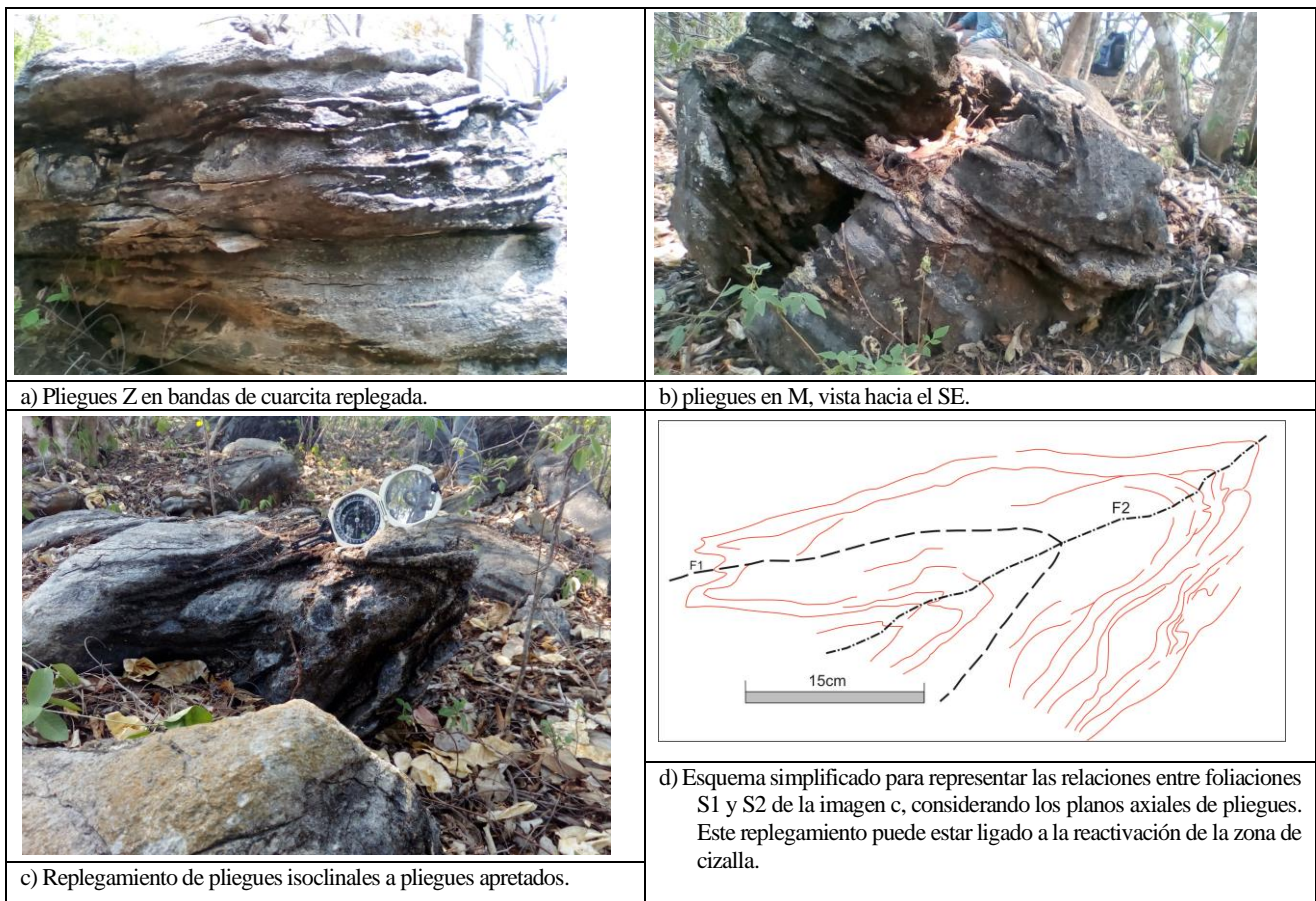
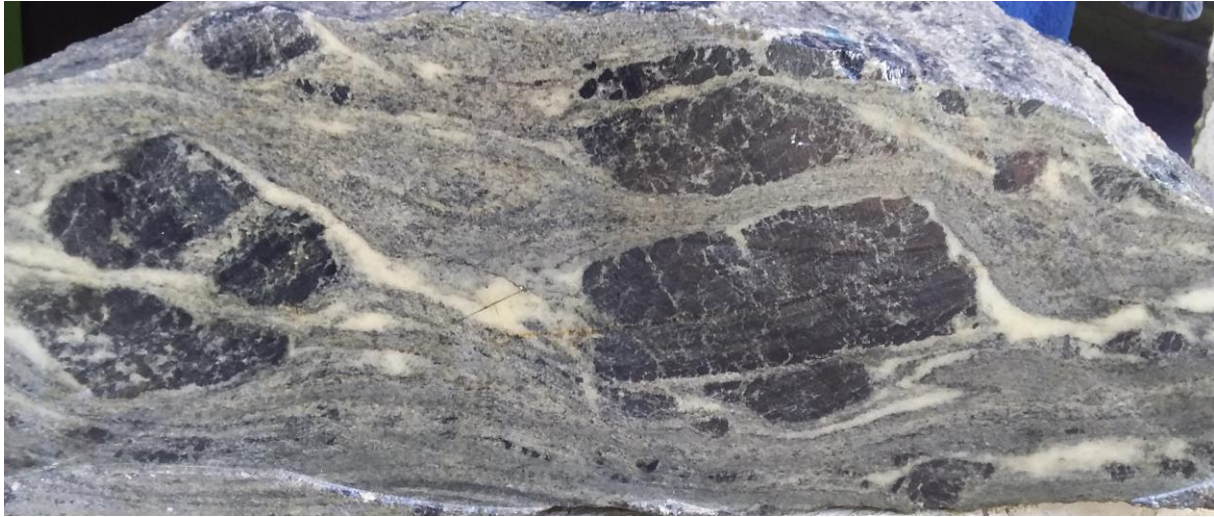


