

Análisis y evaluación del modelo de estrato somero del *SEAM Phase II: Foothills Model*
basado en el Piedemonte Llanero, Colombia

Juan Pablo Castillo Afanador

Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo

Director

William Mauricio Agudelo Zambrano

Ph.D. en Geofísica

Codirectores

Jorge Eduardo Pinto Valderrama

M.Sc. en Geología

Sergio Alberto Abreo Carrillo

Ph.D. en Ingeniería Electrónica

Tutor

Saul Ernesto Guevara Ochoa

Ph.D. en Geofísica

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2021

Dedicatoria

A mi madre. La única razón por la que hoy estoy aquí.

Agradecimientos

Gracias al equipo de geofísica del Instituto Colombiano del Petróleo, del cual tuve la valiosa oportunidad de pertenecer, éste trabajo de grado cobra vida y anhelo genere grandes frutos en su futuro. Encabezado por el ingeniero William Agudelo, quien fue mi mentor, jefe y guía durante mi estadía en el centro de investigación, y quien posteriormente dirigiría el proyecto aquí consignado; gracias a él pude obtener la mejor experiencia de prácticas empresariales que un futuro egresado podría conocer. Igualmente a sus integrantes, la geóloga Alexandra Plata, que realizó valiosas labores en la obtención de los datos y su comprensión; a los físicos Wilmer y Dorian que facilitaron mi entendimiento en la compleja rama que es la geofísica; al Ing. Manuel Salazar que me dio grandes lecciones del mundo profesional y laboral, desconocido hasta el momento; al ingeniero Sergio Abreo y su grupo de investigación CPS que me permitirían procesar los datos sísmicos de la campaña Níscota 3D, y a todos aquellos con los que compartí un lugar en tan renombrado instituto e hicieron de tal experiencia algo inolvidable.

De igual forma debo agradecer a mi familia, mi gran compañía en esta experiencia académica, quienes retuvieron a las fuerzas imparables del tiempo que prometían desvanecer a la primera e inocente ilusión. Finalmente, a todos aquellos que estuvieron a mi lado por su transcurso en aulas, pasillos, salidas técnicas y más: docentes, compañeros y amigos cercanos que influyeron en mí cada día.

Tabla de Contenido

Introducción	14
1. Objetivos	15
1.1. Objetivo General	15
1.2. Objetivos Específicos.....	15
2. Justificación	16
3. Marco Teórico.....	17
3.1. El Piedemonte y la exploración sísmica.....	17
3.1.1. Fuente Sísmica	19
3.1.2. Dificultades	20
3.2. Estrato somero	23
3.2.1. Velocidad Uphole en el estrato somero	25
3.3. Tomografía sísmica.....	26
3.4. Cubo de velocidades	29
3.5. SEAM Phase II: Foothills Model.....	30
3.5.1. Diseño del estrato somero.....	32
4. Marco Geográfico	35
5. Marco Geológico	37
5.1. Geología Regional	37
5.2. Geología Local.....	40
5.2.1. Litoestratigrafía.....	42
5.2.1.1. Formación Une (K1K2u)	42
5.2.1.2. Formación Chipaque (K2c).....	42

5.2.1.3. Formación San Fernando (E2-N1sf).....	43
5.2.1.4. Formación Diablo (N1d).....	43
5.2.1.5. Formación Caja (N1c).....	44
5.2.2. Geología Estructural	44
5.2.2.1. Falla de los Yopos.....	44
5.2.2.2. Falla de Guaicáramo.	44
5.2.2.3. Falla de Tocaría.....	45
5.2.2.4. Sinclinal de Socochó.....	45
5.2.2.5. Sinclinal de Nuchía.....	45
5.2.3. Depósitos recientes	45
6. Evaluación del estrato somero del SEAM Phase II: Foothills Model	48
6.1. Idealización en la adquisición sísmica.....	48
6.2. Observaciones del estrato somero simulado	51
6.2.1. Evaluación de gradientes en la topografía del SEAM Phase II	53
6.3. Correlación con la cartografía geológica reportada	58
6.4. Cartografía del estrato somero reciente a partir de sensores remotos.....	66
6.5. Análisis de la tomografía sísmica “Níscota 3D”.....	75
7. Resultados	88
8. Conclusiones	91
9. Recomendaciones	93
Referencias Bibliográficas	94
Apéndices.....	104

Lista de Figuras

Figura 1. Bloques ofertados para exploración y explotación de hidrocarburos a nivel nacional durante los periodos gubernamentales de 1998 a 2014	18
Figura 2. Esquema de un perfil sísmico de reflexión, generado al posicionar y detonar una carga explosiva en el interior de un pozo.....	20
Figura 3. Atenuación observada en imágenes sísmicas como consecuencia de los depósitos superficiales que recubren al subsuelo y el ruido de la señal	22
Figura 4. Distribución general de los materiales de carga transportados y depositados en el piedemonte por las corrientes fluviales asociadas	24
Figura 5. Perfil de una prueba de velocidades uphole realizada en el interior de un pozo.....	26
Figura 6. Producción de un modelo 3D de velocidades tomográficas a partir del análisis de imágenes sísmicas migradas	28
Figura 7. Ejemplo de un modelo 3D construido al ensamblar resultados de velocidades sísmicas en perfiles 2D de trazas apiladas	30
Figura 8. Diseño y modificación del modelo base del SEAM Phase II: Foothills Model.....	31
Figura 9. Configuración de los distintos tipos de depósitos diseñados para el estrato somero del SEAM Phase II.....	33
Figura 10. Desarrollo de las velocidades sísmicas dentro del estrato somero del SEAM Phase II.....	34
Figura 11. Localización geográfica del SEAM Phase II dentro del territorio colombiano	35
Figura 12. Imagen satelital del Piedemonte Llanero comprendido entre los departamentos de Boyacá y Casanare.....	36
Figura 13. Configuración tectónica y litoestratigráfica de la Cordillera Oriental	38
Figura 14. Columna sedimentaria, relaciones estratigráficas y evolución tectónica dentro de la Cordillera Oriental	39

Figura 15. Cartografía geológica de la Plancha 193 - Yopal.....	40
Figura 16. Formaciones geológicas reportadas para el área del SEAM Phase II: Foothills Model	41
Figura 17. Arreglo de las líneas fuente y líneas receptoras en la geometría de adquisición que simula el SEAM Phase II.....	48
Figura 18. Mapa de las zonas de restricción para la exploración sísmica, establecida según los parámetros ambientales a considerar.....	50
Figura 19. Base y grosores del estrato somero simulado para el SEAM Phase II.....	52
Figura 20. Parte inicial del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos.....	54
Figura 21. Sección intermedia del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos.....	55
Figura 22. Porción final del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos	56
Figura 23. Mapa de gradientes en la topografía del modelo SEAM Phase II: Foothills Model	57
Figura 24. Comparación entre la cota de elevación de 1000m y la geometría en que se desarrolla el estrato somero del SEAM Phase II	58
Figura 25. Ubicación de los pozos de Níscota 3D dentro del área definida para el estrato somero del SEAM Phase II.....	59
Figura 26. Ubicación de los pozos de Níscota 3D dentro del área de depósitos cuaternarios reportados por el Servicio Geológico Colombiano (2013).....	60
Figura 27. Histograma de las velocidades uphole calculadas con los datos obtenidos durante la campaña de Níscota 3D.....	62

