

SEDIMENTOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA DE LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

Sedimentología y geomorfología de los depósitos cuaternarios en el páramo de Güina,

Boyacá.

Cristian Danilo Forero Gómez

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Geólogo, PhD. Geociencias.

Codirector

Helbert Schneider García Delgado

Geólogo, Servicio Geológico Colombiano.

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico - Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2020

Dedicado a mi abuela amada

Eva Menco

Agradecimientos

A Dios, mil gracias.

A mi familia: Eva, Mónica, Rubiel, María Mónica, María Angélica, por ser el soporte a lo largo de este proceso de aprendizaje y crecimiento, los amo.

A la Decanatura de Ingenierías Físicoquímicas de la Universidad Industrial de Santander (UIS) por el apoyo económico, de la convocatoria ACS 020 de 2014, con la cual pude desarrollar mi jornada de campo en Boyacá.

A mi Director de proyecto, Francisco Velandia, por su acompañamiento excepcional a lo largo del proyecto de grado, por las correcciones, discusiones, paciencia y por su calidez humana.

A mi Codirector, Helbert García, por las enseñanzas de geomorfología cuantitativa y su apoyo a lo largo del proyecto de grado a través de las discusiones y correcciones.

A John Naranjo, un amigo a lo largo de la carrera, quien me acompañó en la jornada de campo, mil gracias.

A mis hermanos, Iván y Duván Martínez.

A mis amigos de Geología Nata, Sonia, Lore, Mario, Manuel, Martín, entre muchos más.

A mis amigos que siempre me apoyaron a seguir adelante, Aleja, Karen, Erika, Andrés, Prada, Camilo, Mariño, Edward, entre muchos más.

A la UIS, por ser esa alma mater tan soñada.

A los profesores Sait Khurama Velasquez y Luis Enrique Cruz, por sus valiosas recomendaciones y correcciones en el documento.

A los profes de Geología por sus invaluable enseñanzas.

A Don José Aparicio, por su hospitalidad en la zona de trabajo.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción.....	16
1. Planteamiento del problema.....	17
1.1. Hipótesis	18
2. Justificación	18
3. Objetivos	19
3.1 Objetivo General.....	19
3.2 Objetivos Específicos.....	19
4. Configuración regional	20
4.1 Marco geomorfológico y climático.....	20
4.2 Marco geológico regional	25
4.3 Trabajos previos.....	28
5. Métodos	31
5. 1 Análisis sedimentológico.....	31
5.1.1 Adquisición de datos sedimentológicos.....	31
5.1.2 Análisis de procedencia.	33
5.1.3 Análisis de paleocorrientes.	34
5. 2 Análisis geomorfológico.....	35
5.2.1 Análisis Topográfico.....	36
5.2.2 Análisis de cuencas y red drenaje	37
5.2.3 Análisis de movilidad de la divisoria.....	39

6. Resultados	44
6.1 Análisis sedimentológico	44
6.1.1 Estratigrafía de las unidades adyacentes	44
6.1.2 Estratigrafía de los depósitos cuaternarios.....	56
6.1.3 Área fuente de los depósitos	80
6.1.4 Análisis de paleocorrientes	87
6.1.5 Otros depósitos cuaternarios	89
6.2 Análisis Geomorfológico	91
6.2.1 Análisis Topográfico.....	91
6.2.2 Análisis de las cuencas de drenaje	92
6.2.3 Análisis de movilidad de la divisoria.....	99
7. Discusión.....	103
7.1 Génesis de las terrazas	103
7.2 Área fuente.....	106
7.3 Procesos de reorganización de la red de drenaje	106
7.4 Controles sobre los depósitos.....	107
7. 5 Movilidad de la divisoria	111
7.6 Evolución de la configuración actual de las terrazas fluviales.	114
8. Conclusiones.....	116
Recomendaciones	118
Referencias Bibliográficas	119
Apéndices.....	130

Lista de Tablas

Tabla 1. Clasificación de tamaño de granos de sedimentos terrígenos.....	31
Tabla 2. Clasificación de litofacies.	32
Tabla 3. Elementos arquitectónicos en depósitos fluviales.....	33
Tabla 4. Resumen de las unidades litoestratigráficas potenciales de procedencia.....	81
Tabla 5. Resumen de las direcciones de paleoflujo.	88
Tabla 6. Índices morfométricos.....	95

Lista de Figuras

Fig. 1. Mapa de la ubicación regional del área de estudio dentro de los Andes del Norte. ... 22

Fig. 2. Mapa de precipitación anual (PAM) de la CO. 24

Fig. 3. Mapa geológico generalizado del área de estudio con las principales estructuras 26

Fig. 4. Malla de 50 puntos, utilizada para la metodología de conteo de clastos. 34

Fig. 5. Estructuras sedimentarias indicadoras de flujos.. 35

Fig. 6. Perfil *Swath*..... 36

Fig. 7. Ilustración conceptual de retroalimentación positiva y negativa. 40

Fig. 8. Migración de la divisoria. 41

Fig. 9. Conglomerados de la Formación Tibet 46

Fig. 10. Formación Tibet, sobre la vía Belén-Susacón. 48

Fig. 11. Formación Floresta. 49

Fig. 12. Formación Cucho. 50

Fig. 13. Formación Capacho 53

Fig. 14. Formación La Luna..... 54

Fig. 15. Mapa Geológico modificado de (Vargas., et al , 1987). 55

Fig. 16. Ubicación de las estaciones de trabajo. 56

Fig. 17. Depósitos cuaternarios desarrollando formas de terrazas 57

Fig. 18. Columna estratigráfica No 1. 59

Fig. 19. Características sedimentarias de la Columna Estratigráfica No. 1. 60

Fig. 20. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza alta. 60

Fig. 21. Distribución de la base de la Terraza Alta. 61

Fig. 22. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza alta.. ... 61

Fig. 23. Columna estratigráfica No 2. Corresponde a la Terraza alta. 63

Fig. 24. Características sedimentarias de la segunda columna estratigráfica, 64

Fig. 25. Columna estratigráfica No 2.. 65

Fig. 26. Columna estratigráfica No 2.. 65

Fig. 27. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes al tope de la terraza alta. 66

Fig. 28. Expresión morfológica de la terraza baja Qal 2,..... 67

Fig. 29. Terraza baja sobre la vía Susacón- Belén, margen derecho..... 68

Fig. 30. Composición porcentual de los clastos pertenecientes a la terraza baja. 68

Fig. 31. Columna Estratigráfica No 1.. 70

Fig. 32. Características sedimentarias de la primera columna estratigráfica 71

Fig. 33. Composición porcentual de los clastos pertenecientes al tope de la terraza baja 72

Fig. 34. Panorámica de las terrazas ubicadas al occidente de la zona de trabajo..... 72

Fig. 35. Columna estratigráfica No 4.. 74

Fig. 36. Características sedimentarias de la cuarta columna estratigráfica. 75

Fig. 37. Base de la terraza localizada en el sector Llano la Guerra 75

Fig. 38. Composición porcentual de los clastos en el sector Llano la Guerra. 76

Fig. 39. Tope de la terraza baja 77

Fig. 40. Columna estratigráfica No 5. 78

Fig. 41. Características sedimentarias de la quinta columna estratigráfica,..... 79

Fig. 42. Composición porcentual de los clastos de la terraza en el sector Llano el Muerto. .. 79

Fig. 43. Terrazas al occidente buzando hacia el NW. 80

Fig. 44. Unidades potenciales de la terraza alta (Qal 1), ubicadas al oriente..... 83

Fig. 45. Unidades potenciales de procedencia de la terraza baja (Qal 2)..... 85

Fig. 46. Unidades potenciales de procedencia ubicadas el occidente. 86

Fig. 47. Mapa de distribución porcentual de las unidades potenciales de proveniencia..... 87

Fig. 48. Diferentes conos de detritos en la zona de trabajo..... 89

Fig. 49. Conos de detritos 90

Fig. 50. Perfiles Swath (PS). 92

Fig. 51. Mapa de Ksn promedio..... 93

Fig. 52. Mapa de valores de Ksn para la red de drenaje. 98

Fig. 53. a) Mapa Chi. b) Mapa de Elevación. 100

Fig. 54. a) Mapa de Relieve. b) Mapa de Gradiente. 101

Fig. 55. Divisoria entre la cuenca E64 y la cuenca E53..... 102

Fig. 56. Procesos de formación de las terrazas de incisión (*strath terraces*)..... 103

Fig. 57. Tipos de terrazas de erosión..... 104

Fig. 58. Terraza alta (Qal 1). 105

Fig. 59. Mapa Geológico modificado de Vargas et al., (1981). 106

Fig. 60. Patrón de drenaje en espinas (*barbed drainage pattern*). 107

Fig. 61. Mapa de Ksn 110

Fig. 62. Histograma para análisis de movilidad, A) segmento A-B y B) Segmento B-C..... 112

Fig. 63. Histograma para análisis de movilidad, A) Segmento C-D y B) Segmento D-E. ... 113

Fig. 64. Evolución de la red drenaje.. 115

Lista de Apéndices

Apéndice A. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 1..... 130

Apéndice B. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 2..... 131

Apéndice C. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 3..... 134

Apéndice D. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 4..... 136

Apéndice E. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 5.. 137

Apéndice F. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 1..... 138

Apéndice G. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 1..... 139

Apéndice H. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 3..... 140

Apéndice I. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 4. 141

Apéndice J. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 5. 142

Apéndice K. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 6..... 143

Apéndice L. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 7. 144

Apéndice M. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 8. 145

Apéndice N. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 9..... 146

Apéndice O. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 10..... 147

Apéndice P. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 11..... 148

Apéndice Q. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 12..... 149

Apéndice R. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 13. 150

Apéndice S. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 14..... 151

Apéndice T. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 15. 152

Apéndice U. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 16..... 153

Apéndice V. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 17..... 154

Apéndice W. Mediciones de Paleocorrientes..... 155

Resumen

Título: Sedimentología y geomorfología de los depósitos cuaternarios en el páramo de Güina, Boyacá. *

Autor: Cristian Danilo Forero Gómez**

Palabras Clave: Cuaternario, Reorganización de la red de drenaje, Cordillera Oriental, Evolución del paisaje, Geomorfología tectónica.

Descripción: El presente estudio proporciona evidencias de procesos de reorganización de la red de drenaje y evolución del paisaje en la Cordillera Oriental de Colombia (CO). Para lo cual, se llevó a cabo el estudio sedimentológico de las terrazas de erosión ubicadas en la divisoria de aguas, entre las cuencas del río Susacón y el río Soapaga, mediante descripciones texturales, conteo de clastos y mediciones de paleocorrientes, para determinar la posible área fuente. Se realizó el análisis geomorfológico con el uso de métricas topográficas como perfiles swath, índice de inclinación del canal (Ksn), mapas Chi y mapas de elevación, relieve y gradiente (métricas de Gilbert).

Se encontró: 1) Los datos de paleo flujo junto al análisis de procedencia indican que los sedimentos fueron transportados en dirección NEE, contrario a la dirección actual de río Güina. 2) La configuración hídrica actual presenta un patrón de drenaje en espinas, en las cuales las uniones fluviales definen ángulos atípicos. 3) Altos valores de Ksn están asociados a las principales estructuras como las fallas de Boyacá, Soapaga, Chaguacá, Chicamocha y Pueblo Viejo. 4) Los mapas de elevación, relieve, gradiente y Chi, muestran migración potencial de la divisoria en diferentes sectores de la CO. Este conjunto de evidencias sustenta la inversión del río Güina, asociado al levantamiento accionado por Falla de Chaguacá en la zona de estudio y posteriormente la captura fluvial de una porción de la cuenca del río Susacón por parte de la cuenca del río Soapaga.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, Geólogo, PhD. Geociencias. Codirector: Helbert Schneider García Delgado, Geólogo, SGC.

Abstract

Title: Sedimentology and Geomorphology of Quaternary deposits in Páramo de Güina, Boyacá. *

Author: Cristian Danilo Forero Gómez**

Key Words: Quaternary, drainage network reorganization, Eastern Cordillera, landscape evolution, Tectonic geomorphology.

Description: This study provides evidence of drainage network reorganization processes and landscape evolution in the Eastern Cordillera of Colombia (CO). For this purpose, a sedimentological study of the strath terraces located in the drainage divide between the Susacón and Soapaga river basins was carried out, using textural descriptions, counting clasts method and paleo-current measurements, to determine the possible source area. The geomorphological analysis was carried out using topographic metrics such as swath profiles, normalized channel steepness index (K_{sn}), Chi maps and elevation, relief and gradient maps (Gilbert metrics).

It was found that: 1) Palaeo-flow data and source analysis indicate that sediments were transported in NEE direction, opposite to the current direction of the Güina river. 2) The current water configuration display a barbed drainage pattern, in which the river joints define atypical angles. 3) High K_{sn} values are related to the main structures such as the Boyacá, Soapaga, Chaguacá, Chicamocha and Pueblo Viejo faults 4) Elevation, relief, gradient and Chi maps show potential migration of the divide in different sectors of the CO. This set of evidence supports the reversal of the Güina river direction, associated with the Chaguacá Fault driven uplift in the study area and later the river capture of a portion of the Susacón River basin by the Soapaga River basin.

* Degree Thesis

** Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, Geologist, PhD. Geosciences. Co-Director: Helbert Schneider García Delgado, Geologist, SGC.

Introducción

La configuración actual de la superficie terrestre implica entender la relación de los procesos endógenos y exógenos, las cuales modelan diferentes paisajes erosivos y de deposición, en función del proceso dominante que trabaja en los diferentes entornos morfogenéticos (Gutiérrez, 2005). El estudio de la geología del cuaternario conlleva a la integración de disciplinas como la geomorfología, estratigrafía, sedimentología, neotectónica, paleontología, entre otras (Jordá, 1995).

El presente trabajo se enfoca en el estudio sedimentológico de las terrazas fluviales ubicadas en el páramo de Güina, en el departamento de Boyacá; la importancia de estos depósitos radica en que constituyen el registro geológico del clima cuaternario y tectónica en áreas montañosas (García y Mahan, 2014); por lo tanto, se describen las propiedades texturales, composicionales y estructuras primarias compiladas en columnas estratigráficas, además se realiza el conteo de clastos por el método de la cuadrícula y finalmente se miden datos de paleocorrientes.

En conjunto se realiza el estudio geomorfológico para entender la ubicación de las terrazas en un contexto regional entre latitudes 6°N y $6^{\circ}48'\text{N}$ sobre la CO, y además estudiar la evolución del paisaje a través de índices morfométricos, con base en las cuencas de drenaje y en la topología de la red fluvial (Forte y Whipple, 2018; Mudd et al., 2013), mediante el uso de herramientas de los sistemas de información Geográficas (GIS) y las herramientas TopoToolbox y el Kit de Análisis Topográfico (TAK), que permiten evaluar un sinnúmero de variables a partir de un modelo de elevación digital (MDE) (Forte y Whipple, 2019; Schwanghart y Scherler, 2014). Las métricas empleadas para identificar las anomalías en la topografía y las cuencas de drenaje son el índice de inclinación del canal (Ksn) y las métricas de Gilbert (relieve, gradiente y elevación).

1. Planteamiento del Problema

Sobre la vía que comunica los municipios de Soatá y Belén (Boyacá), ruta nacional número 55, afloran depósitos cuaternarios aluviales con morfología de terrazas, cartografiados como Qal y Qtf en la plancha 152-Soatá (Vargas et al., 1987), ubicados sobre y cerca de la divisoria de aguas, entre la cuenca que drena hacia el río Güina y la cuenca que drena hacia el río Susacón. La disposición geográfica de estos depósitos conlleva a la siguiente pregunta: ¿La actual red de drenaje tiene la capacidad de generar estos depósitos aluviales?. Del Real (2013), describe estos depósitos como potentes secuencias de arenas blancas, arenas blancas gravosas, gravas arenosas, arenas conglomeráticas amarillentas, arenas conglomeráticas grisáceas y gravas de guijarros, sin embargo, estas características indican un transporte fluvial de larga distancia.

Adicionalmente, se identifican anomalías de la red fluvial tales como patrones de drenaje en espina (*barbed rivers*), en los cuales las uniones fluviales definen ángulos atípicos, por ejemplo, apuntando hacia aguas arriba o entrando en ángulos casi rectos a pesar de que los ríos que convergen tienen descargas similares y gradientes bajos (Burbank y Anderson, 2012). Por otra parte, la zona de estudio está enmarcada en un contexto estructural complejo, en el cual la Falla Bucaramanga con tendencia NE, captura las fallas de Boyacá y Soapaga con dirección NW, conformando un sistema transpresivo en estilo domino con comportamiento fractal (Velandia y Bermúdez, 2018).

Con base en lo anterior, surgen preguntas adicionales, tales como: ¿Estas terrazas fueron depositadas por un río preexistente y de flujo continuo?, ¿Los depósitos corresponden a un valle abandonado (*wind gap*), producido por captura fluvial o por inversión en la red de drenaje?, ¿Qué rol tiene la tectónica en la configuración actual de estos sedimentos?, estas preguntas pueden ser

resueltas mediante el estudio del registro estratigráfico donde se pueden documentar los cambios en la procedencia y los sistemas fluviales, en conjunto con análisis geomorfológicos cuantitativos, para identificar las anomalías del paisaje y determinar los rasgos morfológicos asociados a las cuencas de drenaje.

1.1. Hipótesis

La inversión de la dirección del flujo actual del río Güina está dada por la actividad reciente de la Falla Chaguacá.

2. Justificación

El desarrollo de depósitos cuaternarios en una zona de divisoria de aguas, adyacentes a la Falla Chaguacá y evidencias geomorfológicas como patrones de drenajes en espina, generan dudas acerca del origen de estos depósitos en el contexto descrito. La información bibliográfica en cuanto a la sedimentología es escasa, actualmente se cuenta con la memoria geológica de la plancha 152-Soatá (Vargas et al., 1981) en la cual se menciona la falta de estudios detallados de los depósitos cuaternarios y se dispone del trabajo de grado por parte de Del Real (2013) que estudia las evidencias morfotectónicas de la Falla Chaguacá y describe de manera general los depósitos fluviales.

Por lo tanto, resulta de especial interés conocer las características texturales y composicionales de los sedimentos y los datos de estructuras primarias indicadoras de paleoflujo, que permitan definir el área fuente para la comprensión de la génesis de los depósitos; en adición, es indispensable la comprensión del contexto regional, a partir del estudio de índices morfométricos

que permitan cuantificar la actividad tectónica relativa y los procesos de migración de las divisorias de las cuencas de drenaje con base en los perfiles de los canales fluviales, para cuantificar la evolución del paisaje y realizar interpretaciones climáticas y tectónicas.

La investigación planteada es un aporte científico que contribuirá a la documentación de los procesos de reorganización en la red de drenaje y evolución del paisaje en el marco temporal del cuaternario. Este proyecto se desarrolla en dos capítulos, el primero es el estudio sedimentológico a partir de descripciones la estratigrafía de los depósitos, técnicas de conteo de clastos y mediciones de paleocorrientes y el segundo capítulo es el estudio de geomorfología cuantitativa en el cual se evalúa la actividad tectónica relativa mediante el índice de inclinación de la pendiente (K_{sn}) y su relación con las principales estructuras como son las fallas Bucaramanga, Chaguacá, Boyacá, Soapaga y Chicamocha, junto a las evidencias de movilidad potencial a lo largo de las divisorias de cuencas con base en las métricas de Gilbert (relieve, gradiente y elevación) y la integral Chi.

3. Objetivos

3.1 Objetivo General

Definir las características sedimentológicas y geomorfológicas de los depósitos cuaternarios, en el páramo de Güina, Boyacá.

3.2 Objetivos Específicos

- Realizar descripciones texturales a partir del levantamiento de columnas estratigráficas, para identificar las variaciones sedimentológicas en el espacio-tiempo.

- Determinar la posible área fuente, por medio del estudio de procedencia de los depósitos cuaternarios según composición de clastos y la medición de estructuras indicadores de paleo flujo.
- Evaluar la actividad tectónica relativa mediante el índice de inclinación del canal (Ksn) y determinar la movilidad de la divisoria de cuencas de drenaje mediante las métricas de Gilbert (relieve, gradiente y elevación).

4. Configuración Regional

4.1 Marco geomorfológico y climático

La Cordillera oriental (CO) es parte de los Andes del Norte para el área de Colombia, corresponde a un cinturón plegado y fallado (*Fold thrust belt*) formado por inversión tectónica de fallas normales formadoras de cuencas mesozoicas (Cooper et al., 1995; Toro et al., 2004). El proceso de deformación cenozoica incluye diferentes pulsos orogénicos (Bayona et al., 2007; Caballero et al., 2010), y actividad neotectónica que registra un acortamiento continuo (Bande, 2010).

La zona de estudio está comprendida entre latitudes 6°N y 6°48'N, donde las estructuras de la CO pasan de una tendencia NE a una NW (Velandia y Bermúdez, 2018), el rasgo estructural principal es la Falla de Bucaramanga, que comprende una serie de fallas subparalelas con cinemática de rumbo, constituyendo un sistema transpresivo, caracterizado por un estilo en dominó, que captura las fallas de Boyacá y Soapaga (Velandia y Bermúdez, 2018).

Por otra parte, el sistema hídrico está conformado por ríos longitudinales que bordean al orógeno, los cuales son el río Suárez al W y el río Chicamocha hacia el W, que se unen al norte para formar el río Sogamoso. La carga aluvial de estos ríos principales es importante, en el caso

del río Chicamocha, tiene una morfología trezada, que se caracteriza por presentar varios canales y brazos que se entrelazan y separan dentro del cauce principal debido a cambios de pendiente longitudinal y transversal (Fonseca et al., 2015).

Cabe mencionar que se estudian 91 cuencas de drenaje en total, de las cuales 85 están ubicadas al oriente, con nomenclatura 'E' (e.j., E1, E23) y seis cuencas ubicadas al occidente, identificadas con la letra 'W'. Desde el punto de vista geomorfológico el área de trabajo se divide en dos dominios principales: I) Dominio occidental en el cual los ríos drenan hacia el río Suárez y II) Dominio oriental donde los ríos drenan hacia el río Chicamocha (Fig. 1). En el dominio occidental los ríos drenan en dirección SE-NW, de forma transversal y sus cuencas tienen un área de drenaje promedio alrededor de 677 km². De igual manera en el dominio oriental los ríos se ajustan de forma transversal, sin embargo, las cuencas tienen un área de drenaje promedio de 32 km², es decir 22 veces inferior al promedio de las cuencas en el occidente.

No obstante, algunas cuencas principales siguen un patrón longitudinal, paralelo a las estructuras principales, un ejemplo es la cuenca del río Onzaga (E31), que sigue el trazo de la Falla Chaguacá, otros ejemplos son las cuencas E28 Y E32.

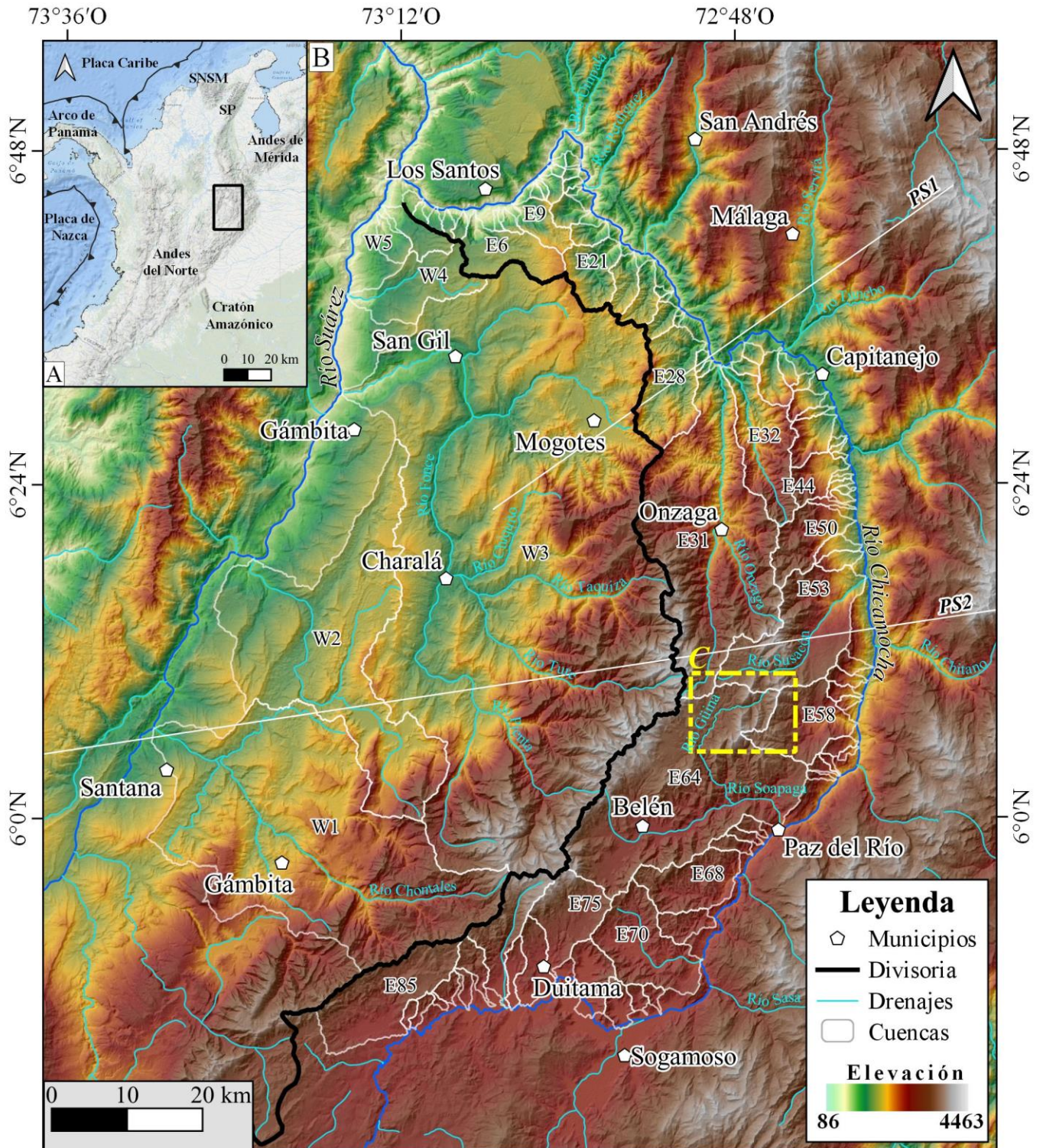


Fig. 1. (A) Mapa de la ubicación regional del área de estudio dentro de los Andes del Norte. SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta, SP: Serranía del Perijá. (B) Mapa de relieve de la CO, con los principales ríos y las cuencas de drenaje de estudio. (C) Localización de estudio sedimentológico.

En cuanto al clima, el cuaternario está caracterizado por un conjunto de ciclos glaciales-interglaciales, cuyo registro son los depósitos de morrenas ubicado en zonas de páramos, superiores a los 3400 m.s.n.m (Ulloa et al., 2003; Vargas et al., 1981), secuencias potentes de sedimentos fluvio-glaciares, derivados de las lenguas de hielo y ubicados en los sus valles de la cuenca de Bogotá (Helmens, 2011). Así mismo, Hooghiemstra y Flantua (2019), estudiaron los registros de polen fósil a lo largo de Colombia y encontraron que el cambio climático provocó variaciones en la distribución de los biomas a través del tiempo, principalmente en latitud en las tierras bajas y en elevación en las montañas, por lo tanto la distribución de los principales ecosistemas de Colombia ha cambiado repetidamente debido al forzamiento orbital a frecuencias de 21.000, 41.000 y 100.000 años que fueron superpuestas por oscilaciones climáticas.

En adición, se procesan los datos recientes de lluvias para los años 1998-2006 (Fig. 2), publicados por la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM) (Bookhagen y Burbank, 2008). El mapa muestra diferencias marcadas para cada dominio en la CO, la precipitación anual es mayor en el dominio occidental con valores de 1950 a 3800 mm/año mientras que en el dominio oriental es menor, con rangos de 108 a 1950 mm/año. En las zonas adyacentes a la divisoria es notoria la baja precipitación para estas zonas de gran elevación.

Por otro lado, cabe destacar que el estudio sedimentológico, se realiza al norte del municipio de Belén (Boyacá), ruta nacional número 55 (Fig. 2B), en el páramo de Güina, que hace parte del complejo de páramos la Rusia-Guativa.

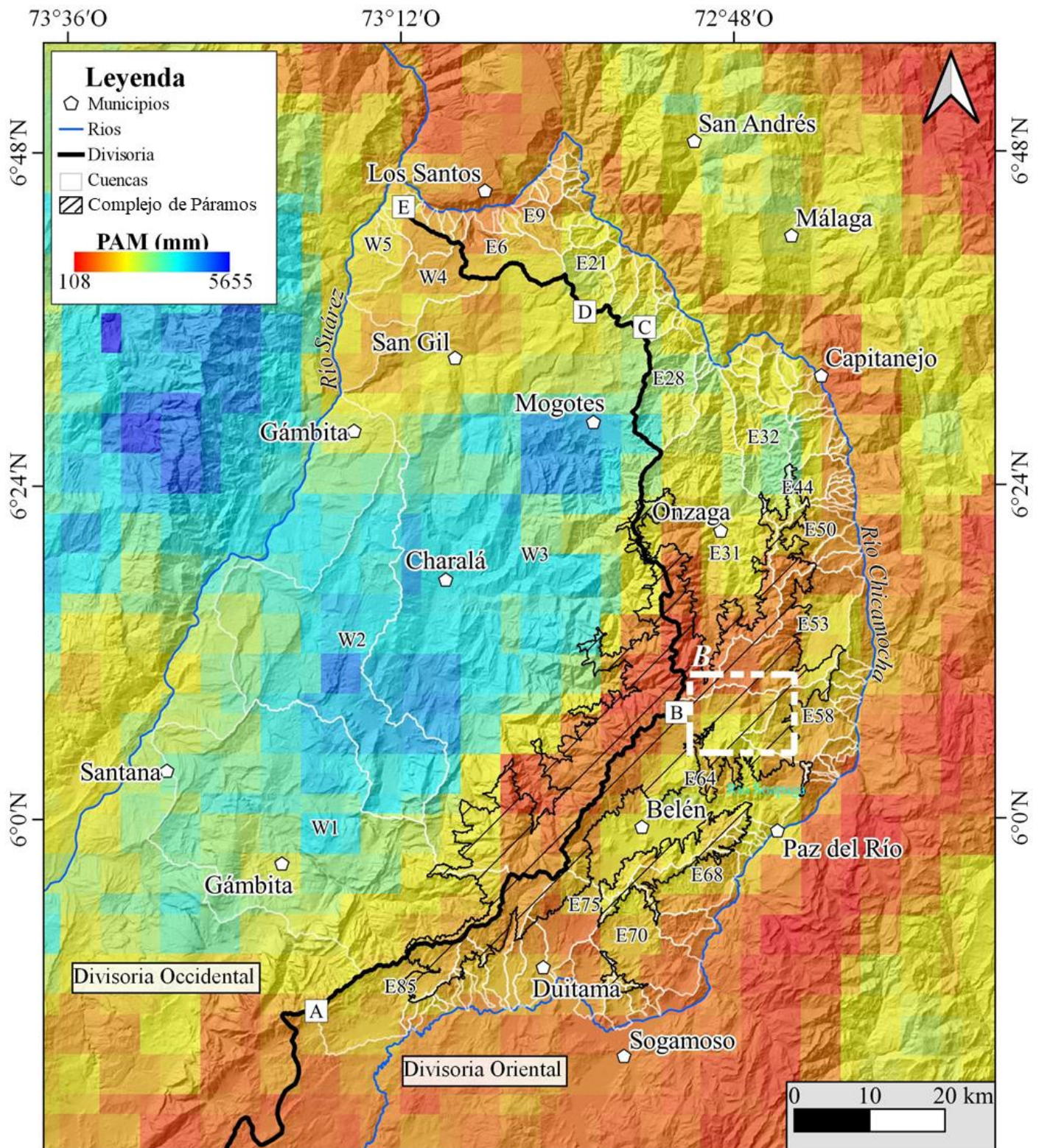


Fig. 2. Mapa de precipitación anual (PAM) de la CO compilado para los años 1998-2006, modificado después de Bookhagen and Strecker (2008). B) Localización de estudio sedimentológico.

4.2 Marco geológico regional

El área de estudio comprende los macizos de Santander y Floresta, con un amplio registro geológico, desde el proterozoico hasta sedimentos del cuaternario (Fig. 3). En la franja Bucaramanga-Pescadero-Ricaurte aflora el Neis de Bucaramanga compuesto principalmente por paraneis pelítico, neis hornbléndico y anfibolitas (Ward et al., 1973), de edad mesoproterozoico-neoproterozoico, pertenecientes al evento Grenviliano (Cordani et al., 2005). En la franja Matanza-Cachirí los Esquitos de Silgará afloran discordantemente sobre el Neis de Bucaramanga. La unidad consta de filitas, esquistos y cuarcitas en litofacies esquistos verdes con una edad en litofacies esquistos verdes con una edad máxima de depósito del neo-proterozóico (toniano) (Mantilla-Figueroa et al., 2016).

En el Macizo de Santander se encuentra la unidad Ortoneis, la cual emplaza de forma sintectónica a los Esquistos de Silgará. La unidad está compuesta principalmente de ortoneises cuarzo-feldespáticos, pelíticos (Ward et al., 1973) y su metamorfismo alcanzó condiciones de la litofacies anfibolita. Estas rocas configuran la continuidad del protomargen andino como resultado de la orogenia Famatiniana (García-Ramírez et al., 2017). El ordovícico está constituido por rocas sedimentarias calcáreas y siliciclásticas relacionadas a un ambiente de transgresión marina, que además presentan un grado muy bajo de metamorfismo y están acompañadas por algunas rocas ígneas intrusivas que reflejan un evento magmático contemporáneo o ligeramente posterior a su sedimentación, estas últimas corresponden a rocas ígneas como el Stock de Chuscales, Stock de Otengá y la Cuarzomonzonita de Santa Rosita (Ulloa et al., 2003); durante la evolución de Gondwana se desarrollaron una serie de cuencas sedimentarias extensionales de retroarco (rift o antepaís), al igual que cuencas en la porción cratónica (Ramos, 2010). Por otro lado, la secuencia sedimentaria del devónico fue depositada en un ambiente de regresión lenta, sometidos a

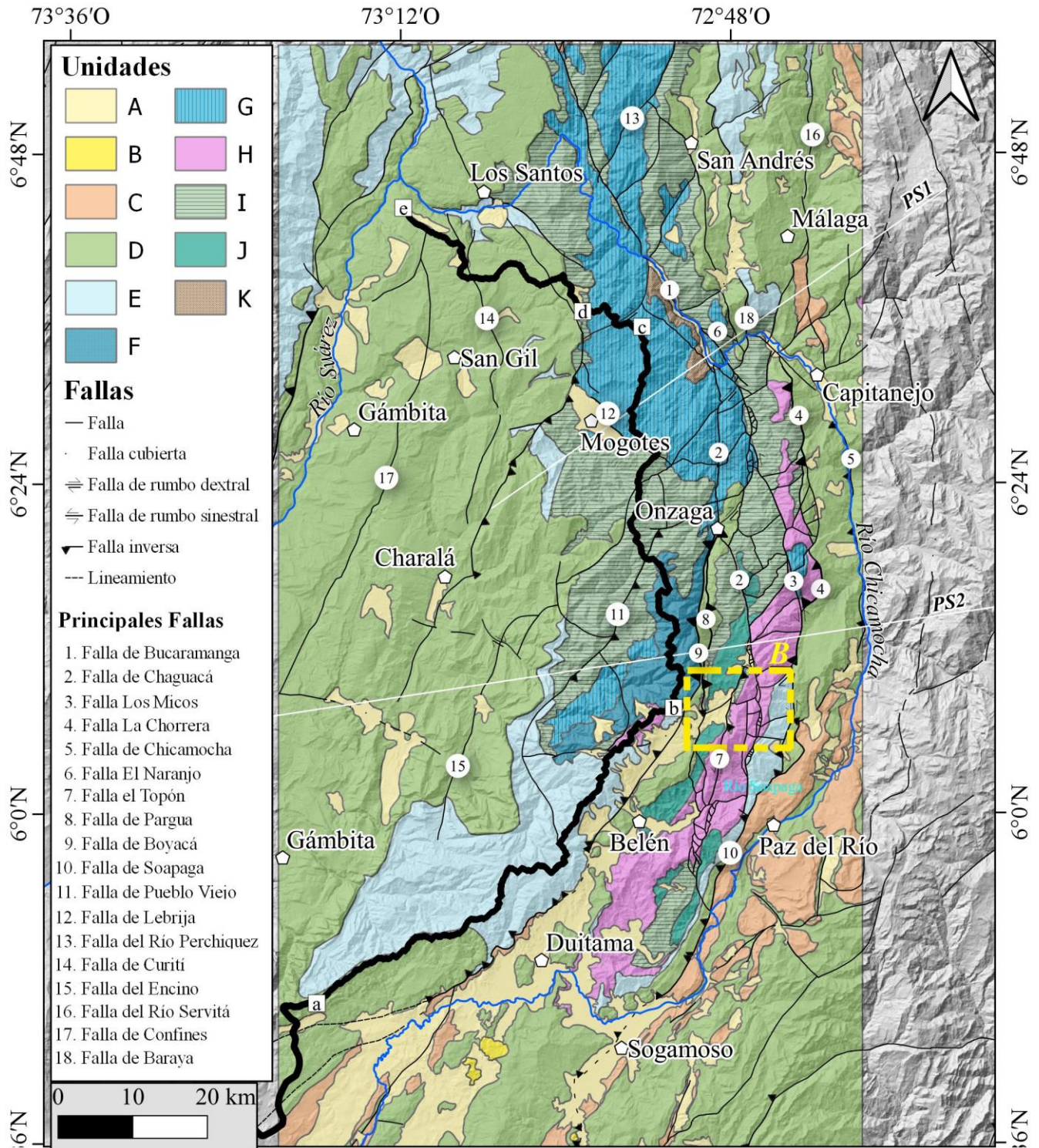


Fig. 3. Mapa geológico generalizado del área de estudio con las principales estructuras de la CO. Modificado de SGC (2015) y Velandia y Bermúdez (2018). A) Sedimentos del cuaternario, (B) Rocas sedimentarias y volcanosedimentarias del neógeno, (C) Rocas sedimentarias del paleógeno, (D) Rocas sedimentarias del cretácico, (E) Rocas Sedimentarias del jurásico, (F) Rocas volcánicas del jurásico, (G) Rocas plutónicas del jurásico, (H) Rocas del devónico-permiano, (I) Rocas metasedimentarias del paleozoico, (J) Rocas plutónicas del ordovícico y (K) Rocas metamórficas del proterozoico.

momentos de emersión e ingresiones cortas del mar y cubre la paleotopografía metamórfica e ígnea (Mojica y Villarroel, 1984). Las unidades correspondientes son la Formación Tibet (conglomerados y areniscas principalmente), seguidamente la Formación Floresta (limolitas y arcillas amarillas) y finalmente, la Formación Cucho (arcillas laminadas de color vino tinto y areniscas arcillosas rojas y amarillentas).

El lapso comprendido entre el carbonífero superior y el pérmico se compone de rocas siliciclásticas y calcáreas, que representa ambientes de depósito relacionados a transgresiones Marinas; su registro es de un ambiente nerítico con aporte continental tipo prodelta (Royero y Clavijo, 2001), la unidad perteneciente a este período en la zona de trabajo corresponde a los sedimentos del Rio Nevado (Stibane y Forero, 1969). Las disconformidades de las unidades litológicas que suprayacen a estas rocas ponen en evidencia un retiro definitivo del mar hacia el final de este lapso, producto de la acreción entre Laurentia y Gondwana, conformándose de esta manera la última Pangea y desapareciendo definitivamente el océano Rheico (Chicangana y Kammer, 2013b; Martínez, 2016; Ramos, 2010). La ruptura se reanudó durante el triásico y continuó en el jurásico temprano y medio. En el jurásico tardío, la separación extensa está marcada por la deposición de los depósitos continentales y volcánicos explosivos de las formaciones Girón, la Quinta, Jordán y Noreán (Cediel et al., 2011). En este mismo contexto se emplazó un importante magmatismo de finales del triásico tardío y el comienzo del jurásico temprano (Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018), como resultado rocas ígneas félsicas plutónicas y subvolcánicas, que corresponden al Batolito de Mogotes y Riolitas de Onzaga, respectivamente.

Las cuencas cretácicas están enmarcadas por dos principales regímenes tectónicos, el primero, que comprende desde el berrasiano hasta el límite aptiano-albiano, está dado un régimen

transtensivo, que representa las etapas finales del ambiente extensivo, que culmina con un rifting profundo y la transgresión marina epicontinental y el segundo evento es un régimen transpresivo en el cretácico superior (Cediel et al., 2011). Durante el maastrichtiano al paleoceno, los esfuerzos compresionales y el levantamiento de la Cordillera Central dieron origen a una cuenca ante-arco que abarca las cuencas del Valle medio del Magdalena, CO y Llanos (Lozano y Zamora, 2014). La inversión y levantamiento de la CO inicia en el eoceno tardío a oligoceno temprano, generó depósitos sintectónicos de litofacies aluviales que van desde ríos meándricos hasta abanicos aluviales (Caballero et al., 2010).. Las etapas finales del desarrollo de la cuenca se caracterizan por el depósito de sedimentos aluviales grueso granulares y algunos volcanoclásticos (Caballero et al., 2016). El cuaternario está caracterizado por depósitos glaciares tipo morrenas, restringidos en zona de páramos, depósitos fluvio-glaciares, en las partes bajas de valles glaciares, terrazas de diferente génesis: modernas, colgadas y lagunares, depósitos coluviales (de talud, derrubios y avalanchas) y aluviales depositados en los valles actuales (Ulloa et al., 2003; Vargas et al., 1981).

4.3 Trabajos previos

Información sedimentológica y estructural

La información bibliográfica del cuaternario en el departamento de Boyacá es escasa, actualmente sólo se cuenta con la memoria Geológica de la plancha 152-Soatá como estudio base para el desarrollo de la investigación (Vargas et al., 1987) en la cual se menciona la dificultad para realizar la cartografía de los diferentes tipos de depósitos y la falta de estudios detallados; los depósitos cuaternarios bajo la nomenclatura Q_{tf} corresponden a depósitos de terraza y conos de deyección los cuales son asociados genéticamente, mientras que los depósitos tipo aluvión son cartografiados como Q_{al}. Del Real (2013) clasifica estos depósitos como terrazas y las divide en

Terraza Media compuesta de arenas gravosas y gravas arenosas y Terraza Baja compuesta de gravas de color rojizo.

El contexto estructural es complejo, en el cual la Falla Bucaramanga con tendencia NE, configura un sistema transpresivo en estilo domino con comportamiento fractal (Velandia y Bermúdez, 2018), y además captura a las fallas de Boyacá y Soapaga con dirección NW, la Falla Chaguacá, es la estructura principal de la zona local de estudio sedimentológico local, es identificada como la continuación sur de la Falla de Bucaramanga, a partir de la cual se genera la estructura en flor positiva y simétrica del sistema transpresivo (Velandia, 2017). Las evidencias morfotectónicas de la actividad reciente de la Falla de Chaguacá son los lomos de obturación y de fallas secundarias, que marcan una zona de inversión de drenaje del río Güina, el cual fluía en dirección E-W, contrario a al flujo actual SW-NE. El desplazamiento sinistral de la Falla de Chaguacá es de aproximadamente 3 km y muestra una geometría tipo Riedel, con trazos R, R', P y X (Del Real, 2013; Del Real y Velandia, 2013). En cercanías al municipio de Onzaga, para esta falla, Galvis (2016) identifica morfoestructuras como ganchos de falla, con 1 km de longitud, asociadas esta falla e infiere un desplazamiento en sentido sinistral de aproximadamente 300 m.