Figura 11. Imágenes para las principales relaciones estructurales observadas a lo largo del área estudiada.

Tabla 1. Orientación y dirección de corte realizado a muestra orientada de mármol.

Orientación de muestra	Dirección de corte	Sentido de rotación
N45E/25NW	C1=N290	Sinistrógiro
	C2=N315	Dextrógiro
	C3=N307	Sinistrógiro



b) Colas de morfología compleja, vista en corte C1, con S2 buzando hacia la derecha, Rotación sinistrógiara de elementos y microfalla inversa.



b) Morfología de porfiroclasto denotando cinemática inversa. Vista a lo largo de C2. El buzamiento del plano S2 es hacia la izquierda.



c) Vista corte C3. Planos S2, buzando hacia la derecha. Micro-deformación de colas de porfiroclastos, indicando sobrecojimiento de tipo inverso.

Figura 12. Principales características de microestructuras de porfiroclastos en muestra orientada de mármol, Cerro Gordo.

Muestras orientadas

Con las muestras recolectadas, se realiza cierto número de cortes a muestras orientadas, obtenidas durante la fase de campo. Utilizando las técnicas consideradas por Passchier y Trouw (2005) se procede a analizar la cinemática de dichos porfiroclastos. La orientación del plano de foliación S2 en campo es de 25/N315. Los rumbos de corte en las muestras se enlistan en la Tabla 1 y Figura 12. La lineación predominante en la muestra es N225.

Según el criterio de esta investigación, la deformación D3 está ligada a cizallamiento E-W, muy probablemente relacionado a la cinemática de la zona de Falla del Motagua.

Aunque muy poco documentados, los cambios en la dirección y sentido de buzamiento de la S2, dentro del sector V (Figura 5), sugieren el desarrollo de un pliegue con dirección de sus ejes a N45E, con inmersión al NE.

Modelo propuesto

En la Figura 13a se ejemplifica el desarrollo de pliegue isoclinal y desarrollo de la foliación S1. A lo largo de este plano (N55E/23NW), los porfiroclastos evidencian rotación dextrógira principalmente (Figura 10b), por lo que podría interpretarse que dichos planos de cizalla evidencian fallamiento inverso, con transporte tectónico de NW a SE (Figura 13a).

Luego tiene lugar la formación de pliegues de interferencia tipo 3, a partir de S1, ocasionada por la ocurrencia de movimiento a lo largo de los planos (Figura 13b y 9a).

Por fin, se observa el plegamiento de la foliación S2, generado por propagación de falla (Figura 13c). Hay que aclarar que lo planteado y evidenciado ocurre en solo 4 km².

Conclusión

Mediante la interpretación de los datos concernientes a la foliación, plano axial y eje de pliegue, la unidad de mármol milonítico presenta por lo menos tres

fases de deformación, las cuales generan pliegues isoclinales (F1), apretados (F2) y abiertos (F3).

Los pliegues F1 y rotación dextrógira que muestran los porfiroclastos se dan sobre un plano de cizalla N30E/25NW (S1), con dirección de transporte tectónico (DTT) de N325 y en sentido sureste. Los indicadores cinemáticos sugieren un movimiento de tipo inverso, falla de cabalgamiento.

Una segunda deformación (D2) se sobrepone a S1, por cizalla simple, y desarrolla pliegues apretados con planos axiales que coinciden con el bandeado que presenta la secuencia de mármol. Esto conduce al desarrollo de pliegues de tipo 3, según Ramsay, y desarrollo de la foliación S2. Este proceso, parece haber reorientado y generado nuevos indicadores de cizalla, cuyos ejes mantienen un paralelismo a la dirección de buzamiento de S2. Debido a la morfología de pliegue, se evidencia cinemática de tipo sinistral.

Luego de esta cizalla, relativamente se da la ocurrencia de fallamiento lateral izquierdo, originando pliegues por flexión, cuyos planos axiales generan una foliación localmente desarrollada en S3, y a lo largo de lineamientos E-W, ligados a la zona de falla del Motagua.