Figura 28. Distribución de la profundidad de detonación en las líneas fuente de la campaña Níscota 3D sobre el área del SEAM Phase II	63
Figura 29. Distribución de la velocidad uphole respecto a la elevación topográfica en los modelos aluviales evaluados.....	65
Figura 30. Atributos del terreno generados a partir del Modelo de Elevaciones Digital adecuado para el área de estudio.....	67
Figura 31. Mapa morfodinámico elaborado para la zona del SEAM Phase II.....	69
Figura 32. Contraste entre el estrato somero reconocido a partir del mapa morfodinámico con los depósitos aluviales reportados en la Geología de la Plancha 193 – Yopal	70
Figura 33. Imagen ortogonal de ALOS AVNIR-2 que envuelve al área seleccionada para el desarrollo del SEAM Phase II.....	71
Figura 34. Procedimiento de delimitación para los diferentes tipos de depósitos que conforman al estrato somero reconocido espacialmente	73
Figura 35. Cartografía del estrato somero basada en la imagen ortogonal de ALOS AVNIR-2	74
Figura 36. Configuración de la geometría de adquisición presente en la campaña Níscota 3D	75
Figura 37. Picado de los primeros arribos para las trazas sísmicas recolectadas en la campaña Níscota 3D y observadas por medio del software TomoPlus v6.1.	77
Figura 38. Construcción del modelo inicial de 3 capas con todos los disparos de la campaña Níscota 3D	78
Figura 39. Conjunto de subsets definidos en la construcción del modelo analítico interpolado	79
Figura 40. Función de costo para la tomografía sísmica 3D generada	80

Figura 41. Bloque 3D de velocidades tomográficas calculadas a partir del modelo interpolado de substes	81
Figura 42. Evolución de las velocidades superficiales del modelo tomográfico al disminuir los valores de elevación (eje Z)	82
Figura 43. Desarrollo de la cobertura de rayos del modelo tomográfico al disminuir los valores de elevación (eje Z) en el modelo 3D generado	83
Figura 44. Secciones transversales sobre el eje X del modelo tomográfico 3D generado	84
Figura 45. Perfil frontal (eje Y) del estrato somero en el modelo tomográfico 3D.....	85
Figura 46. Comparación de las velocidades sísmicas planteadas por el SEAM Phase II para el estrato somero (sup.), contra el desarrollo velocidades obtenidas por el modelo tomográfico de la campaña Níscota 3D (inf.)	87
Figura 47. Apariencia de la cota modificada de altura (750m) para el modelo SEAM Phase II	89
Figura 48. Apariencia de una imagen sísmica migrada captada con geófonos enterrados, en contraste a una imagen captada con geófonos en superficie.....	90

Lista de Tablas

Tabla 1. Reclasificación del atributo de Pendiente	68
Tabla 2. Reclasificación del atributo de Orientación	68

Lista de Apéndices

Apéndice A. Cartografía generada del estrato somero a partir del análisis realizado porsensores remotos.....	104
Apéndice B. Selección de los Turning Points para los 37 subsets generados en la sección 3DTIME deTomoPlus v.6.1.	105

Resumen

Título: Análisis y evaluación del modelo de estrato somero del SEAM Phase II: Foothills Model basado en el Piedemonte Llanero, Colombia.¹

Autor: Juan Pablo Castillo Afanador²

Palabras clave: Estrato somero, Piedemonte, Exploración sísmica, Modelo sintético, Tomografía, Sensores remotos, SEAM Phase II.

Descripción: El piedemonte, debido a su complejidad estructural y diversidad geológica, es uno de los terrenos mayormente prospectados para la explotación de hidrocarburos. Buscando abordar los principales retos presentes en estudios sísmicos, la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG), con el apoyo de entidades asociadas, desarrolló el modelo numérico *SEAM Phase II: Foothills Model*, el cual simula este comportamiento geológico y petrolífero tan característico. Para brindar una precisión confiable al modelo, el grupo SEAM contó con datos sísmicos provenientes de campañas en el Piedemonte Llanero. Este se plantea a partir de dos porciones individuales de material sedimentario que se encuentran interactuando sísmicamente: la capa superficial de baja velocidad, denominada estrato somero; y las capas de roca estratificada que la subyacen y conforman el subsuelo.

Sin embargo, para el diseño del estrato somero, se consideraron variables dependientes de la topografía que definen algunas características morfológicas; extensión lateral, espesores y expresión superficial evidencian este condicionamiento. Al comparar la geología reportada por el Servicio Geológico Colombiano (Montoya *et al.*, 2013) en la localización del modelo, con aquella propuesta por la SEG, son observadas sus primeras diferencias geológicas. Adicionalmente, a partir del análisis por sensores remotos, se comprueban las variaciones empleadas por conveniencia del modelo y, junto con la producción de una tomografía 3D basada en la campaña de Níscota, se sugieren nuevos parámetros que mejoren su representación geológica.

¹ Trabajo de Grado

² Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director William M. Agudelo, Ph.D. en Geofísica. Codirectores Jorge E. Pinto, M.Sc. en Geología, y Sergio A. Abreo, Ph.D. en Ingeniería Electrónica. Tutor Saúl E. Guevara, Ph.D. en Geofísica.

Abstract

Title: Analysis and review of the near-surface model from the SEAM Phase II: Foothills Model based on the Llanos Foothills, Colombia. ¹

Author: Juan Pablo Castillo Afanador ²

Keywords: Near-surface, Foothills, Seismic exploration, Synthetic model, Tomography, Remote sensing, SEAM Phase II.

Description: The foothills, due to its structural complexity and geological diversity, is one of the most prospected terrains for oil exploitation. Trying to approach the main challenges displayed on seismic surveys, the Society of Exploration Geophysicists, in partnership with the industry, developed the numerical model *SEAM Phase II: Foothills Model*, which simulates the characteristic oil bearing geology behaviour. In order to offer a dependable precision to the model, SEAM group counted with seismic surveys done on the Llanos Foothills. It was conceived as two individual portions of sedimentary material interacting seismically: the superficial, low velocity layer, known as near-surface; and the inferior stratified layers that compose the bedrock.

However, for the near-surface design, it was considered dependent variables of the topography that define morphological characteristics. Its lateral extension, thickness and surface morphology make evident this conditioning. When comparing the geological mapping reported by the Colombian Geological Service (Montoya *et al.*, 2013) on the model's exact location, with the one proposed by the SEG, it can be observed the first geological differences. In addition, based on the analysis from remote sensing, it is proved that some variations were applied to the model's characteristics for its convenience, and through a 3D tomography based on the Niscota survey, are suggested new parameters with the aim to improve its geological representation.