Información geomorfológica

Diferentes autores recientemente han trabajado temas relacionados a la cuantificación de parámetros morfométricos para la comprensión de la evolución del paisaje y relación con procesos tectónicos y climáticos; Por una parte, Struth et al. (2015) estudian la reorganización de la red de drenaje entre los 4° y 6° de latitud, que corresponde a la Sabana de Bogotá y sus respectivos flancos, pertenecientes a la CO, apoyados en mapas de pendiente regional y pendiente local, gráficos Chi

(χ), perfiles swath transversal al orógeno y perfiles longitudinales de los ríos. Con base en los anteriores resultados hallan un contraste evidente de las pendientes locales y pendiente de los ríos a lo largo de las divisorias, el cual indica que la red de drenaje se reorganiza mediante una migración progresiva hacia la parte interna de la cadena montañosa por eventos discretos de captura fluvial, el detonante de este proceso es la acumulación progresiva de acortamiento y engrosamiento de la corteza.

A su vez García-Delgado, et al. (2020), estudian las evidencias morfométricas que sustentan la actividad del sistema de Fallas de Bucaramanga, para el Cenozoico tardío, en la zona comprendida entre los 8° 40'N y 7° 0'N ° de latitud, que corresponde al Macizo de Santander (MS). Los altos valores de relieve local, pendiente media, topografía filtrada, HI (integral hipsométrica) y Ksn (índice de inclinación del canal normalizado), son evidencia de la deformación generalizada del MS, inducida por el movimiento hacia el occidente del “indentor” de Pamplona contra el Macizo. Por otra parte, la actividad Neógena tardía a lo largo de la Falla de Bucaramanga es evidenciada por altos valores de Ksn alineados, y la reorganización fluvial en la parte más norte del MS, ha evolucionado de ríos longitudinales a transversales (García-Delgado et al., 2020).

5. Métodos

El presente estudio combina investigación geológica de campo y caracterización morfológica basada en imágenes satelitales.

5. 1 Análisis sedimentológico

5.1.1 Adquisición de datos sedimentológicos. Se describió las características sedimentológicas de las terrazas (litología, textura, estructura y tipo de contacto), plasmados en columnas estratigráficas. Se emplea la clasificación de tamaños de grano para sedimentos terrígenos (Wentworth, 1992) (Tabla 1), la clasificación textural de rocas y de sedimentos siliciclásticos (Folk, 1954), la clasificación de litofacies (Miall, 2006) (Tabla 2), la carta de colores (Munsell, 2009) y la guía de petrología sedimentaria (Cruz y Caballero, 2002). Se levantaron cuatro columnas estratigráficas a escala 1:25 y una a escala 1:50, empleando el método de bastoneo. Por otro lado, la interpretación de los elementos arquitectónicos de los depósitos fluviales se realizan con base en la Tabla 3 (Miall, 2006).

Tabla 1.

Clasificación de tamaño de granos de sedimentos terrígenos (Wentworth, 1992). Traducción adaptada de Ingeominas (2003).

Tamaño (mm)	Nombre
256	Bloque (<i>Boulders</i>)
128	Grande
64	Pequeño Guijarro (<i>Cobbles</i>)
32	Muy grueso
16	Grueso
8	Medio Guijo (<i>Pebbles</i>)
4	Fino
2	Gránulo (<i>Granules</i>)
1	Arena muy gruesa (<i>Very coarse sand</i>)
0,5	Arena gruesa (<i>Coarse Sand</i>)
0,25	Arena media (<i>Medium Sand</i>)
0,125	Arena fina (<i>Fine Sand</i>)
0,063	Arena muy fina (<i>Very fine sand</i>)
0,031	Limo (<i>Silt</i>)
0,0156	
0,0078	Arcilla (<i>Mud</i>)
0,0039	

Tabla 2.

Clasificación de litofacies (Miall 2006). (G= Grava, S= Arena, F= Fino).

Código de litofacies	Descripción de litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Gravas matriz-soportadas masivas	Gradación débil	Flujo de escombros plástico (viscoso, de alta resistencia)
Gmg	Gravas matriz-soportadas	Gradación inversa o normal	Flujo de escombros pseudoplástico (viscoso, de baja resistencia)
Gci	Gravas clasto-soportadas	Gradación inversa	Flujo de escombros rico en clastos (alta resistencia), o flujo de escombros pseudoplástico (baja resistencia)
Gcm	Gravas clasto-soportadas masivas	-	Flujo de escombros pseudoplástico (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Gravas clasto-soportadas crudamente estratificadas	Estratificación horizontal, imbricación	Formas de lecho longitudinales, depósitos de residuos (<i>lag deposits</i>), depósitos de tamizado (<i>sieve deposits</i>)
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación inclinada en artesas	Relleno de canales menores
Gp	Gravas estratificadas	Estratificación inclinada planar	Formas de lecho transversales, crecimiento deltaico desde remanentes de gravas antiguas
St	Arena, fina a muy gruesa, puede tener guijos	Estratificación inclinada en artesas solitaria o agrupada	Dunas (3-D) con crestas sinuosas y linguoides
Sp	Arena, fina a muy gruesa, puede tener guijos	Estratificación inclinada planar solitaria o agrupada	Formas de lecho transversales y linguoides (dunas 2-D)
Sr	Arena, muy fina a gruesa	Ondulitas (<i>ripple</i>) con laminación inclinada	Ondulitas (<i>ripples</i>) (régimen de flujo inferior)
Sh	Arena, muy fina a gruesa, puede tener guijos	Laminación horizontal, lineación de separación o de flujo	Flujo de lecho plano (flujo crítico)
Sl	Arena, muy fina a gruesa	Estratificación inclinada de bajo ángulo (< 15°)	Relleno de erosión, duna de lavado o jorobada (<i>humpback</i>)
Ss	Arena, fina a muy gruesa, puede tener guijos	Extensas erosiones poco profundas	Relleno de erosión
Sm	Arena, fina a gruesa	Masiva, o con laminación tenue	Depósitos de flujo de sedimentos por gravedad
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, ondulitas (<i>ripples</i>) muy pequeñas	Depósitos de desborde, canales abandonados o inundaciones menguantes
Fsm	Limo, lodo	Masivo	Depósitos de canal abandonado o ciénaga
Fm	Lodo, limo	Masivo, grietas de desecación	Depósitos de desborde, canales abandonados o de recubrimiento
Fr	Lodo, limo	Masivo, raíces, bioturbación	Capa de raíces, suelo incipiente
C	Carbón, lodo carbonaceo	Plantas, películas de lodo	Depósitos de ciénaga-pantano vegetado

Tabla 3.

Elementos arquitectónicos en depósitos fluviales. (Miall, 2006)

Elemento	Símbolo	Asociación principal de litofacies	Geometría y relaciones
Canales	CH	Cualquier combinación	Interdigitación de lentes o capas; base cóncava erosional; escala y forma altamente variable; son comunes las superficies internas de erosión cóncavas de 3er-orden.
Barras y formas de lecho de grava	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, bancos; usualmente cuerpos tabulares, comúnmente intercapeado con SB.
Formas de lecho de arena	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas, bancos, cuñas, ocurren como relleno de canal, delta de baja energía en canal levee roto (<i>crevasse splays</i>), barras menores.
Macroforma de acreción corriente abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes que reposan sobre una base plana o canalizada, con superficies de erosión interna cóncavas de 3er-orden y la superficie límite superior es de 4to orden.
Macroforma de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos común Gm, Gt, Gp	Cuñas, capas, lóbulos; caracterizados por superficies internas de acreción lateral de 3er-orden.
Hoyos de erosión	HO	Gh, Gt, St, Sl	Hoyos en forma de cuchara con relleno asimétrico.
Sedimentos de flujo gravitacional	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas, típicamente interestratificados con GB.
Capas de arenas laminadas	LS	Sh, Sl; menos común Sp, Sr	Capas, bancos.
Finos de desborde	FF	Fm, Fl	Bancos delgados a gruesos; comúnmente interestratificados con SB; puede rellenar canales abandonados.

5.1.2 Análisis de procedencia. Con el fin de determinar la ubicación del área fuente de los depósitos cuaternarios, se estudia la procedencia en gravas, cuya ventaja radica en que los clastos proporcionan evidencia de la mineralogía de las áreas de origen proximales (Haughton et al., 1991) y pueden identificarse fácilmente en afloramiento (Howard, 1993). La metodología empleada es el conteo de clastos, para evaluar los patrones de dispersión de las litologías en el espacio y tiempo (Graham, 1986); el objetivo final en el conteo de clastos es una determinación cuantitativa de las proporciones (porcentajes) de uno o más tipos de clastos dentro de alguna población objetivo de clastos (Howard, 1993). En este trabajo se realizan 17 conteos de clastos a largo del área de estudio, con el uso de una malla cuadrículada (e.j., Blatt, 1992), con un total de 50 puntos; cada

cuadrícula tiene unas dimensiones de 10x10 cm, la base exterior es de madera y la red de cuadrículas se realiza con nailon (Fig. 4).



Fig. 4. Malla de 50 puntos, utilizada para la metodología de conteo de clastos.

5.1.3 Análisis de paleocorrientes. Se miden 233 datos de estructuras sedimentarias indicadoras de paleocorrientes, tales como imbricación de clastos, estratificación cruzada planar y estratificación en artesa (Fig. 5, apéndice W), la anotación de los datos rumbo y buzamiento es en azimut. El tratamiento estadístico de los datos de imbricación y estratificación cruzada es realizado mediante el cálculo del error estándar de la media (E), que equivale a la división de la desviación estándar de la población (σ) entre la raíz cuadrada del número de observaciones (n) (ecuación 1). La desviación estándar es la diferencia entre el valor promedio de la muestra y la muestra, elevado al cuadrado.

$$E = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1)$$

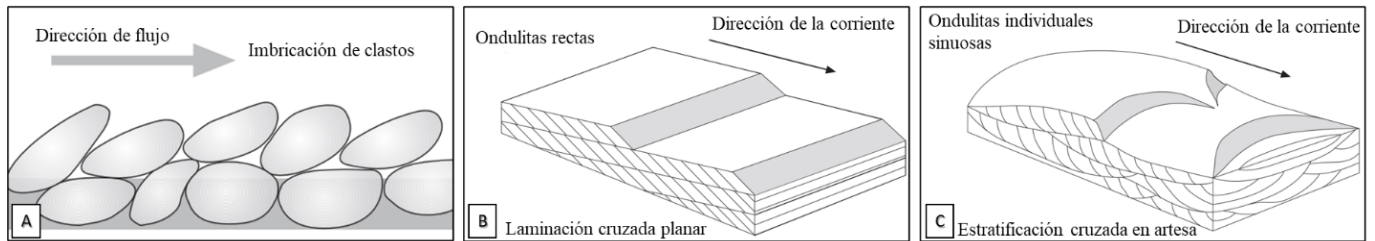


Fig. 5. Estructuras sedimentarias indicadoras de flujos. A) Imbricación de clastos, B) Estratificación inclinada planar y C) Estratificación cruzada en artesa (Nichols, 2009).

Para la estratificación en artesa, se emplea la metodología de DeCelles (1988), en la cual los datos de orientación y buzamiento de los flancos derecho e izquierdo de una artesa de son graficados como polos en una red estereográfica de Schdmit. Una vez se hallen los dos círculos mayores que promedia estos dos grupos de datos, se intersecan y la línea generada da la dirección del eje de la artesa; se pueden hacer entre 15 y 30 mediciones de acuerdo con las condiciones del afloramiento. En este trabajo se tomaron 15 datos del flanco izquierdo y 15 datos del flanco derecho.

5. 2 Análisis geomorfológico

En este trabajo se estudian las diferencias morfológicas y los controles tectónicos de los flancos occidental y oriental de la CO, mediante el tratamiento y recolección de datos del Modelo Digital de Elevación (MDE), de 30 m de resolución obtenido del sensor ALOS (*ALOS World 3D*), de uso libre (<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>). Koukouvelas et al. (2018) con base en el estudio de seis MDE, recomienda el uso del ALOS, ya que son bastante precisos para los fines de la geomorfología tectónica. El sistema de Información geográfica (SIG) empleado es QGIS, de código abierto.

5.2.1 Análisis Topográfico. Este análisis se lleva a cabo mediante perfiles swath, los cuales son utilizados para condensar información topográfica de un área rectangular (franja) a un perfil de elevación (Hergarten et al., 2013), son prácticos para localizar estructuras activas previamente desconocidas e identificar anomalías o tendencias (Burbank y Anderson, 2012), otra ventaja es la facilidad de observar correlaciones entre varios parámetros (topografía, precipitación, exhumación, elevación, etc.) (Telbisz et al., 2013). En el área de estudio se realizaron dos perfiles swath (SP1, SP2), elaborados a partir del complemento MakeTopoSwath del Kit de Análisis Topográfico (KAT) (Forte y Whipple, 2019), integrado en el software TopoTolbox 2 (Schwanghart y Scherler, 2014), escritos en el lenguaje propio de Matlab. Los perfiles tienen 5 km de ancho y su trazo es perpendicular a la tendencia regional de la CO (Fig. 6).

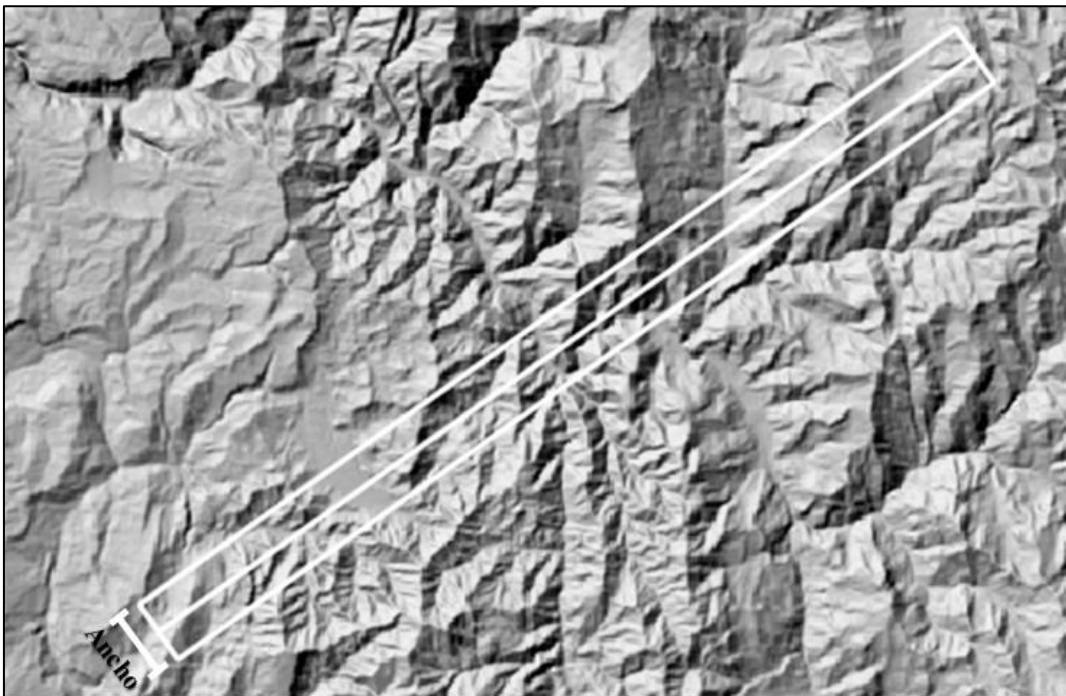


Fig. 6. Perfil Swath. El ancho de la franja se determina para hallar los valores de elevación máximos, mínimo y el promedio.

5.2.2 Análisis de cuencas y red drenaje. El procesamiento de la red drenaje se emplea la función MakeStreams de TAK, además se extraen cuencas con un área mayor a 1 km², para un total de 91 cuencas hidrográficas, mediante la función Basin Picker; se toma de referencia esta área mínima, ya que los valores inferiores no describe adecuadamente la forma del perfil de los canales, descrita por la ley de Flint (Whipple et al., 2013).

La red de drenaje actual de la CO está conformada por dos clases de ríos: 1) Ríos longitudinales, maduros, caracterizados por tener gran capacidad de carga de sedimentos, como los son los ríos Chicamocha y Suárez y 2) Ríos que inciden directamente en la roca, llamados ríos en lecho de roca (*bedrock rivers*), caracterizados por tener una cobertera de sedimentos delgada o irregular, e inciden la roca en el lugar (*in situ*) a largo plazo, jugando un papel importante en el modelamiento del paisaje (Whipple et al., 2013). El estudio de los ríos en lecho de roca, radica en entender las posibles interacciones entre los factores externos (clima, la tectónica y la erosión) y la topografía, estos factores se ajustan a largo término (10^5 - 10^6 años, Keller y Pinter, 2002) para alcanzar un estado de equilibrio (*steady state*) en el cual el perfil del canal se ha ajustado a las condiciones climáticas, litológicas y tectónicas impuestas sobre este. Estos factores no necesitan ser uniformes en el espacio, pero deben ser invariantes durante un largo período de tiempo para permitir que el río ajuste su perfil longitudinal a las condiciones impuestas (Whipple et al., 2013).

Sin embargo, una perturbación de los factores externos del sistema geológico da como resultado una respuesta del sistema de drenaje. Tal respuesta se describe como transitoria porque los perfiles de los ríos (y los paisajes que disecionan) experimentan un período finito de ajuste (el tiempo de respuesta) después de un cambio en las condiciones de contorno (Baldwin et al., 2003; Whipple y Tucker, 2002). Seguido de la perturbación, una señal de ajuste se propaga río arriba hacia las cabeceras (Howard, 1994). A medida que la señal se propaga por la red, define un límite entre las

regiones aguas abajo que se ajustaron o se están ajustando al nuevo forzamiento y las regiones relictas aguas arriba que retienen las características topográficas ajustadas al forzamiento inicial o de fondo (Berlin y Anderson, 2007; Crosby y Whipple, 2006; Reinhardt et al., 2007; Schoenbohm et al., 2004). Este límite discreto y móvil se define como punto de inflexión (*knickpoint*), la forma que se desarrolla depende de la naturaleza de la perturbación forzada y de la mecánica de la incisión del río (Whipple et al., 2013).

La forma de los perfiles de los ríos dicta en gran medida el relieve topográfico en los paisajes erosivos (Kirby y Whipple, 2012). La mayoría de los perfiles de los ríos son descritos por una relación de ley de poder entre la pendiente del canal local (S) y el área de drenaje aguas arriba (A), descritos por la ley de Flint (1974) (ecuación 2),

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (2)$$

Donde θ el índice de concavidad, que refleja que tan cóncavo es el perfil de un canal y K_s es el índice de inclinación del canal; diversos estudios experimentales (Wobus et al., 2006c, Tucker, 2004; Whipple and Tucker, 1999) muestran que bajo condiciones de un “estado estacionario o de equilibrio” (*steady-state*), θ no está controlado por condiciones tectónicas, climáticas, por lo tanto, con un índice de concavidad impuesto (θ_{ref}), se hace sencilla la evaluación del índice de inclinación y sus valores se pueden comparar directamente, por lo tanto se tiene que:

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (3)$$

En consecuencia, K_{sn} (índice de inclinación del canal normalizado) es una medida de la pendiente del canal que se ha corregido para la dependencia esperada de la pendiente local sobre área de drenaje (Wobus et al., 2006a; Whipple et al., 2013). La importancia de este índice radica en las implicaciones tectónicas ya que diversos estudios muestran que el índice de inclinación del canal incrementa, ya sea, con levantamiento tectónico en relación con el nivel base o la tasa de

erosión; tal es el caso de las Montañas de San Gabriel, en el cual se evidencia diferencias en valores de K_{sn} entre zonas de alta y bajo levantamiento tectónico, con valores de 167 y 70 respectivamente (Wobus et al., 2006). Los valores de K_{sn} para el presente trabajo, se extraen de la función *KsnChiBatch* de TAK, la cual arroja un archivo .shp, de la red de drenaje con los valores respectivos de K_{sn} . Se toma como referencia el índice de concavidad $\theta=0.45$, con base en el trabajo de Struth et al. (2015), en el cual calculan esta variable para la CO, en latitudes adyacentes a la zona de evaluación de este proyecto.

5.2.3 Análisis de movilidad de la divisoria. Las métricas topográficas comunes usadas para interpretar cambios tectónicos asumen que el área de drenaje no ha cambiado significativamente durante el tiempo de respuesta de una cuenca, por lo tanto, suponen que las redes fluviales son estáticas, sin embargo, estudios recientes muestran que las divisorias de las cuencas de drenaje pueden migrar a través del tiempo (Whipple et al., 2017). La migración de la divisoria y los cambios en el área de drenaje asociados, alteran los perfiles de los ríos y por tanto los patrones en las tasas de erosión, en formas que desencadena una retroalimentación positiva y negativa (Willett et al., 2014) (Fig. 7).

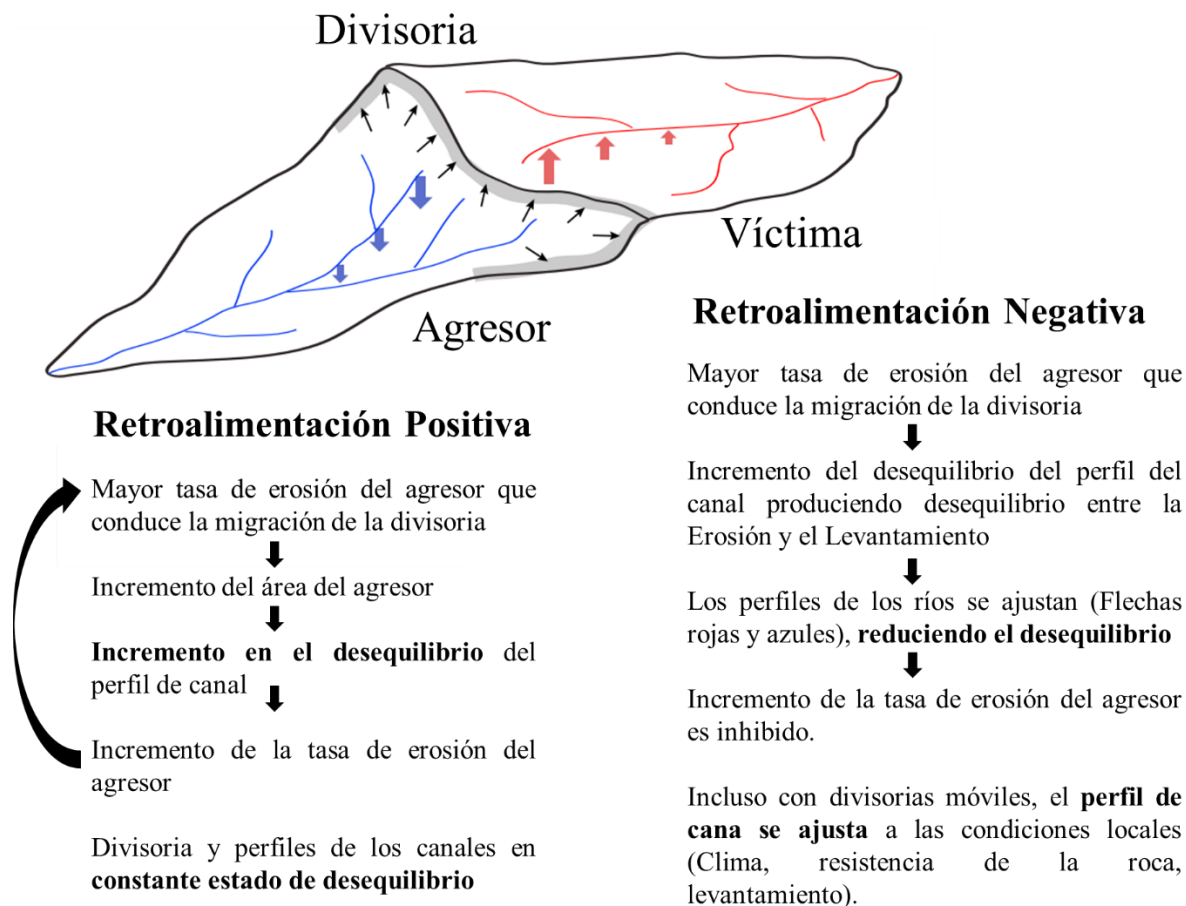


Fig. 7. Ilustración conceptual de retroalimentación positiva y negativa en la migración de la divisoria. Tomado y modificado de Whipple et al. (2017).

Con el fin de identificar anomalías indicadoras de procesos de evolución del paisaje en el corto plazo (10^3 - 10^4 años; Keller y Pinter, 2002), se evalúa el potencial de movilidad de la divisoria (límite entre dos cuencas hidrográficas adyacentes), a través de mapas de Chi (χ) y de elevación, gradiente y relieve (métricas de Gilbert). Para los mapas de Chi y de elevación, se espera que la divisoria se mueva de valores bajos a altos en presencia de una anomalía en la elevación de los canales de la red de drenaje (Fig. 8), mientras que para el mapa de relieve y el de gradiente se interpreta el movimiento de valores altos a bajos. Los valores son obtenidos de la función *DivideStability* de TopoToolbox. Es importante mencionar que en ocasiones la divisoria de drenaje

puede ser muy heterogénea (diferentes litologías, controles estructurales y/o lineamientos, forma de la divisoria, entre otros), para este proyecto la divisoria se subdivide en cuatro segmentos en función de la litología y la tendencia local del orógeno (Fig. 3).

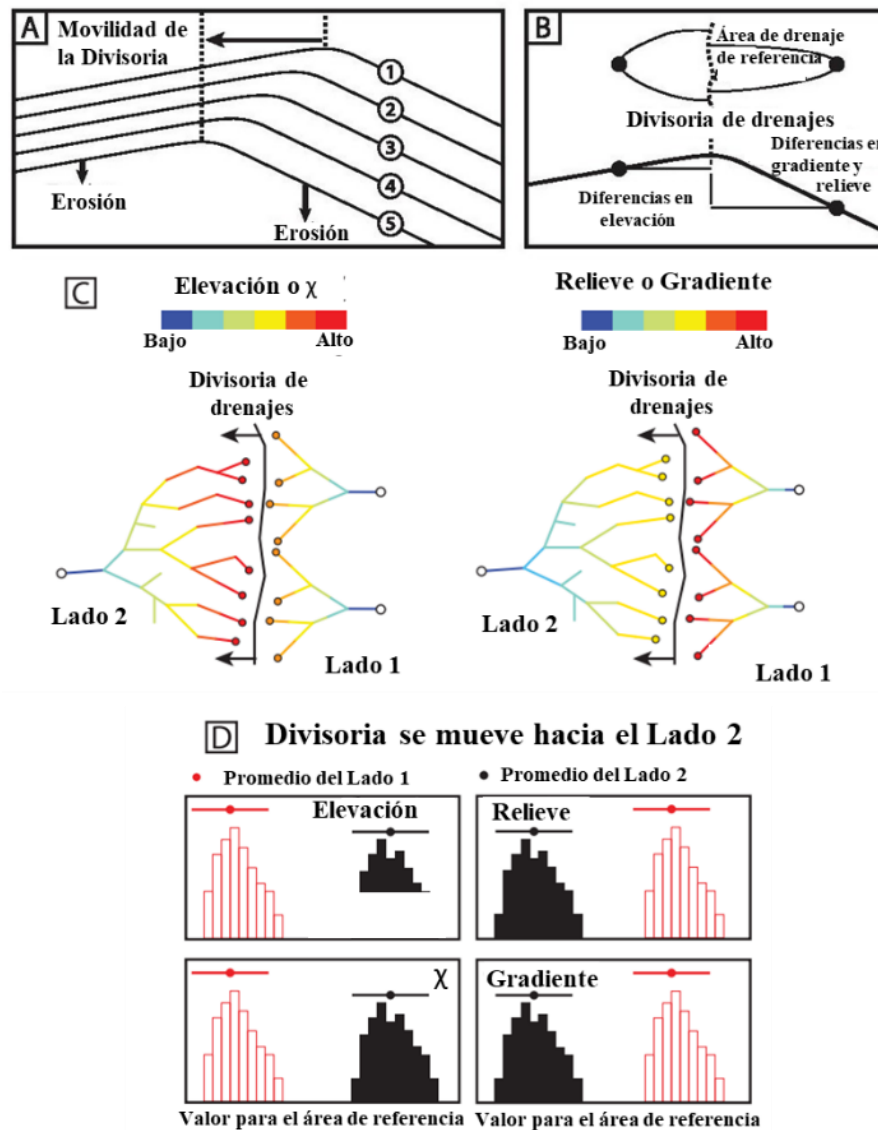


Fig. 8. A) La divisoria se moverá cuando las tasas de erosión no sean iguales a ambos lados de la divisoria, esta diferencia en la tasa de erosión probablemente se deba a diferencias en el gradiente topográfico a cada lado de la división. B) Área de drenaje de referencia utilizada en todas las métricas para calcular diferencias de división. C) Forma idealizada de los mapas de las cuatro métricas, indicativas de movimiento de la divisoria hacia la izquierda (lado 2). D) Gráficos correspondientes a las distribuciones de valores en áreas de drenaje de referencia mínima. La condición muestra cantidades casi iguales en ambos lados de la división. Para las métricas de χ y elevación, la división debe moverse hacia el lado con valores más altos, mientras que, para el relieve y el gradiente, la división debe moverse hacia el lado con valores más bajos. Modificado de Forte y Whipple (2018).

Los mapas Chi son llamativos por su fácil cálculo y la rápida evaluación de la estabilidad de la divisoria a lo largo del área de estudio; diferencias en valor de Chi para un área de drenaje de referencia a lo largo de la divisoria implica diferentes estados de equilibrio en el caso de que la tectónica, clima y propiedades de las rocas sean espacialmente uniformes (Forte y Whipple, 2018). Chi surge para entender en términos de longitud el grado de equilibrio de un perfil, esta métrica es una cantidad integral, la cual usa los datos de elevación del perfil del río en lugar de los datos de pendiente, por lo tanto, se obtiene un modelo matemático que representa el perfil del río transformado, con unidades de longitud (Perron y Royden, 2013; Mudd et al., 2014), tal como se describe en la ecuación 4:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')} \right)^{\theta_{ref}} dx' \quad (4)$$

Se tiene que A es el área de drenaje aguas arriba, A_0 es el área de escala de referencia para garantizar que el integrando no tenga dimensiones (Mudd et al., 2014), θ_{ref} es el índice de concavidad de referencia; esta cantidad integral es evaluada a lo largo de un canal desde la salida (x_b) hasta la posición de interés (x). Los valores de la integral Chi son sensibles a la elección de elevación de la desembocadura (x_b), ya que, una simple diferencia de en la elevación de salida, causará una anomalía significativa (Forte y Whipple, 2018; Whipple et al., 2017), este problema se puede evitar con un análisis y tratamiento cuidadoso de los datos. Para este trabajo se usa un área de escala de referencia de 1 km^2 y un valor de $x_b = 350 \text{ m}$, que equivale al valor mínimo que toma las desembocaduras en cada lado de la divisoria de aguas.

Por otro lado, las métricas de Gilbert, se basan en la ley de declives desiguales, la cual asume que las divisorias limitadas por gradientes claramente diferentes son inestables, con una erosión

más rápida en el lado más inclinado moviéndose progresivamente la divisoria hacia el lado con una pendiente más suave (Fig. 8A). Las métricas de Gilbert (relieve, elevación y gradiente) están relacionadas entre sí porque para una divisoria dada, si un canal en un lado tiene una pendiente más inclinada implica un mayor relieve local como una elevación más baja respecto del nivel base local (Fig. 8B). La dirección de la movilidad es igual para Chi y para la elevación, migrando de valores bajos, mientras que para el gradiente y el relieve migra de valores altos a valores bajos altos (Fig. 8C).

La evaluación gráfica de la movilidad de la divisoria puede verse influenciada por el sesgo visual o la elección de escalas de color, por lo tanto, otra manera de evaluar la movilidad es a través de histogramas (Fig. 8D), con el fin de evaluar el grado de superposición o separación entre valores a ambos lados de una divisoria. El método empleado en este trabajo es *Bootstrap* en Topotoolbox de Matlab, el procedimiento estadístico es el siguiente: se calcula la media, el error estándar de la media, el intervalo de confianza 95% y la desviación estándar para la población de valores a cada lado de una divisoria. Por lo tanto, se tiene que el concepto de movilidad es el siguiente: una divisoria es potencialmente estable de acuerdo con una métrica dada si la media de un lado de la divisoria está dentro de una desviación estándar de la media del otro lado (Forte y Whipple, 2018).

6. Resultados

6.1 Análisis sedimentológico

6.1.1 Estratigrafía de las unidades adyacentes. A continuación, se describen las unidades geológicas adyacentes, que pueden representar un aporte potencial a los depósitos de estudio.

Cuarzomonzonita de Santa Rosita (O[?]cs): Se trata de un cuerpo ígneo intrusivo, cuya composición predominante es cuarzomonzonita con variaciones a granito y granodiorita de acuerdo con la clasificación de Travis (1955). Las rocas frescas son de color gris rosado, textura fanerítica, holocristalina ligeramente inequigranular, de tamaño de grano medio a grueso (Vargas et al., 1981; Ulloa et al., 2003; Moreno et al., 2011). Zapata, et al. (2017), recomiendan cambiar el nombre de cuarzomonzonita por monzogranito, con base en Streckeisen (1976), esquema de clasificación actual; la litología dominante corresponde a monzogranito (50%), seguido de sienogranito, cuarzomonzonita, tonalita y granodiorita. Ulloa et al. (2003) reporta una edad de 477 ± 7 Ma (ordovícico), por otro lado, Galvis y Pinzon (2016) con base a datación U-Pb en circones detríticos, obtienen una edad de $445,1 \pm 5,3$ (ordovícico tardío inicio del silúrico) y finalmente Zapata et al. (2017), data dos muestras del monzogranito, en roca una edad U-Pb de $479 \pm 3,6$ Ma (ordovícico inferior, tremadociano) y otra en saprolito de $460,2 + 5,1 / - 4,5$ Ma (límite ordovícico medio-superior).

Miembro Floresta Metamorfoseado (Dfm): Al sur de la vereda Santa Rosita, Boyacá, este miembro está compuesto de argilitas y filitas con intercalaciones menores de limolitas pardas y areniscas, con un metamorfismo incipiente (Vargas *et al.* 1981); la edad de este miembro se asume pre-devónica.

Formación Tibet (Dft): Según lo reportado por Vargas et al. (1981), en el tramo Belén - Soatá, Boyacá, que corresponde a parte del área de estudio, la Formación Tibet está conformada por

conglomerados muy espesos con guijos y bloques de rocas sedimentarias, cuya matriz es arcillosa, generalmente de color rojo y aspecto sedoso, intercaladas con areniscas y limos rojos en menor proporción. Esta formación aflora en mayor proporción en la plancha 172 – Paz del Río, alcanzado espesores mayores a 700 m; para Ulloa et al. (2003) la parte inferior de esta unidad está constituida por conglomerados, con guijos de cuarzo y arenitas cuarzosas, feldespáticas, de colores blancos a blancos rosados, en capas gruesas a muy gruesas, con estratificación plana no paralela, a ondulosa no paralela, e intercalaciones esporádicas de limolitas rojas, mientras que las partes media y superior están constituidas por arenitas cuarzosas, feldespáticas y conglomerados, con guijos de cuarzo, en capas muy gruesas. Mantilla y García (2018) correlacionan temporalmente la Formación Tibet con las rocas de aspecto filítico de grano fino a ligeramente conglomeráticas, de composiciones cuarzosas-pelíticas, denominadas como ‘miembro basal’ de la formación Floresta, aflorantes en el área de Mogotes (Santander), estos mismos autores reportan edades U-Pb en zircones detríticos de 410 Ma (devónico temprano), concorde a lo propuesto por Barret (1983) en Vargas et al. (1981).

En la zona de estudio se identifican una serie de litologías descritas a continuación, potentes capas de paraconglomerados de guijos gruesos polimícticos de color rojizo con clastos subredondeados y moderadamente seleccionado, presenta una composición de clastos formada por rocas sedimentarias (limolitas rojizas, arenisca blanco rosada de grano fino y arenisca gris amarillento de grano medio) y cuarzo de vena, en una matriz arenosa de grano medio a grueso, cabe mencionar que la estratificación es difusa (coordenada: E 1144936, N 1172684, Fig. 9A); limolita color rojo moderado (5R 5/4) (Fig. 9B). Esta formación presenta áreas con pronunciado fracturamiento tal como está representado en la Figura 9C, (coordenada: E 1144556, N 1170723).

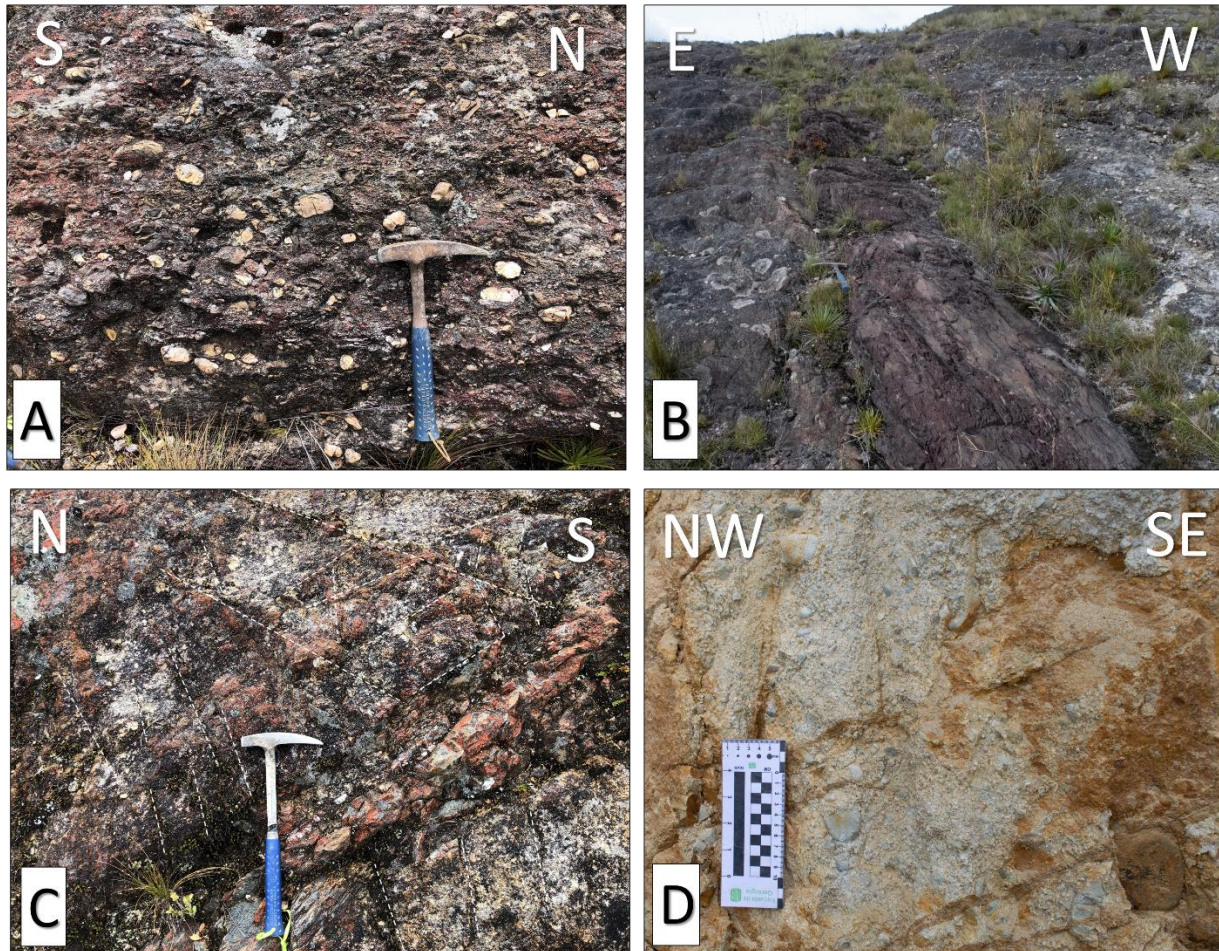


Fig. 9. Conglomerados de la Formación Tibet sobre la vía Belén-Susacón, A) Paraconglomerado de guijos polimíctico, B) Capa gruesa de limolita roja, C) Conglomerados fracturas, las líneas discontinuas blancas representan el sistema de fracturas, D) Arenisca conglomerática.

Arenisca ligeramente conglomerática a conglomerática, de grano grueso a muy grueso; los clastos que pertenecen a la fracción grava son tamaño gránulo a guijo, la roca tiene selección pobre, granos subredondeados a subangulares con baja esfericidad, composición: cuarzo (78%), feldespato (20%), mica (1%) y opacos (1%), los líticos identificados de la fracción grava son rocas sedimentarias (Fig. 9D) (coordenada: E1145008, N1172407).

Adicionalmente afloran areniscas, areniscas ligeramente conglomeráticas de grano grueso a muy grueso, la fracción gruesa es tamaño gránulo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, cuarzo (63%), feldespatos (25%), líticos (7%) y opacos (5%) (Fig. 10B); otra litofacie identificada es arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, color gris amarillento (5GY 7/4), composicionalmente cuarzo (98%) y mica (2%); lodolita masiva, con micas (5%), color gris claro verdoso (5GY 7/4), en cercanías a este afloramiento afloran Lodolitas micáceas (5-10%) color rojo púrpura (5RP 6/2) (Fig. 10C); Las fracturas rellenas de cuarzo lechoso son comunes en esta formación (Fig 10D), el afloramiento descrito corresponde la coordenada: E 1144160, N 1170731.