Con respecto a las bandas de cizalla conteniendo porfiroclastos, pueden haber experimentado en cierta manera una reactivación, ya que los indicadores y sus elementos evidencian haber sido doblemente rotados, bajo un ángulo de cizalla distinto con desarrollo de colas de presión, formando objeto delta (δ).

Agradecimientos

A los diferentes comités comunitarios y personas particulares de los alrededores de Cerro Gordo. En especial a Felipe Pizta Canahui (presidente de Cocode), Sabino Marroquín Vázquez, Francisco Martínez Turcios y Fernando Rivera Turcios, por los permisos y socialización de la investigación, dentro de las comunidades.

A Gabriel E. Morales Recinos, en la traducción al inglés del resumen.

Referencias bibliográficas

- Chiquin, M. (2003). *Geología del cuadrángulo El Progreso*. Guatemala: Carrera de Geología, Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte.
- Hatcher, R. D. Jr. (1990). *Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems*. Columbus: Merrill Publishing Company. A Bell & Howell Information Company. 531 p.
- Hobbs, B. (1981). *An outline of Structural Geology. Department of Earth Sciences*. Melbourne: Monash University.
- Johnson, S. E. (1999). *Porphyroblast microstructures; a review of current and future trends*. Department of Earth and Planetary Sciences. Macquarie University. Sidney, Australia.
- Lister, G. S., and Price, G. P. (1978). *Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. Tectonophysics*. Berlin: Heidelberg.
- Marshak, S. (1988). *Basic Methods of Structural Geology*. Illinois: Department of Geology, University of Illinois.
- Passchier, W., and Trouw, J. (2005). *Micro- Tectonics*. Berlin: Heidelberg.
- Ramsay, G., and Huber, I. (2006). *The techniques of modern structural geology*. U.K.: Elsevier science U K by Alden Group.
- Roper, P. J. (1978). *Geology of the Progreso Quadrangle North of the Motagua River*. University of Southwestern.
- Shoneveld, C. (1977). *A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets*. Tectonophysics, Vol. 39, 453-471. Amsterdam, Países Bajos.

REVISTA GUATEMALTECA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

INFORMACIÓN PARA AUTORES

La **Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra** publica artículos originales, preferentemente en español y excepcionalmente en inglés, relacionados con las Ciencias de la Tierra.

PARA PROPUESTAS DE ARTÍCULOS: Comunicarse al comité editorial de la revista a los correos electrónicos: monterroso_cesar@usac.edu.gt, moran_sergio@usac.edu.gt, vasquez_osmin@usac.edu.gt o dirigirse a la Carrera de Geología, del Centro Universitario del Norte, CUNOR.

COBERTURA TEMÁTICA Y PÚBLICO

La Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra es una publicación anual, cuyo objetivo es la difusión de estudios y trabajos de investigación relacionados con las **Ciencias de la Tierra**, dirigidos a la comunidad científica nacional e internacional, y cuya cobertura temática abarca disciplinas como:

Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía
Geología histórica y regional
Tectónica y geología estructural
Geofísica
Geomorfología
Hidrología e hidrogeología
Edafología y ciencias del suelo
Mineralogía, cristalografía, metalogenia y yacimientos minerales
Petrología endógena y sedimentaria
Geoquímica
Paleontología
Sistemas de información geocientífica y cartografía geológica
Geología ambiental, paleoclimatología y cambio global
Geología aplicada, geotecnia, ingeniería geológica y del terreno
Prospección e investigación minera y explotación de recursos minerales
Historia y epistemología de las disciplinas de las Ciencias de la Tierra
Divulgación y cultura geocientífica
Geodiversidad, patrimonio geológico y minero, y geoconservación
Riesgos geológicos
Aspectos económicos de las Ciencias de la Tierra
Otros temas afines

La correspondencia referente al envío de originales a la Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra deberá dirigirse a:
Carrera de Geología, Centro Universitario del Norte CUNOR. Km. 210, ruta Las Verapaces, Finca Sachamach,
Cobán, Alta Verapaz
Correo electrónico: monterroso_cesar@usac.edu.gt, moran_sergio@usac.edu.gt, vasquez_osmin@usac.edu.gt

La presente publicación se realizó gracias a la colaboración de:
This publication was possible through the sponsorship of:

Greenrock

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra, vol. 6, núm./Issue 1
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Sumario / Contents

Diseño y análisis de pruebas de recuperación para pozos de agua: estudio de caso en Chiquimula. <i>Design and analysis of recovery test for water wells: case study in Chiquimula.</i> R. Machorro, S. Valdez	3
Patrones topográficos en el reconocimiento de paleodeslizamientos en Baja Verapaz, Guatemala. <i>Topographic patterns in the reconnaissance of paleo landslides in Baja Verapaz, Guatemala.</i> S. Morán, C. Ventura, H. Hernández, J. Vargas	9
Cinemática de porfiroclastos en mármoles ubicados en Cerro Gordo, El Progreso, Guatemala. <i>Kinematics of porphyroclasts on marbles from Cerro Gordo, El Progreso, Guatemala.</i> Y. Pérez, S. Morán	23

ISSN 2410-728X