¹ Bachelor Thesis

² Faculty of Physico-chemical Engineering. School of Geology. Director William M. Agudelo, Ph.D. in Geophysics. Codirectors Jorge E. Pinto, M.Sc. in Geology, Sergio A. Abreo, Ph.D. in Electronic Engineering. Tutor Saul E. Guevara, Ph.D. in Geophysics.

Introducción

Como área de transición geomorfológica el Piedemonte Llanero en Colombia tiene un significado especial, ya que en éste se evidencian los efectos de muchos de los procesos que funcionan en las montañas, los cuales implican condiciones de inestabilidad real y potencial, por tanto, diversidad geológica. Definido como una geoforma estructural ubicada entre las cordilleras o serranías como bloques levantados, y las depresiones laterales o internas menos levantadas y separadas tectónicamente por fallas generalmente de cabalgamiento (Chorley, 1974).

La erosión de estos terrenos está dominada por la formación de cuencas hidrográficas que se desarrollan en las montañas y producen disección, transportando materiales en los cañones y entallando gargantas a la salida del borde bajo de la cordillera (Flórez, 2003). Aquellos materiales acumulados superficialmente, tanto en los bordes de las corrientes fluviales y sus canales como a la salida del terreno montañoso hacia la llanura aluvial, conforman el estrato somero (Butler, 2005).

El Piedemonte Llanero es de especial interés para la industria de hidrocarburos debido a su comportamiento estructural, su composición litológica y su historia tectónica, componentes que dan lugar a un adecuado sistema petrolífero. Desafortunadamente, los materiales no consolidados que reposan sobre los límites del subsuelo representan un gran obstáculo para las campañas de exploración sísmica; fenómenos como la atenuación, la dispersión de onda y el ruido son consecuencia de esta cobertura sedimentológica (Mora *et al.*, 2020) (Bartolini *et al.*, 2003) (Yilmaz, 2015). Para ello, entidades y expertos dedicados al estudio de la geofísica han desarrollado un modelo digital que permite conocer con mayor claridad las respuestas sísmicas obtenidas en un programa de piedemonte, posibilitando experimentar con sus propiedades y abordar los retos presentes a lo largo de la historia.

1. Objetivos

1.1. Objetivo General

Evaluar la representatividad geológica y rango de aplicación del modelo de estrato somero desarrollado dentro del *SEAM Phase II: Foothills Model*, integrando las propiedades geofísicas y geológicas que caracterizan a los depósitos recientes de piedemonte.

1.2. Objetivos Específicos

- Análisis de los criterios y restricciones considerados para la construcción del modelo.
- Evaluación estadística de las velocidades sísmicas y distribuciones de propiedades asignadas a la configuración del estrato somero modelado en el *SEAM Phase II: Foothills Model*.
- Generar un modelo de tomografía de los datos reales del programa Niscota 3D, para la zona comprendida, a partir de los datos sísmicos disponibles.
- Realizar un análisis comparativo de las propiedades del estrato somero estimadas a partir de los datos geofísicos reales (programa sísmico Niscota 3D realizado por HOCOL S.A) y el modelo de estrato somero desarrollado dentro del *SEAM Phase II: Foothills Model*.
- Proponer posibles modificaciones del modelo numérico que puedan mejorar su exactitud geológica.

2. Justificación

Como material para experimentación y análisis, el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP – ECOPETROL S.A) cuenta con el modelo numérico SEAM Phase II: Foothills Model, desarrollado por la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG); éste intenta replicar con alta confiabilidad el comportamiento de la sísmica de reflexión usualmente recolectada en campañas de exploración en zonas de piedemonte.

Este modelo se concibe para abordar dos de los grandes retos presentes en la adquisición sísmica: la complejidad estructural, asociada a los esfuerzos compresivos durante la formación orogénica de la Cordillera Oriental; y el desarrollo de depósitos aluviales suprayacentes a los horizontes rocosos, que suponen una reducción considerable de la energía recuperada del subsuelo y, por ende, en la respuesta captada por los geófonos. Fenómenos como la dispersión de ondas (*scattering*), la atenuación o la difracción son una muestra de dichos inconvenientes geológicos (Butler, 2005). Al conocer el comportamiento de estas variables y su relación con el entorno, es posible recuperar la mayor cantidad de información en los bancos de datos ya existentes y diseñar futuros estudios de exploración destacablemente más resolutivos (Kearey *et al.*, 2002).

Por lo tanto, es necesario evaluar el comportamiento del modelo aluvial por defecto dentro del *SEAM Phase II*, para establecer el grado de similitud presente con las propiedades del terreno utilizado como referencia, y así se dará lugar a aquellas sugerencias que modifiquen apropiadamente los parámetros generales del modelo.

3. Marco Teórico

3.1. El Piedemonte y la exploración sísmica

Literalmente el término "piedemonte" se refiere al área ubicada al pie de una elevación del terreno. Este sentido topográfico indica un cambio de pendiente entre la abrupta de la montaña y la suavizada de las llanuras aluviales. Hoy, la geomorfología define el piedemonte como una geoforma estructural que se ubica entre las cordilleras o serranías como bloques levantados, y las depresiones laterales o internas menos levantadas y separadas tectónicamente por fallas generalmente de cabalgamiento o inversas (Chorley, 1984). Lo anterior implica entender el piedemonte como una relación dialéctica entre las cordilleras y las llanuras (depresiones); las cordilleras como áreas erosionales o de disección, y las depresiones como áreas sedimentarias (Flórez, 2003).