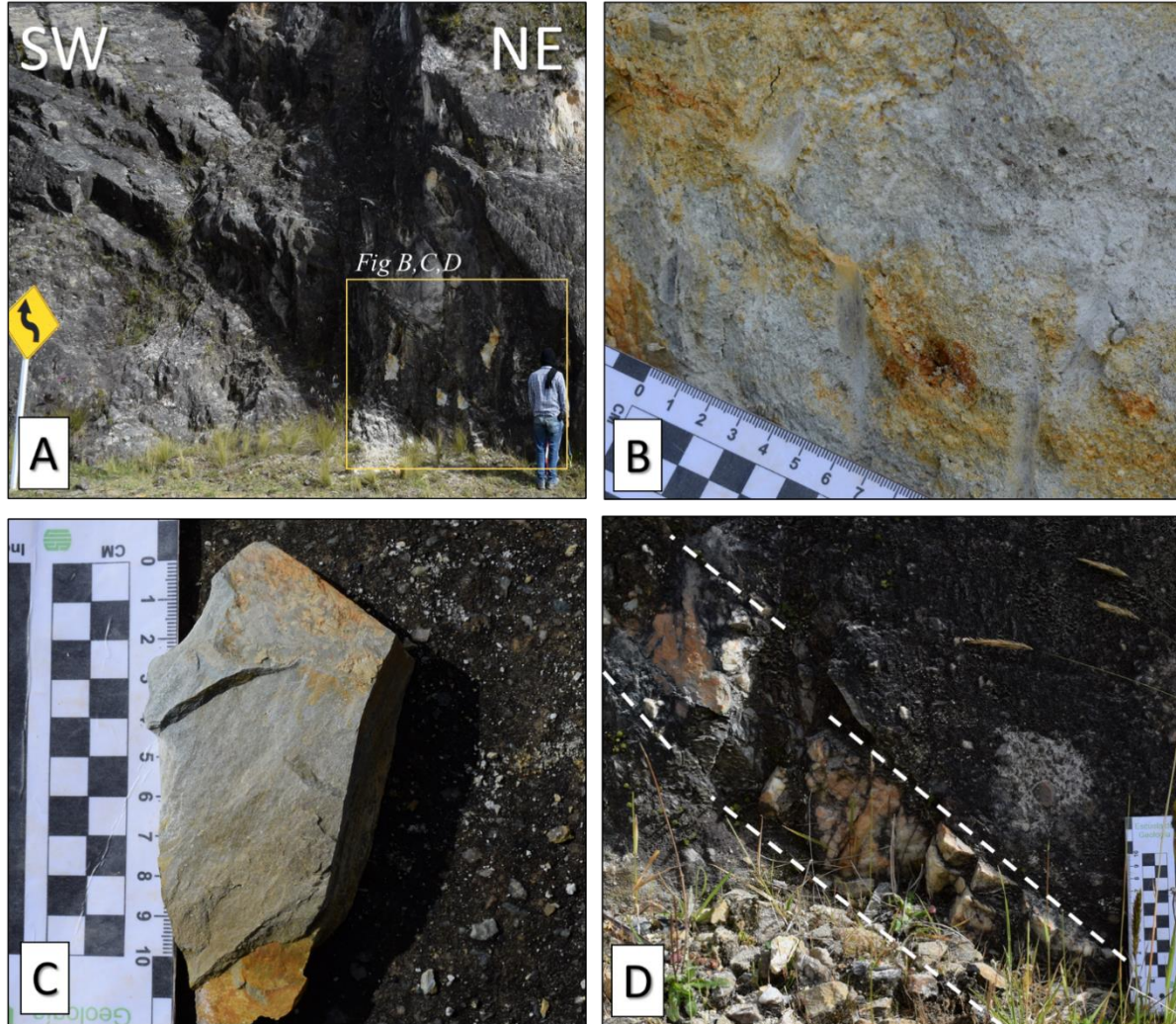


Fig. 10. Formación Tibet, sobre la vía Belén-Susacón A) Afloramiento sobre la vía Susacón-Belén, Boyacá, margen derecho, B) Arenisca de grano grueso a muy grueso, C) Lodolita masiva, D) Fractura rellena de cuarzo lechoso. Coordenada: E 1144160, N 1170731.

Formación Floresta (Df): está conformada en mayor proporción por arcillolitas y limolitas laminadas y sedosas, micáceas, de tonos ocre a beige, con variaciones a grises, con menores intercalaciones arenosas finogranulares, en general amarillo-grisáceas, que hacia la parte terminal se toman más frecuentes y contienen a veces abundantes bio y litoclastos de los estratos directamente infrayacentes en el área de Floresta (Boyacá) (Mojica y Villarroel 1984).

En el camino de herradura que conduce al municipio de Sativanorte, Boyacá, aflora esta formación, conformada por arcillolitas de color gris muy claro (N8) con tonalidades pardas producto de la meteorización. El afloramiento presenta alta densidad de fracturas rellenas de óxidos lo que genera en la parte superficial una ‘costra’ de color rojizo (Fig. 11). En cuanto a la edad de esta formación, Barret (1983) propone un rango temporal desde finales del devónico inicial hasta inicios del devónico medio con base en correlación de la fauna con la cuenca de Venezuela. Por otra parte, Boinet et al. (1982), reportan una edad devónico medio, mediante el estudio de fósiles en el área de Pamplona-Labateca, Norte de Santander.

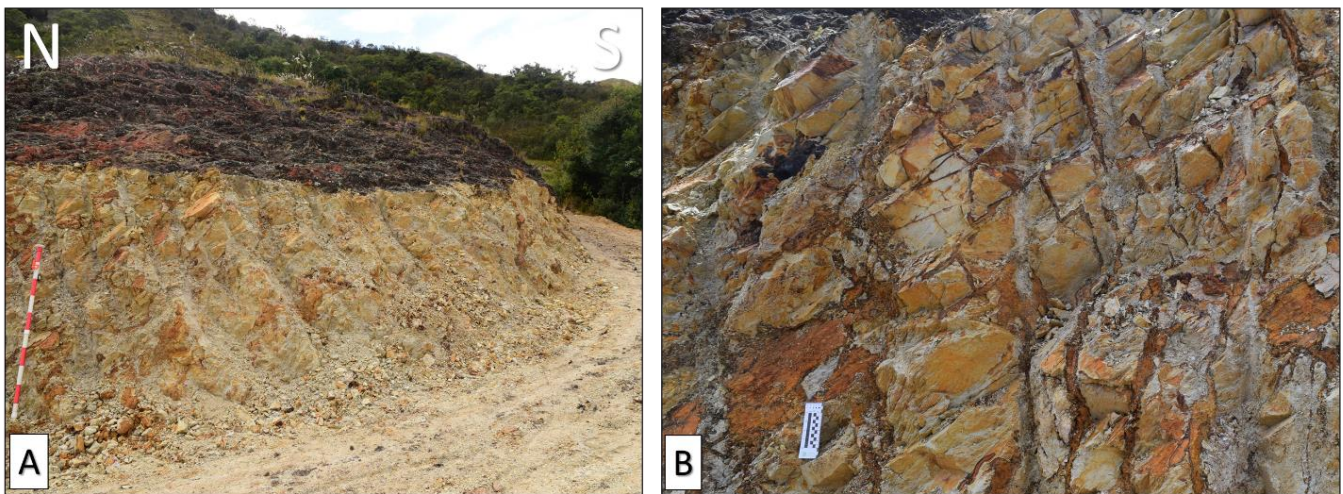


Fig. 11. Formación Floresta A) Arcillolitas pardas, B) Acercamiento del sistema de fracturas rellenas por óxidos. Coordenada: E 1145108, N 1170466.

Formación Cuche (Pcc): sucesión de arcillolitas rojo violeta, arcillitas amarillo crema y en menor cantidad areniscas rojo violeta (Botero, 1950). La edad está comprendida entre el devónico medio hasta inicios del carbonífero, con base en la fauna y flora colectada en el área de Floresta (Mojica y Villarroel, 1984). Sobre el camino de herradura mencionado anteriormente aflora la Formación Cuche, se identificaron las siguientes litologías: 1) limolita micácea rojo violeta (5R 5/4), el contenido de micas es del 7% y arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos

subredondeados, composición: cuarzo (71%), feldespato (20%), opacos (7%) y mica (2%), color púrpura grisáceo (5YR 7/2) (Fig. 12A y B); 2) Lodolita gris amarillento (5Y 8/1) y finalmente, 3) Arenisca de grano medio, bien seleccionado, granos redondeados, composición cuarzo, feldespatos (20-25%), micas (2%) y opacos (1%), color amarillo pardo (5Y 8/4) (Fig. 12C).

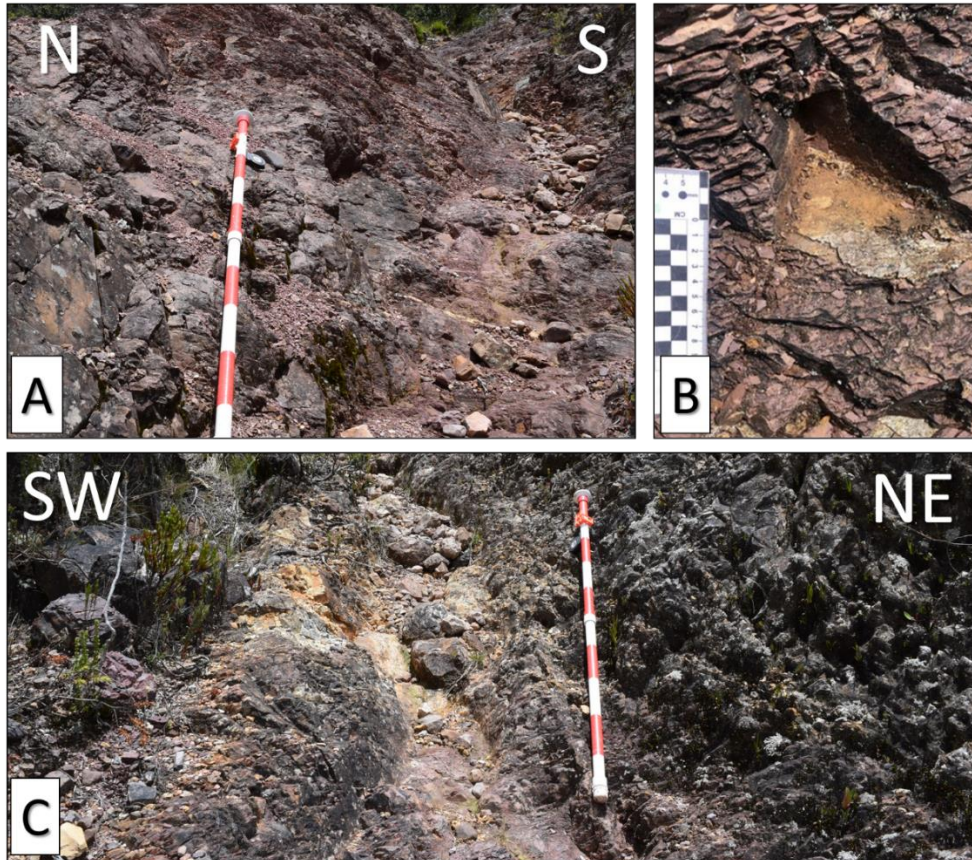


Fig. 12. Formación Cucho, A) Limolitas rojo violeta, B) Acercamiento, C) Limolitas y areniscas pardas. Coordenada: E 1145132, N 1169803, h 3304 m.s.n.m. Datum MAGNA SIRGAS.

Formación Montebel (Jim): Aflora al suroccidente de la plancha 152, consta de arcillas laminadas negras alternando con limolitas de color rojizo, areniscas arcillosas y feldespáticas y algunos niveles conglomeráticos (Vargas et al., 1981); esta unidad continúa aflorando al extremo noroccidental de la plancha 172, una sucesión de limolitas calcáreas, verdosas, con tonalidades

rojizas producto de la meteorización , con delgadas intercalaciones de arenitas de cuarzo, grises claras, de grano fino y calizas micríticas, grises claros (Ulloa et al., 2003).

Riolitas de Onzaga (JRr): Cuerpo riolítico de tonalidades crema a grises, presenta textura porfiríticas con cristales envueltos en una matriz afanítica (microporfirítica), de grano fino y equigranulares, los cristales son subhedrales a anhedrales y holocristalina; en sección delgada se componen por minerales principales como cuarzo, ortoclasa y albita, minerales menores como microclina y biotita, minerales accesorios como sanidina y circón y minerales secundarios como la hematita, magnetita, clorita y sericita (Galvis y Pinzon, 2016). Estos cuerpos están asociados a las fases magmático-tardías del principal evento plutónico de finales del triásico tardío y el comienzo del jurásico temprano (Mantilla y García, 2018).

Formación Girón (Jg): Conjunto potente de areniscas conglomeráticas, areniscas y conglomerados de color rojo violáceo con delgadas intercalaciones de lutitas y limolitas rojas violáceas, hacia la base conglomerados con cantos con cantos de areniscas y limolitas violáceas, cuarzo y fragmentos de roca ígnea, cementados por una matriz arenosa de color rojo violáceo, estas litologías afloran en la vía Belén-Paz del Río, Boyacá (Vargas et al. 1981). Horton et al. (2010), reporta edades comprendidas del jurásico medio a tardío, de acuerdo con dataciones U-Pb en granos de zircones detríticos en areniscas a lo largo de esta formación de los macizos de Santander y Floresta. Por otro lado, Pons (1982, en Ulloa et al. 2003) demarca un intervalo de finales del jurásico hasta principios del cretácico.

Formaciones Tibú-Mercedes (Kitm): son cartografiadas en conjunto en la plancha 152- Soatá (Vargas et al., 1987), La Formación Tibú es conjunto de areniscas guijosas de grano grueso en la base, caliza fosilífera, densa y gris, con capas de lutitas y areniscas de grano fino en la mitad inferior. La Formación Mercedes consta de intercalaciones de caliza, lutitas oscuras a negras,

micáceas y carbonosas, y areniscas grises de grano fino a medio, glauconíticas, localmente muy calcáreas (Vargas et al., 1981).

Formación Aguardiente (Kia): Constituida por areniscas grises de grano fino a grueso, glauconíticas, con intercalaciones de lutita negra, micácea, carbonosa, esporádicamente calizas en la base; esta formación se correlaciona con la Formación Une de la cuenca de la Sabana de Bogotá; con base en fósiles se ha determinado una edad albiano superior y medio (Vargas et al., 1981).

Formación Capacho (Ksc): Conformada por lutitas negras con intercalaciones arenosas hacia la base y bancos de calizas fosilíferas (Vargas et al., 1981). Se encuentra aflorando en la vía que conduce del municipio de Susacón a Belén (Boyacá), consta de intercalaciones de potentes capas de lodolitas fósiles, grises oscuras y en menor proporción capas medianas a delgadas de areniscas micáceas, de grano fino color amarillo grisáceo (5Y 8/1) y areniscas feldespáticas de grano medio, con laminación plano-paralela, color marrón amarillento (10YR 6/2), además se identifican el replegamiento de esta unidad (Fig. 13). La Formación Capacho se correlaciona con la Formación Chipaque perteneciente a la cuenca Sabana de Bogotá, la cual consta de lodolitas negras a la base, con intercalaciones de cuarzoarenitas de grano fino a medio, grises oscuros a amarillentas, en capas delgadas y gruesas, plano paralelas y no paralelas (Ulloa et al., 2003).



Fig. 13. Formación Capacho, vía Belén- Susacón, margen izquierdo; potentes lodolitas fósiles gris oscuro y en menor proporción delgadas capas de areniscas. Coordenada: E 1135042, N 1167163, h 3246 m.s.n.m. Datum MAGNA SIRGAS.

Formación La Luna (Ksl): Constituida por lutitas negras en la base, con intercalaciones calcáreas arenosas algunas capas delgadas, arenáceas, fosfáticas y niveles delgados de chert, seguido por un nivel de alternancia entre chert negros y arcillas negras laminadas y bancos calcáreos, esporádicamente con nódulos calcáreos y algunos bancos fosfáticos, que corresponden a la sección del Servitá en la plancha 152- Soatá, (Vargas et al. 1981). En la vía que conduce del municipio de Susacón a Belén (Boyacá), aflora la Formación La Luna al margen derecho, consta de una alternancia de capas medianas a gruesas de lodolitas fósiles grises oscuras y capas delgadas de lodolitas marrones masivas con laminación plano-paralela y chert negro; las capas tienen una aptitud de 204/63 (Azimut de Rumbo) (coordenada: E 1134667, N1167288, h 3214 m.s.n.m) (Fig. 14).



Fig. 14. Formación La Luna A) Intercalación de capas inclinadas de lodolitas y chert, B) Lodolitas fósiles grises oscuras y lodolitas masivas marrones, C) Niveles de chert negro y lodolitas con laminación planoparalela.

Todas la unidades geológicas descritas anteriormente están compiladas en el mapa geológico (plancha 152-Soatá) (Vargas et al., 1987). Las unidades como la Riolita de Onzaga, la Formación Montebel y la Formación la Luna, están restringidas al SW (Fig. 15).

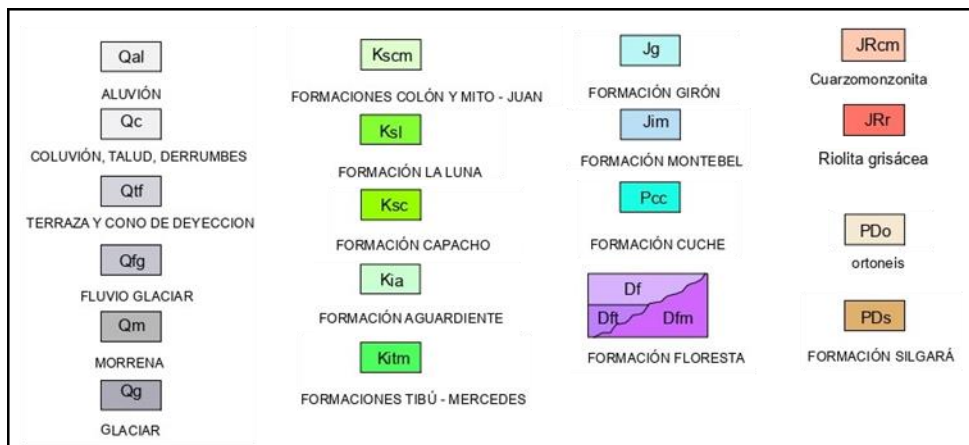
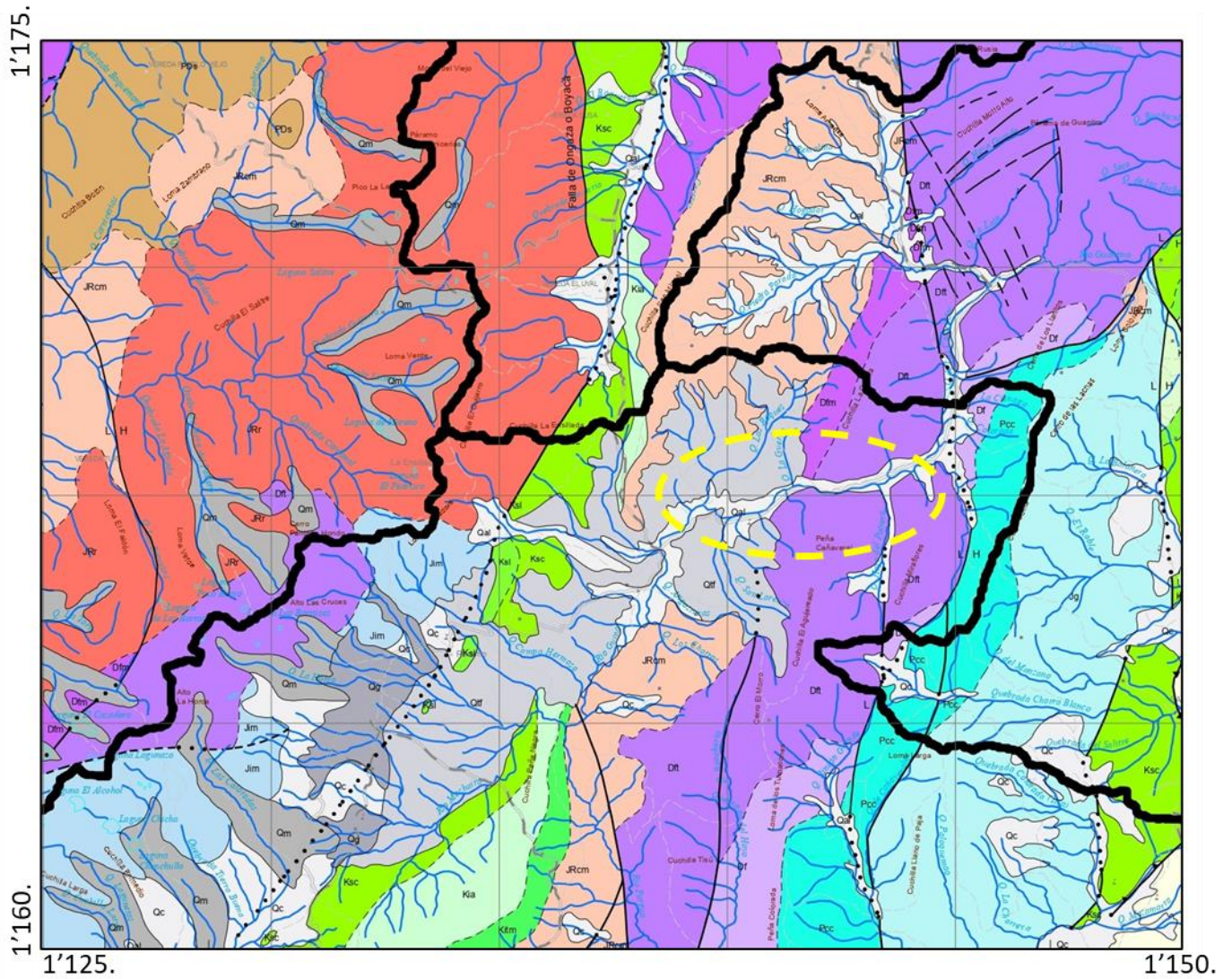


Fig. 15. Mapa Geológico de las unidades que afloran en cercanía a los depósitos de interés (la elipse amarilla). Modificado de (Vargas., et al , 1987). La línea negra corresponde a los límites de las cuencas.

6.1.2 Estratigrafía de los depósitos cuaternarios. Al oriente de la zona de trabajo se identifican dos terrazas de diferentes alturas, las cuales se denominan Terraza Alta (Qal 1) y Terraza Baja (Qal 2) (Fig. 16). La primera corresponde a los depósitos adyacentes a la masa rocosa y la segunda rellena la parte interior del valle estrecho (Fig. 17 y 18).

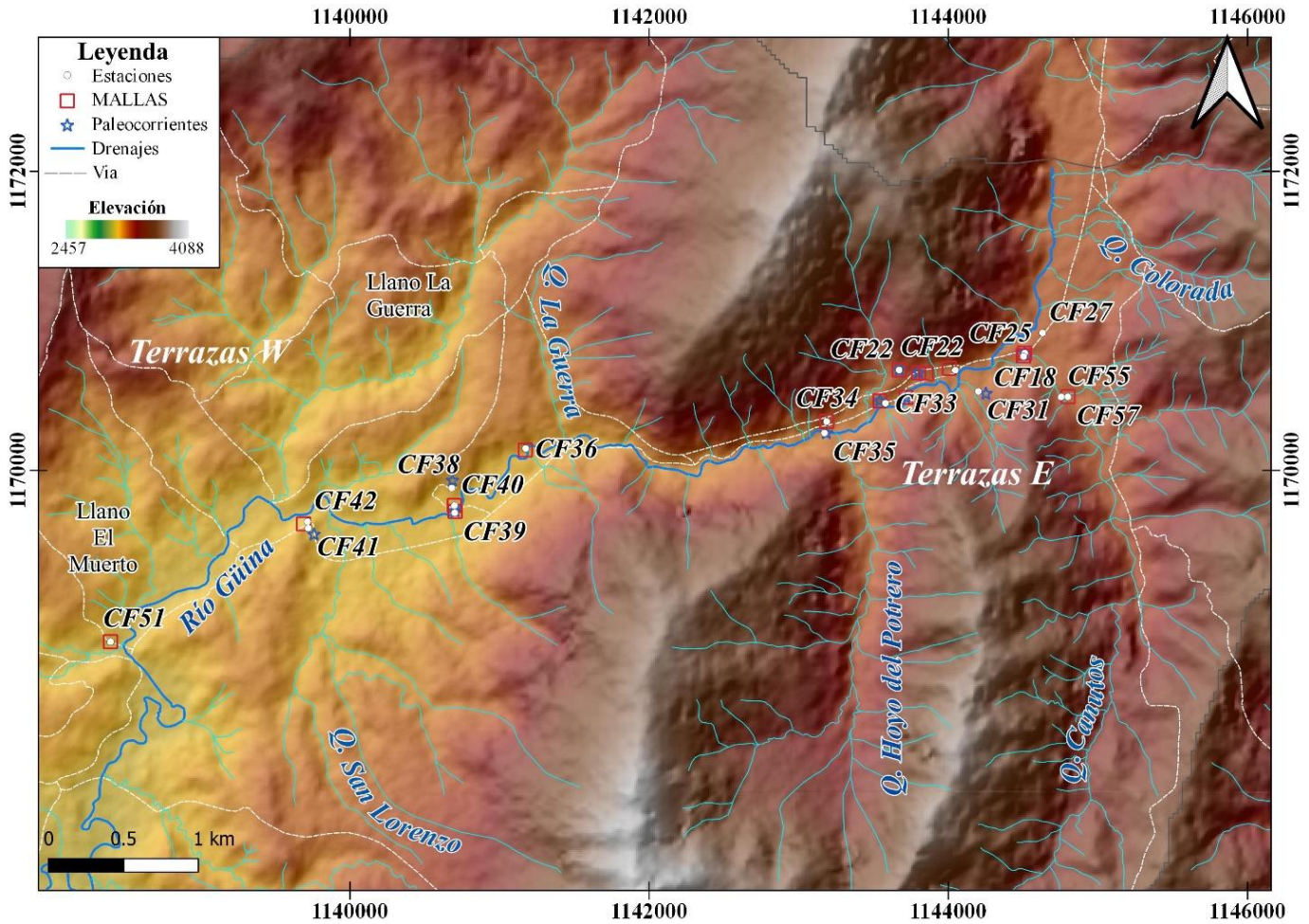


Fig. 16. Ubicación de las estaciones de trabajo, se visitaron alrededor de 60 estaciones codificadas con las letras CF. El cuadro rojo simboliza a las estaciones donde se realiza conteo de clastos y la estrella azul donde se midieron datos de paleocorrientes.

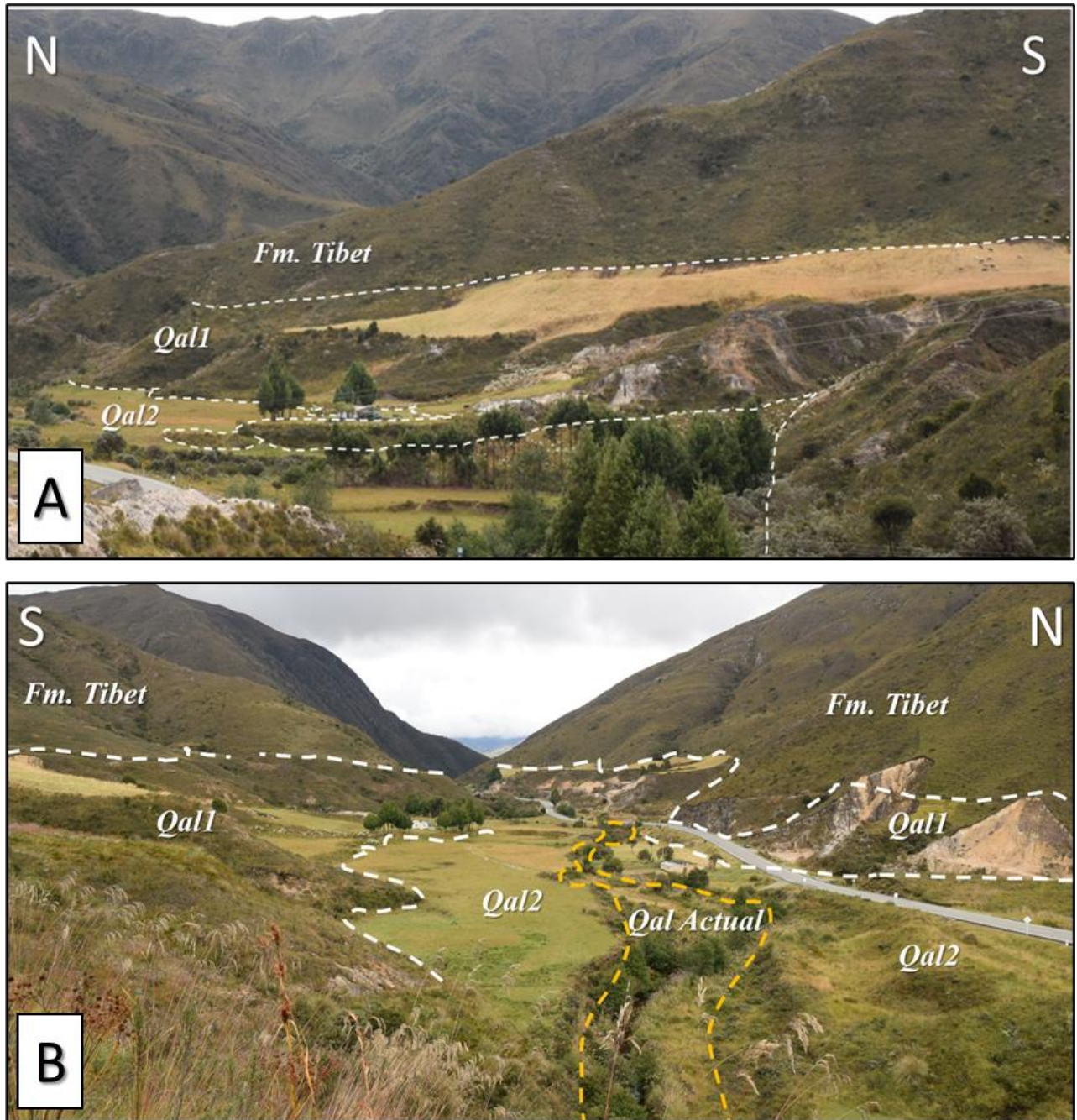


Fig. 17. Depósitos cuaternarios desarrollando formas de terrazas en la porción oriental del área de trabajo. Terraza alta (Qal 1) y terraza baja (Qal 2). Vía Belén- Susacón (Boyacá). A) Panorámica No 1, coordenada: E1143714, N 1170630. B) Panorámica No 2, (Qal Actual es el río Güina), coordenada: E1143714, N 1170630.

Terrazas al oriente

Terraza Alta (Qal 1)

Base: Corresponde a la columna estratigráfica No. 1, ubicada en el margen derecho de la vía que comunica el municipio de Belén a Susacón, sobre el río Güina, la secuencia tiene un espesor de 5,43 m (Fig. 18).

Inicia con capas gruesas a muy gruesas de gravas clastosoportadas (*Gh*) con clastos subredondeados, tamaño guijarro a bloque, con gradación normal leve; se identifica formas en canal y lentes de grava con laminación inclinada planar. Seguido de una capa de gravas clastosoportadas en forma lenticular (*Gcm*), con muy mala selección, suprayacida por capas de gravas clastosoportadas con estratificación inclinada (*Gp*) y lentes de lodo, arena y guijarros (*Gcm*, *Gp*, *Sp*, *Fsm*), al tope se encuentra una capa muy gruesa de lodos gravo-arenosos (*Gcm*) y termina con una capa muy gruesa de lodos arenosos (*Fl*) (Fig. 19). En cuanto a la composición de los clastos, predominan las areniscas ligeramente conglomeráticas blancas y areniscas finas amarillentas. (Fig. 20).

En zonas adyacentes, las potentes gravas alcanzan espesores mayores a ocho metros (Fig. 21). La composición predominante de los clastos son areniscas de grano grueso a ligeramente conglomeráticas, de colores grisáceos y amarillentos, en menor proporción limolitas rojas violetas (Fig. 22).

Escala 1:25

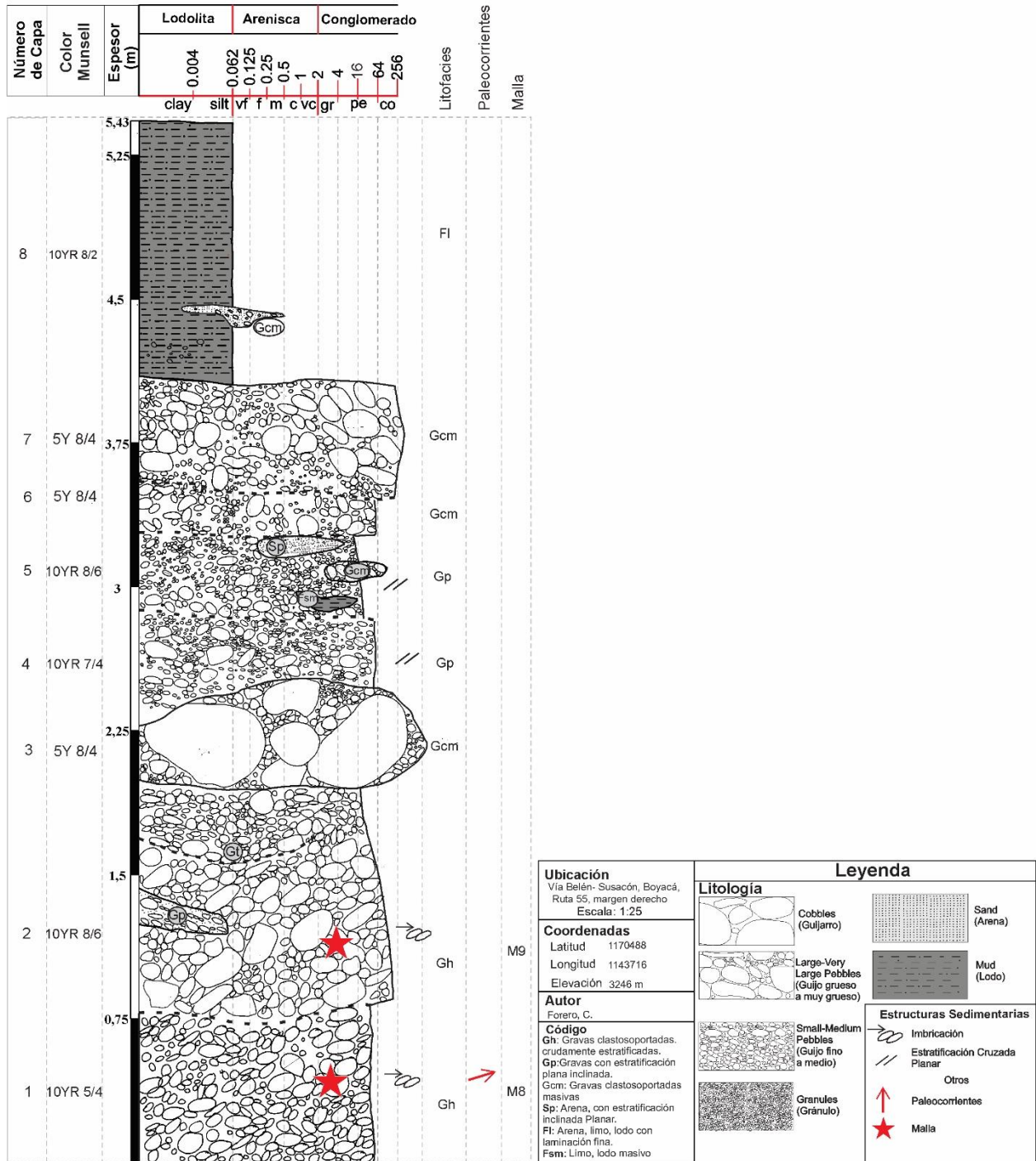


Fig. 18. Columna estratigráfica No 1, levantada en la vía Belén-Susacón, margen derecho, coordenada: E 1143716, N 1170765.



Fig. 19. Características sedimentarias de la Columna Estratigráfica No. 1 potentes gravas y arenas con estructuras en canal y estratificación cruzada. Vía Belén-Susacón, margen derecho, coordenadas: E 1143716, N 1170765.

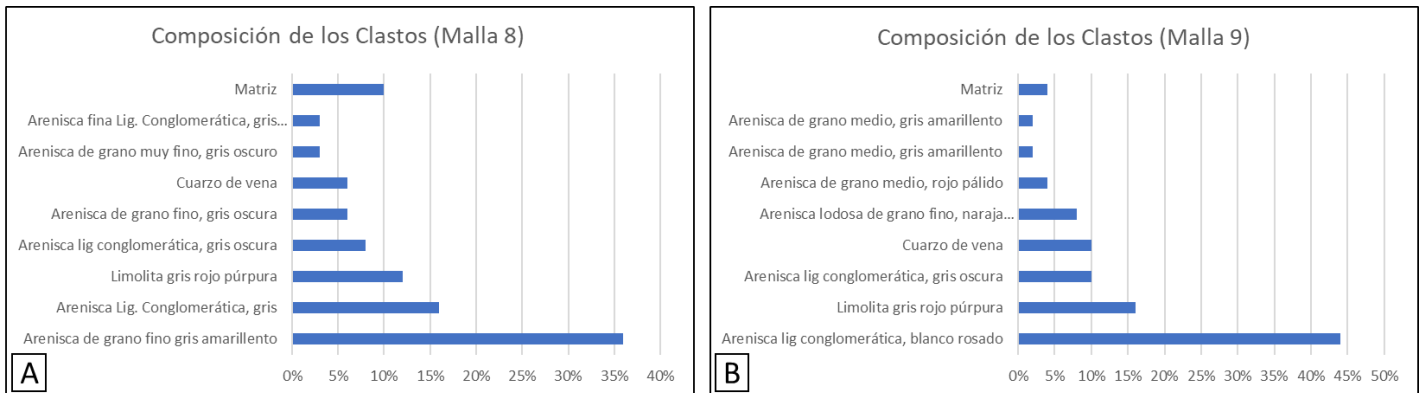


Fig. 20. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza alta. A) Capa 1, columna. B) Capa 2, columna 1. Coordenadas E 1143716, N 1170765.

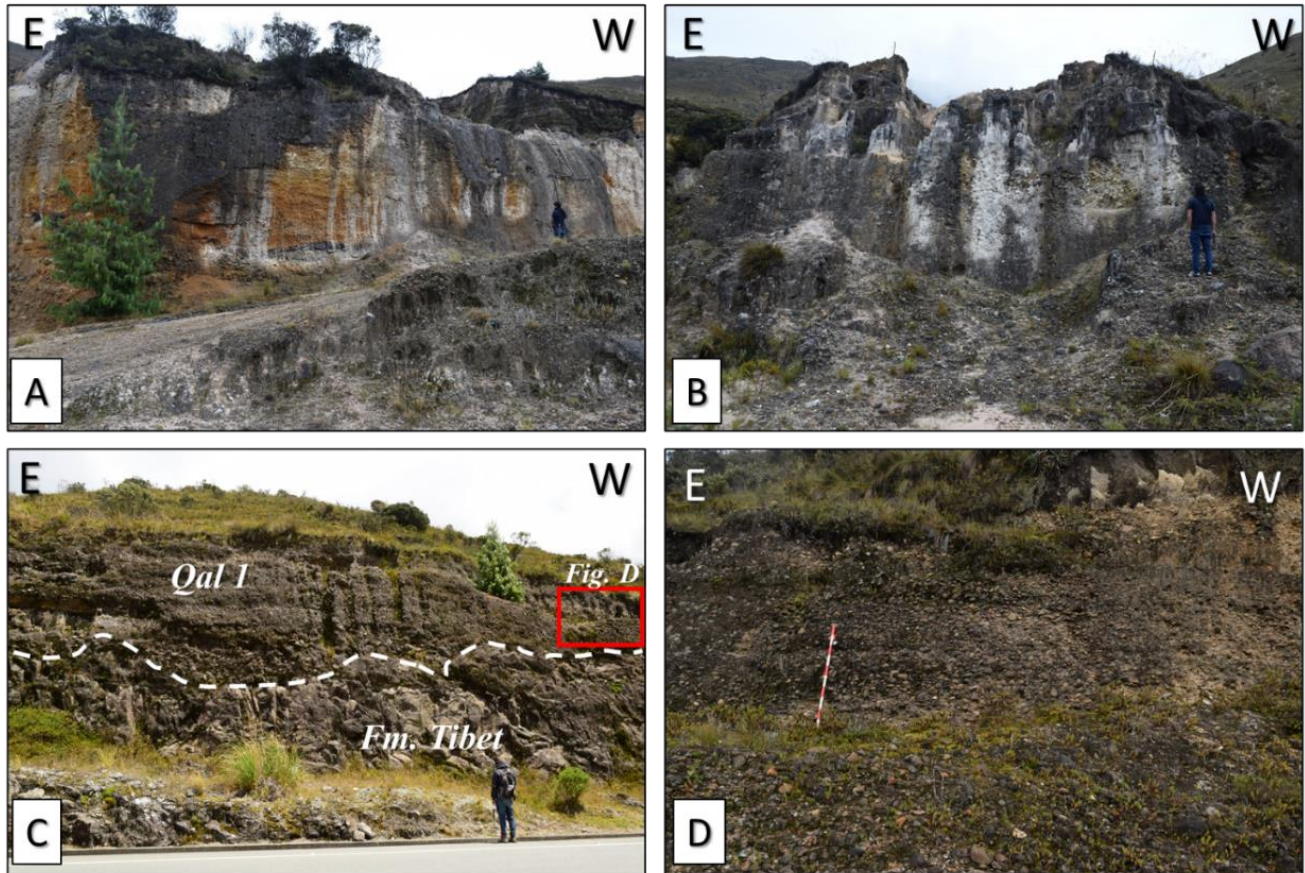


Fig. 21. Distribución de la base de la Terraza Alta, potentes capas de gravas clastosoportadas. A) Punto CF33. B y C) Punto CF34. D) Punto CF34.

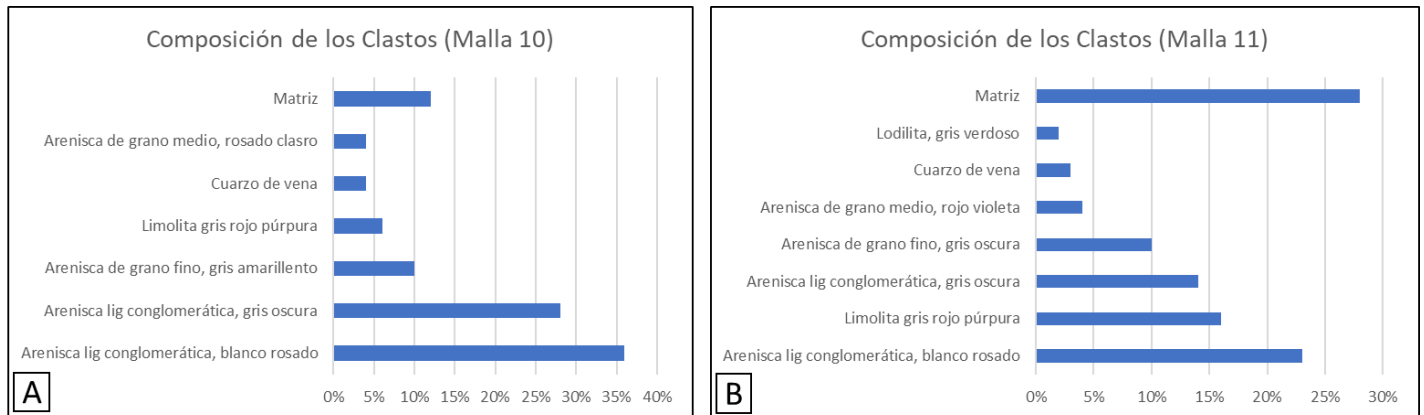


Fig. 22. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza alta. A) Malla ubicada en el punto CF33. B) Malla ubicada en el punto CF34.

Tope: Corresponde a la columna estratigráfica No. 2, ubicada en el margen izquierdo de la vía que comunica el municipio de Belén a Susacón, ruta 55, la secuencia tiene un espesor de 39,75 m (Fig. 23). Inicia con capas gruesas de gravas arenosas clastosoportadas (*Gcm*), muy pobremente seleccionadas, con granos subangulares y con poca esfericidad, las gravas gradan de manera inversa hacia el tope (*Gci*), de gránulos a bloques.