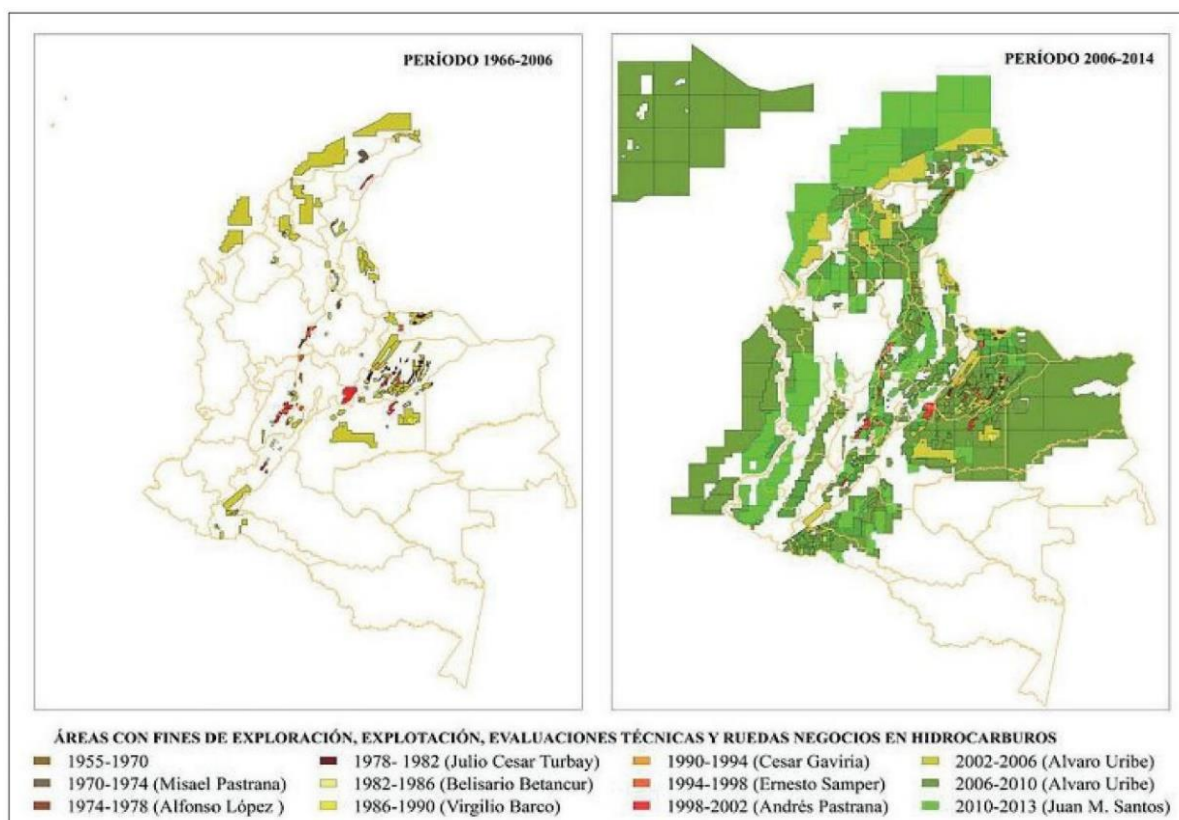
Las zonas de piedemonte, debido a su alta complejidad tectónica son puntos clave en la formación del sistema petrolífero. Con el desarrollo de métodos geofísicos no invasivos se ha posibilitado la obtención de información detallada y de bajo costo sobre esta sección específica de la corteza, aplicándose individual o conjuntamente para asegurar una adquisición confiable, coherente y resolutive (Liner, 2004) (Wei *et al.*, 2016) (Cox *et al.*, 2020).

El método geofísico más empleado por la industria de hidrocarburos es la sísmica de reflexión, fundamentada en los principios físicos que rigen el comportamiento de las ondas mecánicas (requieren de un medio acústico o elástico para propagarse); utiliza primordialmente la información registrada de las ondas P (compresionales) y S (de corte), además de ser complementada en el caso elástico por la información disponible de las ondas superficiales. Estas últimas son una forma dominante de energía sísmica siempre presente en los registros terrestres, siendo una combinación de las energías de onda P y S (Dobrin y Savit, 1988) (McQuillin *et al.*, 1988) (Liner y McGilvery, 2019).

Por tanto, el piedemonte se ha convertido en un foco principal para las campañas de exploración de hidrocarburos, debido a que ofrecen una posibilidad rentable en su explotación. De acuerdo a Vargas y Rodríguez (2016), al observar la evolución del Plan Nacional de Desarrollo en Colombia y sus efectos en la economía, se evidencia un notable incremento en las ofertas de bloques para exploración y explotación, intensificado en el sector del Piedemonte Llanero (**Figura 1**).

Figura 1

Bloques ofertados para exploración y explotación de hidrocarburos a nivel nacional durante los periodos gubernamentales de 1998 a 2014.



Nota. El gráfico muestra el incremento evolutivo de las zonas aprobadas para realizar exploración de hidrocarburos en el Piedemonte Llanero. Tomado de “Exploración y explotación de petróleo: enfoque geográfico de los efectos ambientales en el Piedemonte Llanero”, por Vargas y León, 2016.

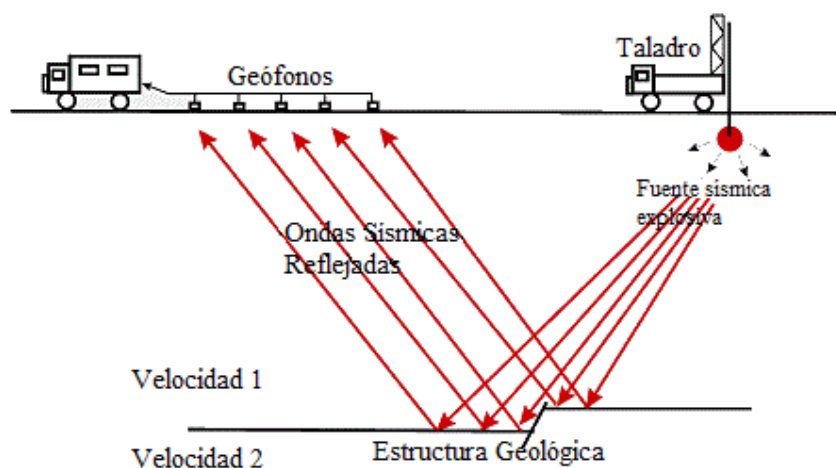
Sin embargo, este particular comportamiento estructural ha hecho del piedemonte uno de los terrenos con mayor dificultad para la adquisición sísmica, esto atribuido a diversos factores litomorfológicos como: la disposición de las capas de roca (cabalgamiento, pliegues, fallas) y los rápidos cambios laterales de facies (Jaramillo, 2011), problemas en la perforación del terreno (Cazier, 1995) y la depositación superficial de los materiales recientes que conforman al estrato somero (Fehr *et al.*, 2019).

3.1.1. Fuente Sísmica

Consiste en aquel dispositivo o material que genera una energía sísmica controlada, útil para llevar a cabo estudios sísmicos de reflexión y refracción. Puede ser tan simple como una carga explosiva (dinamita), o generarse por métodos más sofisticados como un Vibroseis o una pistola de aire especializada (Sheriff, 2002). La mayoría de las fuentes sísmicas involucran movimientos de cizalla o fractura dentro de la superficie terrestre, donde, para el caso de las fuentes sísmicas por explosivos (**Figura 2**), estas liberan energía simétricamente de forma esférica (Lay y Wallace, 1995). Para zonas montañosas y de difícil acceso, la principal fuente empleada en las campañas de exploración es la dinamita, llevando a cabo estudios sísmicos de reflexión en la mayoría de los casos (Liner, 2004).

Figura 2

Esquema de un perfil sísmico de reflexión, generado al posicionar y detonar una carga explosiva en el interior de un pozo.



Nota. Esta explosión genera ondas sísmicas, las cuales, al colisionar con una interfase de velocidades, una porción es reflejada a la superficie mientras que la restante continúa penetrando el subsuelo. Imagen tomada y editada de “Deep seismic profiling of the Earth's crust in Australia: - startup, 1950's & 1960's”, por Finlayson, 2016.

3.1.2. Dificultades

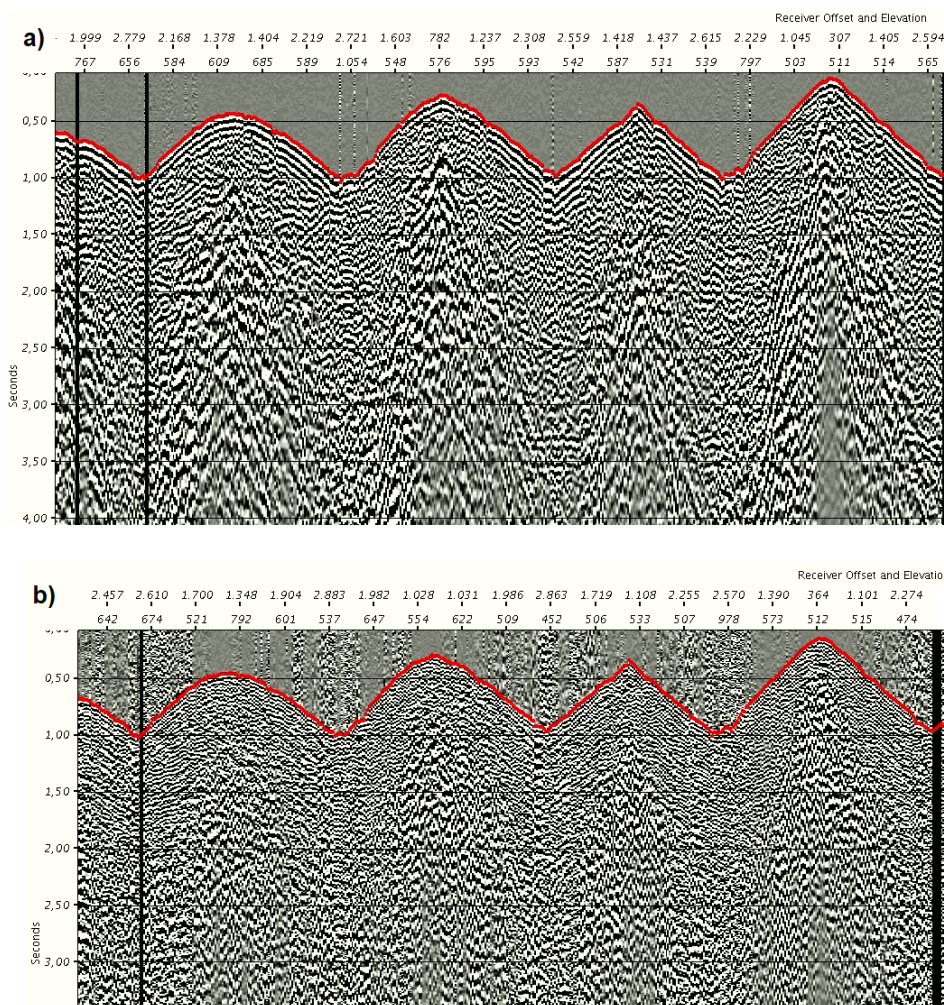
A medida que las ondas sísmicas atraviesan el subsuelo, procesos como la transmisión, la atenuación o la dispersión geométrica actúan sobre ellas afectando sus amplitudes (Bacon *et al.*, 2003). El principal inconveniente en la exploración sísmica sobre materiales no consolidados es la atenuación de onda (**Figura 3**). Las capas de material inconsolidado o meteorizado presentan una alta absorción de energía una vez realizado el disparo, reduciendo consigo la respuesta recuperada del subsuelo (Cox, 1999). De acuerdo con Rice *et al.*, (1991), el estrato somero superficial atenúa más energía sísmica de la que generalmente se aprecia. En tan solo unos pocos metros dentro de la superficie, la velocidad de propagación desciende a valores de hasta 100 m/s para las ondas P. Adicionalmente, la longitud de atenuación (distancia en que la amplitud desciende $1/e$) puede presentar valores tan bajos como de 1 ft por cada 100 Hz en suelos no compactos.

Así mismo, la atenuación puede ser fuertemente afectada por la dispersión (en inglés *scattering*) de onda. Esto dependerá de cuán rápido las propiedades de la roca varían espacialmente y qué tan grandes son estas variaciones (Shapiro y Kneib, 1993).

La dispersión es generada por heterogeneidades en pequeña escala dentro del estrato somero, lo que termina causando graves problemas de ruido en la respuesta sísmica y deteriora la imagen profunda del subsuelo. Esto se traduce en errores con las fases sísmicas de las fuentes extrapoladas y los tiempos de arribo en los frentes de onda, lo que se observa una vez migrada la información sísmica recolectada (He *et al.*, 2017).

Figura 3

Atenuación observada en imágenes sísmicas como consecuencia de los depósitos superficiales que recubren al subsuelo y el ruido de la señal.



Nota. Imágenes sísmicas obtenidas de la campaña Níscota 3D, donde se observan: a) Las razas recolectadas del disparo 2297 (Shot ID 923), que presentan mayor distancia de la corriente fluvial (Río Payero). b) Las trazas del disparo 2298 (Shot ID 924), posicionado a mayor cercanía del canal.

Este es un fenómeno recurrente al explorar sobre materiales recientes no consolidados. Las características de dispersión están altamente influenciadas por la geometría y cambios laterales de la columna de suelo. Las ondas superficiales son fuertemente dispersivas en una columna de suelo con bajas velocidades y con un contraste de altas velocidades en la interfase roca-suelo (Yilmaz, 2015).

Reconocer estos inconvenientes es necesario para llevar a cabo una buena interpretación sísmica, puesto que requieren de mayor atención al elegir el tipo de fuente y su configuración, la geometría de adquisición y las técnicas de procesamiento (Feroci *et al.*, 2000). De acuerdo a Bacon *et al.*, (2003): “la zona meteorizada (estrato somero) debe ser corregida respecto a su topografía y espesores, de lo contrario la estructura de suelo subyacente tendrá una superposición de los cambios laterales en las capas meteorizadas y su elevación.”.

3.2. Estrato somero

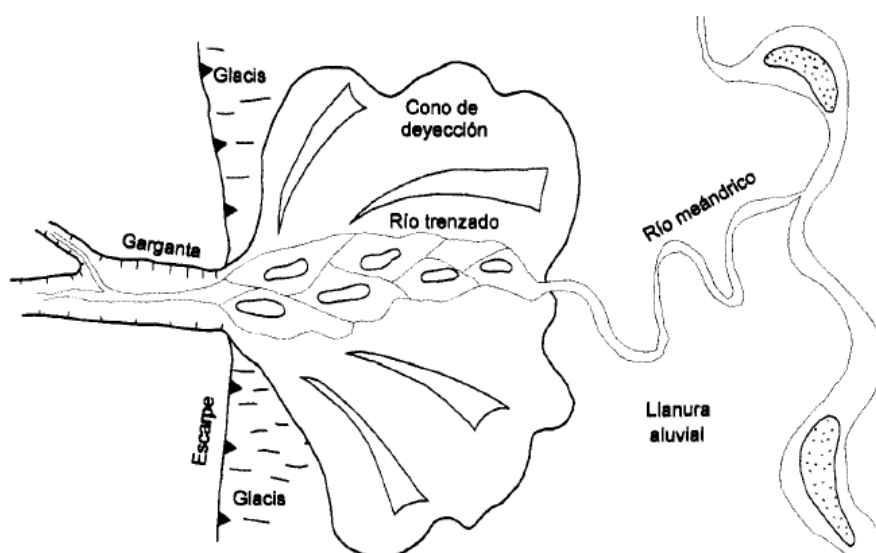
El término *Estrato somero* designa las primeras decenas hasta, en ocasiones específicas, centenas de metros de material superficial (Butler, 2005), compuesto generalmente por una capa de suelo orgánico cobertor, los horizontes inferiores de roca meteorizada y el nivel limítrofe de roca inalterada. En ámbitos geofísicos, dicha sección superficial es reconocida como “*Near-surface*” e involucra un nuevo campo de la investigación, exploración y caracterización geológica; se enfoca en la adquisición de alta resolución lateral y vertical para estudios ingenieriles y reconocimiento de estructuras cercanas a superficie como acuíferos, paleocanales, cavidades, tuberías, etc. (Sheriff, 2002).