En la parte media de la sección, intercalaciones de lodos arenosos (*Fl*) y capas medianas de arenas y gravas, moderadamente seleccionadas, con estratificación inclinada (*Gp*, *Sp*) (Fig. 24), suprayacidos por una secuencia típica de canal abandonado, iniciando con gravas clastosoportadas (*Gp*, *Gt*), tamaño guijarro, seguido de arenas gravosas dispuestas en formas de lenticulares (*Sp*, *St*) y terminando con lodos arenosos (*Fl*) (Fig. 25). Al tope de la sección, potentes capas de arenas masivas (*Sm*), de tamaño medio a muy grueso, con lentes de arenas y gravas con diferentes estructuras (*Sh*, *Gh*, *Gp*, *Sp*), esta secuencia termina con una capa mediana de gravas clastosoportadas con estratificación horizontal (*Gh*), con tamaños guijo medio a guijo grueso (Fig. 26) (descripción detallada, apéndice A). Al igual que la base, la composición predominante son areniscas de grano grueso a ligeramente conglomeráticas, de colores grisáceas y en menor proporción limolitas rojas violetas (Fig. 27).

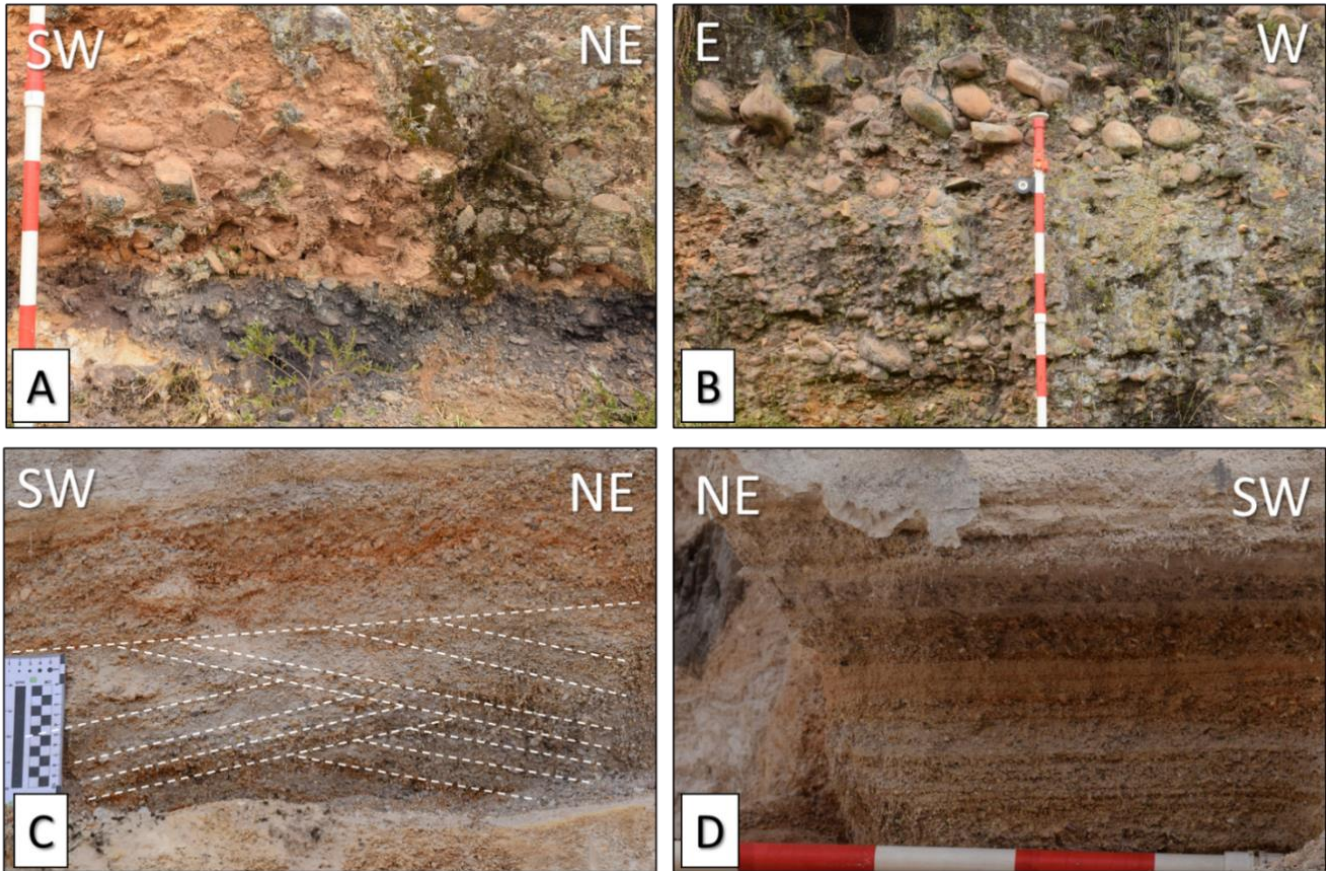


Fig. 24. Características sedimentarias de la segunda columna estratigráfica, A) Gravas clastosoportadas masivas, B) Gravas clastosoportadas con gradación inversa, C) Intercalación de grava arenosa y arenas con laminación cruzada planar en vista frontal y D) Vista lateral. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, cantera de arenas. Inicio de poligonal: E1144016, N1170667; Fin de poligonal: E1143655, N 1170676.

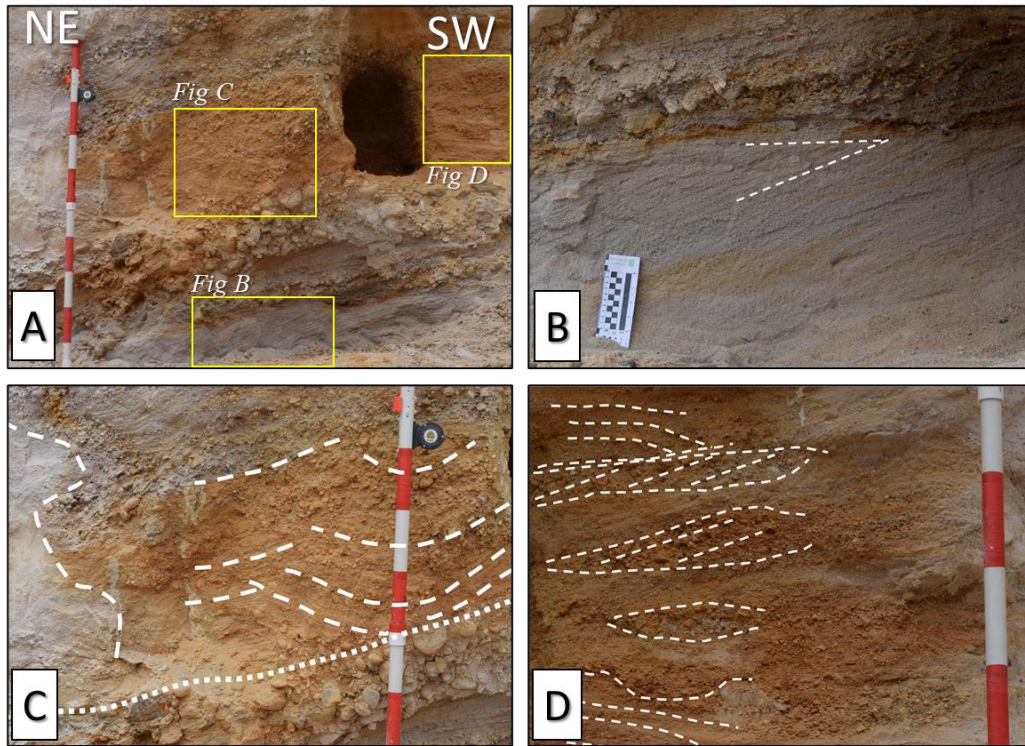


Fig. 25. A) Estructura de canal abandonado, gradación normal, B) Capa 10, arenas con laminación cruzada planar, C) capa mediana de grava arenosa clastosoportada tamaño guijarro, D) Intercalación de gravas arenosa clastosoportadas y arena ligeramente gravosa, con laminación cruzada planar y dispuestas en formas de lenticulares. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, cantera de arenas. Coordenadas: E1143800, N1170653.



Fig. 26. Arena de grano grueso, masiva (*Sm*), con lentes de gravas y arenas con diferente granulometría y estructuras masivas. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, cantera de arenas. Coordenadas: E1143714, N1170648.

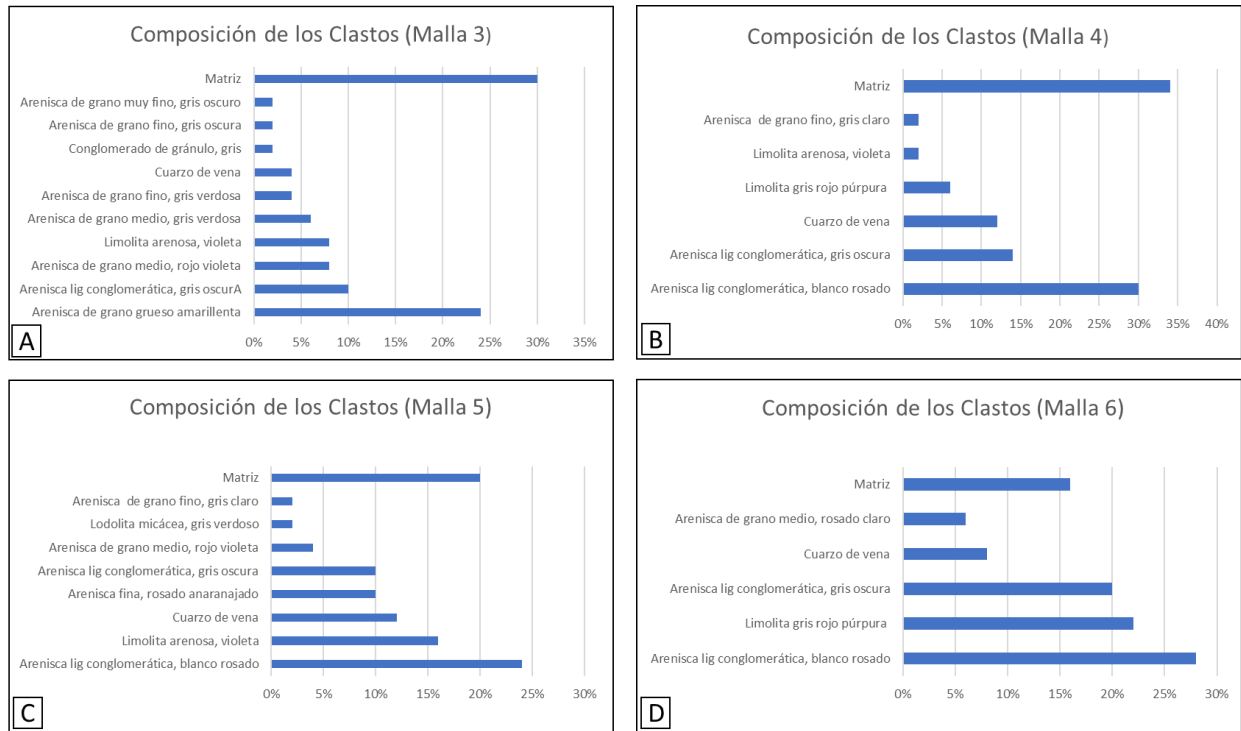


Fig. 27. Distribución porcentual de los clastos pertenecientes al tope de la terraza alta, correspondientes a la columna No 2. A) Capa 3. B) Capa 11. C) Capa 17. D) Capa 19.

Terraza Baja (Qal 2)

Estas terrazas se caracterizan por rellenar el valle interno (Fig. 28) y por el color que toma la matriz, la tonalidad característica son colores ocres, rojizos, naranjados, que indican proceso de oxidación pronunciados.

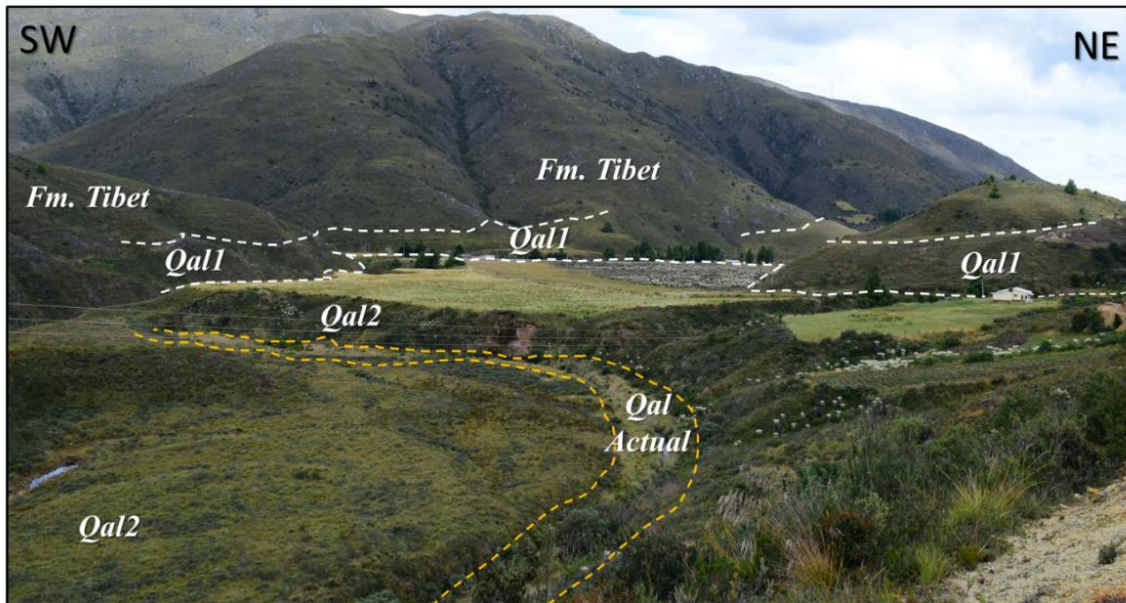


Fig. 28. Expresión morfológica de la terraza baja Qal 2, disectadas por la Quebrada Canutos. Coordenada: E11455113, N1170493.

Base: Consta de gravas clastosoportadas masivas (Gcm), pobremente seleccionada, con clastos tamaño gujarro de formas subangulares y la matriz es arena gruesa. En general, los sedimentos son color ocre, característica de oxidación. Hacia la parte media la granulometría disminuye, con tamaños desde guijo grueso a guijarro grande (Fig. 29). La composición tanto de la base como la parte media está conformada por una mezcla de areniscas de granulometría gruesas grisáceas y areniscas y limolitas color rojo violeta (Fig. 30).

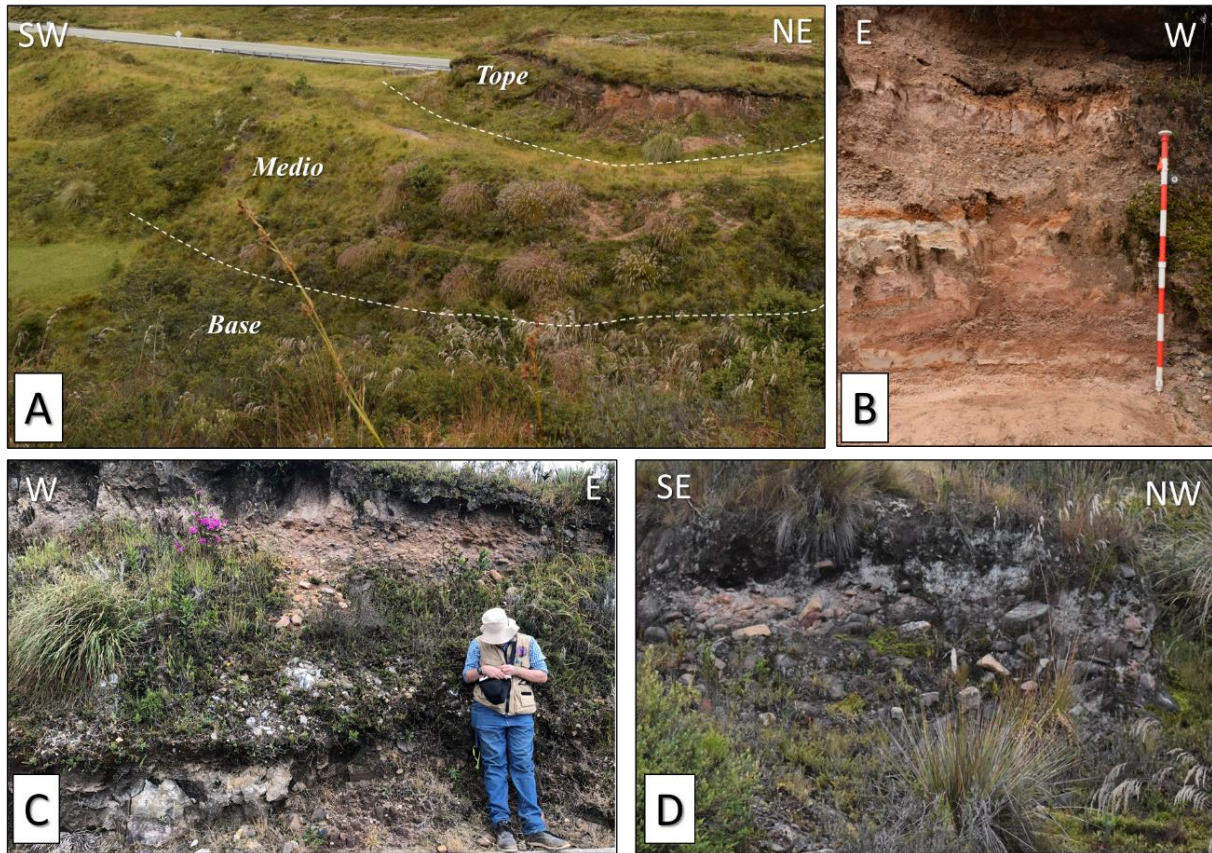


Fig. 29. Terraza baja sobre la vía Susacón- Belén, margen derecho. A) Secuencia completa de la terraza, B) Tope, punto CF18, C) Parte media, punto CF32, D) Base de la terraza, punto CF55.

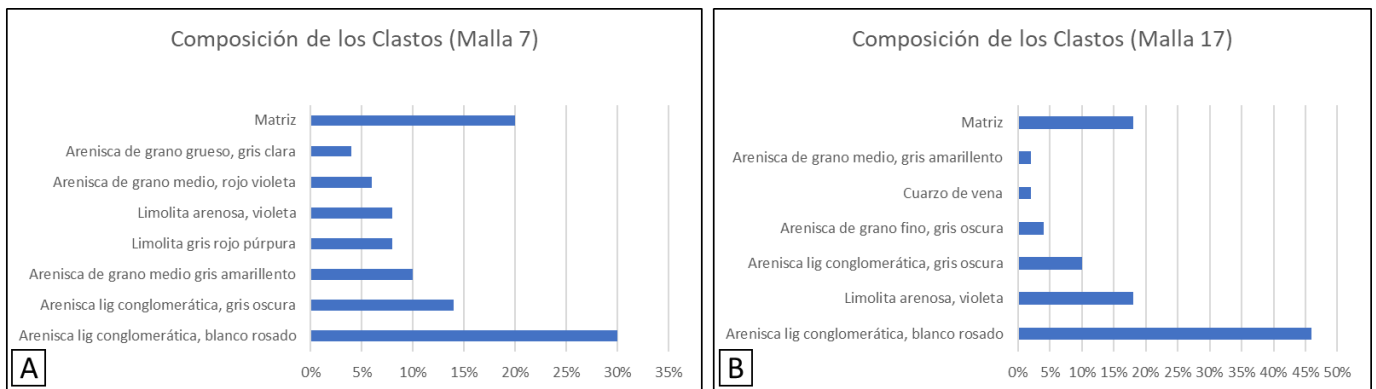


Fig. 30. Composición porcentual de los clastos pertenecientes a la terraza baja, A) Parte media, coordenada: E 1144502, N 1170765. B) Base de la terraza, coordenada: E 1144800, N 1170493.

Tope: Corresponde a la columna estratigráfica No. 3, ubicada en el margen derecho de la vía que comunica el municipio de Belén a Susacón, ruta 55, tiene 3,65 m de espesor (Fig. 31). La sección empieza con una capa delgada de grava arenosa clastosoportadas masiva (*Gh*), con selección moderada, las partículas presentan formas redondeadas a subangulares y con baja esfericidad; el tamaño de los granos varía de gránulo a guijo grueso; la matriz equivale al 30% de los sedimentos, con tamaños de arena media a gruesa y composición predominante de cuarzo. Seguidamente, intercalaciones de capas gruesas de lodo arenoso levemente gravoso (*Fl*) y capas gruesas de gravas arenosas con gradación normal (*Gp*); el lodo compuesto en mayor proporción de arcilla, en la parte inferior de la columna presenta lentes de 30 cm de gravas clastosoportadas (*Gh*), bien seleccionados, tamaño guijo medio, de formas subredondeadas a bien redondeadas y baja esfericidad. Las litofacies *Gp*, son gravas clastosoportadas, bien seleccionadas, los clastos son subredondeados a redondeados con baja esfericidad y los tamaños varían de gránulo a guijo grueso que gradan de manera normal; se identifica imbricación moderada y estructuras sedimentarias de canales fluviales y laminación cruzada planar (Fig. 32). (Descripción detallada, Apéndice B). En cuanto a la composición, la litología predominante son areniscas de grano medio de color rojo violeta (Fig. 33).

Escala 1:25

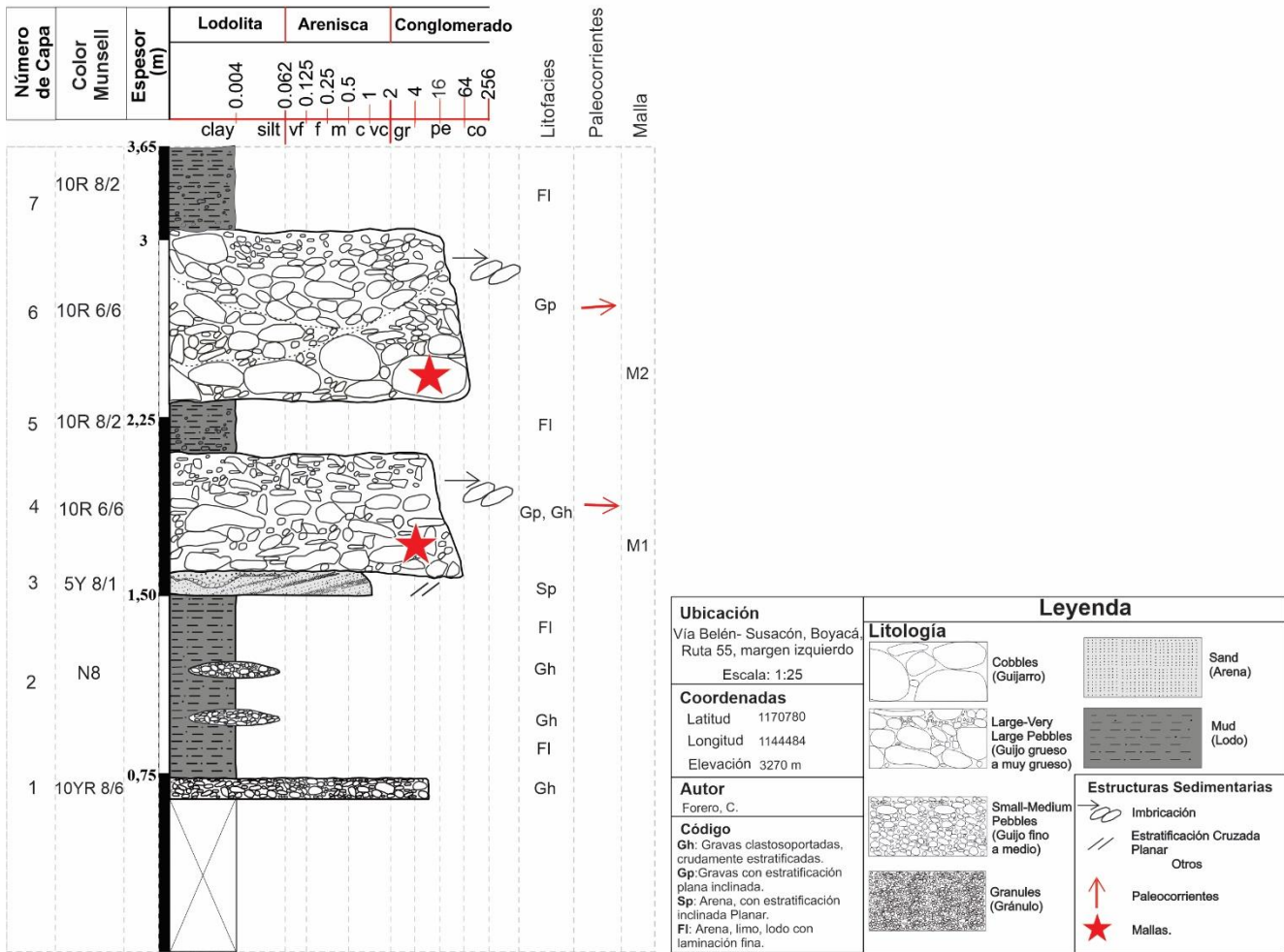


Fig. 31. Columna Estratigráfica No 1. Corresponde a los depósitos denominados Terraza Baja. E1144510, N1170784; M: malla.

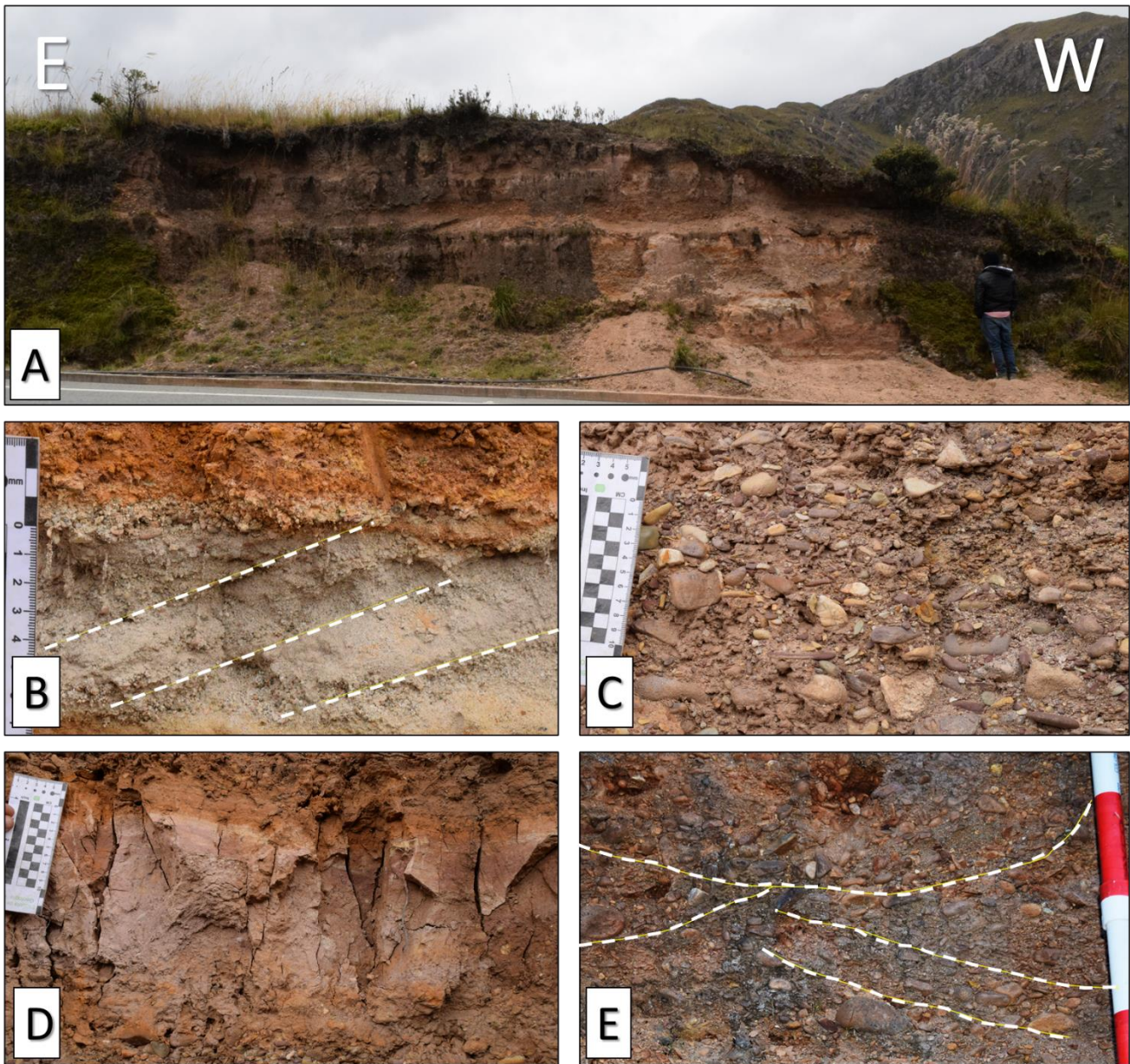


Fig. 32. Características sedimentarias de la primera columna estratigráfica, Vía Belén-Susacón (Boyacá E1144510, N1170784). A) Gradación normal, iniciando por B) Capa 10, arenas con laminación cruzada planar, al tope, una capa de gravas con tonalidades de oxidación. C) Capa mediana de grava arenosa clastosoportada tamaño guijo grueso. D) Lodo arenoso, con tonalidades ocre. E) Gravas clastosoportadas en formas de artesa.

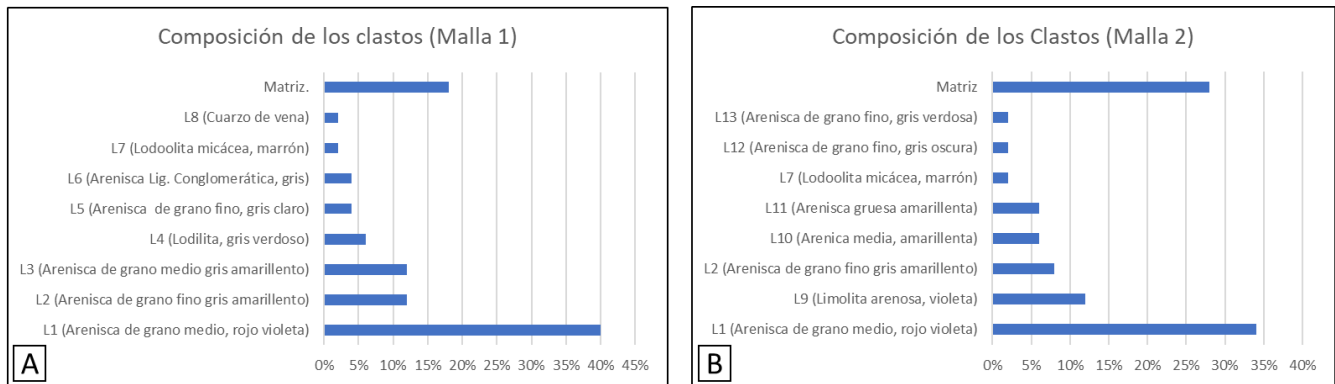


Fig. 33. Composición porcentual de los clastos pertenecientes al tope de la terraza baja, correspondiente a la columna 3. A) Capa 2. B) Capa 3.

Terrazas al occidente

Por otra parte, al occidente de la zona de trabajo afloran terrazas de mayor extensión (Fig. 34), ubicadas al interior de un valle amplio. Se levantan dos columnas estratigráficas para esta área, la primera en el sector Llano la Guerra y la segunda en el Llano el Muerto.

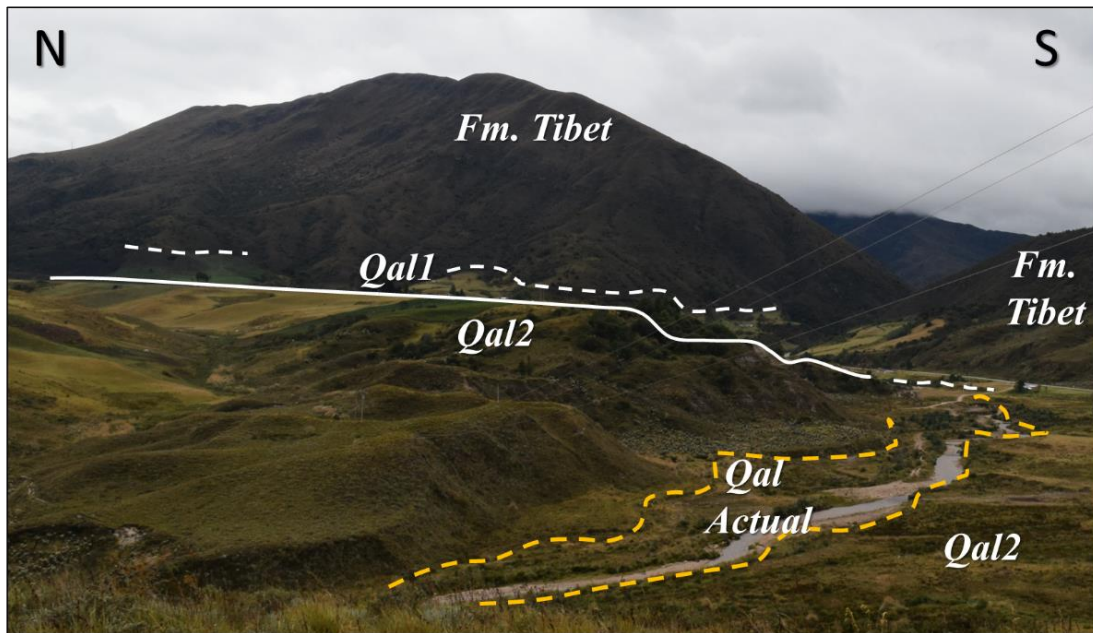


Fig. 34. Panorámica de las terrazas ubicadas al occidente de la zona de trabajo, Sector Llano la Guerra. Coordenada: E 1139689, N 1169642.

Sector Llano la Guerra

Base: Corresponde a la columna estratigráfica No. 4, ubicada en el margen izquierdo de la vía que comunica el municipio de Belén a Susacón. La secuencia tiene un espesor de 6 m (Fig. 35), consta de capas gruesas a muy gruesas de gravas clastosoportadas masivas y con imbricación débil (*Gcm, Gh*), de tamaño guijo a guijarro, con selección pobre a moderada y clastos subredondeados, esporádicamente hay estructuras de canales fluviales (*Gt*), al tope el depósito tiende a tener mayor cantidad de matriz (*Gmm*) (Fig. 36). En la secuencia, hay niveles delgados de lodos, una de esta de interés por la alta cantidad de materia orgánica (*C*), de acuerdo con las características sedimentológicas corresponde a un paleosuelo (Fig. 36B y C).

En zonas adyacentes a la Columna Estratigráfica No. 4, la quebrada actual incisa sobre las terrazas exponiendo afloramientos de gravas de 20 m de altura (Fig. 37), equivalentes a la base de estas terrazas. La composición está dada por una mezcla de areniscas ligeramente conglomeráticas de color gris y limolitas arenosas de color violeta, se destaca la aparición de clastos de chert en pequeños porcentajes (Fig. 38).

Escala 1:25

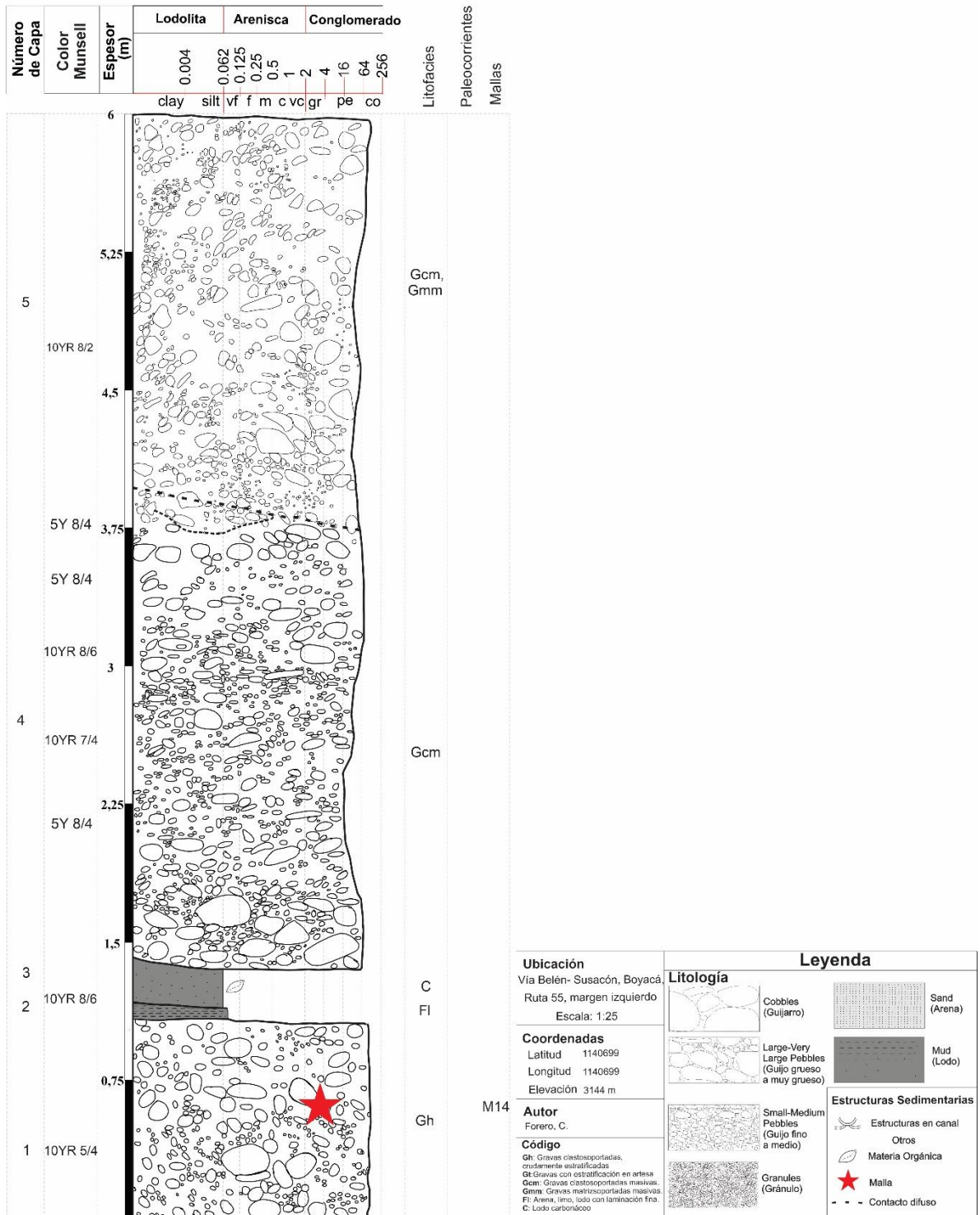


Fig. 35. Columna estratigráfica No 4. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, coordenadas: E 1140699, N 1169764.

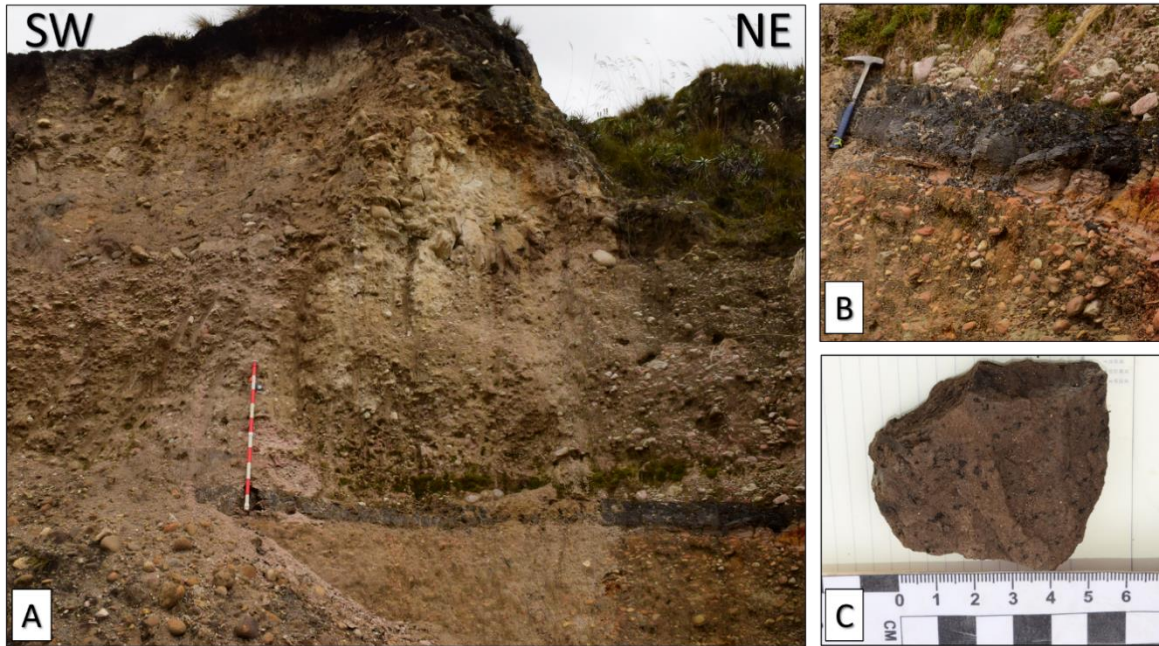


Fig. 36. Características sedimentarias de la cuarta columna estratigráfica A) Afloramiento vía Belén-Susacón, margen izquierdo, coordenadas: E 1140699, N 1169764, B) Capa de Lodo carbonos, C) Restos de materia orgánica.

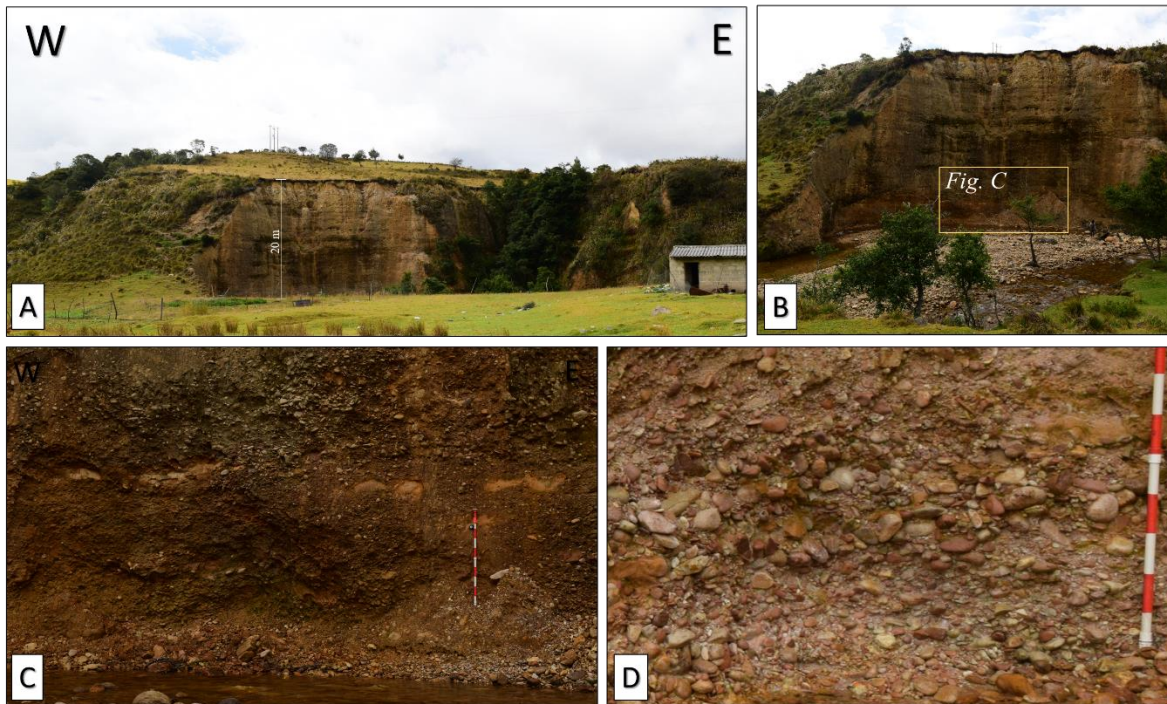


Fig. 37. Base de la terraza localizada en el sector Llano la Guerra, A) Morfología de terrazas fluviales, con espesor de 20 m, B) Acercamiento, C) Gravas Clastosoportadas masivas, D) Gravas con selección moderada y clastos subredondeados, los clastos de colores rojizos son comunes. Las capas se encuentran en una disposición de 226/10 azimuth de rumbo. Coordenadas E 1141172, N 1170136.

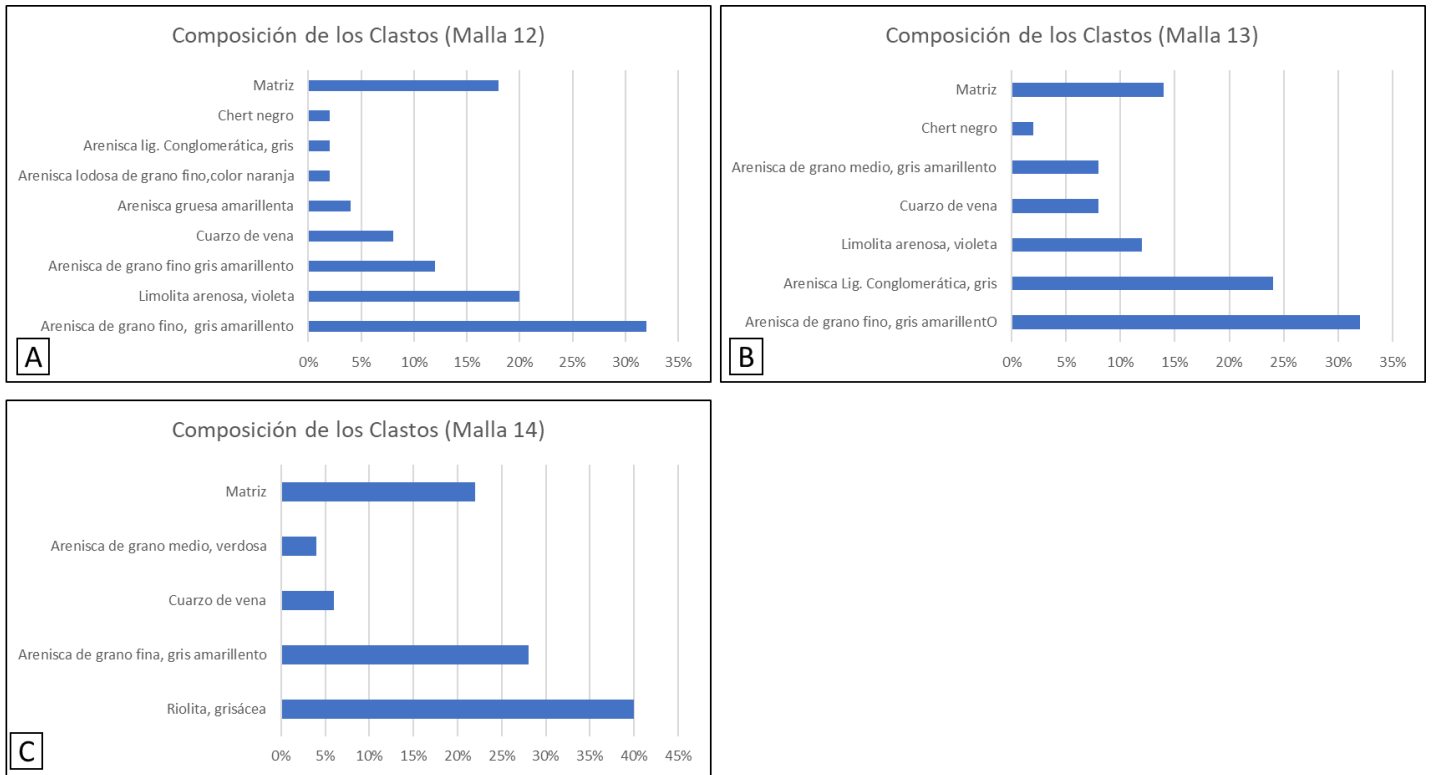


Fig. 38. Composición porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza en el sector Llano la Guerra, A) Malla 12, coordenadas E 1141172, N 1170136, B) Malla 13, coordenadas E 1140704, N 1169726. C) Malla 14, coordenadas E 1140699, N 1169764.

Tope: Hacia el tope la granulometría del depósito disminuye, el cual consta de capas medianas a gruesas de gravas arenosas masiva (*Gcm*), moderadamente seleccionadas, tamaño guijo, terminando con una capa muy gruesa de lodolitas arenosas (*Fl*) (Fig. 39).

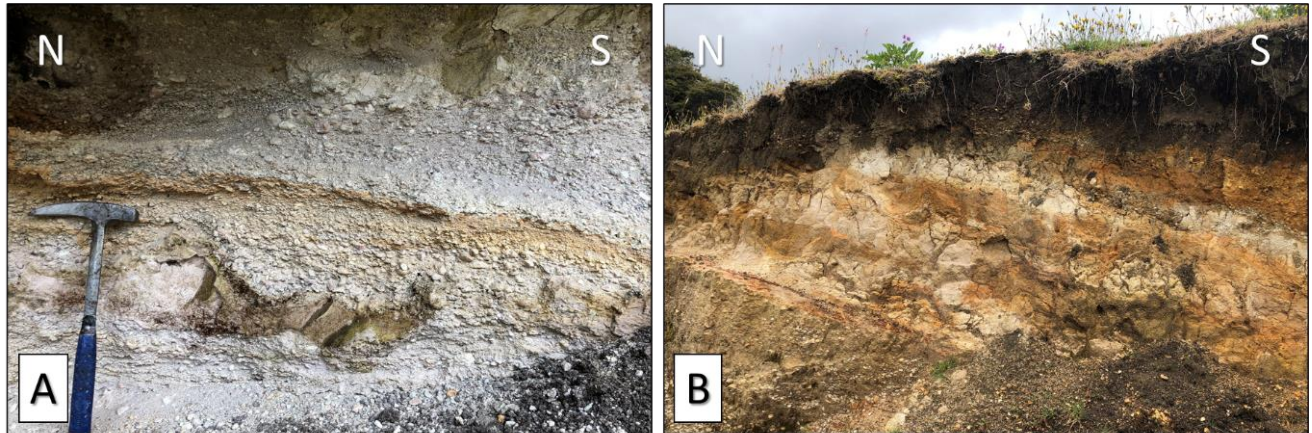


Fig. 39. Tope de la terraza baja, ubicadas sobre el camino que conduce al Sector Llano la Guerra, CF38. A) Gravas arenosas. B) Lodos arenosos grises con tonalidades ocre de oxidación. Las capas se encuentran en una disposición de 256/24 azimuth de rumbo. Coordenada: E 1140700, N1169926.

Sector Llano el Muerto

Se levanta la columna estratigráfica No. 5, que corresponde a la parte media de la terraza, ubicada en el margen izquierdo de la vía que comunica el municipio de Belén a Susacón, sobre el camino que conduce al Llano el Muerto, al igual que la anterior sección se correlaciona con Qal 2. La secuencia tiene un espesor de 5,9 m (Fig. 40). La secuencia consta de capas gruesas a muy gruesas de gravas clastosoportadas masivas (*Gcm*), de tamaño guijo a guijarro, moderadamente seleccionados y clastos subredondeados; con intercalación de lodos masivos (*Fl* y *Fsm*), y gravas matrizsoportadas (*Gmm*) clastosoportadas con gradación inversa (*Gci*), de tamaño guijo (Fig. 41). La composición de los clastos está dada principalmente por riolitas y en menor proporción areniscas (Fig. 42).

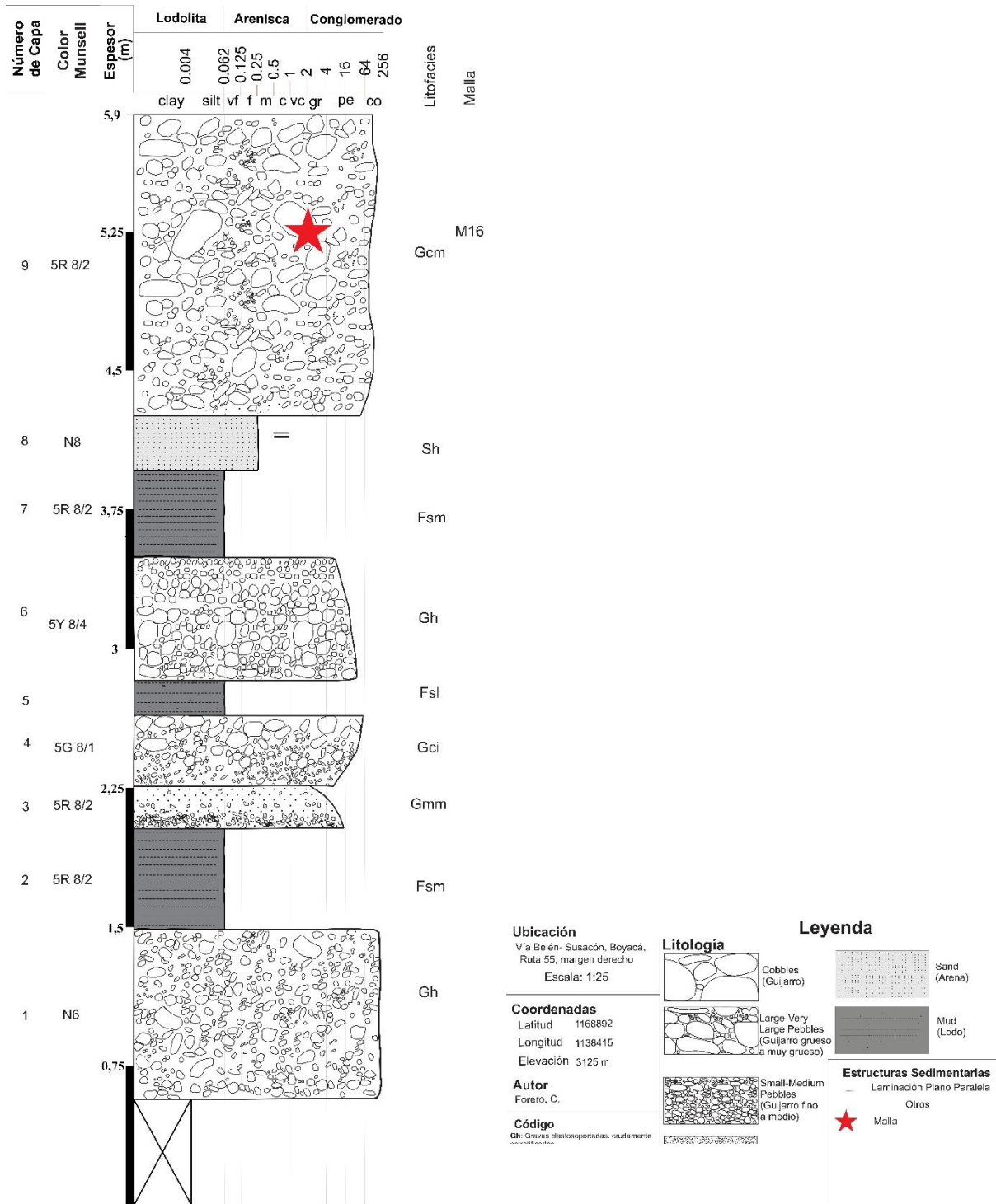


Fig. 40. Columna estratigráfica No 5. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, coordenadas: E 1138415, N 1168892.

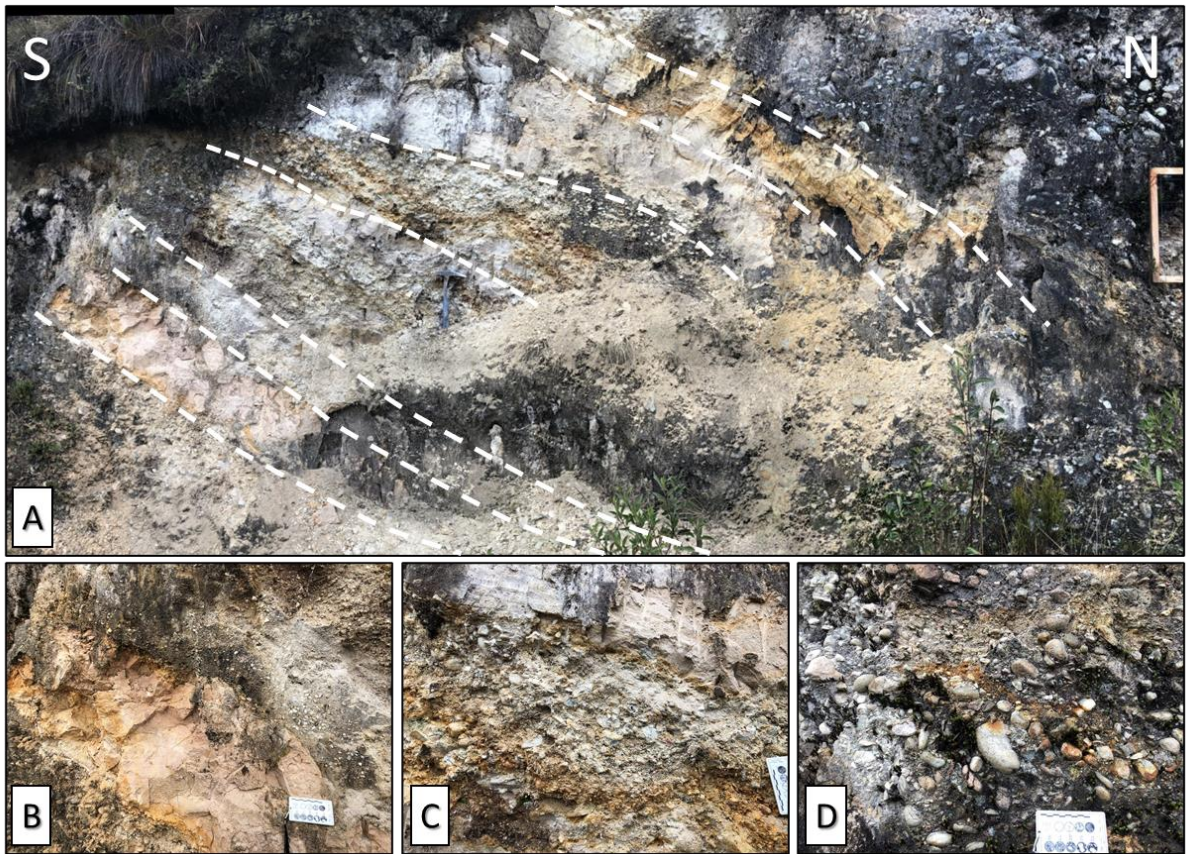


Fig. 41. Características sedimentarias de la quinta columna estratigráfica, sector Llano el Muerto. A) Afloramiento vía Belén-Susacón, margen izquierdo, plano de estratificación 235/29, B) Lodos masivos y gravas matrizsoportadas, C) Gravas clastosoportadas estatificadas y D) Gravas clastosoportadas, tamaño guijo a guijarro. Coordenadas: E 1138415, N 1168892. Las capas se encuentran en una disposición de 231/28 azimuth de rumbo.

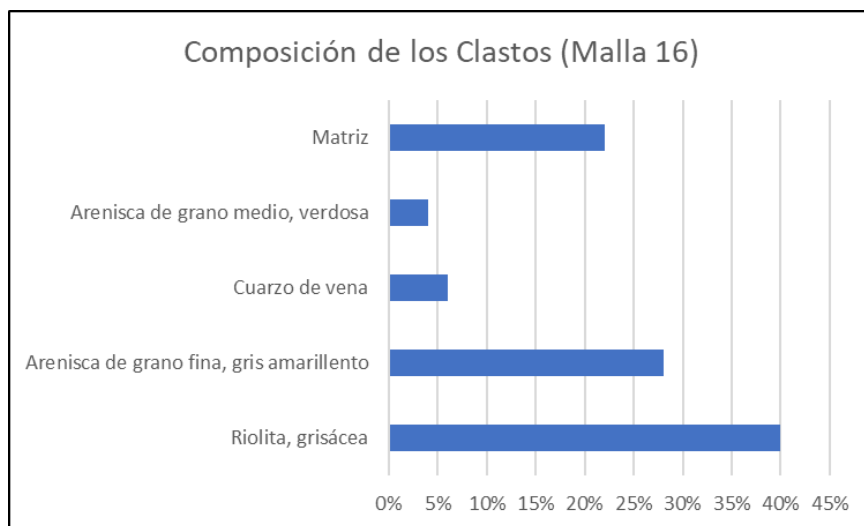


Fig. 42. Composición porcentual de los clastos pertenecientes a la base de la terraza en el sector Llano el Muerto, correspondiente a la capa 9 de la columna 5.

Se resalta el basculamiento de las terrazas tanto el sector Llano la Guerra y el sector Llano el Muerto, cuyas capas tiene una aptitud 256/24, 231/28, es decir que están buzando hacia el NW y NWW, por otro lado, el río Güina drena en una dirección SW a SSW en esta zona, opuesto a la inclinación de los depósitos (Fig. 43).



Fig. 43. Terrazas al occidente buzando hacia el NW. En azul el río Güina.

6.1.3 Área fuente de los depósitos. Las características litológicas de los clastos descritos anteriormente son codificadas, asignándoles la letra L (Litología) y se asocian a las unidades potenciales de procedencia (Tabla 4), con el fin de determinar el área fuente.

Tabla 4.

Resumen de las unidades Litoestratigráficas potenciales de procedencia, L: Litología.

Unidad litoestratigráfica potencial de procedencia	Clastos/Litologías indicadoras de procedencia
Formación La Luna (Ksl)	L30: Chert negro (N1) con intercalación de láminas de lodolita color marrón (10YR 5/4).
Formación Capacho (Ksc)	L3: Arenisca micácea de grano medio, color gris amarillento (5Y 8/1). L12: Arenisca micácea de grano fino, color gris oscuro (N3). L26: Arenisca lodosa de grano muy fino a fino, bien seleccionada, granos redondeados. Composición cuarzo, feldespato (5-10%), mica (7%). Color Naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).
Formación Aguardiente (Kia)	No se identifican Litologías características.
Formaciones Tibú-Mercedes (Kitm)	No se identifican Litologías características.
Riolitas de Onzaga (JRr)	L31: Roca ígnea volcánica (Riolita), color grisáceo verdoso, con alto contenido de feldespatos y textura porfirítica.
Formación Montebel (Jim) (Lodos)	L7: Lodolita micácea, ligeramente arenosa, color marrón oliva (5Y 5/6). L21: Lodolita micácea, color gris verdoso claro (5GY 8/1).
Unidades rojizas: Formación Cucho (Pcc), Formación Girón (Jg) y/o Formación Montebel (Jim)	L1: Arenisca de grano fino a medio, color rojo violeta a púrpura (5R 5/4). L9: Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4). L19: Limolita rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2).
Formación Floresta (Df)	L2: Arenisca de grano fino, color gris claro (N8) a gris amarillento (5Y 8/1). L7: Lodolita micácea, ligeramente arenosa, color marrón oliva (5Y 5/6). L13: Arenisca de grano muy fino, color gris verdoso (5GY 6/1), con laminación plano-paralela. L4: Lodolita masiva, color gris verdoso (5GY 7/4).
Formación Tibet (Dft)	L2: Arenisca de grano fino, color gris claro (N8) a gris amarillento (5Y 8/1). L3: Arenisca micácea de grano medio, color gris amarillento (5Y 8/1). L4: Lodolita masiva, color gris verdoso (5GY 7/4). L5: Arenisca de grano muy fino, color gris muy claro (N8). L6: Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, color gris amarillento (5Y 8/1). L8: Cuarzo de vena. L10: Arenisca de grano medio, color amarillo anaranjado (10YR 6/6). L11: Arenisca de grano medio a grueso, color gris amarillento/anaranjado (5Y G/1 - 5YR 7/2). L14: Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, color de la matriz gris oscuro a gris púrpura (N3 - 5P 4/2). L15: Areniscas de grano medio, color gris verdoso claro (5GY 8/1). L16: Conglomerado tamaño gránulo, color gris amarillento (5Y 8/1). L17: Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, predominantemente cuarzo, muy bien cementada. Color gris oscuro (N2). L18: Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros. L19: Limolita micácea rojo gris púrpura (5RP 4/2). L20: Arenisca de grano fino a media, rosado anaranjado (5R 7/4). L22: Arenisca de grano medio, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados. Composición: cuarzo (97%) y opacos (3%). Muy bien cementada. Contactos saturados. Color rosado claro (5Y 8/4). L23: Arenisca de grano grueso, color gris muy claro (N9-N8).

	<p>L24: Arenisca ligeramente conglomerática, de grano fino, color gris amarillento (5Y 8/1).</p> <p>L25: Arenisca de grano medio, color rojo pálido púrpura (5RP 6/2), alto contenido de opacos.</p> <p>L27: Arenisca de grano medio. Muy cementada. Color gris amarillento (5G Y/1).</p> <p>L28: Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulosos a subredondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (15%), Fr (1-5%), micas (1%) y opacos (1%). Color blanco rosa a naranja pálido (10 YR 8/2). Algunas muestras tienen clastos alargados de color rojizo. Muy bien cementada.</p> <p>L32: Arenisca de grano medio, color verde amarillento (10GY 6/4).</p>
Miembro Floresta Metamorfoseado (Dfm)	No se identifican Litologías características.
Cuarzomonzonita de Santa Rosita (O?cs)	No se identifican Litologías características

Terrazas ubicadas al oriente

Terraza Alta (Qal 1)

La base corresponde a las mallas No 8, 9, 10 y 11 (Fig 44). De acuerdo con la composición de los clastos, en promedio el 73% de aporte son clastos con potencial procedencia de la Formación Tibet, mientras que en menores proporciones un 7% de las Unidades rojizas, un 6,5% de la Formación Capacho y un 0,5% de la Formación Floresta, a su vez la matriz representa el 13,5%. En general se tiene que las litologías pertenecientes a la Formación Tibet son: L2, L3, L6, L8, L14, L14, L18, L17, L19, L22, L24, L25, L27 y L28, para las Unidades rojizas L19 y L25, para la Formación Capacho L12 y L26 y para la Formación Floresta L4. A su vez, el tope de esta unidad corresponde a las mallas 3, 4, 5 y 6; cuya composición está dada por un 60% de clastos con potencial procedencia de la Formación Tibet, seguido de un 13% de las Unidades rojizas y las Formaciones Floresta, Montebel y Capacho con un porcentaje inferior a la unidad. A grosso modo las litologías pertenecientes a la Formación Tibet son: L5, L8, L11, L14, L15, L16, L17, L18, L19, L20 y L22. Para las Unidades rojizas L1, L9 y L19. Para la Formación Floresta L13, la Formación Capacho L12 y la Formación Montebel L21.

De acuerdo con la composición de los clastos para la base y tope de la terraza alta, se tiene que el área fuente potencial son las zonas inmediatamente adyacentes a estas terrazas, que corresponden a las laderas del valle estrecho conformado por rocas de la Formación Tibet, en cuanto a los clastos de las Unidades rojizas (Fm Girón y Cucho) y la Formación Floresta, la procedencia está asociada a los afloramientos ubicados al SE de la zona de estudio, mientras que las litologías pertenecientes a la Formación Capacho y a la Formación Montebel (Litologías rojizas y lodolitas verdosas), se relacionan con los afloramientos ubicados al SW.

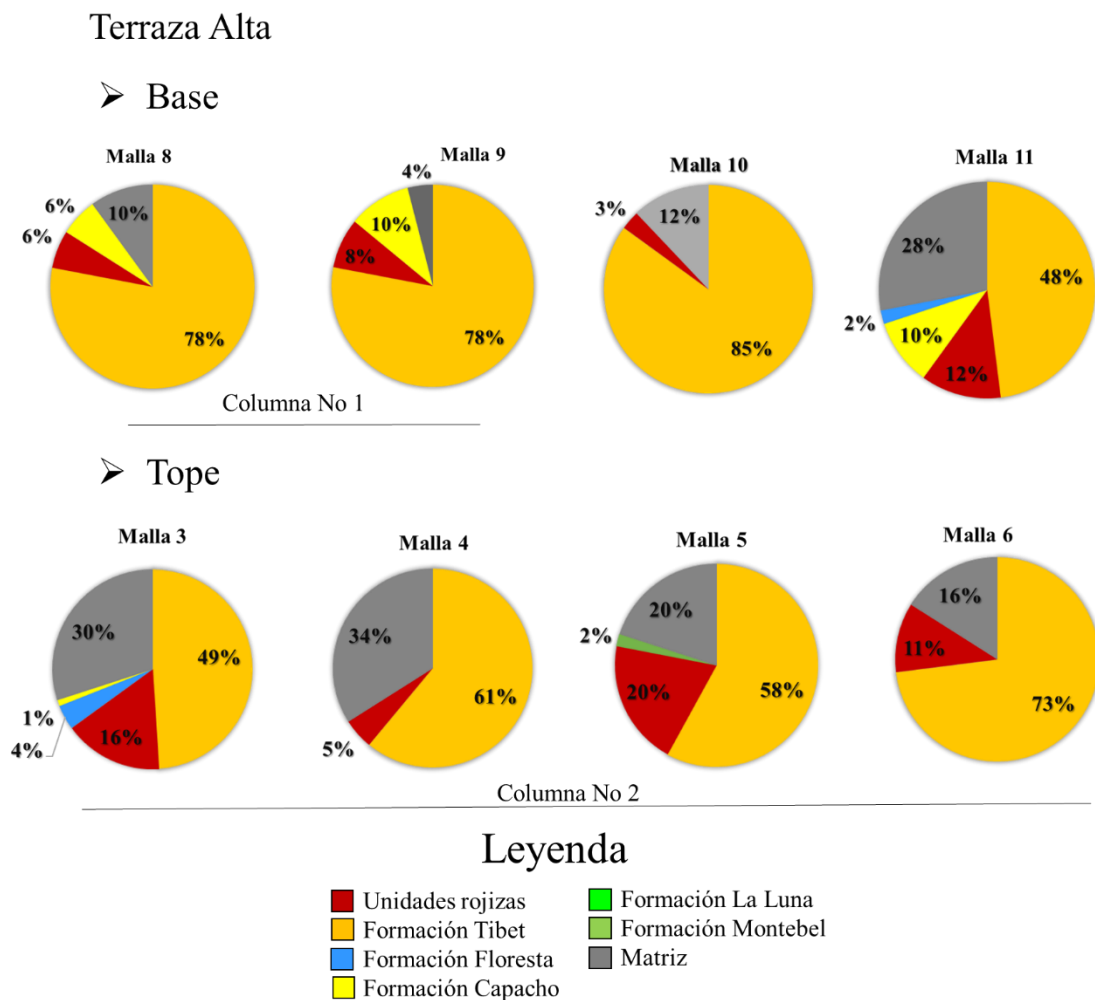


Fig. 44. Unidades potenciales de procedencia para la base y el tope de la terraza alta (Qal 1), ubicadas al oriente.

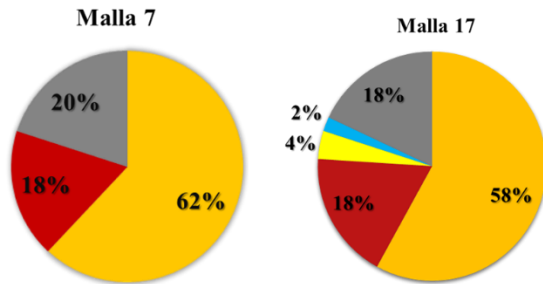
Terraza Baja (Qal 2)

La base corresponde a las mallas 7 y 17 (Fig. 45), de acuerdo con la composición de clastos, el 60% corresponde a clastos con potencial procedencia de la Formación Tibet, seguido de un 18% de las Unidades rojizas, finalmente un 2% de la Formación Capacho y 1% de la Formación Floresta, la matriz corresponde al 38%. Las litologías asociadas a estas unidades están dadas de la siguiente manera, la Formación Tibet (L3, L14, L18, L19 y L23), las Unidades rojizas (L19, L9 y L1) y la Formación Capacho (L12) y Formación Floresta (L3). A su vez, el tope corresponde a las Mallas 1 y 2. En cuanto a la composición predominan los clastos que provienen potencialmente de las Unidades rojizas con un 51% de equivalencia, seguido de un 43% de la Formación Tibet y en cantidades menores, la Formación Floresta con un 7% y las Formaciones Capacho y Montebel con 1%.

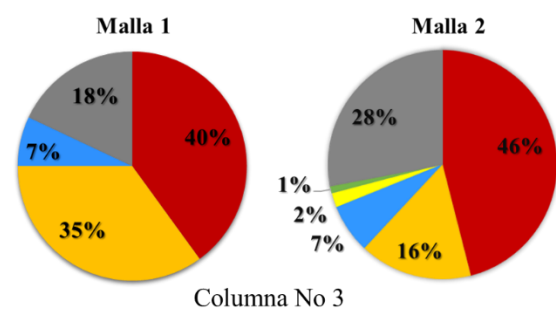
De acuerdo con la composición de los clastos, la base está compuesta en mayor proporción por clastos cuya área fuente potencial son las zonas inmediatamente adyacentes a estas terrazas (Formación Tibet), sin embargo, tiene un aporte menor de litologías rojizas, más lejanas al depósito, lo que implica transporte. Por otro lado, el tope está dominado por las Unidades rojizas, en las cuales el área fuente se encuentra a 2 km de distancia en dirección NW, lo que implica un transporte importante, reflejado en las formas redondeadas de las gravas. En cuanto al aporte menor de las demás formaciones, su aporte está relacionado ya sea a los afloramientos ubicados al SW o al SE, conforme a lo dicho anteriormente.

Terraza Baja

➤ Base



➤ Tope



Leyenda

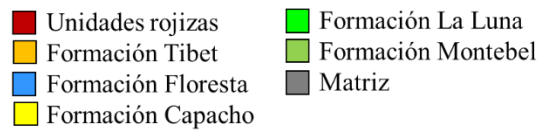


Fig. 45. Unidades potenciales de procedencia para la base y el tope de la terraza baja (Qal 2), ubicadas al oriente.

Terrazas al occidente

Sector Llano la Guerra

Se estudia la base y parte media de las terrazas que corresponde a las mallas 12, 13 y 14 (Fig 46). El depósito está conformado por el 54% de clastos con potencial procedencia de la Formación Tibet, un 24% de las Unidades rojizas (Fm Cuche, Girón y Montebel) y con porcentajes inferiores a la unidad, con clastos de las formaciones La Luna y Capacho. Cabe destacar que el clasto de la Formación la Luna es un chert negro, con laminación interna, indicador clave de procedencia; las litologías asociadas a estas unidades están dadas de la siguiente manera, la Formación Tibet (L2, L3, L6 L8, L11, L14 y L28), las Unidades rojizas (L19, L9 y L1) y la Formación Capacho (L26) y Formación La Luna (L30). Con base en la composición de los clastos, la mayor parte de clastos provienen de rocas contiguas a la ubicación de estas terrazas, que corresponde a la formación Tibet,

en adición con litologías ubicadas al W (Litologías rojizas de la Formación Montebel y litologías de las formaciones Luna y Capacho) y al SW (Formación Cucho y Formación Girón).

Sector Llano el Muerto

La descripción composicional corresponde a la malla 16. En este sector la terraza de análisis está dominada por un 40% de Riolitas (L31) provenientes de la Unidad Riolitas de Onzaga, el 38% de los clastos están asociados a rocas de la Formación Tíbet (L28, L8 y L32) y el 22% restante equivale a la matriz (Fig. 46). El área de aporte principal es la unidad subvolcánica ubicada al W de la zona de trabajo, mientras que los clastos de la Formación Tíbet, de las rocas adyacentes a la terraza. Se destaca los clastos de la Unidad Riolitas de Onzaga como clastos indicadores de procedencia, ya que, que su distribución geográfica está limitada solamente hacia el occidente de la zona de estudio, esta litología conforma una franja en dirección NE, limitada al oriente con la Falla de Boyacá.

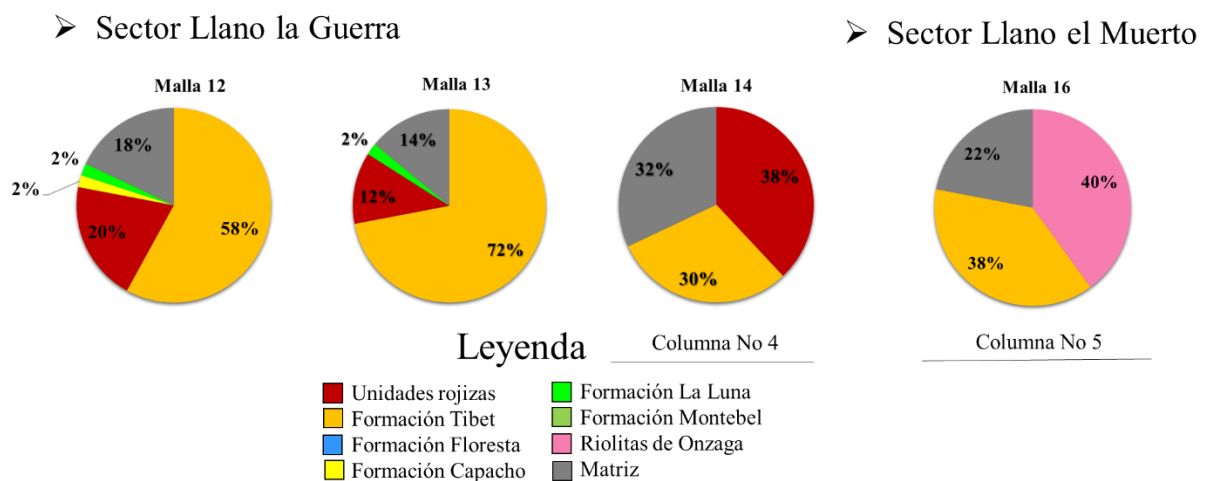


Fig. 46. Unidades potenciales de procedencia para las terrazas ubicadas el occidente de la zona de trabajo.

A continuación, se ubican los diagramas de composición para cada malla de estudio, y se agrupan de acuerdo con la clasificación de las terrazas (Qal 1: Terraza alta, Qal 2: Terraza baja, ubicadas al oriente y Qal W terrazas al occidente) (Fig. 47).

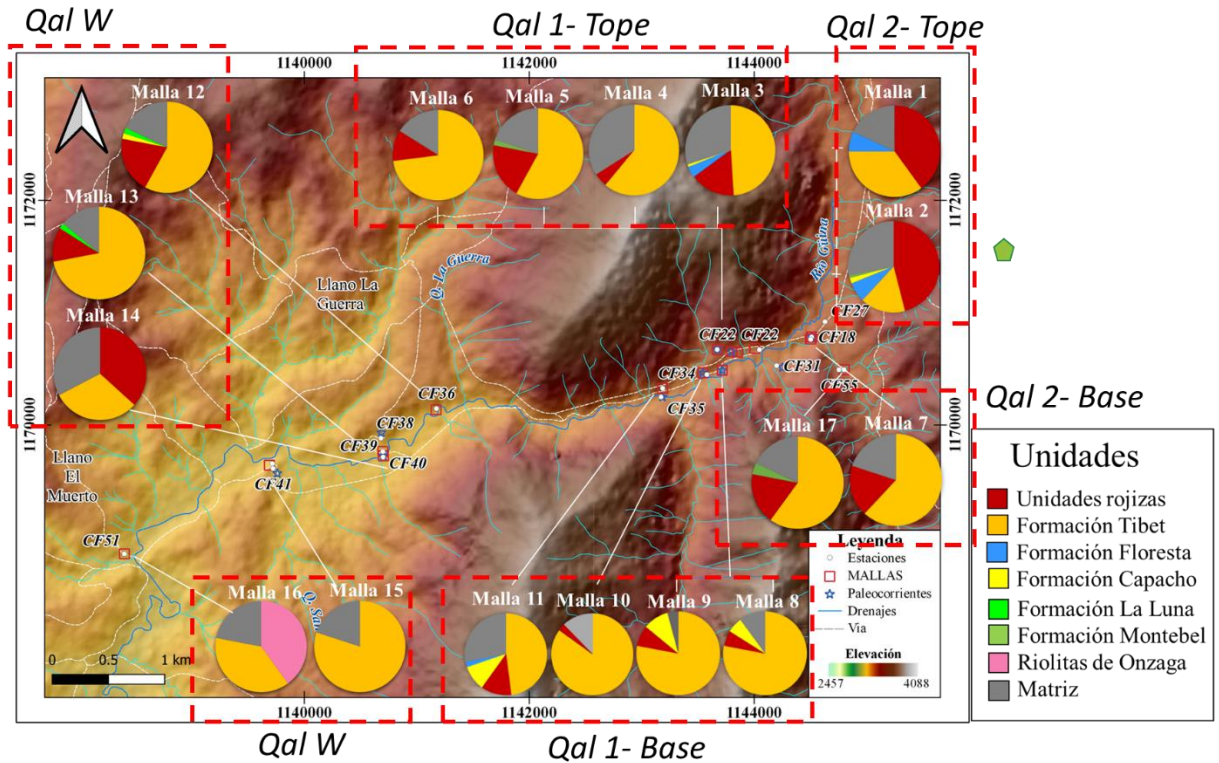


Fig. 47. Mapa de distribución porcentual de las unidades potenciales de proveniencia.

6.1.4 Análisis de paleocorrientes. En diez diferentes sitios de interés, se midieron datos de estructuras sedimentarias indicadoras de la dirección de los paleoflujos, seguidamente, se muestra el resumen de las direcciones promedio para cada estación (Tabla 5).

Tabla 5.

Resumen de las direcciones de paleoflujo.

No	Estación	Capa	X (Este)	Y (Norte)	Dirección de Paleoflujo	Estructura Sedimentaria
1	CF18	4 y 6	1144510	1170784	89 ± 37	Imbricación
2	CF22	10 y 14	1143716	1170488	99 ± 14	Cruzada Planar
3	CF22	18	1143543	1170464	87 ± 12	Cruzada Planar
4	CF27	-	1143801	1170653	73 ± 29	Imbricación
5	CF31	8	1143671	1170672	68 ± 27	Imbricación
6	CF33	3	1144251	1170512	320	Artesa
7	CF35	-	1143185	1170249	37 ± 31	Imbricación
8	CF39	-	1140704	1169726	45 ± 11	Cruzada Planar
9	CF40	-	1140686	1169932	74 ± 39	Imbricaciones
10	CF41	-	1139760	1169570	351 ± 17	Cruzada Planar
Vector Promedio de Paleoflujo					54 ± 39	

En total se recopilaron 233 mediciones de rumbo y buzamiento de las diferentes estructuras sedimentarias (imbricaciones, estratificación cruzada planar y estratificación cruzada en artesa), obteniendo como resultado un vector con dirección 54° N, con un error estimado de 39°, estos datos nos indican que la dirección con las que fueron depositados los sedimentos de estudio es Nororiente (NEE).

6.1.5 Otros depósitos cuaternarios. Conos de detritos (Qc): Hacia la parte oriental de la zona de estudio, es decir en cercanías a la divisoria de aguas, se encuentra la mayor parte de depósitos coluviales en formas de abanico. Estos depósitos corresponden a gravas matrizsoportadas, compuesta de clastos angulosos con tamaños guijarro hasta bloques, dispuestos caóticamente en una matriz de arena gruesa y gránulos, la composición de los clastos son areniscas conglomeráticas grises y cuarzoarenitas de tamaño medio bien seleccionadas (Fig. 48 y 49).

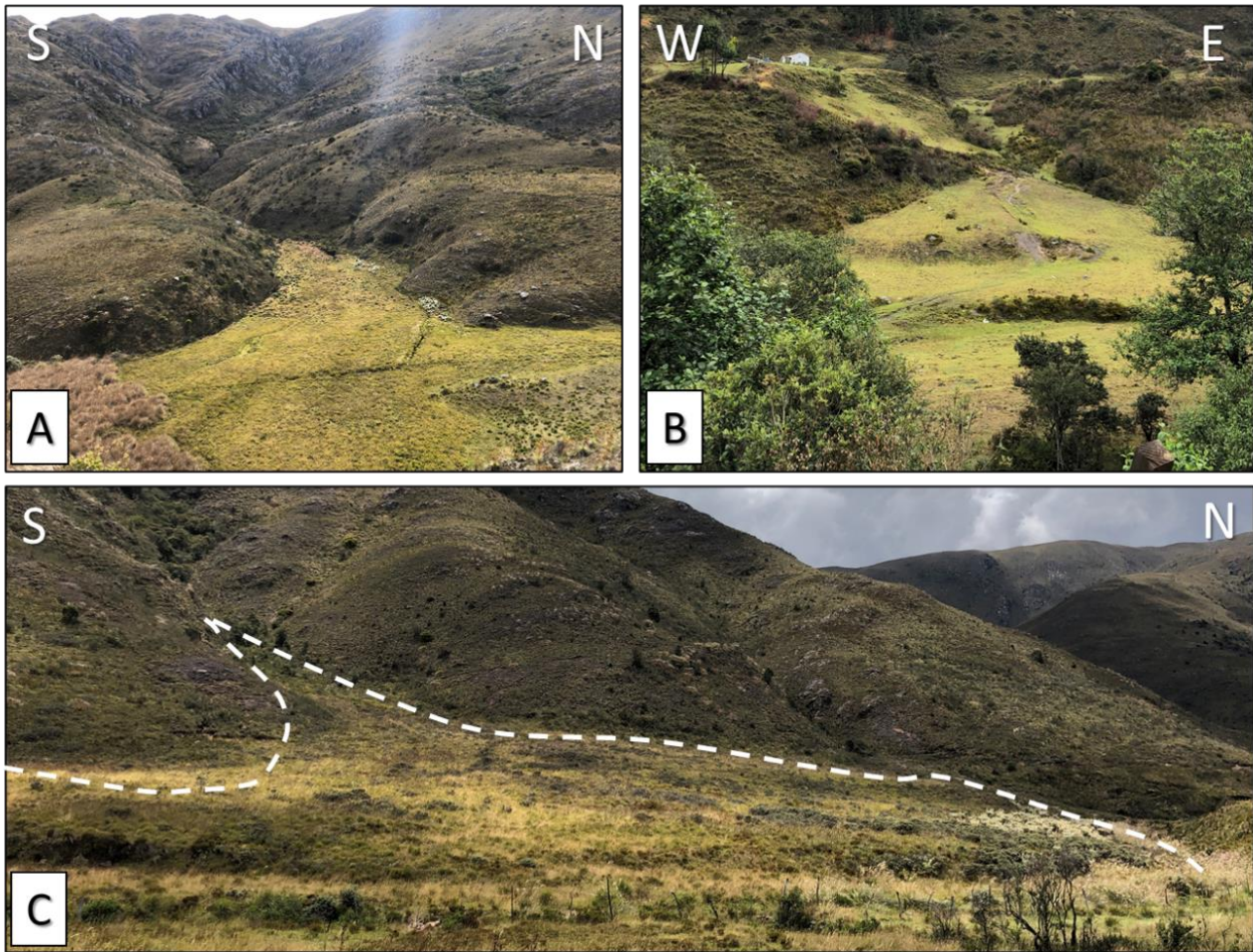


Fig. 48. Expresión morfológica de los conos de detritos en la zona de trabajo.