De esta forma, el estrato somero considera aquella extensión de sedimentos – alóctonos u autóctonos – recientes que recubren al subsuelo inalterado, comportándose como un material poco consolidado producto de la meteorización a la que es sujeto y, para el caso de suelos transportados, a los procesos de erosión dominantes (Suárez, 2009).

En el piedemonte, la formación del estrato somero es la consecuencia directa del sistema de transferencia fluvial, siendo el principal agente de erosión presente. Las cuencas hidrográficas que se desarrollan en las montañas producen disección, transportando materiales en los cañones y entallando valles (gargantas) a la salida del borde bajo de la cordillera, esto genera conos de deyección a su salida y sobre la depresión (**Figura 4**). La discontinuidad estructural entre montaña y depresión, y el consecuente cambio de pendiente, hacen que en las corrientes hídricas ocurra una sustitución de carga. A la salida de los valles, en la estribación de la montaña, la corriente deposita los materiales más gruesos (cantos, bloques, gravas y arenas gruesas); mientras, los materiales más finos (arcillas, limos, arenas finas) van más allá del piedemonte depositándose primordialmente hacia las llanuras aluviales (Blair y McPherson 1994, 2009) (Flórez, 2003).

Figura 4

Distribución general de los materiales de carga transportados y depositados en el piedemonte por las corrientes fluviales asociadas.



Nota. La ilustración plasma la distribución espacial de sedimentos siguiendo conos de deyección, consecuencia de la disminución de energía durante la depositación. Tomada de *Colombia: Evolución de sus relieves y modelados*, por Flórez, 2003.

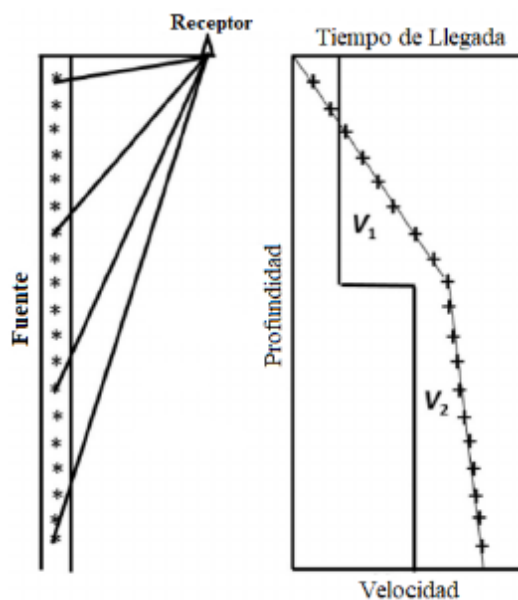
Considerando las condiciones topográficas del Piedemonte Llanero, de acuerdo a Suárez (2009) debido a la ubicación geográfica de Colombia, las litologías localizadas en zonas tropicales húmedas presentan una mayor susceptibilidad a la producción de suelos *in situ*, viéndose enriquecidos en sus componentes orgánicas y favoreciendo la producción de horizontes extensos. Sin embargo, el abrupto relieve de piedemonte imposibilita la producción de grandes espesores de suelos *in situ*, ya que son necesarias pendientes con inclinación menor a 10° para ser generados.

3.2.1. Velocidad Uphole en el estrato somero

Una medida directa de la capa de material meteorizado que yace sobre el subsuelo puede ser obtenida a partir de estudios de Uphole. Al activar la fuente sísmica, se cuenta con un geófono de offset 0m (distancia entre el geófono y la fuente) que registra el tiempo de llegada, al que se denomina *Tiempo Vertical* o *Tiempo Uphole* (**Figura 5**); a partir de este valor y la profundidad a la que fue detonado el explosivo es estimada una *Velocidad Uphole* directa, que consiste en la velocidad captada para estos primeros metros de estrato somero (Kearey *et al.*, 2002) (Dobrin y Savit, 1988) (Geldart y Sheriff, 2004) (Guevara *et al.*, 2013). Cabe resaltar de este método, lo consignado por Kearey *et al.* (2002): “las complejas variaciones en velocidad y espesor dentro de esta capa meteorizada nunca llegan a ser precisamente definidas”.

Figura 5

Perfil de una prueba de velocidades uphole realizada en el interior de un pozo.



Nota. A la izquierda se observa el procedimiento llevado a cabo para la adquisición de los tiempos uphole, donde se detonan cargas a distintas profundidades; a la derecha se presenta la curva de velocidad calculada.