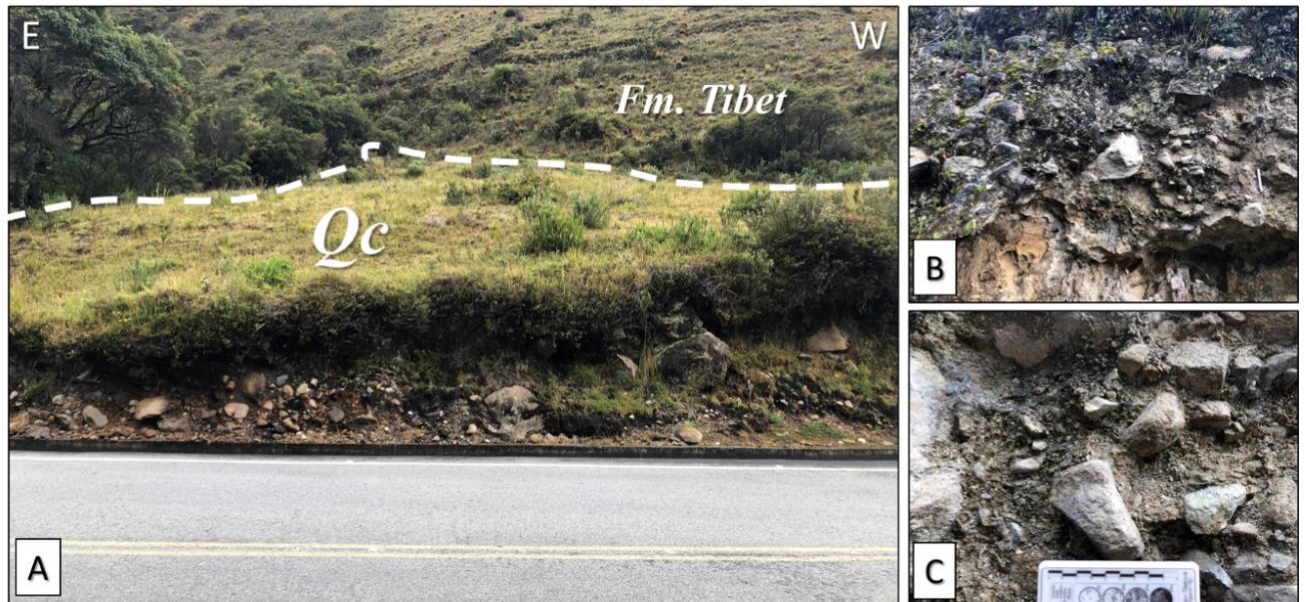


Fig. 49. Conos de detritos A) Expresión morfológica de los conos de detritos. B y C) Composición de los depósitos.

Depósitos Aluviales (Q_c): Estos depósitos aluviales son los más recientes en la escala temporal geológica, generalmente desarrollan poca extensión respecto al cauce actual de las quebradas y ríos, llegando a medir hasta más de 30 m hacia el occidente (Fig. 17 y 28).

6.2 Análisis Geomorfológico

6.2.1 Análisis Topográfico. El Perfil Swath 1 (PS1) atraviesa de SW a NE la CO y corta transversalmente estructuras principales como la Falla de Lebrija, la Falla de Chaguacá, la Falla de Bucaramanga y la Falla del río Servitá. En la divisoria occidental la topografía se mantiene invariable entre 1800 a 2400 m.s.n.m, mientras que en la divisoria oriental la topografía decrece rápidamente hasta llegar a una altura de 900 m.s.n.m, que corresponde a nivel base del río Chicamocha para esta zona. Al NE de este río, la topografía incrementa en general hasta llegar altura por encima de 3500 m.s.n.m. Se destaca: 1) La estructura en flor positiva conformada por la Falla de Bucaramanga junto a la Falla de Chaguacá y la Falla El Naranjo y 2) el río Servitá que alcanza su nivel base a los 1400 m.s.n.m (Fig 50A).

El Perfil Swath 2 (PS2) atraviesa de SWW-NEE la CO, muestra un incremento moderado en la topografía desde el río Suárez que alcanza su nivel base a los 1200 m.s.n.m, hasta el límite entre las divisorias con una elevación alrededor de 4000 m.s.n.m, sin embargo, en el flanco oriental la topografía decrece de manera rápida hasta llegar a los 1500 m.s.n.m, que corresponde al nivel base que alcanza el río Chicamocha para esta zona (Fig. 50B).

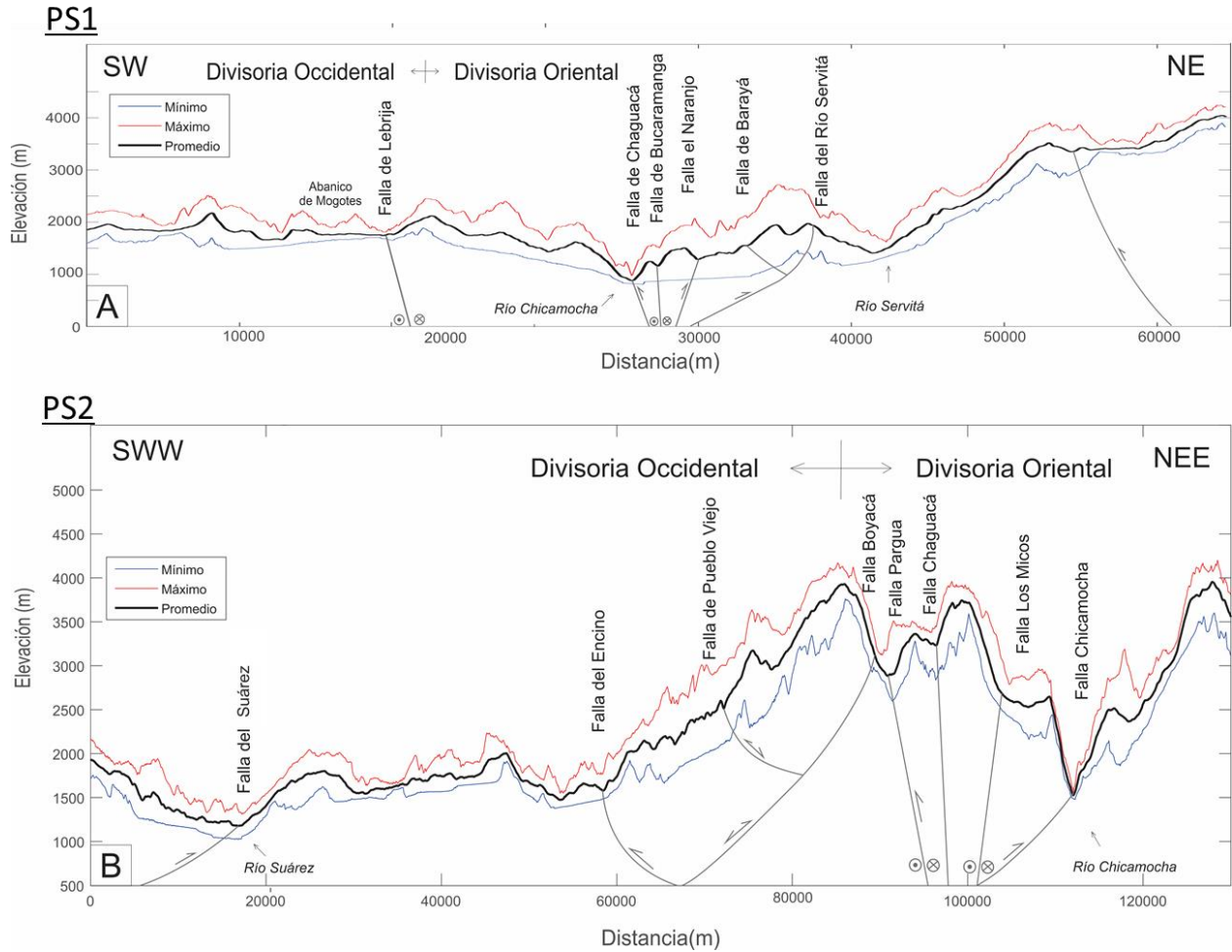


Fig. 50. Perfiles Swath (PS) mostrando la relación entre la topografía y el fallamiento. A) PS1, con una longitud de 75 km B) PS2, con una longitud de 135 km. La exageración vertical de los PS es de 10 y el ancho es de 5 km.

6.2.2 Análisis de las cuencas de drenaje. Inicialmente, se realiza el análisis de las cuencas de drenaje con base en el índice Ksn promedio para las cuencas de estudio. A simple vista, se encuentran diferencias marcada en cada flanco de la CO, en donde se tienen valores mayores de Ksn promedio en el flanco oriental (Fig. 51).

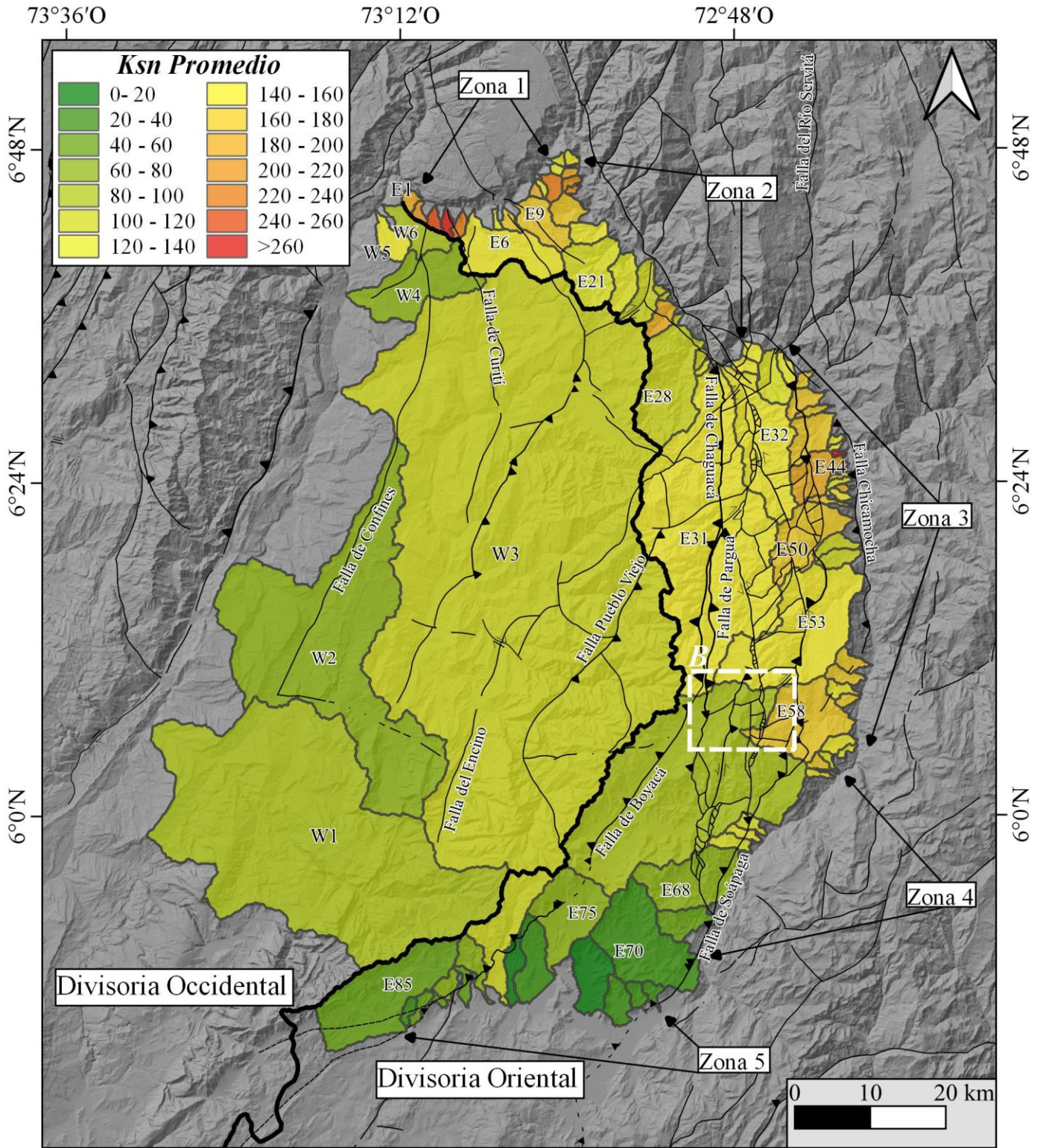


Fig. 51. Mapa de K_{sn} promedio para cada cuenca. El cuadro blanco corresponde a la localización del estudio sedimentológico.

Para el estudio en detalle se divide el área de trabajo en cinco zonas para la divisoria oriental (e.j., Zona 1, Zona 2...), esta clasificación se realiza con base la tendencia de la dirección de flujo de las zonas, mientras las cuencas de la divisoria occidental se estudian en conjunto.

El índice Ksn es dividido en 14 clases que incrementan cada 20 unidades. Los valores cualitativos en función de la actividad tectónica relativa son: baja actividad (0-60), intermedia (60-120), moderada (120-160), alta (160- 260) y muy alta (>260) , estos rangos son propuestos con base en trabajos previos (DiBiase, et al., 2010; Forte y Whipple, 2019; García-Delgado, et al., 2020).

La divisoria oriental muestra diferencias sectorizadas a lo largo de la estructura (Fig. 51, Tabla 6), en donde los valores más altos están ubicados al norte, en la zona 1, que corresponde a la terminación de las Fallas Confines y Curití y el trazo de la Falla Aratoca. La zona 2 y 3, registran valores de actividad moderada a alta, corresponde a cuencas cuyas desembocaduras son paralelas al trazo del sistema de fallas de Bucaramanga y la Falla Soapaga respectivamente, por otra parte, la actividad más baja corresponde a las zonas 4 y 5.

Tabla 6.

Índices morfométricos. PAM: Precipitación Anual Media. Ksn: el índice de inclinación del canal. IH: Integral Hipsométrica.

Cuenca	Zona	Área (Km ²)	Elevación Promedio (m)	Gradiente Promedio	Relieve Promedio	PAM (mm)	Ksn Promedio	IH
W1		922,67	2171,45	0,34	741,92	2715,35	87,91	0,40
W2		590,02	1748,27	0,27	557,41	3612,25	60,10	0,34
W3		2412,88	2157,87	0,39	864,94	2727,70	112,91	0,42
W4		93,49	1428,38	0,18	452,54	1446,50	71,23	0,68
W5		17,76	1154,74	0,29	843,11	1644,79	159,60	0,61
W6		26,78	1317,29	0,21	559,03	1377,98	98,18	0,74
E1	Zona 1	5,12	900,40	0,33	915,77	1678,53	187,48	0,58
E2		3,59	1048,69	0,34	1026,42	1401,36	213,35	0,65
E3		4,59	1203,08	0,33	1114,39	1257,98	249,82	0,69
E4		4,48	1285,99	0,32	1112,01	1270,37	269,02	0,71
E5		4,96	1231,54	0,44	1167,58	1268,87	233,00	0,66
E6		70,88	1613,34	0,27	699,12	1403,26	153,57	0,66
E7		2,27	1033,46	0,44	1111,09	989,72	125,59	0,50
E8		18,46	2966,55	0,38	700,42	1373,71	66,05	0,45
E9		30,28	1536,34	0,45	1140,06	1331,08	172,36	0,60
E10		2,51	1185,66	0,64	1447,63	1137,94	184,07	0,48
E11		2,07	1075,33	0,68	1460,75	1177,85	137,11	0,40
E12		7,76	1290,71	0,56	1342,82	1174,34	222,99	0,52
E13		2,24	1098,96	0,60	1055,00	1217,00	133,85	0,57
E14		2,14	1021,13	0,52	946,97	1217,00	112,59	0,54
E15	Zona 2	2,92	1003,14	0,52	860,00	1369,61	140,24	0,51
E16		2,54	1189,51	0,53	1078,66	1343,80	192,05	0,58
E17		3,10	1231,14	0,58	1120,80	1343,96	211,39	0,57
E18		1,57	1191,73	0,50	1048,00	1377,84	203,39	0,57
E19		14,59	1365,12	0,51	1220,61	1417,13	161,26	0,53
E20		12,82	1365,14	0,58	1175,29	1838,64	153,74	0,51
E21		51,76	1521,08	0,57	1092,50	2217,01	133,69	0,54
E22		22,91	1573,44	0,59	953,23	2047,13	135,96	0,62
E23		24,71	1599,78	0,59	872,40	2086,90	116,23	0,63
E24		1,86	1333,14	0,74	1070,86	1860,21	115,47	0,53
E25		1,24	1406,53	0,75	1188,00	2175,80	116,59	0,54
E26		12,83	1606,37	0,66	1055,76	2337,09	192,79	0,62
E27		1,44	1332,42	0,70	1047,00	1946,00	106,56	0,52
E28		99,92	1760,80	0,58	1054,83	2616,30	115,00	0,51
E29		3,38	1312,97	0,64	1108,07	2614,24	112,36	0,44
E30		2,26	1417,82	0,63	1138,44	2666,43	145,10	0,51
E31		482,09	2682,08	0,56	1147,36	1605,81	151,83	0,56
E32		110,62	2296,71	0,59	1099,61	2437,30	152,70	0,56
E33		6,42	1603,62	0,60	1211,02	2045,00	157,19	0,56
E34		5,77	1554,07	0,59	1113,61	1840,82	154,60	0,56
E35	Zona 3	22,30	1826,45	0,53	1117,63	2011,83	134,70	0,50
E36		7,15	1610,93	0,40	1197,19	1938,00	149,47	0,44
E37		4,30	1728,64	0,44	1215,16	1779,46	167,42	0,52
E38		11,77	1999,26	0,45	1305,69	2002,35	173,00	0,53

E39		4,19	1884,74	0,46	1357,10	1980,71	171,35	0,46
E40		28,14	2092,81	0,48	1268,30	2321,79	164,61	0,47
E41		2,27	1662,80	0,43	979,64	1291,00	146,93	0,51
E42		1,63	1732,09	0,37	985,75	1288,28	155,75	0,56
E43		1,32	1749,98	0,50	942,00	1142,06	261,94	0,60
E44		31,65	2392,86	0,44	1231,35	2003,29	185,89	0,54
E45		1,80	1729,43	0,26	855,94	1132,00	176,47	0,56
E46		3,20	1872,76	0,31	1009,87	1130,61	134,52	0,51
E47		1,81	1665,01	0,27	754,33	1127,80	183,51	0,55
E48		2,94	1878,96	0,47	1007,32	1095,31	143,85	0,55
E49		3,89	2365,95	0,30	1101,49	1333,17	177,05	0,59
E50		60,92	2762,03	0,48	1087,35	1307,84	178,35	0,61
E51		9,94	1946,36	0,27	979,68	1140,58	108,65	0,36
E52		11,05	1982,03	0,34	1158,67	1047,87	109,80	0,36
E53		184,13	2978,50	0,41	979,00	1181,46	142,24	0,62
E54		8,04	2436,13	0,49	1475,18	1586,48	169,35	0,50
E55		8,43	2479,36	0,48	1366,89	1625,34	179,83	0,50
E56		6,53	2435,42	0,48	1350,75	1545,49	144,50	0,49
E57		3,88	2199,15	0,44	1032,70	1346,68	160,13	0,53
E58		89,51	2914,62	0,40	1059,46	1422,52	160,07	0,53
E59		7,74	2571,78	0,35	1117,08	1260,56	150,80	0,56
E60		2,42	2314,27	0,37	850,31	1165,92	137,21	0,55
E61		2,67	2580,24	0,45	1108,83	1037,87	139,76	0,52
E62		4,62	2745,95	0,36	1039,98	1037,00	169,34	0,64
E63		2,94	2679,53	0,47	1099,80	1037,00	153,06	0,57
E64	Zona 4	494,99	3127,10	0,39	830,55	1529,73	81,80	0,44
E65		6,25	2945,79	0,41	912,45	1702,64	127,19	0,62
E66		5,53	2958,62	0,44	981,23	1631,17	155,90	0,56
E67		9,05	2962,28	0,43	866,02	1546,51	123,98	0,62
E68		80,74	2823,17	0,45	764,11	1483,70	72,75	0,44
E69		22,91	2740,42	0,44	593,49	1015,38	52,07	0,51
E70		119,20	2692,76	0,35	591,27	1263,95	35,95	0,28
E71	Zona 5	5,57	2725,12	0,36	464,62	971,97	31,19	0,53
E72		7,13	2726,02	0,36	605,62	1302,55	35,64	0,36
E73		17,88	2670,46	0,32	599,72	1185,83	25,61	0,25
E74		41,12	2619,69	0,26	557,38	1045,01	11,48	0,18
E75		80,28	3037,19	0,26	704,81	1131,60	65,27	0,38
E76		37,69	2669,82	0,20	513,41	1287,56	25,60	0,16
E77		2,35	2722,85	0,30	580,97	1552,15	53,69	0,37
E78		14,75	2637,72	0,18	409,04	1347,13	17,48	0,21
E79		70,69	3205,66	0,35	759,73	1239,87	108,93	0,49
E80		5,02	1218,74	0,50	1241,69	1318,06	171,56	0,58
E81		6,81	2735,41	0,26	600,47	1316,17	53,88	0,32
E82		8,49	2845,70	0,38	672,89	1365,76	63,15	0,46
E83		6,36	2775,72	0,31	525,33	1412,25	43,99	0,41
E84		4,93	2733,19	0,24	462,50	1404,06	33,72	0,41
E85		140,24	2931,31	0,28	609,42	1473,38	54,96	0,34
Valores Promedio		74,82	2005,92	0,43	964,79	1554,48	132,90	0,51

Adicionalmente se desarrolló el mapa de Ksn para la red de drenaje (Fig. 52), manteniendo la misma clasificación y rangos de valores de tectónica relativa usados para el mapa de Ksn promedio (baja actividad (0-60), intermedia (60-120), moderada (120-160), alta (160- 260) y muy alta (>260)).

Algunas fallas registran valores moderados a muy altos de actividad, claves para entender el potencial de actividad reciente de las estructuras, en el caso de la Falla de Bucaramanga presenta importante actividad a lo largo de su trazo, con valores de actividad alta a muy alta en el bloque colgante, de la misma manera se observan valores de alta actividad asociados al *pop up* que configuran la falla de Boyacá y sus retrocabalgamiento que corresponde a la Falla Pueblo Viejo. Así mismo, las fallas de Soapaga, Encino, Chaguacá y Chicamocha registran valores moderados a altos de Ksn, en contraste los valores de baja a intermedia actividad están concentrados en las zonas de elevada topografía como el Páramo de Güina, los municipios de Belén y Duitama (Boyacá) y también en la parte central del flanco occidental, en los alrededores de Gámbita (Santander).

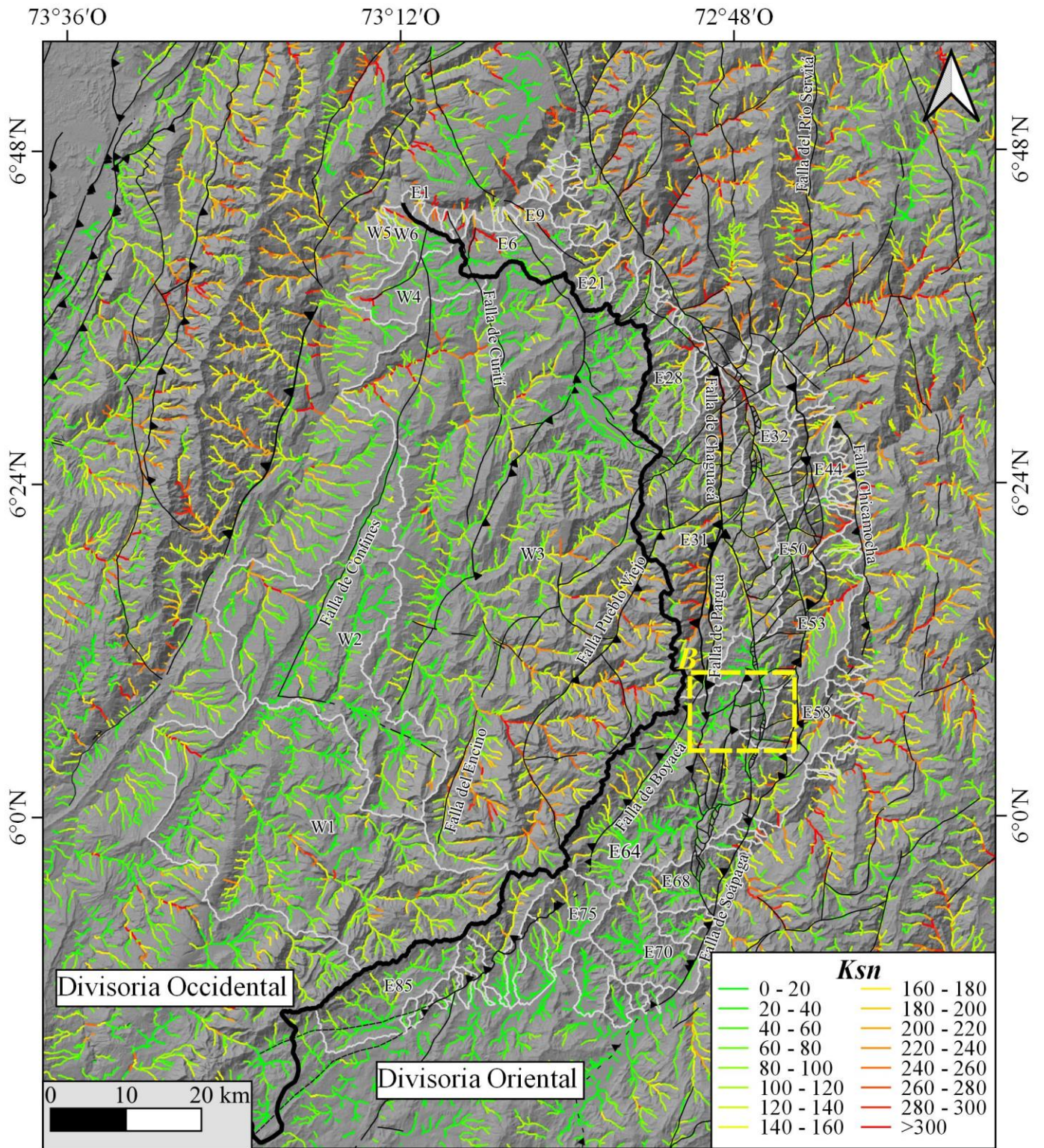


Fig. 52. Mapa de valores de K_{sn} para la red de drenaje. El cuadro blanco corresponde a la localización del estudio sedimentológico.

6.2.3 Análisis de movilidad de la divisoria. La importancia del análisis de movilidad permite evaluar la evolución del paisaje debido a los cambios en el área de drenaje de las cuencas, además debe ser considerado como una rutina en los análisis topográficos, ya que muchas de las métricas empleadas suponen que el área de drenaje no ha cambiado significativamente durante el tiempo de respuesta de una cuenca (Forte y Whipple, 2018). Las diferencias topográficas y geométricas de las cuencas de drenaje a lo largo de la CO indican variaciones en la configuración del paisaje a largo plazo, por lo tanto, se interpretan los mapas Chi (χ) y las métricas de Gilbert (elevación, relieve y gradiente), para identificar anomalías a lo largo de la divisoria principal. En el estudio de las métricas se definen cuatro segmentos de la divisoria principal en función de la curvatura del orógeno y del tipo de roca aflorante, el primer segmento (a-b) es comprendido por rocas sedimentarias devónicas y jurásicas, el segundo segmento (b-c) lo componen rocas metamórficas proterozoicas y devónicas e ígneas jurásicas, el segmento (c-d) conformado solamente por rocas ígneas jurásicas y el segmento (d-e) por rocas sedimentarias cretácicas (Fig. 3).

El mapa Chi muestra valores menores en el flanco oriental y valores mayor en el flanco occidental (Fig. 53A), esto indica que hay una potencial movilidad hacia el occidente de acuerdo a (Forte y Whipple, 2018), en contraste el mapa de elevación muestra una estabilidad marcada con valores de elevación uniformes a lo largo de la divisoria (Fig. 53 B), sin embargo en la porción norte de segmento b-c y el segmento c-d en su totalidad muestran potencial movilidad hacia el occidente, conforme al mapa Chi. Así mismo, los mapas de gradiente y relieve muestran el mismo patrón de movilidad que el mapa de elevación (Fig. 54). Por lo tanto, en el caso de la cuenca E28, se esperaría que gane área de drenaje a expensas de la cuenca W3.

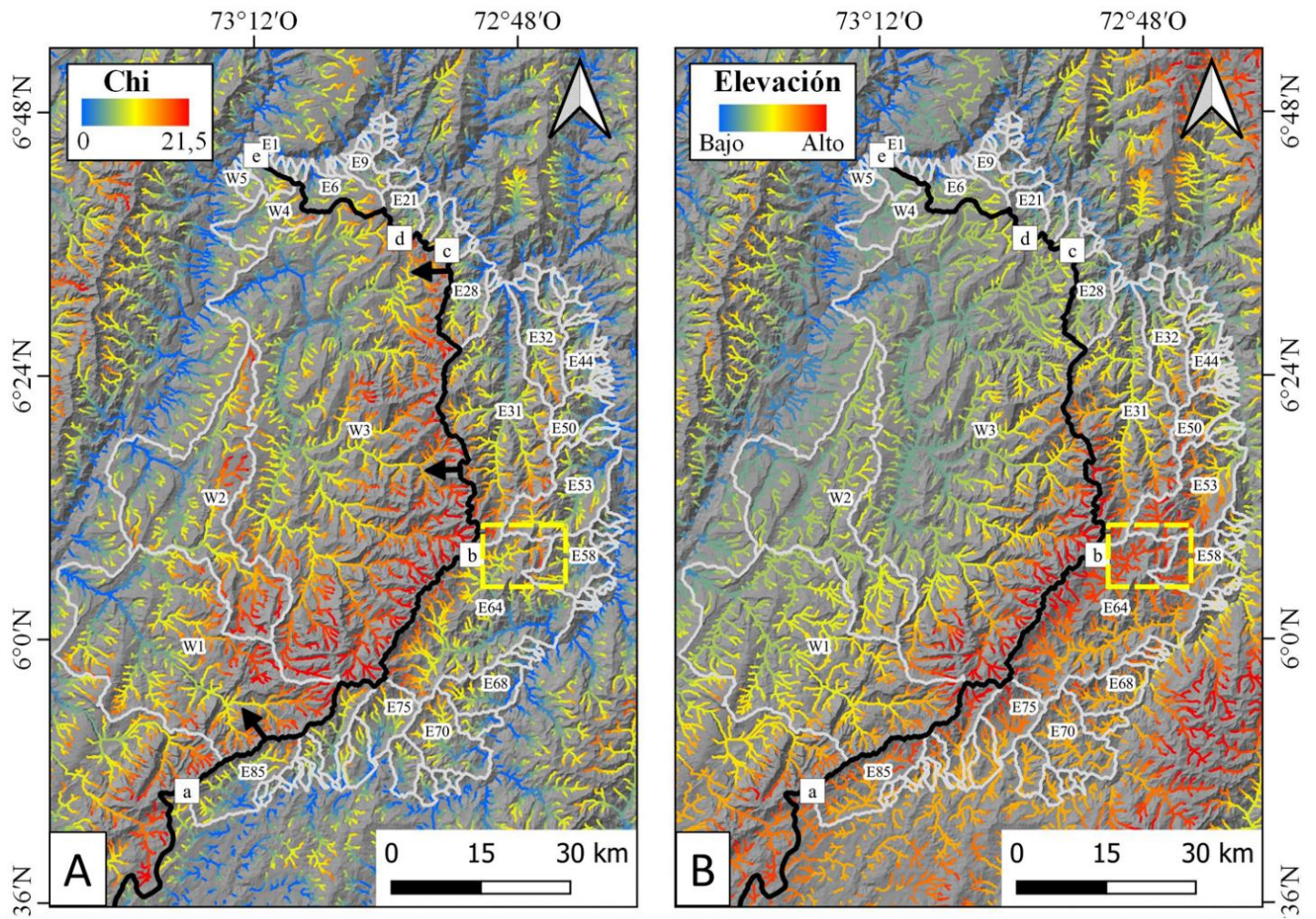


Fig. 53. a) Mapa Chi. b) Mapa de Elevación. La divisoria se mueve de los valores altos a valores bajos (Forte y Whipple, 2018). El cuadro blanco corresponde a la localización del estudio sedimentológico.

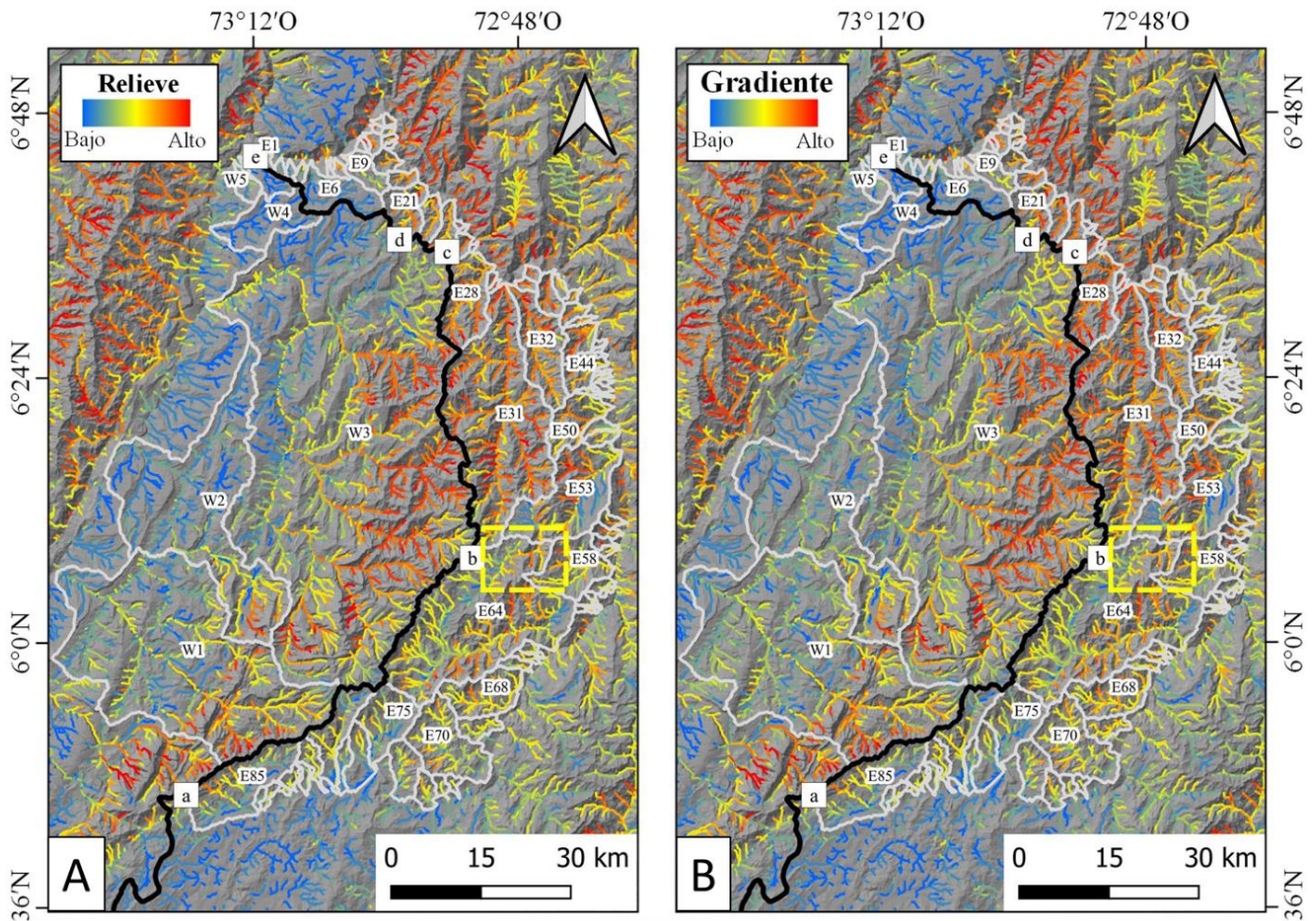


Fig. 54. a) Mapa de Relieve. b) Mapa de Gradiente. La divisoria se mueve de los valores bajos a valores altos (Forte y Whipple, 2018). El cuadro blanco corresponde a la localización del estudio sedimentológico.

Otra evidencia geomorfológica que indica dinámica de movilidad de la divisoria, son las divisorias bajas (*low divide*) (e.j., García-Delgado y Velandia, 2020), como su nombre lo indica son divisorias de cuencas de drenaje cuyo contraste de elevación no es abrupto, con fotografías proporcionadas por Google Earth Pro, se documenta un ejemplo de este tipo de evidencias (Fig. 55).

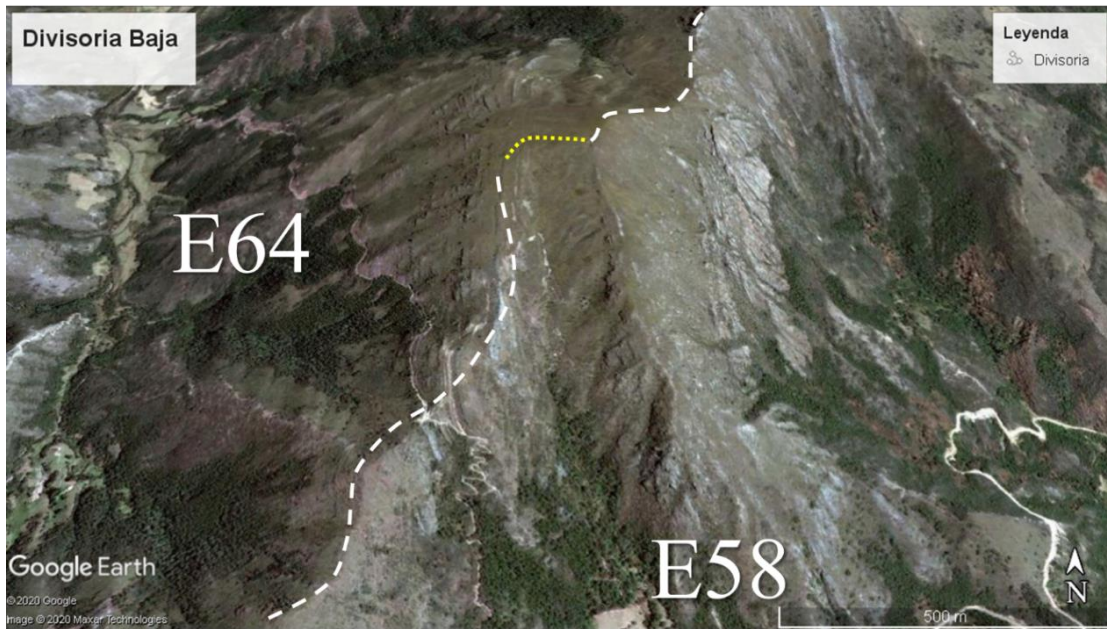


Fig. 55. Divisoria entre la cuenca E64 y la cuenca E53. Las líneas punteadas representan la divisoria, en color amarillo el segmento que corresponde a una divisoria baja (*low divide*).

7. Discusión

7.1 Génesis de las terrazas

De acuerdo con Burbank y Anderson (2012), las terrazas fluviales se pueden clasificar en dos clases: 1) Terrazas de agradación (o de construcción o de relleno) en las que los aluviones transportados por el río a lo largo de su curso, seguido por incisión lo que permite que la superficie agradacional original quede abandonada como una terraza y 2) Terrazas de degradación (o de erosión o de corte o *strath*), en la cual un río que está incidiendo dentro del lecho de roca puede crear una terraza de roca o terraza de erosión (*strath terrace*), la incisión en el lecho rocoso ocurre dentro o inmediatamente adyacente a las montañas. El término *strath*, se refiere a superficies lisas de lecho de roca adyacentes a los canales fluviales (Retallack y Roering, 2012). Las terrazas de erosión consisten de una *strath* cubierta por una secuencia relativamente delgada y simple, que consiste de una capa de facies de canales individuales cubiertos por facies de llanuras de inundación (García y Mahan, 2009; Wegmann y Pazzaglia, 2002) (Fig. 54). Aquellas terrazas que tienen la misma elevación en los lados opuestos de cualquiera de un arroyo o río, se denominan terrazas pareadas o emparejadas (Fig. 56) (García y Mahan, 2014).

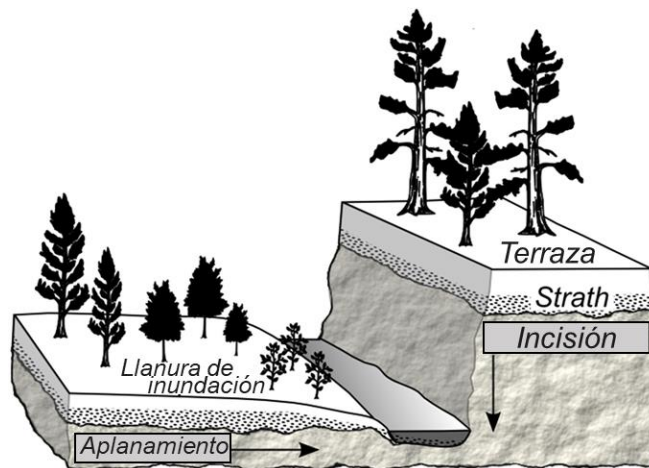


Fig. 56. Procesos de formación de las terrazas de incisión (*strath terraces*). Figura tomada y modificada de (Schanz, Montgomery, Collins, y Duvall, 2018).

Con base en la evidencia sedimentológica, los depósitos aluviales que afloran en la zona de estudio están conformados por litologías que se encuentran contiguas a los depósitos. Para el caso de la terraza alta (Qal 1), los importantes niveles de gravas de granulometrías gruesas (guijarros) con selección pobre a moderada y con clastos de formas subangulosas a subredondeadas, implican poco transporte, en adición el principal aporte de sedimento proviene de la Formación Tíbet. Por otro lado, la terraza baja (Qal 2) tiene gran aporte de la formación Tibet, sin embargo, hacia el tope la procedencia está dada por las Unidades rojizas, con una granulometría menor (guijos), con buena selección y formas subredondeadas, implicando mayor transporte; así mismo, las terrazas que afloran al occidente muestran relaciones de procedencia de las unidades adyacentes. Por lo tanto, según el origen, los depósitos se clasifican como terrazas de erosión, y según la disposición geomorfológica son terrazas pareadas; en algunas zonas se observa el lecho de roca (Fig. 56 y 57B).

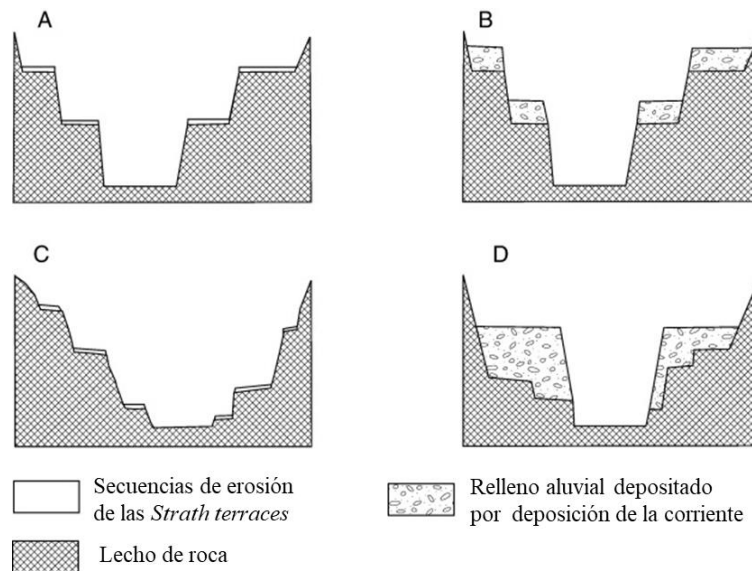


Fig. 57. Tipos de terrazas de erosión, A) Terrazas de erosión pareadas. B) terrazas de erosión pareadas, conformadas de rellenos aluviales, que cubren *straths* pareados C) Terrazas de erosión no pareadas. D) Terrazas de erosión pareadas conformadas por rellenos aluviales que cubren *straths* no pareados. Tomado de (García y Mahan, 2014).

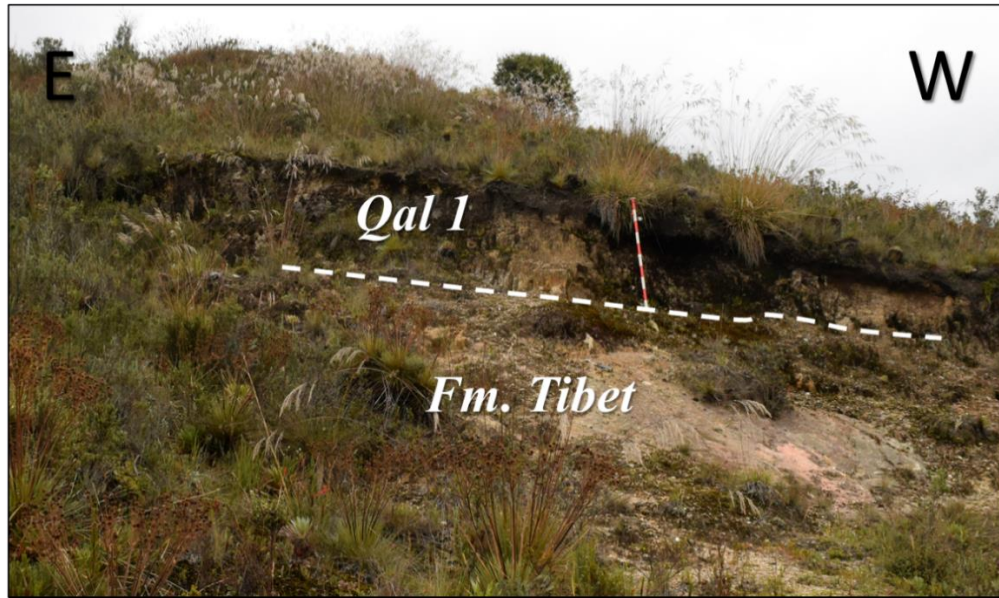


Fig. 58. Terraza alta (Qal 1), cubriendo la roca de lecho que corresponde a la Formación Tibet. Coordenada: E 1144415, N1170651.

Las terrazas de erosión se forman como resultado de dos procesos fluviales: aplanamiento lateral que bisela el *strath* y la incisión vertical que abandona el *strath* como una terraza, estos procesos son causados por ajustes en la pendiente del río, el suministro, el calibre de sedimentos y la descarga de agua (Schanz et al., 2018). El aplanamiento se relaciona a altas cargas de sedimento que protegen el lecho de roca subyacente de la incisión vertical (Sklar y Dietrich, 2001) y también puede ocurrir rápidamente a través de procesos de meteorización y erosión en la superficie de la terraza (Collins et al., 2016) y a través de la migración lateral de los canales serpenteantes (Merritts et al., 1994; Limaye y Lamb, 2016). Por otra parte, la incisión del *strath* generalmente ocurre cuando la capacidad de transporte excede el suministro de sedimento, exponiendo así la roca madre subyacente a la erosión vertical.

7.2 Área fuente

Con base en datos de paleocorrientes, el paleo flujo que genera las terrazas estaba dado en dirección NEE, estos datos son concordantes con Del Real (2013), que propone una dirección de flujo hacia el E, en dirección opuesta al flujo actual del río Güina, con una tendencia hacia el SW. Así mismo, el análisis de área fuente con las composiciones de los clastos, indica que los clastos provienen de un área ubicada al SW.

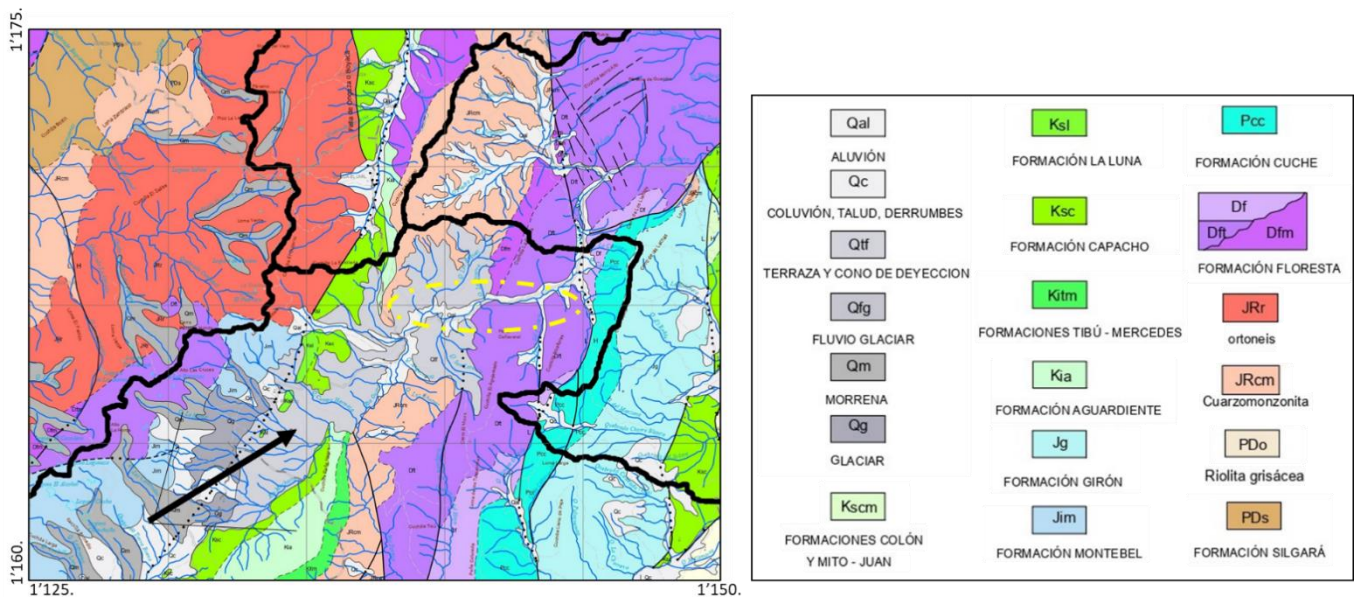


Fig. 59. Mapa Geológico modificado de Vargas et al., (1981). La flecha negra indica el vector de la dirección de paleoflujo.

7.3 Procesos de reorganización de la red de drenaje

Se documentan diversos indicadores geomorfológicos y sedimentológicos, que sustentan procesos de captura fluvial e inversión en la dirección de los drenajes, tales como:

- 1) Depósitos con litologías no locales, como es el caso de los clastos con potencial proveniencia de la Formación La Luna.

- 2) Terrazas fluviales que se encuentran inclinadas en la dirección opuesta a la dirección de flujo actual (Fig. 43)
- 3) Patrones de drenajes en espigas, en los cuales las uniones fluviales definen ángulos atípicos (entrado en ángulos rectos o apuntando aguas arriba) (Fig. 60)

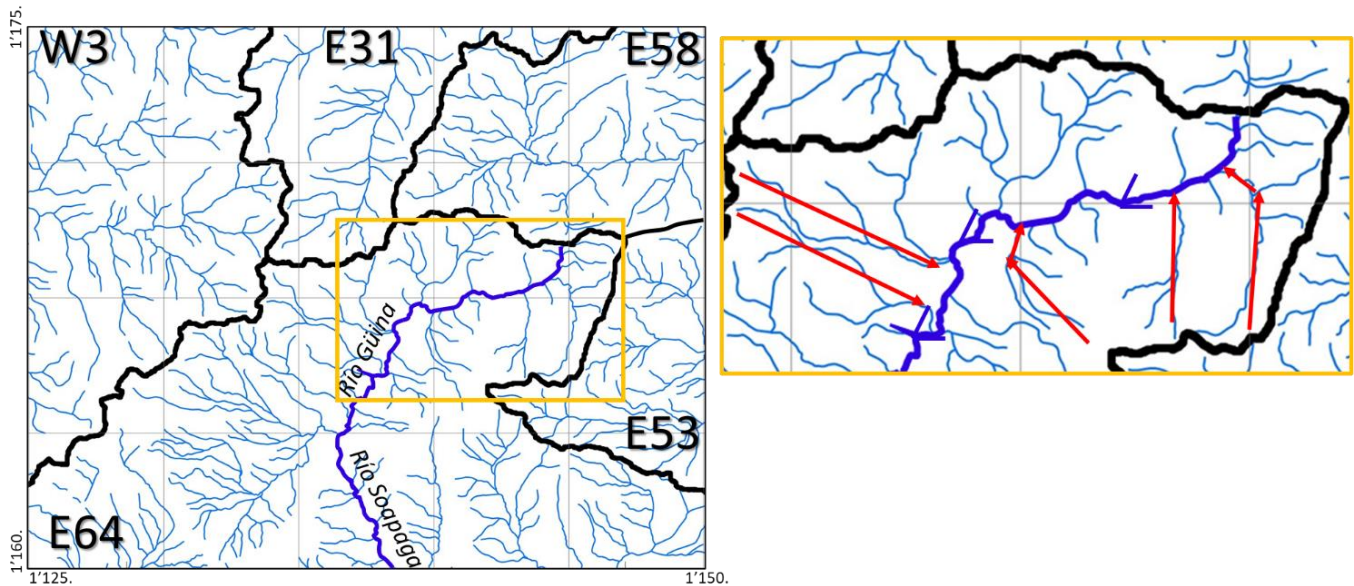


Fig. 60. Patrón de drenaje en espigas (*barbed drainage pattern*). La flecha azul indica la dirección actual de flujo del río Güina hacia el SW y las líneas rojas son los tributarios en dirección opuesta al flujo de este río principal.

7.4 Controles sobre los depósitos

Los forzamientos externos de las terrazas de erosión se pueden agrupar en cuatro grandes categorías: clima, tectónica, actividad volcánica y la acción humana (Schanz et al., 2018). Cada uno de estos forzamientos puede causar una planificación lateral o una incisión vertical; sin embargo, todos requieren que el paisaje esté experimentando un cambio de nivel de base, típicamente impulsado por un levantamiento constante de rocas, para acomodar la incisión y permitir la preservación de la terraza. En el caso de estudio, la formación de terrazas por actividad volcánica y la acción humana se descartan, debido a que en la zona circundante no hay evidencia

de vulcanismo y la acción humana es incipiente, por lo tanto, se analiza el rol del clima y la tectónica en la formación en relación con las terrazas.

Efectos del clima

De acuerdo a Schanz et al., (2018), los ciclos glaciares globales son el fenómeno climático más común relacionado con la formación de las terrazas de erosión. Un ciclo glacial se subdivide en cuatro periodos: 1) Glacial, 2) transición glacial a interglacial, 3) interglacial y 4) transición de interglacial a glacial. Los procesos de aplanación de las terrazas se atribuyen con mayor frecuencia al aumento del suministro de sedimentos durante la transición de los períodos 1 y 2, es decir, glacial a interglacial y durante los períodos glaciales (Schanz et al., 2018). Como se describió anteriormente, los depósitos de estudio están ubicadas en regiones templadas, en elevaciones mayores a 3200 m.s.n.m, además se encuentran en cercanía a depósitos de morrenas, localizados a 4 km en dirección SW. Por otra parte, Van der Hammen (1986) data materia orgánica encontrada en las gravas de origen fluvio-glacial y en paleosuelos, en diferentes terrazas en los alrededores de la Sabana de Bogotá; estas dataciones sugieren sincronía entre la deposición de gravas en la cuenca de Bogotá y los eventos glaciales en las montañas a través del Pleistoceno tardío (Helmens, 2011).

De lo anterior se entiende que es muy probable que las terrazas pudieron haber sido desarrolladas, por el impulso de los ciclos glaciales del cuaternario, sin embargo, las terrazas que afloran en el área de estudio no han sido datadas, generándose una hipótesis de trabajo para posteriores estudios.

Tectónica

La actividad tectónica conduce a la formación de terrazas de erosión a través de cambios en el nivel base inducidos por elevación y subsidencia, un aumento en la tasa de elevación de la roca a

lo largo del tiempo aumentará la pendiente del río, impulsando la incisión regional y el abandono del *strath* (Schanz et al., 2018). Con fines de analizar la actividad tectónica, se evaluó el índice Ksn (Fig. 61), se tiene que los valores de alta a muy alta actividad tectónica están asociados a los trazos de las fallas principales como es el caso de la Falla de Bucaramanga. Un caso particular son los valores Ksn altos en el *pop up* que forman la falla Pueblo Viejo y Boyacá, en un área al SW de la zona de estudio. La Falla Pueblo Viejo es poco estudiada, su proponente es Velandia (2017) y estos hallazgos de alta actividad tectónica relativa asociadas representa la necesidad de estudios posteriores en detalle. Se destaca que las fallas de Soapaga y Boyacá han sido identificadas como potencialmente activas, (Ingeominas, 1997; Velandia, 2005), conforme a los resultados soportados en este trabajo. Los estudios de la actividad neotectónica son escasos, solamente se cuenta con el trabajo de Molano y Torres (2018) que a partir índices geomorfológicos reportan un control estructural activo en el bloque colgante de la Falla de Soapaga sobre los drenajes primarios y secundarios. En resumen, la ubicación de las terrazas en este marco estructural revela la importante influencia de la tectónica a corto plazo (10^3 - 10^4 años), que condiciona la localización de estos depósitos en la divisoria de aguas.

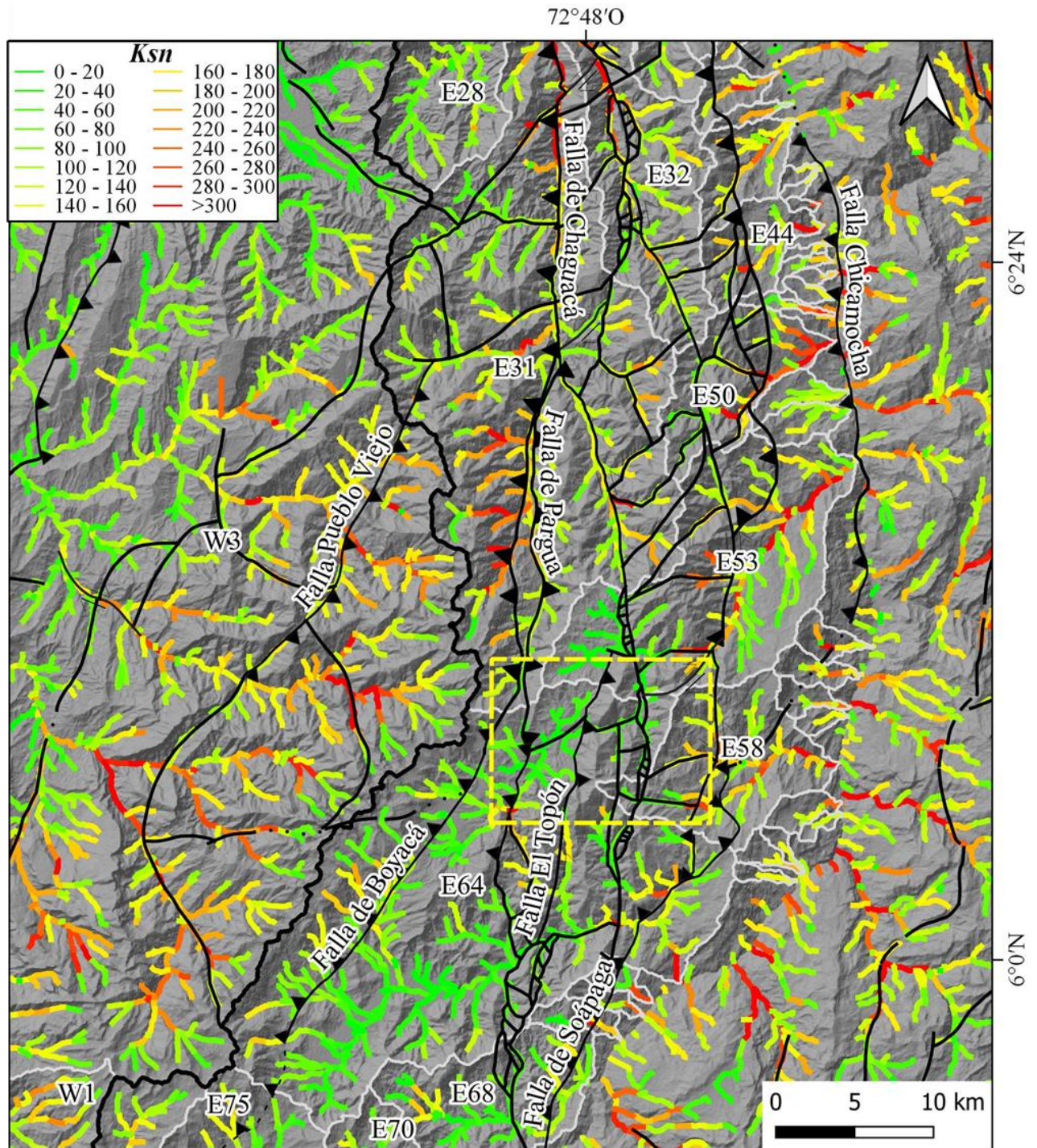


Fig. 61. Mapa de Ksn para la red drenaje en cercanía a la zona de trabajo sedimentológico (cuadro amarillo).

7. 5 Movilidad de la divisoria

Como se menciona anteriormente, la divisoria fue fraccionada en cuatro segmentos de los cuales tres de estos muestran que la divisoria estable para las métricas de elevación, gradiente y relieve mientras que Chi muestra migración hacia el occidente (Segmentos a-b, b-c y d-e; Fig. 3, Fig 53 y Fig. 54), mientras que el Segmento C-E, muestra una migración de la divisoria hacia el SW, tanto en Chi como en las tres métricas de Gilbert (Fig. 62 y 63). En cuanto a las evidencias en la zona de estudio local, se tiene que la cuenca E58, la cual tiene una potencial movilidad hacia el occidente, por lo tanto, se puede esperar posibles capturas futuras fluviales a drenajes de la cuenca E64.

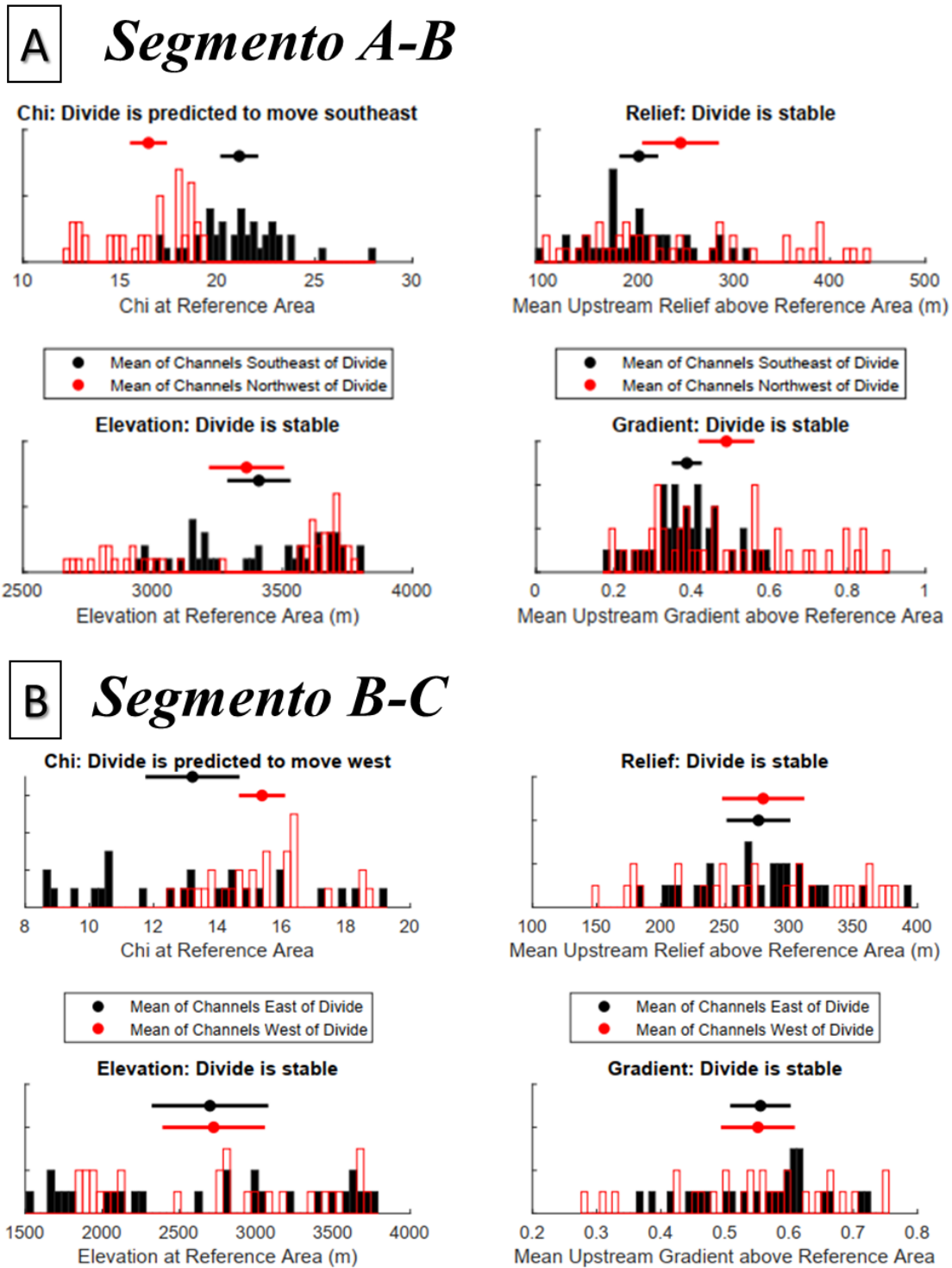


Fig. 62. Histograma para análisis de movilidad, A) segmento A-B y B) Segmento B-C.

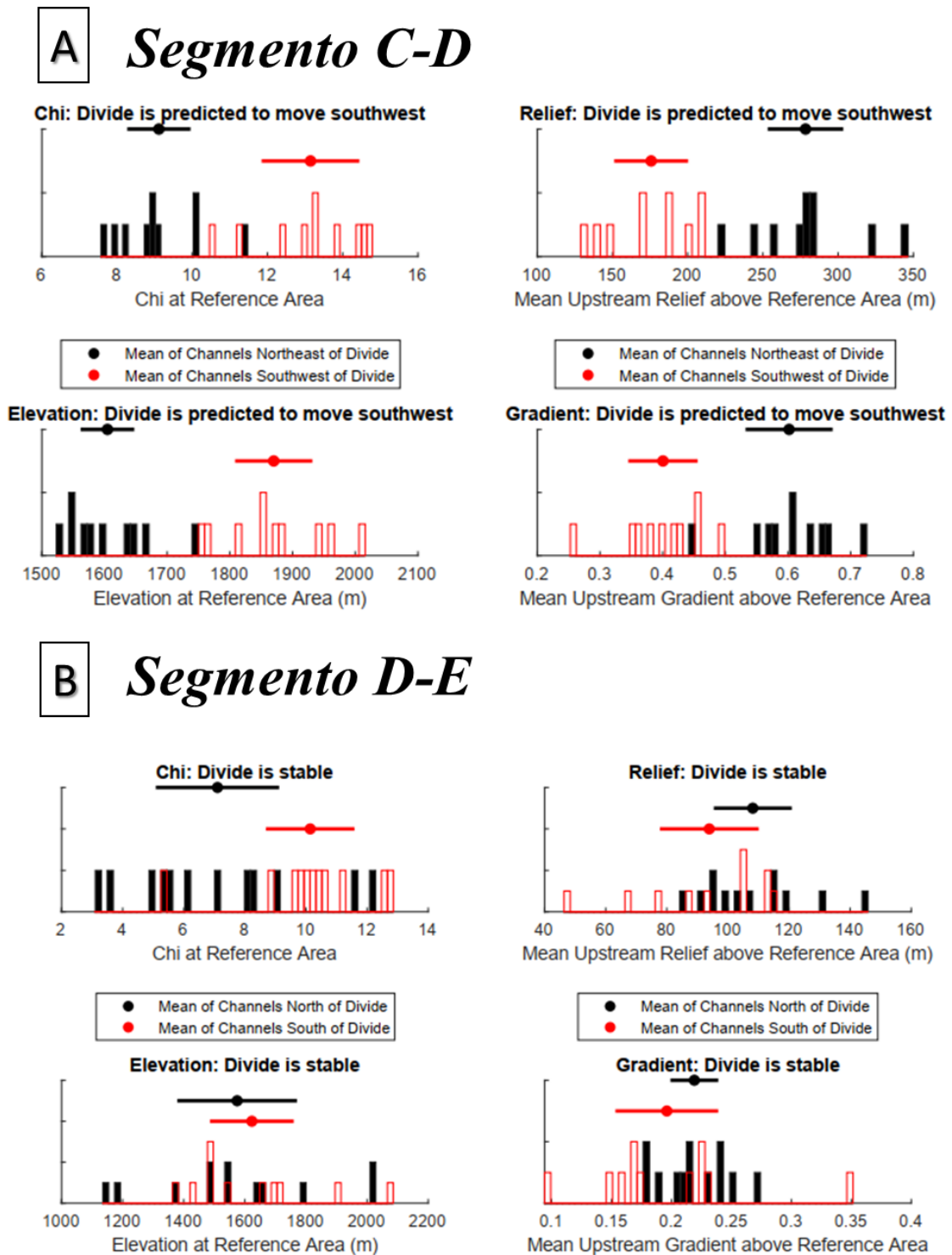


Fig. 63. Histograma para análisis de movilidad, A) Segmento C-D y B) Segmento D-E.

7.6 Evolución de la configuración actual de las terrazas fluviales

Con base en la serie de evidencias sedimentológicas y geomorfológicas se propone la siguiente secuencia de eventos que dieron lugar a la configuración del sistema actual.

- 1) Configuración inicial de la cuenca del río Susacón (Pre-Susacón): Inicialmente, la cuenca del río Susacón (E53) tenía una mayor área de drenaje, con una dirección de flujo de agua en dirección NE (Fig. 64A)
- 2) Desarrollo de las terrazas fluviales: cuya formación podría estar asociada a los eventos climáticos (Aplanamiento e Incisión en los ciclos glaciales) (Fig. 64A).
- 3) Inversión de drenaje por acción de la Falla de Chaguacá, la evidencia son los lomos de presión y lomos de fallas en la divisoria de agua. (Fig. 64B).
- 4) Formación de una cuenca cerrada en un periodo corto (Paleo cuenca). (Fig. 64B).
- 5) Captura fluvial por parte de uno de los drenajes de la cuenca del río Soapaga (E64) a la cuenca cerrada y finalmente, toda la red fluvial actual drena hacia la cuenca del río Soapaga (configuración actual de la red de drenaje) (Fig. 64C).

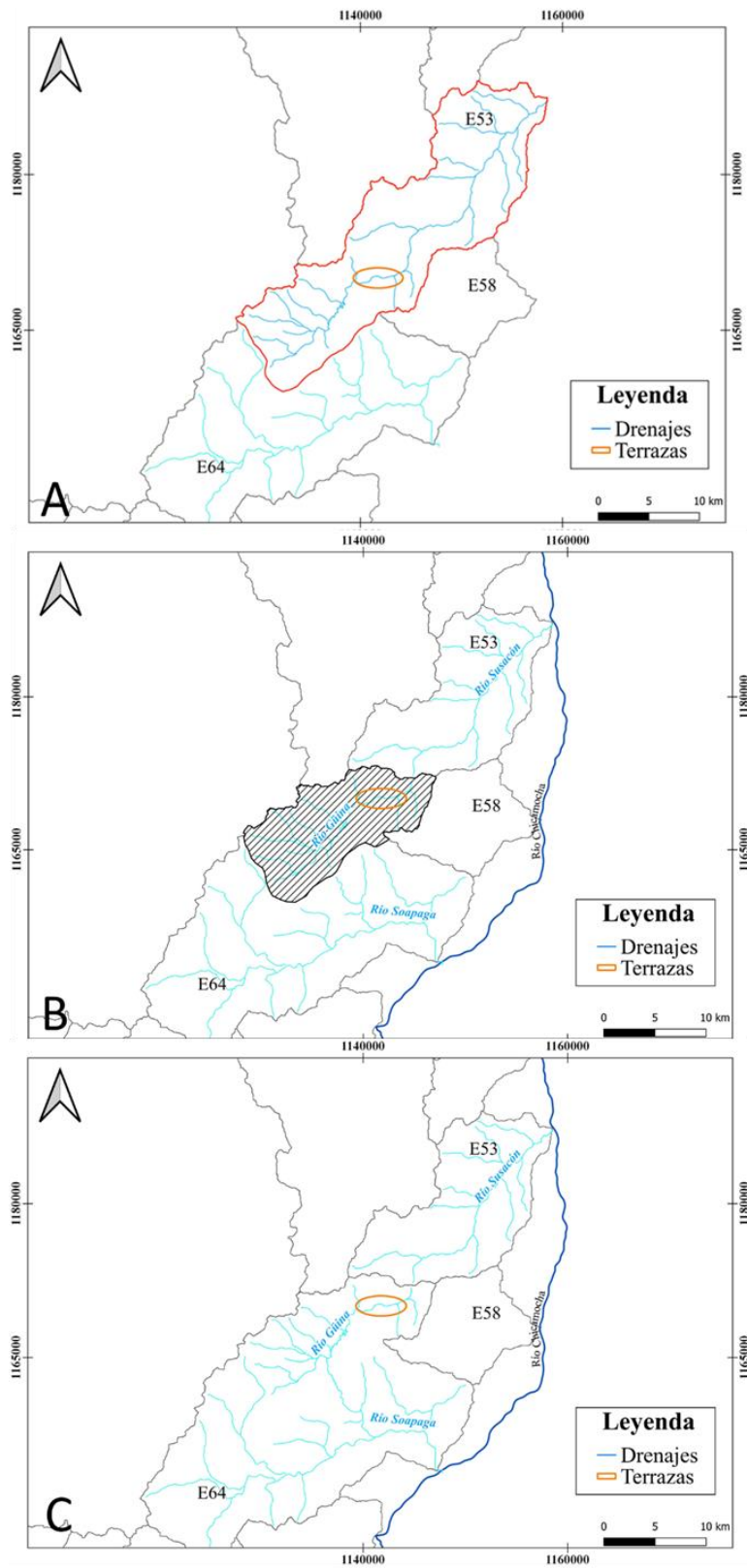


Fig. 64. Evolución de la red drenaje. A) Estado inicial, B) Levantamiento topográfico que causa la formación de una cuenca pequeña. C) Captura de la paleocuenca, que produce la configuración actual de la cuenca.

8. Conclusiones

1) El conjunto de evidencias sedimentológicas y geomorfológicas de los depósitos fluviales de estudio, permiten documentar los procesos de reorganización en la red de drenaje en el marco temporal del cuaternario, permitiendo corroborar la hipótesis planteada en la cual el proceso de inversión del río Güina es producto de la actividad reciente de la Falla Chaguacá.

2) Los depósitos cuaternarios que afloran en la zona de estudio se clasifican como terrazas de erosión (*strath terraces*), pareadas, conformadas por depósitos fluviales con procedencia de las unidades geológicas contiguas en su mayoría. En la zona oriental se logran subdividir las terrazas en: terraza alta (Qal1) y terraza baja (Qal 1), las cuales presentan diferencias tanto morfológicas como composicionales. La terraza alta descansa sobre el lecho de roca, tiene una elevación mayor y su composición principal son clastos con potencial provincia de la Formación Tibet. La terraza baja, se encuentra relleno de la parte interior de valle, tiene una elevación menor y su composición principal son clastos con potencial proveniencia de las Unidades rojizas (Formaciones Cuche, Montebel y/o Girón). Por último, las terrazas ubicadas al occidente presentan variaciones en cuanto a las litologías, sin embargo, se correlacionan de mejor manera a las terrazas bajas.

3) Clastos indicadores de procedencia de la Formación La Luna y las Riolitas de Onzaga son claves para determinar que el área fuente que origina los depósitos cuaternarios está ubicada al SW, esta aseveración es soportada por las direcciones de paleocorrientes obtenidas, las cuales arrojan una dirección de paleo flujo hacia el NEE.

4) A partir de la evaluación de los índices morfométricos se obtiene que:

- Los mapas de Ksn promedio muestran valores de actividad más altos para el flanco oriental, en la cual la Falla de Bucaramanga captura a las fallas de Boyacá y Soapaga.
- En los mapas de Ksn para la red de drenaje, los valores altos de Ksn se relacionan con los trazos de las fallas, cabe destacar la actividad alta reportada para las fallas Boyacá y Soapaga, concorde a supuestos de actividad neotectónica de estas estructuras. Así mismo la alta actividad relativa en el *pop up* que forman la Falla Pueblo Viejo y la Falla de Boyacá.
- Los mapas de migración de la divisoria muestran resultados contundentes en el segmento C-D, el cual muestra que la divisoria entre la cuenca E28 y W3, tiene una movilidad potencial hacia el W, por lo tanto, se espera a futura que esta cuenca gane mayor área mediante procesos de captura fluvial. Otro caso similar es la interacción entre las cuencas E58 y E64 con una migración esperada de igual manera hacia el W, en este caso se logra obtener imágenes de divisorias baja como evidencias de procesos de evolución del paisaje.

Recomendaciones

1. Extender el estudio sedimentológico a las terrazas ubicadas al oriente, para comprender con más detalle la distribución espacio- temporal de los constituyentes de los depósitos.
2. Crear el contexto cronológico de la formación de las terrazas, para entender el rol del clima y la tectónica en los procesos de aplanación e incisión. Se puede recurrir a diferentes métodos de datación:
 - Datación por ^{14}C , en los niveles ricos de materia orgánica encontrados en las terrazas ubicadas al occidente. La ubicación de estos niveles en la parte media y cercanos al tope, darían un aproximado a la máxima edad depósito.
 - Datación por Luminiscencia Óptica (OSL), para conocer la edad de formación.
 - Datación por análisis de la proporción de isótopos cosmogénicos.
 - Correlaciones temporales y climáticas con datos de palinología.
3. Con base en un MDE de alta resolución (1 a 5 m), trazar perfiles de las terrazas.

Referencias Bibliográficas

- Baldwin, J.A., Whipple, K.W y Tucker, G.. (2003). Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. *Journal of Geophysical Research* 108(B3). <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000550>
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., y Reyes, A. (2007). La Deformación Pre-neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología*, 29(1).
- Blatt, H. (1992). Sedimentary Petrology. New York, 514 pp. *Freeman, New York*, 514.
- Boinet, T., Bourgois, J., y Mendoza, H. (1982). Tectónica de sobrecojrimiento y sus implicaciones estructurales en el área de Pamplona-Labateca. Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, Vol. 15, pp. 67-79.
- Bookhagen, B., y Burbank, D. W. (2010). Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(3), 1-25. <https://doi.org/10.1029/2009JF001426>
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. (2012). Tectonic Geomorphology. En *Geological Magazine* (Vol. 138). Recuperado de http://search.proquest.com/docview/196409008?accountid=47173%5Cnhttp://uf2mu7dg8q.search.serialssolutions.com/?ctx_ver=Z39.88-2004yctx_enc=info:ofi/enc:UTF-8yfr_id=info:sid/ProQ%3Asciencejournalsyfrt_val_fmt=info:ofi/fmt:kev:mtx:journalyfrt.genre=unknown
- Caballero, V., Parra, M., y Mora Bohorquez, A. (2010). Levantamiento De La Cordillera Oriental

De Colombia Durante El Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano: Proveniencia Sedimentaria En El Sinclinal De Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio Del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32.

Cediél, F., Leal-Mejía, H., Shaw, R. P., Melgarejo, J. C., y Restrepo-Pace, P. A. (2011). Petroleum geology of Colombia. Geology and Hydrocarbon Potential. (Vol. 1). *Medellín - Colombia: Fondo Editorial Universidad Eafit*.

Chicangana, G y Kammer, A. (2013). Evolución tectónica de la Cordillera Oriental de Colombia. 1. Del Océano Iapeto a la Pangea: una visión preliminar. Segunda parte: Evolución Geodinámica. *Geología Colombiana*, 38(0), 75-88.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, S. H., ... Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(10), American Association of Petroleum Geologists Bulle.

Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., y Nutman, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society Special Publication*, 246, 329-346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>

Cruz, L., y Caballero, V. (2002). *Petrología sedimentaria: Guías de laboratorio. Universidad Industrial de Santander*.

DeCelles, P. G. (1988). Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. *Geology*, 16(11), 1039-1043. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<1039:LPMATT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1039:LPMATT>2.3.CO;2)

Del Real, C. H. (2013). Cartografía y Neotectónica de La Falla de Chaguacá, Prolongación sur de

la Falla de Bucaramanga. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander.

Del Real, C. H., y Velandia, F. (2013). Cartografía geomorfológica y evidencias de actividad reciente de la Falla de Chaguacá , prolongación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta. *Modalidad conferencia: XIV Congreso Colombiano de Geología*. p. 365-366 (Memorias). Julio 2013.

DiBiase, R. A., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., y Ouimet, W. B. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2), 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036>

Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62(4), 344-359.

Fonseca et al., (2015). Elaboración del instrumento de carácter técnico-ambiental que evidencie los diferentes procedimientos y técnicas necesarias para un desarrollo apropiado para la extracción de materiales de arrastre a partir del trabajo conjunto con las autoridades ambientales (corporaciones autónomas regionales), el cual debe constituirse en una herramienta de consulta y orientación conceptual y metodológica para mejorar la gestión, manejo y desempeño minero-ambiental; con base en el análisis realizado sobre seis (6) ríos tipo. INFORME TÉCNICO RÍO CHICAMOCHA. Corporación Autónoma Regional de Santander (CAS). CONTRATO N °005/2014, UPTC (Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia) - UPME (Unidad de Planeación Minero Energética).

Forte, A. M., y Whipple, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026>

Forte, A. M., y Whipple, K. X. (2019). Short communication: The Topographic Analysis Kit

(TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, 7(1), 87-95. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-87-2019>

Galvis, M. A. (2016). Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. *Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander.*

Galvis Niño, A. N., y Pinzon Briceño, A. (2016). Estudio Petrografico, Geoquimico Y Geocronologico De Las Rocas Rioliticas Aflorantes En Inmediaciones Al Municipio De Onzaga (Dpto De Santander, Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de pregrado. *Universidad Industrial de Santander.*

García-Delgado, H., Machuca, S., Velandia, F., y Audemard, F. (2020). Along-strike variations in recent tectonic activity in the Santander Massif: New insights on landscape evolution in the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 98(June 2019), 102472. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102472>

García-Delgado, H., y Velandia, F. (2020). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology*, 349, 106914. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106914>

García-Ramírez, C. A., Rey-León, V., y Valencia, V. (2017). Ortoneises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: Evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology*, 44(3), 307-327. <https://doi.org/10.5027/andgeov44n3-a04>

García, A. F., y Mahan, S. A. (2009). Sediment storage and transport in Pancho Rico Valley during and after the Pleistocene–Holocene transition, Coast Ranges of central California (Monterey County). *Earth Surface Processes and Landforms*, 2009, 34(8), 1136-1150.

García, A. F., y Mahan, S. A. (2014). The notion of climate-driven strath-terrace production

- assessed via dissimilar stream-process response to late Quaternary climate. *Geomorphology*, 214, 223-244. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.008>
- Graham, S. A. (1986). Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. *Foreland basins*, (November 2017), 425-436. <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch23>
- Gutiérrez, M. (2005). Climatic Geomorphology. *Developments in Earth Surface Processes*, (8), 755. <https://doi.org/10.1016/B978-1-4160-5009-4.50004-2>
- Houghton, P. D. W., Todd, S. P., y Morton, A. C. (1991). Sedimentary provenance studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 57(1), 1-11. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1991.057.01.01>
- Helmens, K. F. (2011). Quaternary Glaciations of Colombia. En *Developments in Quaternary Science* (1.^a ed., Vol. 15). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00058-1>
- Hergarten, S., Robl, J., y Stüwe, K. (2013). Generalized swath profiles. *Earth Surface Dynamics Discussions*, 1(1), 387-405. <https://doi.org/10.5194/esurfd-1-387-2013>
- Hooghiemstra, H., y Flantua, S. G. A. (2019). Colombia in the Quaternary: An Overview of Environmental and Climatic Change. *Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales*. In: Gómez, J. y Pinilla-Pachon, A.O. (editors), Volume 4(Quaternary), 38, 52 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.02>
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., y Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(9-10), 1423-1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>

- Howard, J. L. (1993). The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology*, 40(2), 157-174. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x>
- Ingeominas. (1997). Microzonificación sísmica del área metropolitana de Bucaramanga, Santander, Colombia. Fase I. *Informe preparado para la Gobernación de Santander, Bucaramanga*, 75.
- Ingeominas. (2003). Toma de datos en la libreta de campo. *Compilado por Caicedo, J.*
- Jordá Pardo, J. (1995). el Cuaternario: definición, límite inferior y divisiones. *Zephyrus*, XLVIII(figura 1), 53-74.
- Keller, E. A y Pinter, N. (2002). Active Tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape. En *Environmental y Engineering Geoscience*. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.iii.3.463>
- Kirby, E., y Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Koukouvelas, I. K., Zygouri, V., Nikolakopoulos, K., y Verroios, S. (2018). Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. *Journal of Structural Geology*, 116(December 2017), 241-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.007>
- Lozano, E. y Zamora, N. (2014). Anexo G Compilación De La Cuenca De La Cordillera Oriental. *Servicio Geológico Colombiano*, 21.
- Mantilla-Figueroa, L. C., García-Ramírez, C. A., y A.Valencia, V. (2016). Propuesta de escisión de la denominada «Formación Silgará» (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>

- Mantilla-Figueroa, L. C. y García-Ramírez, C. A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 40(1), 123-144. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n1-2018008>
- Martínez, J. A. (2016). Síntesis Estructural del Paleozoico en las Cuencas Subandinas. (October), 0-12. *Modalidad conferencia: XII Simposio Bolivariano de Exploración en las Cuencas Subandinas. Bogotá, DC. Colombia. Septiembre 2016.*
- Miall, A. D. (2006). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. *Springer*.
- Mojica, J., y Villarroel, C. (1984). Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cuche. *Geología Colombiana*, 13(0), 55-79.
- Molano Cárdenas, S. M. y Torres Rodríguez, M. D. (2018). Índices geomorfológicos como herramienta para la caracterización de la actividad neotectónica del sistema de fallas de Soapaga entre los municipios de Corrales y Pesca. Tesis de pregrado. *Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Sogamoso*. Recuperado de <http://repositorio.uptc.edu.co/handle/001/2267>
- Moreno, G., Díaz, J. F., y Quintero, F. A. (2011). Exploración de minerales energéticos a partir de mediciones gamaespectrométricas para potasio, Uranio y Torio en el sector central del macizo de Santander, Colombia. *Servicio Geológico Colombiano*, (Proyecto exploración de minerales energéticos (SUB09-24) área de recursos del subsuelo), 68.
- Mudd, S. M., Milodowski, D. T., Attal, M., Grieve, S. W. D., y Valters, D. A. (2014). A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2), 138-152.