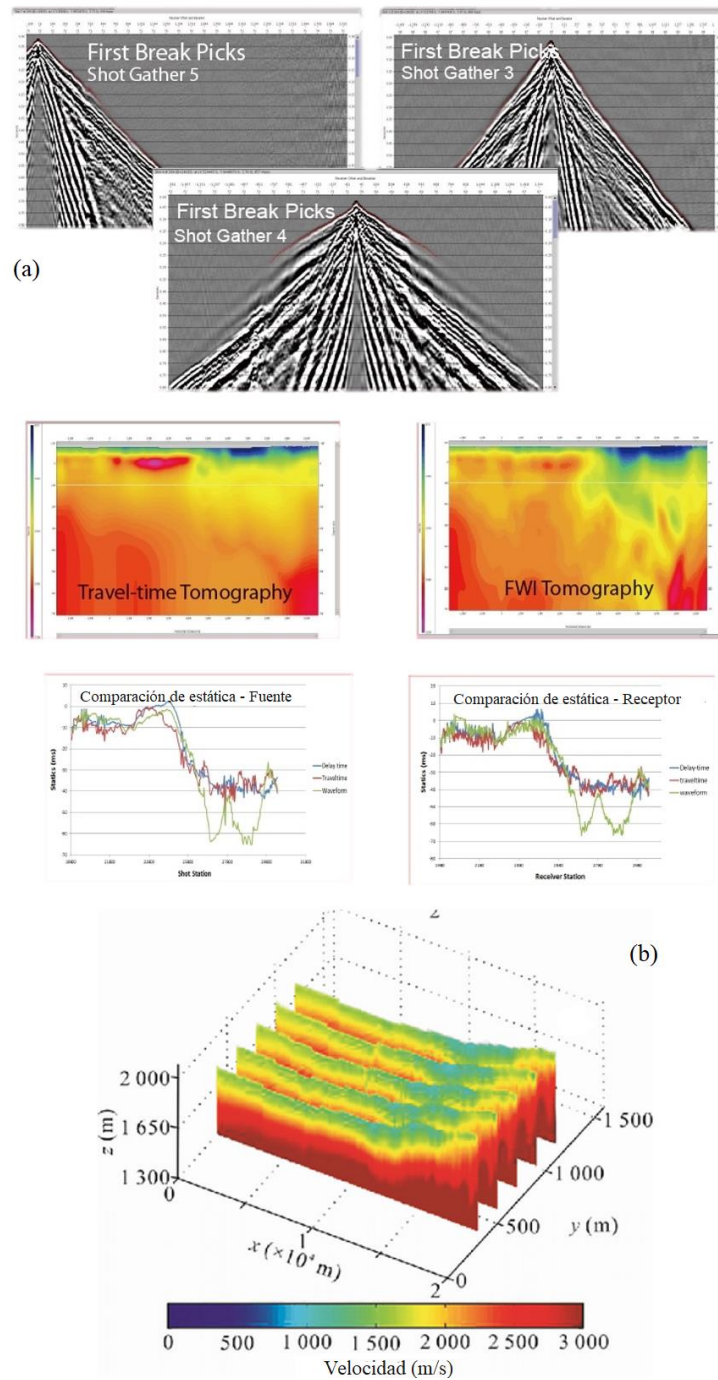
3.3. Tomografía sísmica

La tomografía es definida como una técnica para la reconstrucción de imagen, que consiste en generar una sección transversal (tomografía) de un objeto utilizando la respuesta presente frente a pulsos de energía no destructiva por un medio externo. Entre los distintos métodos para generar esta energía se encuentra la generación de pulsos sísmicos a partir de medios mecánicos, los cuales, al viajar dentro de la superficie terrestre, interactúan con los materiales allí presentes devolviendo información sobre sus características. En la geofísica de exploración, se han empleado principalmente técnicas tomográficas por sondeos sísmicos entre pozos; sin embargo, se pueden encontrar aplicaciones a partir de la sísmica de reflexión y experimentos por refracción (Nolet, 1987) (Lo y Inderwiesen, 1994) (Lehman, 2007).

En los datos sísmicos, la velocidad de propagación de onda, sus características de atenuación, tiempos de viaje y amplitudes se interpretan utilizando matrices de inversión o algoritmos iterativos que resuelven grandes sistemas de ecuaciones lineales. Es importante que la información y ubicación de las fuentes y receptoras sísmicas sean medidas con un alto nivel de precisión (Lehman, 2007) (Zhu, 1999). No obstante, los algoritmos tradicionales utilizados para la tomografía de tiempo de viaje no son estrictamente adecuados en el manejo de grandes grupos de datos sísmicos, modelos parametrizados de velocidad-densidad y para aprovechar la arquitectura actual de las supercomputadoras (Noble *et al.*, 2009). En la corrección de estos inconvenientes, el desarrollo de softwares dedicados ha permitido integrar ecuaciones de mayor complejidad que abordan directamente modelos de inversión para grandes conjuntos de datos. Para imitar la inversión tomográfica apropiadamente, es posible asumir que el reflector está completamente definido por información a priori y usar la tomografía solo para inferir el campo de velocidad. La migración sísmica de profundidad se presenta como una buena herramienta para obtener la estructura del reflector, antes de usar la inversión del tiempo de viaje para obtener imágenes de la variación de velocidad (**Figura 6**) (Wang, 2016).

Figura 6

Producción de un modelo 3D de velocidades tomográficas a partir del análisis de imágenes sísmicas migradas.



Nota. El proceso se divide en: a) generar imágenes tomográficas 2D a partir de las imágenes sísmicas de acuerdo al método seleccionado (FWI o Travel-time). b) Apariencia de un modelo 3D de velocidades tomográficas realizado al ensamblar imágenes 2D consecutivas. Imagen editada de http://www.jaya-buana.com/?page_id=98.

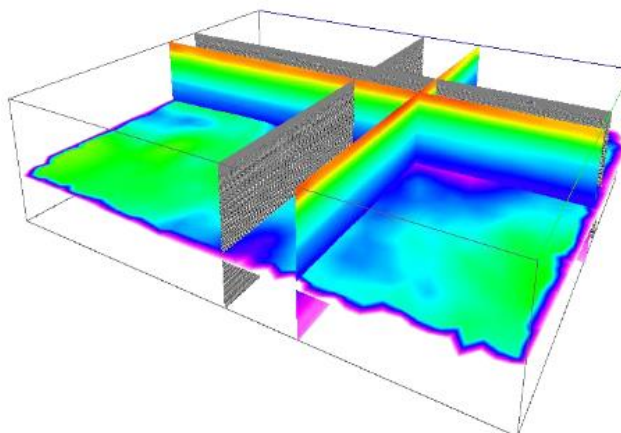
3.4. Cubo de velocidades

Un cubo de velocidades o modelo de velocidad 3D, es una herramienta necesaria para mapear la profundidad y los espesores de las capas del suelo, en conjunto con las velocidades calculadas para cada material de acuerdo a su respuesta sísmica (**Figura 7**). Un cubo de velocidades puede mejorar el carácter interpretativo de un estudio sísmico, pues suele construirse cuidadosamente integrando las características geológicas y geofísicas del terreno (Schultz, 1999), además que está presente durante el transcurso de la exploración sísmica: la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos (Yang y Ma, 2019).

Las velocidades sísmicas se obtienen a partir de las reflexiones sísmicas usualmente agrupadas por el método de Punto Medio Común o CMP (Common Mid Point). Los métodos tomográficos tradicionales, como la tomografía de reflexión o la tomografía de rayos, son ampliamente usados para la migración de datos de reflexión sísmica al construir modelos de velocidad 3D del subsuelo. La inversión sísmica se realiza mediante la inversión de ondas de un modelo previo del subsuelo y utilizando un bucle de propagación inversa para inferir las estructuras geológicas del subsuelo (Tarantola, 1984) (de Souza, 2013) (Yang y Ma, 2019).

Figura 7

Ejemplo de un modelo 3D construido al ensamblar resultados de velocidades sísmicas en perfiles 2D de trazas apiladas.