<https://doi.org/10.1002/2013jf002981>

Munsell Color (Firm). (2009). Geological rock-color chart : with genuine Munsell color chips.

Grand Rapids, MI :Munsell Color.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley y Sons.

Pazzaglia, F. J. (2019). Fluvial Terraces. *arth Systems and Environmental Sciences, Elsevier.*

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12088-3>

Perron, J. T., y Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth*

Surface Processes and Landforms, 38(6), 570-576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>

Ramos, V. A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth*

Sciences, 29(1), 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>

Retallack, G. J., y Roering, J. J. (2012). Wave-cut or water-table platforms of rocky coasts and

rivers. *GSA today*, 22(6), 4-10.

Royero, J. M., y Clavijo, J. (2001). Memoria explicativa mapa geológico generalizado,

Departamento Santander. *Ingeominas. Bogotá, 77.*

Schanz, S. A., Montgomery, D. R., Collins, B. D., y Duvall, A. R. (2018). Multiple paths to straths:

A review and reassessment of terrace genesis. *Geomorphology*, 312, 12-23.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.028>

Schwanghart, W., y Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-based

software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface*

Dynamics, 2(1), 1-7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>

SGC. (2015). *Mapa Geológico de Colombia Edición 2015. 1:1.000.000*. Compilado por Gómez,

M., Montes, M., Nivia, A., Diederix, H. *Digital Edition*. Recuperado de

<http://www2.sgc.gov.co/Geologia/Mapa-geologico-de-Colombia.aspx>

- Stibane, F., y Forero S., A. (1969). Los afloramientos del Paleozoico en La Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander del Sur). *Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences*, 6(0), 31-66.
- Struth, L., Babault, J., y Teixell, A. (2015). Drainage reorganization during mountain building in the river system of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geomorphology*, 250, 370-383. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.012>
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., y Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis: A generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(4), 485-513. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>
- Toro, J., Le Cornec-Lance, S., Roure, F., Sassi, W., y Bordas-Le Floch, N. (2004). Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia. En *Deformation fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series, 1*. <https://doi.org/10.1306/1025687H13114>
- Ulloa, C., Rodríguez, E., y Rodríguez, G. (2003). Geología de la Plancha 172 Paz De Rio. Memoria Explicativa. *Ingeominas*, 111.
- Van der Hammen, T. (1986). La Sabana de Bogotá y su lago en el Pleniglacial Medio. *Caldasia*, 15(71-75), 249-262.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., y Téllez, N. (1981). Geología de las planchas 136-Málaga y 152-Soatá, cuadrángulo I-13. *Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras*, (Memoria Explicativa), 1-76.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., y Téllez, N. (1987). Geología Plancha 152-Soatá. Escala 1: 100.000. *INGEOMINAS. Bogotá*.
- Velandia, F. (2005). Interpretación De Transcurrencia De Las Fallas Soapaga Y Boyacá a Partir

- De Imágenes Landsat Tm. *Boletín de Geología*, 27(1), 81-94.
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional de Colombia-Sede Bogotá*.
- Velandia, F., y Bermúdez, M. A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*, 115(February), 190-207. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.07.020>
- Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, J. y Restrepo, A. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín geológico*, 21, 1-132.
- Wegmann, K. W., y Pazzaglia, F. J. (2002). Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6), 731-744.
- Wendy Jahel Caballero, M., Rubiano, J. L., Jairo Clavijo, T., y Sandoval, J. R. (2016). Procedencia en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena durante el cenozoico: Determinaciones con base en el análisis cuantitativo de paleocorrientes. *Boletín de Geología*, 38(1), 73-76. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016004>
- Wentworth, C. K. (1992). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Whipple, K y Tucker, G. (2002). Implications of sediment-flux dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 107(B2). <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000044>
- Whipple, K. X., DiBiase, R. A., y Crosby, B. T. (2013). Bedrock Rivers. En *Treatise on*

Geomorphology (Vol. 9). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2>

- Whipple, K. X., Forte, A. M., DiBiase, R. A., Gasparini, N. M., y Ouimet, W. B. (2017). Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(1), 248-273. <https://doi.org/10.1002/2016JF003973>
- Willett, S. D., McCoy, S. W., Taylor Perron, J., Goren, L., y Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of River Basins. *Science*, 343(6175). <https://doi.org/10.1126/science.1248765>
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., ... y Willett, S. D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398, 55. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))
- Zapata, G., Correa, A. M., Rodríguez, G., y Arango, M. I. (2017). Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Monzogranito de Santa Rosita, Cordillera Oriental, Departamentos de Santander y Boyacá. *Servicio Geológico Colombiano*, 57.

Apéndices

Apéndice A. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 1. Vía Belén-Susacón (Boyacá) E 1144510, N 1170784.

Capa 1: Grava arenosa clastosoportada (*Gcm*), pobremente seleccionada, la distribución de los clastos es polimodal, los tamaños varían desde gránulo hasta guijarro, granos subredondeados a redondeados, la esfericidad es baja. Los sedimentos tienen laminación cruda, y la imbricación es débil; la matriz (30%) es tamaño arena gruesa, el color de los sedimentos es gris oscuro (N2).

Capa 2: Grava clastosoportada polimodal (*Gcm*), de gránulo a guijarro, muy pobremente seleccionado, granos subangulares con poca esfericidad, la matriz (40%) es tamaño arena media, cuarzo predominante. El color de los sedimentos es naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).

Capa 3: Grava clastosoportada con estratificación inversa (*Gci*), los tamaños de los clastos varían de gránulo a bloques, muy pobremente seleccionado, granos subangulares con poca esfericidad, la matriz (30%) es tamaño arena media, cuarzo predominante. El color de los sedimentos es naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).

Capa 4: Limo arenoso (*Fl*), color gris muy claro (N8).

Capa 5: Intercalación de grava arenosa y arenas con laminación cruzada planar (*Gp*, *Sp*), las gravas son tamaño gránulo a guijo, moderadamente sorteada, granos subangulares a subredondeados. Se identifica tonalidad naranja amarillento pálido (10YR 8/6), producto de oxidación.

Capa 6: Arena masiva de tamaño de grano fino (*Sm*), bien seleccionada, color gris muy claro (N8).

Capa 7: Lodo ligeramente gravoso (*Fl*), color gris muy claro (N8).

Apéndice B. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 2. Inicio de poligonal: E1144016, N1170667; Fin de poligonal: E1143655, N 1170676.

Capa 1: Grava arenosa clastosoportada (*Gcm*), pobremente seleccionada, la distribución de los clastos es polimodal, los tamaños varían desde gránulo hasta guijarro, granos subredondeados a redondeados, la esfericidad es baja. Los sedimentos tienen laminación cruda, y la imbricación es débil; la matriz (30%) es tamaño arena gruesa, el color de los sedimentos es gris oscuro (N2).

Capa 2: Grava clastosoportada polimodal (*Gcm*), de gránulo a guijarro, muy pobremente seleccionado, granos subangulares con poca esfericidad, la matriz (40%) es tamaño arena media, cuarzo predominante. El color de los sedimentos es naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).

Capa 3: Grava clastosoportada con estratificación inversa (*Gci*), los tamaños de los clastos varían de gránulo a bloques, muy pobremente seleccionado, granos subangulares con poca esfericidad, la matriz (30%) es tamaño arena media, cuarzo predominante. El color de los sedimentos es naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).

Capa 4: Limo arenoso (*Fl*), color gris muy claro (N8).

Capa 5: Intercalación de grava arenosa y arenas con laminación cruzada planar (*Gp*, *Sp*), las gravas son tamaño gránulo a guijo, moderadamente sorteada, granos subangulares a subredondeados. Se identifica tonalidad naranja amarillento pálido (10YR 8/6), producto de oxidación.

Capa 6: Arena masiva de tamaño de grano fino (*Sm*), bien seleccionada, color gris muy claro (N8).

Capa 7: Lodo ligeramente gravoso (*Fl*), color gris muy claro (N8).

Capa 8: Arena bien seleccionada tamaño grueso con laminación cruzada planar en forma de cuña (*Sp*), intercaladas con láminas de gránulos (*Gp*), subredondeados, el color de los sedimentos es gris muy claro (N8).

Capa 9: Arena de grano muy fino (*Sm*), muy bien sorteada, granos subredondeados a redondeados, la capa contiene un lente de 2 cm de espesor de arena media.

Capa 10: Arena ligeramente gravosa laminación cruzada planar (*Sp*), de grano grueso, bien calibrada, los granos son angulares a subangulares, color gris muy claro (N8), laminación está buzando 20°.

Capa 11: Grava arenosa clastosoportada (*Gcm*), clastos tamaño guijo medio a guijarro, moderadamente seleccionado, clastos subangulares a subredondeados, dispuestos de manera aleatoria. El color de los sedimentos es naranjado medio (5Y 8/4).

Capa 12: Intercalación de gravas arenosas clastosoportadas (*Gp*, *Gt*) y arena ligeramente gravosa dispuestas en formas de lenticulares (*Sp*, *St*) y la capa grada de manera normal. Se identifican estructuras sedimentarias, a la base laminación en artesa y al tope laminación cruzada planar, ambas estructuras tanto en gravas como en arenas.

Capa 13: Lodo arenoso (*Fl*), color gris muy claro (N8).

Capa 14: Limo masivo (*Fsm*), con lentes de gravas y arena, color gris muy claro (N8).

Lente inferior: grava arenosa clastosoportada con estratificación cruda (*Gh*), clastos tamaño gránulo.

Lente medio: Arena fina muy bien seleccionada (*St*), con estratificación inclinada, buzando 30°.

Lente superior e inferior: Gravas clastosoportadas masivas (*Gcm*), tamaños de gránulo a guijo, bien seleccionados, clastos subangulares a subredondeados.

Capa 15: Arena de grano medio a grueso, masiva (*Sm*), moderadamente seleccionada, clastos subangulares a subredondeados, con baja esfericidad. Con lentes de gravas arenosas clastosoportadas (*Gcm*) a matrizsoportados (*Gmm*), masivos. El color de los sedimentos es amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Capa 16: Arena de grano medio a grueso, con laminación horizontal (*Sh*), intercalada con lentes alargados de gránulos clastosoportados (*Gh*). Al tope hay un lente de gravas arenosas masivas (*Gcm*), tamaño guijo medio, moradamente sorteados, clastos subangulares a subredondeados. El color de los sedimentos es amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Capa 17: Arena de grano grueso, masiva (*Sm*), bien seleccionada. Con presencia de una serie de lentes de gravas y arenas con diferente granulometría y estructuras sedimentarias, a la base *Gp*, *Gs*, en la parte media *Gcm* y al tope *Sp*. El color de los sedimentos es amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Capa 18: Arena de grano grueso a medio con laminación inclinada de bajo ángulo (*Sl*) y gradación normal, bien seleccionada, granos subangulares a subredondeados. El color de los sedimentos es amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Capa 19: Arena de grano medio masiva (*Sm*), bien sorteada, granos subangulares a subredondeados, al tope se torna ligeramente conglomerática cuyo tamaño de grano es gránulo. En la parte media hay un lente de grava clastosoportada, crudamente estratificada y con imbricación (*Gh*), clastos de tamaño guijo medio a guijo grueso. El color de los sedimentos es naranja pálido (10YR 8/2).

Capa 20: Grava clastosoportada imbricada (*Gh*), clastos de tamaño guijo medio a guijo grueso. El color de los sedimentos es naranja pálido (10YR 8/2).

Apéndice C. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 3. Vía Belén-Susacón, margen derecho, coordenada: E 1143716, N 1170765.

Capa 1: Grava clastosoportada crudamente estratificada (*Gh*), clastos tamaño guijo grueso a guijarro, mayormente guijos gruesos, moderadamente seleccionado, clastos subredondeados, la imbricación es moderada, la matriz es arena gruesa, el color de los sedimentos es marrón amarillento (10 YR 5/4), el contacto con la capa superior es difuso.

Capa 2: Grava clastosoportada (*Gh*), con gradación normal, clastos tamaño guijo grueso a guijarro, predominando a la base el tamaño guijarro y al tope guijo grueso, pobremente seleccionado, clastos subredondeados, la matriz es arenosa, el color es naranjado amarillento (10YR 8/6), la imbricación es moderada. En la parte media hay un lente de Gravas arenosas clastosoportadas (*Gp*), clastos tamaño guijo grueso, pobremente seleccionado, granos subredondeados, la matriz es arenosa; al tope se identifican gravas clastosoportadas con estratificación inclinada en artesa (*Gt*).

Capa 3: Grava clastosoportada (*Gcm*), con distribución granulométrica bimodal, la primera moda es tamaño guijo grueso y la segunda moda es tamaño guijarro a bloque, predominando el tamaño guijarro, la selección es muy pobre, los clastos son subangulares a subredondeados, la matriz es arenosa, esta capa tiene forma lenticular, el color es gris amarillento (5Y 8/4).

Capa 4: Grava clastosoportada con estratificación inclinada planar moderada (*Gp*), con distribución granulométrica bimodal, la primera moda es tamaño guijo medio y la segunda moda es guijo grueso a guijarro, predomina el tamaño guijo grueso, los clastos son subredondeados, la matriz es arenosa, el color es naranja grisáceo (10 YR 7/4), el contacto con la capa superior es difuso.

Capa 5: Grava clastosoportada con estratificación inclinada planar moderada (*Gp*), clastos tamaño guijo grueso a guijarro, predominando a la base el tamaño guijo grueso y al tope disminuye ligeramente a guijo medio, pobremente seleccionado, clastos subredondeados, la matriz es arenosa, el color es naranjado amarillento (10YR 8/6), la imbricación es moderada, el contacto con la capa superior es difuso.

Capa 6: Grava clastosoportada (*Gcm*), con distribución granulométrica bimodal, la primera moda es tamaño guijo grueso y la segunda moda es guijo medio, la selección es pobre, los clastos son subredondeados, la matriz es arenosa, el color es gris amarillento (5Y 8/4).

Capa 7: Grava clastosoportada (*Gcm*), con distribución granulométrica bimodal, la primera moda es tamaño guijo medio y la segunda moda es guijo grueso a hasta bloques, predominantemente guijo medio, la selección es pobre, los clastos son subredondeados, la matriz es arenosa, el color es gris amarillento (5Y 8/4).

Capa 8: Lodo arenoso, ligeramente tamaño guijo grueso (F1), color gris anaranjado pálido (10YR 8/2), hacia la base un lente de gravas de gránulos arenosa.

Apéndice D. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 4. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, coordenada: E 1140699, N 1169764.

Capa 1: Capa gruesa de Gravas clastosoportadas con laminación inclinada débil e imbricación pobre (*Gh*), moderadamente seleccionada, tamaño de grano guijarro pequeño, con clastos subredondeados, de poca esfericidad, color naranjado rosáceo (5Y 8/4), producto de la oxidación. La matriz del depósito es tamaño arena media a gruesa y equivale al 32%.

Capa 2: Capa delgada de lodo gravoso (*Fl*), con laminación plana ondulosa. Color rosado anaranjado (10R 7/4).

Capa 3: Capa media de lodo arenoso carbonoso (*C*), de color negro (N1), con alto contenido de materia Orgánica.

Capa 4: Capa muy gruesa de gravas clastosoportadas (*Gcm*), pobremente seleccionada, tamaño de grano guijarro pequeño, con clastos subredondeados, tamaños que varían desde guijo hasta guijarro grueso, color naranjado rosáceo (5Y 8/4). Al tope de esta capa se identifican formas de canales (*Gt*).

Capa 5: Capa muy gruesa de gravas clastosoportadas (*Gcm*) a matrizsoportada (*Gmm*), pobremente seleccionada, tamaño de grano guijarro pequeño a grande, con clastos subredondeados, tamaños que varían desde guijo hasta guijarro grueso, color naranjado rosáceo (5Y 8/4).

Apéndice E. Descripción detallada de la columna estratigráfica No 5. Vía Belén-Susacón, margen izquierdo, coordenada: E 1138415, N 1168892.

Capa 1: Grava clastosoportada crudamente estratificada (*Gh*), clastos tamaños gujio grueso a muy grueso, moderadamente seleccionado, clastos subangulosos a subredondeados, la matriz es arena media y equivale a un 35 % y el color de los sedimentos es gris medio (N6).

Capa 2: Lodo masivo (*Fsm*), color gris rosáceo (5R 8/2).

Capa 3: Gravass matrizsoportada masiva (*Gmm*), clastos de tamaño gujio mediano, subangulosos a subredondeados, al tope de la capa aumenta la cantidad de arena, de tamaño gruesa a muy gruesa, masiva (*Sm*), el color de los sedimentos es gris rosáceo (5R 8/2).

Capa 4: Grava clastosoportada masiva con gradación inversa (*Gci*), de tamaño gujio muy grueso a la base hasta gujio medio al tope, la selección es buena y las partículas tienen formas redondeadas, el color de los sedimentos es gris verdoso (5G 8/1).

Capa 5: Lodo gravoso (*Fl*), gris rosáceo (5R 8/2).

Capa 6: Gravass clastosoportada con gradación normal y laminación horizontal (*Gh*), de tamaño gujio mediano a gujio muy grueso, clastos subangulosos a subredondeados, la selección es moderada, el color de los sedimentos es gris claro (N8).

Capa 7: Lodo masivo (*Fsm*), color gris rosáceo (5R 8/2).

Capa 8: Arena de grano fino, con laminación planoparalela (*Sh*), color gris claro (N8), con franjas de color naranja, producto de oxidación.

Capa 9: Grava clastosoportada masiva (*Gcm*), clastos de tamaño gujio grueso hasta guijarro grande, la selección es pobre, clastos subredondeados, la matriz es arenosa y equivale al 18%. El color es gris rosáceo (5R 8/2).

Apéndice F. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 1.

Malla #1

Estación	CF18	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 3, capa 2	E 1144510 N 1170784	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L1	Arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (20-25%), opacos (5%) y mica (2%). Color rojo violeta (5R 5/4).	40%	Unidades rojizas: (Formación Cucho (Pcc), Formación Girón (Jg) y/o Formación Montebel (Jim))
L2	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: cuarzo (88%), feldespato (10%), opacos (1%) y mica (1%). Color gris claro (N8) a gris amarillento (5Y 8/1).	12%	Formación Tibet (Dft) y Formación Floresta (Df)
L3	Arenisca de grano medio, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: cuarzo predominante (91%), feldespato (5%), mica (3%) y opacos (1%). Color gris amarillento (5Y 8/1).	12%	Formación Tibet (Dft)
L4	Lodolita masiva, color gris verdoso (5GY 7/4).	6%	Formación Floresta (Df)
L5	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (65%), feldespato (25-30%), opacos (3%) y mica (2%). Color gris muy claro (N8).	4%	Formación Tibet (Dft)
L6	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionada, granos subredondeados a subangulares, composición: cuarzo (73%), feldespato (15-20%), fragmentos de roca (FR) (3%), mica (2%) y opacos (2%). Color gris amarillento (5Y 8/1).	4%	Formación Tibet (Dft)
L7	Lodolita micácea (7%) ligeramente arenosa. Color marrón oliva (5Y 5/6).	2%	Formación Floresta (Df)
L8	Cuarzo de Vena.	2%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz.	18%	

Apéndice G. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 1.

Malla #2

Estación		CF18		Coordenada	
Unidad/Capa		Columna 3, capa 4		E 1144510 N 1170784	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia		
L1	Arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (20-25%), opacos (5%) y mica (2%). Color rojo violeta (5R 5/4).	34%	Unidades rojizas		
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	12%	Unidades rojizas		
L2	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: cuarzo (88%), feldespato (10%), opacos (1%) y mica (1%). Color gris claro (N8) a gris amarillento (5Y 8/1).	8%	Formación Tibet (Dft) y Formación Floresta (Df)		
L10	Arenisca de grano medio, moderadamente seleccionada, granos subredondeados, composición: cuarzo (83%), feldespato (15%), opacos (1%) y mica (1%). Color amarillo anaranjado (10YR 6/6).	6%	Formación Tibet (Dft)		
L11	Arenisca de grano medio a grueso, moderadamente seleccionada, granos subredondeados a subangulares, composición: cuarzo (76%), feldespato (15-20%), mica (3%) y opacos (1%), color gris amarillento/anaranjado (5Y G/1 - 5YR 7/2).	6%	Formación Tibet (Dft)		
L7	Lodolita micácea (5-7%) ligeramente arenosa. Color marrón oliva (5Y 5/6).	2%	Formación Floresta (Df)		
L12	Arenisca micácea de grano fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (5-10%), mica (7%) y opacos (4%). Muy bien cementada. Color gris oscuro (N3).	2%	Formación Capacho (Ksc)		
L13	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: predominantemente cuarzo (91%), feldespato (3-5%), opacos (3%) y mica (1%), muy cementada. Color gris verdoso (5GY 6/1). Clasto con laminación plano paralela.	2%	Formación Floresta (Df)		
	Matriz	28%			

Apéndice H. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 3.

Malla #3

Estación	CF22	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 2, capa 3	E 1144005 N 1170683	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L11	Arenisca de grano medio a grueso, moderadamente seleccionada, granos subredondeados a subangulares, composición: cuarzo (76%), feldespato (15-20%), mica (2-3%) y opacos (1%), color gris amarillento/anaranjado (5Y G/1 - 5YR 7/2).	24%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante (65%), feldespato (30%), opacos (4%) y mica (1%). Muy bien cementada. Color de la matriz gris oscuro a gris púrpura (N3 - 5P 4/2).	10%	Formación Tibet (Dft)
L1	Arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (20-25%), opacos (5%) y mica (2%). Color rojo violeta (5R 5/4).	8%	Unidades rojizas
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	8%	Unidades rojizas
L15	Areniscas de grano medio, muy bien seleccionadas, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (25%), mica (4%) y opacos (3%). Color gris verdoso claro (5GY 8/1).	6%	Formación Tibet (Dft)
L13	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: predominantemente cuarzo (91%), feldespato (3-5%), opacos (3%) y mica (1%), muy cementada. Color gris verdoso (5GY 6/1).	4%	Formación Floresta (Df)
L8	Quarzo de vena	4%	Formación Tibet (Dft)
L16	Conglomerado tamaño gránulo, moderadamente seleccionado, granos subangulosos, predominantemente cuarzo, feldespato (10%) y FR (5%). Color gris amarillento (5Y 8/1).	2%	Formación Tibet (Dft)
L12	Arenisca micácea de grano fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (5-10%), mica (7%) y opacos (4%). Muy bien cementada. Color gris oscuro (N3).	2%	Formación Capacho (Ksc)
L17	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, predominantemente cuarzo, muy bien cementada. Color gris oscuro (N2).	2%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	30%	

Apéndice I. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 4.

Malla #4

Estación	CF22	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 2, capa 11	E 1143851 N 1170649	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición cuarzo predominante, feldespato (15-30%), opacos (7%) y mica (2%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	30%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano fino, moderadamente seleccionada, granos subredondeados, composición: cuarzo (76%), feldespato (15%-20%), opacos (3%) y mica (1%). La fracción grava es de tamaño gránulo a guijo. Color de la matriz gris oscuro a gris púrpura (N3 - 5P 4/2).	14%	Formación Tibet (Dft)
L8	Cuarzo lechoso de filón	12%	Formación Tibet (Dft)
L19	Limolita rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2).	6%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	2%	Unidades rojizas
L5	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (65%), feldespato (25-30%), opacos (3%) y mica (2%). Color gris muy claro (N8).	2%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	34%	

Apéndice J. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 5.

Malla #5

Estación	CF22	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 2, capa 17	E 1143801 N 1170653	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición cuarzo predominante, feldespato (15-30%), opacos (7%) y mica (2%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	24%	Formación Tibet (Dft)
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	16%	Unidades rojizas
L8	Cuarzo de vena	12%	Formación Tibet (Dft)
L20	Arenisca de grano fino a media, bien seleccionada, granos subredondeados, cuarzo predominante, feldespato (3%) y opacos (2%). Color rosado anaranjado (5R 7/4) La que parecía ígnea.	10%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (20-25%), opacos (2%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2)	10%	Formación Tibet (Dft)
L1	Arenisca de grano medio, bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (20-25%), opacos (5%) y mica (2%). Color rojo violeta (5R 5/4).	4%	Unidades rojizas
L21	Lodolita micácea, color gris verdoso claro (5GY 8/1)	2%	Formación Montebel (Jim)
L5	Arenisca de grano muy fino, muy bien seleccionadas, granos muy redondeados, composición: predominante cuarzo, feldespato (10%), mica (2%) y opacos (4%). Muy cementada. Color gris amarillento (5Y 8/1).	2%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	20%	

Apéndice K. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 6.

Malla #6

Estación	CF22	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 2, capa 21		
		E 1143671	N 1170672
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composicionalmente cuarzo, feldespato (30%), mica (1%) y opacos (1-5%).la Fracción grava es tamaño gránulo y guijo. Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	28%	Formación Tibet (Dft)
L19	Limolita rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2), con laminación interna plano-paralela.	22%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (20-25%), opacos (2%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2). Es característico en estas rocas la presencia de bandas de óxidos color rojo muy oscuro (5R 2/6).	20%	Formación Tibet (Dft)
L8	Cuarzo de vena.	8%	Formación Tibet (Dft)
L22	L8 (Cuarzo de vena) , moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados. Composición: cuarzo (97%) y opacos (3%). Muy bien cementada. Contactos saturados. Color rosado claro (5Y 8/4).	6%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	16%	

Apéndice L. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 7.

Malla #7

Estación	CF25	Coordenada	E 1144502	
Unidad/Capa	Base de la terraza baja		N 1170765	
Litología	Descripción		%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo y guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composicionalmente cuarzo, feldespato (15-25%), FR (5%), mica (1-2%) y opacos (1%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.		30%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (5-10%), opacos (2%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2).		14%	Formación Tibet (Dft)
L3	Areniscas de grano medio, muy bien seleccionado, granos redondeados. Principalmente cuarzo, feldespato (5-10%), opacos (2%) y mica (1%). Color gris amarillento (5Y 8/1).		10%	Formación Tibet (Dft) y Formación Capacho
L19	Limolita micácea rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2).		8%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L9	Limolita, color rojo violeta oscuro (5R 3/4		8%	Unidades rojizas
L1	Arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada, granos redondeados, composición: cuarzo (68%), feldespato (20-25%), opacos (5%) y mica (2%). Color rojo violeta (5R 5/4).		6%	Unidades rojizas
L23	Arenisca de grano grueso, moderadamente seleccionado, granos subredondeados, composición: cuarzo (98%) y mica (2%). Color gris muy claro (N9-N8).		4%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz		20%	

Apéndice M. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 8.

Malla #8

Estación		CF27	Coordenada	E 1143716
Unidad/Capa		Columna 1, Capa 1		N 1170765
Litología	Descripción		%	Unidad potencial de procedencia
L2	Arenisca de grano muy fino a fino, muy bien seleccionado, granos redondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (10%), opacos (3%) y mica (1%). Color amarillo moderado (5Y 7/6).		36%	Formación Tibet (Dft) y Formación Floresta (Df)
L6	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a muy grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionada, granos subredondeados a subangulares, composición: cuarzo (73%), feldespato (15-20%), FR (3%), mica (2%) y opacos (2%). Color gris amarillento (5Y 8/1).		16%	
L19	Limolita micácea rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2), con bandas de óxidos.		12%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (20-25%), opacos (2%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2). Presenta abundantes bandas de óxidos.		8%	Formación Tibet (Dft)
L12	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos redondeados, cuarzo predominante, feldespato (5%), mica (5-7%) y opacos (1%). color de la roca 10Y 8/2 gris verdoso claro.		6%	Formación Capacho (Ksc)
L8	Cuarzo de vena.		6%	Formación Tibet (Dft)
L7	Lodolita micácea (7%) ligeramente arenosa. Color marrón oliva (5Y 5/6).		3%	Formación Floresta (Df)
L24	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano fino, moderada selección, granos redondeados, la Fracción grava es tamaño guijo. Composición, cuarzo, feldespato (15%), opacos (10%) y mica (2%). Color gris amarillento (5Y 8/1).		3%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz		10%	

Apéndice N. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 9.

Malla #9

Estación	CF27	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 1, capa 2		
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo y guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composicionalmente cuarzo (62%), feldespato (15-25%), FR (5-10%), mica (1-2%) y opacos (1%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	44%	Formación Tibet (Dft)
L19	Limolita micácea rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2), con bandas de óxidos.	16%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (20-30%), FR (10%), mica (2-4%) y opacos (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2). Presenta abundantes bandas de óxidos.	10%	Formación Tibet (Dft)
L8	Cuarzo de vena.	10%	Formación Tibet (Dft)
L26	Arenisca lodosa de grano muy fino a fino, bien seleccionada, granos redondeados. Composición cuarzo, feldespato (5-10%), mica (7%). Color Naranja amarillento oscuro (10YR 6/6).	8%	Formación Capacho (Ksc)
L25	Arenisca de grano medio, muy bien seleccionada granos subredondeados. Composición: cuarzo, feldespato (10%), opacos (5-7%) y mica (2%). Color rojo pálido púrpura (5RP 6/2).	4%	Formación Tibet (Dft)
L3	Arenisca de grano medio, muy bien seleccionada, granos redondeados. Composicionalmente: cuarzo, feldespato (10%), mica (1%) y opacos (1%). Muy cementada. Color 10 YR 6/6 Dark yellowish orange.	2%	Formación Tibet (Dft) y Formación Capacho
L27	Arenisca de grano medio, muy bien seleccionada, granos redondeados. Composicionalmente: cuarzo (97%), mica (2%) y opacos (1%). Muy cementada. Color gris amarillento (5G Y/1).	2%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	4%	

Apéndice O. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 10.

Malla #10

Estación	CF33	Coordenada	
Unidad/Capa	Base de la terraza alta	E 1143543 N 1169764	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composicionalmente cuarzo, feldespato (15-25%), FR (5-10%), mica (1%) y opacos (1-5%). la Fracción grava es tamaño gránulo y guijo. Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	36%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (20-30%), FR (10%), mica (2-4%) y opacos (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2).	28%	Formación Tibet (Dft)
L28	Arenisca de grano fino a medio, muy bien seleccionada, granos subredondeados. Composición: cuarzo, feldespato (15%), mica (10%) y opacos (3%). Color gris amarillento (5Y 8/1).	10%	Formación Tibet (Dft)
L19	Limolita micácea rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2).	6%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L8	Cuarzo de vena	4%	Formación Tibet (Dft)
L22	Arenisca de grano medio, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados. Composición: Cuarzo (97%) y opacos (3%). Muy bien cementada. Contactos saturados. Color rosado claro (5Y 8/4).	4%	Formación Tibet (Dft)
	Matriz	12%	

Apéndice P. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 11.

Malla #11

Estación	CF34	Coordenada	
Unidad/Capa	Base de la terraza alta		
		E 1143186	
		N 1170327	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, la Fracción grava es tamaño gránulo y guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composicionalmente cuarzo, feldespatos (10%), FR (5-10%), mica (1-2%) y opacos (1%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	23%	Formación Tibet (Dft)
L19	Limolita micácea rojo grisáceo púrpura (5RP 4/2).	16%	Formación Tibet (Dft) y Unidades rojizas
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespatos (20-25%), FR (10%), opacos (2%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2).	14%	Formación Tibet (Dft)
L12	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos, composición: cuarzo, feldespatos (7%), mica (5%) y opacos (1%). Muy bien cementada. Color gris claro (N8).	10%	Formación Capacho (Ksc)
L1	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos subredondeados. Composición cuarzo, feldespatos (20-25%), mica (10%). Color gris púrpura (5P 4/2).	4%	Unidades rojizas
L8	Cuarzo de vena	3%	Formación Tibet (Dft)
L4	Lodolita masiva, color gris verdoso.	2%	Formación Floresta (Df)
	Matriz	28%	

Apéndice Q. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 12.

Malla #12

Estación	CF36	Coordenada	
Unidad/Capa	Terrazas al occidente	E 1141172 N 1170136	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L28	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulosos a subredondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (15%), Fr (1-5%), micas (1%) y opacos (1%). Color blanco rosa a naranja pálido (10 YR 8/2). Algunas muestras tienen clastos alargados de color rojizo. Muy bien cementada.	32%	Formación Tibet (Dft)
L9	Limolita arenosa, micácea (7%), color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	20%	Unidades rojizas
L2	Arenisca de grano fino a medio, muy bien seleccionada, granos redondeados. Composición: Cuarzo, feldespatos (5-7%), micas (5%) y opacos (1%). Color gris muy claro (N8).	12%	Formación Tibet (Dft) y Formación Floresta (Df)
L8	Cuarzo de vena	8%	Formación Tibet (Dft)
L11	Arenisca de grano medio a grueso, bien seleccionado, granos subredondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (35%), micas (1%) y opacos (1%). Muy cementada.	4%	Formación Tibet (Dft)
L26	Arenisca de grano medio a grueso, bien seleccionado, granos subredondeados. Composición: cuarzo (76%), feldespatos (15-20%), micas (3%) y opacos (1%), color gris amarillento (5Y G/1).	2%	Formación Capacho (Ksc)
L6	Arenisca de grano grueso, ligeramente conglomerática, moderadamente seleccionada, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo, feldespatos (25%-30%), opacos (1%) y micas (1%). Color gris muy claro (N8).	2%	Formación Tibet (Dft)
L30	Chert negro (N1) con intercalación de láminas de lodolita color marrón (10YR 5/4).	2%	Formación La Luna (Ksl)
	Matriz	18%	

Apéndice R. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 13.

Malla #13

Estación	CF39	Coordenada	E 1140704
Unidad/Capa	Terrazas al occidente		N 1169726
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L28	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulosos a subredondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (15%), Fr (1-5%), micas (1%) y opacos (1%). Color blanco rosa a naranja pálido (10 YR 8/2). Algunas muestras tienen clastos alargados de color rojizo. Muy bien cementada.	32%	Formación Tibet (Dft)
L6	Arenisca de grano grueso, ligeramente conglomerática, moderadamente seleccionada, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo, feldespatos (25%-30%), opacos (1%) y micas (1%). Color gris muy claro (N8).	24%	Formación Tibet (Dft)
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	12%	Unidades rojizas
L8	Cuarzo de vena.	8%	Formación Tibet (Dft)
L3	Arenisca de grano medio, bien seleccionada, granos subredondeados a redondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (3-5%), opacos (2%) y micas (2%). Moderadamente a bien cementada. Color gris amarillento (5Y 8/1).	8%	Formación Tibet (Dft) y Formación Capacho
L30	Chert, color gris oscuro (N3).	2%	Formación La Luna (Ksl)
	Matriz	14%	

Apéndice S. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 14.

Malla #14

Estación	CF40	Coordenada	
Unidad/Capa	Columna 4, capa 1		
		E 1140699	N 1169764
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L9	Limolita arenosa, color rojo violeta oscuro (5R 3/4).	38%	Unidades rojizas
L28	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulosos a subredondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (15-20%), Fr (3-5%), micas (1%) y opacos (1%). Color blanco rosa a naranja pálido (10 YR 8/2). Algunas muestras tienen clastos alargados de color rojizo. Muy bien cementada	20%	Formación Tibet (Dft)
L8	Cuarzo de vena	6%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca de grano medio a grueso, ligeramente conglomerática, la fracción grava es tamaño gránulo, moderadamente seleccionada, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo y feldespatos (5%). Color rojo púrpura, gran cantidad de óxidos.	4%	Formación Tibet (Dft)
L26	Arenisca de grano medio, bien seleccionada, granos subredondeados a redondeados. Composición: cuarzo, feldespatos (2%) y micas (3%). Color gris amarillento (5G Y/1). Moderadamente a bien cementada.	2%	Formación Capacho (Ksc)
	Matriz	32%	

Apéndice T. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 15.

Malla #15

Estación	CF42	Coordenada	
Unidad/Capa	-	E 1139689 N 1169642	
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca ligeramente conglomerática a conglomerática, de grano grueso a muy grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados. Varias muestras presentan una orientación aparente de clastos y en general las muestras tienen aspecto sedoso. Color gris rosáceo (5YR 8/1) y gris verdoso claro (5GY 8/1).	70%	Formación Tibet (Dft)
L14	Arenisca de grano grueso a muy grueso, bien seleccionada, granos subangulares a subredondeados. Color Gris púrpura oscuro (5RP 4/2).	4%	Formación Tibet (Dft)
L8	Cuarzo de vena	4%	Formación Tibet (Dft)
L12	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos subredondeados. Composición: cuarzo, feldespato (5%), mica (5%) y opacos (3%).	2%	Formación Capacho (Ksc)
	Matriz	20%	

Apéndice U. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 16.

Malla #16

Estación	CF51	Coordenada		E 1138415
Unidad/Capa	Columna 5, Capa 9			N 1168892
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia	
L31	Roca ígnea volcánica (Riolita), color grisáceo verdoso, con alto contenido de feldspatos y textura porfirítica.	40%	Riolitas de Onzaga (JRr)	
L28	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso, moderadamente seleccionada, granos subangulosos a subredondeados. Composición: cuarzo, feldspatos (15-20%), Fr (3-5%), micas (1%) y opacos (1%). Color blanco rosa a naranja pálido (10 YR 8/2). Algunas muestras tienen clastos alargados de color rojizo	28%	Formación Tibet (Dft)	
L8	Cuarzo de filón	6%	Formación Tibet (Dft)	
L32	Arenisca de grano medio, color verde amarillento (10GY 6/4).	4%	Formación Tibet (Dft)	
	Matriz	22%		

Apéndice V. Descripción de detalla del conteo de clastos, malla No 17.

Malla #17

Estación	CF57	Coordenada	E 1144800
Unidad/Capa	Base de la Terraza baja		N 1170493
Litología	Descripción	%	Unidad potencial de procedencia
L18	Arenisca conglomerática a ligeramente conglomerática, de grano grueso, la fracción grava es tamaño gránulo y guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo (61%), feldespato (15-25%), FR (5%), opacos (7%) y mica (2%). Color blanco rosado (10R 8/2) y tonos grises verdosos claros, producto de la alteración de los feldespatos.	46%	Formación Tibet (Dft)
L9	Limolita arenosa, color rojo medio a rojo púrpura grisáceo (5R 4/6 - 5RP 4/2).	18%	Unidades rojizas
L14	Arenisca ligeramente conglomerática, de grano medio a grueso, la fracción grava es tamaño gránulo a guijo, moderadamente seleccionado, granos subangulares a subredondeados, composición: cuarzo predominante, feldespato (15-20%), FR (10%), opacos (3%) y mica (1%). Color púrpura oscuro (5RP 4/2).	10%	Formación Tibet (Dft)
L2	Arenisca de grano fino, muy bien seleccionada, granos redondeados. Composición cuarzo, feldespato (7%), opacos (1%) y mica (1%).	4%	Formación Tibet (Dft) y Formación Floresta (Df)
L8	Cuarzo lechoso de vena	2%	Formación Tibet (Dft)
L3	Arenisca de grano medio, muy bien seleccionada, granos muy redondeados, composición: cuarzo predominante (88%), feldespato (4%), mica (7%) y opacos (1%). Color gris amarillento (5Y 8/1).	2%	Formación Tibet (Dft) y Formación Capacho
	Matriz	18%	

Apéndice W. Mediciones de Paleocorrientes

Estación		CF 18		Coordenada	E 1144484
n	65	Capa	4 y 6		N 1170780
Vector Prom		89 ± 37		E. Sedimentaria	Imbricación
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
89	13	8	12		
107	29	28	22		
133	22	41	32		
82	45	11	16		
114	27	39	25		
105	47	87	24		
116	32	56	29		
89	9	95	21		
107	32	104	40		
97	25	130	28		
83	35	104	19		
111	12	92	22		
100	28	76	21		
101	21	119	39		
48	17	100	39		
88	30	88	30		
89	13	8	12		
107	29	28	22		
133	22	41	32		
82	45	11	16		
114	27	39	25		
105	47	87	24		
116	32	56	29		
89	9	95	21		
107	32	104	40		
97	25	130	28		
83	35	104	19		
111	12	92	22		
100	28	76	21		
101	21	119	39		
48	17	100	39		

Estación		CF 22		Coordenada	E 1143805
n	30	Capa	10 y 14		N 1170658
Vector Prom		99±14		E. Sedimentaria	Cruzada Planar
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
89	19	81	14		
83	11	77	21		
90	22	86	16		
93	20	93	15		
84	19	90	18		
102	15	69	16		
83	16	97	9		
98	18	117	23		
114	17	107	18		
107	24	97	22		
110	15	104	19		
112	9	129	12		
108	14	103	20		
102	22	127	11		
104	17	111	14		
Estación		CF 22		Coordenada	E 1143543
n	10	Capa	18		N 1170464
Vector Prom		87 ± 12		E. Sedimentaria	Cruzada Planar
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
86	10	89	9		
88	6	92	6		
90	12	87	10		
92	8	80	15		
83	13	80	4		
88	11	18	4		

Estación		CF 27		Coordenada	E 1143700	
n	15				N 1170490	
Vector Prom		73 ± 29		E. Sedimentaria	Imbricación	
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	
38	33	95	35			
90	23	94	15			
86	22	80	37			
11	33	96	22			
110	27	50	37			
36	24	51	46			
102	28	100	17			
60	20					
Estación		CF 31		Coordenada	E 1143671	
n	24	Capa	8		N 1170672	
Vector Prom		68 ± 27		E. Sedimentaria	Imbricación	
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	
62	25	94	10			
51	25	96	4			
43	39	81	38			
43	47	103	39			
53	25	35	5			
43	31	60	15			
96	32	51	21			
89	30	59	30			
105	16	96	12			
42	40	66	28			
44	39	59	28			
55	42	107	18			

Estación		CF 33		Coordenada	E 1143560	
n	30	Capa	3		N 1170468	
Vector Prom		320		E. Sedimentaria	Artesa	
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	
162	23	289	10			
159	20	207	14			
151	31	285	10			
148	21	226	8			
142	23	265	12			
168	27	268	7			
150	25	293	14			
167	23	255	8			
144	25	270	6			
157	22	282	8			
159	25	264	10			
156	26	280	6			
188	35	286	23			
161	21	249	21			
158	19	244	9			
Estación		CF 35		Coordenada	E 1143188	
n	12				N 1170261	
Vector Prom		37 ± 31		E. Sedimentaria	Imbricación	
Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	
96	21	28	3			
350	53	4	26			
10	44	85	16			
38	34	2	41			
24	15	39	13			
42	19	80	21			