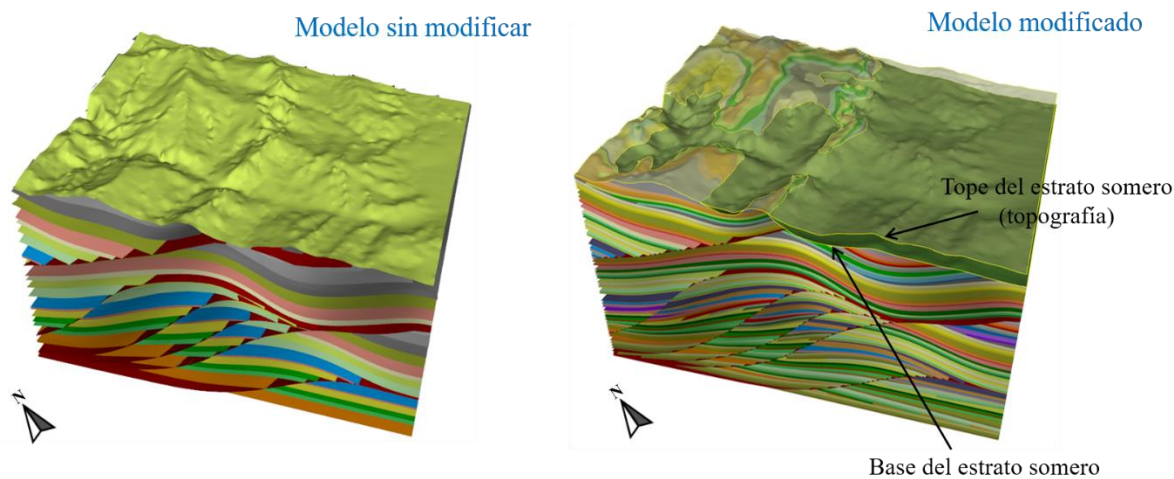
Nota. La distribución de colores corresponde a los valores de velocidad, donde, en el tope del cubo, se observa la capa de material somero de baja velocidad (rojo) que aumenta gradualmente con la profundidad (amarillo-verde).

3.5. SEAM Phase II: Foothills Model

Con el propósito de alcanzar un mejor entendimiento sobre las respuestas sísmicas obtenidas en los estudios de exploración en terrenos montañosos, la *Society of Exploration Geophysicists* [SEG] desarrolló, a partir de registros y datos reales recolectados por Repsol S.A y Total S.A (entidades asociadas) en el Piedemonte Llanero, un modelo sísmico digital que intenta recrear la configuración geológica característica en zonas de piedemonte, los principales retos, dificultades y estilos estructurales propios de esta transición litomorfológica (SEG, 2016), así como las respuestas en señales sísmicas que se esperan recuperar; al que denominó *SEAM Phase II: Foothills Model* (**Figura 8**). Sin embargo, como todo modelo, es una aproximación más o menos exitosa de la realidad, por tanto, es menester analizar la relación que guarda el modelo con la geología real y el grado de sobredimensionamiento aplicado en sus propiedades.

Figura 8

Diseño y modificación del modelo base del SEAM Phase II: Foothills Model.



Nota. En la versión modificada se observa la capa de estrato somero introducida y limitada por la superficie topográfica, junto con la separación de los estratos inferiores en múltiples capas continuas. Tomada de *3D model construction in a fold and thrust belt setting*, por Midland Valley, 2012.

El diseño del modelo surgió a partir de dos fragmentos proporcionados por las entidades involucradas en los proyectos de SEAM Phase II. La primera porción ensamblada fue un modelo 3D de velocidades someras creado por Total S.A en un intento de comprender la dispersión extrema de las ondas superficiales que se produce en las topografías escabrosas al interactuar con fuertes contrastes de las propiedades elásticas del subsuelo. El modelo de velocidad total, que se extendió a una profundidad de aproximadamente 1 km, se coronó con un mapa de elevación digital de la región de piedemonte. Las estructuras más profundas del modelo derivan de un conjunto de horizontes extraídos por Repsol de la prospección sísmica 3D realizada por HOCOL S.A. La geometría de estas superficies resulta de la compresión tectónica, en la que las capas se pliegan, fallan y se desplazan en grandes distancias a lo largo de múltiples fallas de cabalgamiento de bajo y alto ángulo (SEG, 2016).

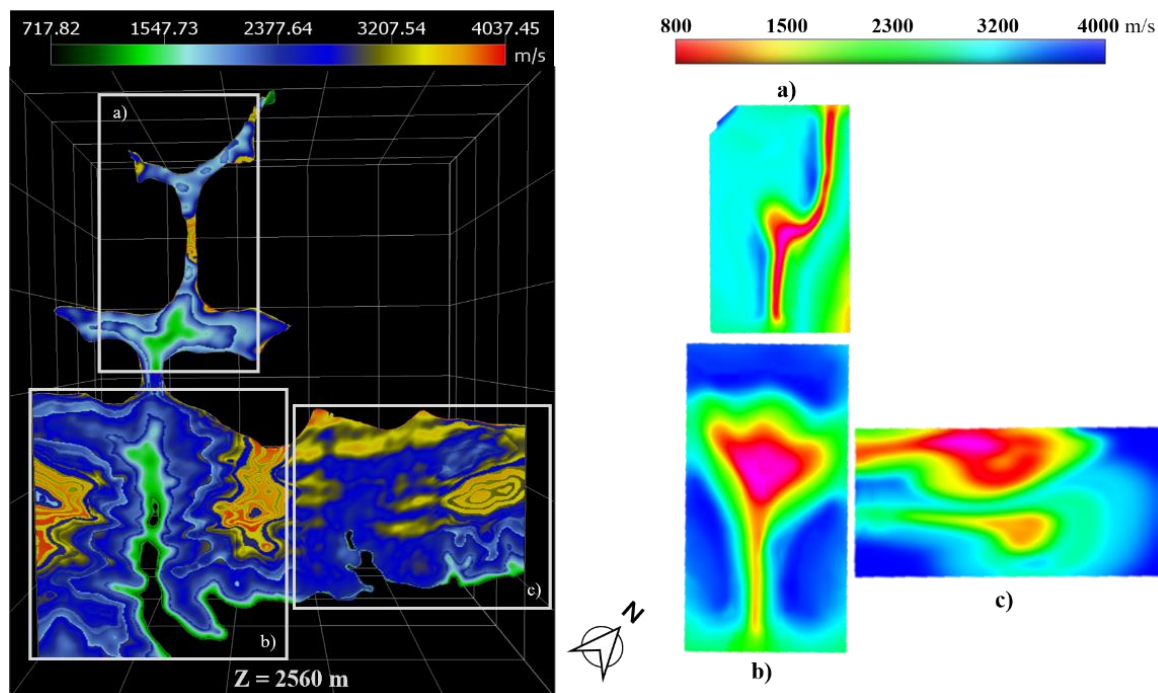
3.5.1. Diseño del estrato somero

El cubo de velocidades 3D fue la primera pieza ensamblada dentro del modelo. Producto de Total S.A con el objetivo de entender la fuerte dispersión de onda encontrada en topografías abrupta como son las regiones montañosas, donde interactúan fuertes variaciones laterales en los primeros 100 metros bajo la superficie (SEG, 2013).

La construcción de este modelo se da bajo dos configuraciones de aluvial: (1) Un depósito aluvial estratificado producto del arrastre y depositación del material transportado. (2) Un depósito de abanico aluvial expresado de forma irregular e inconsistente, donde se pretende simular la disposición intermitente del material producto de periodos recientes de altas precipitaciones. En la **Figura 9** se observan los diseños empelados para los depósitos aluviales del modelo dentro de sus intervalos específicos. Esta característica ayuda a proveer variaciones en el grosor del sedimento (Midland Valley, 2012).

Figura 9

Configuración de los distintos tipos de depósitos diseñados para el estrato somero del SEAM Phase II.

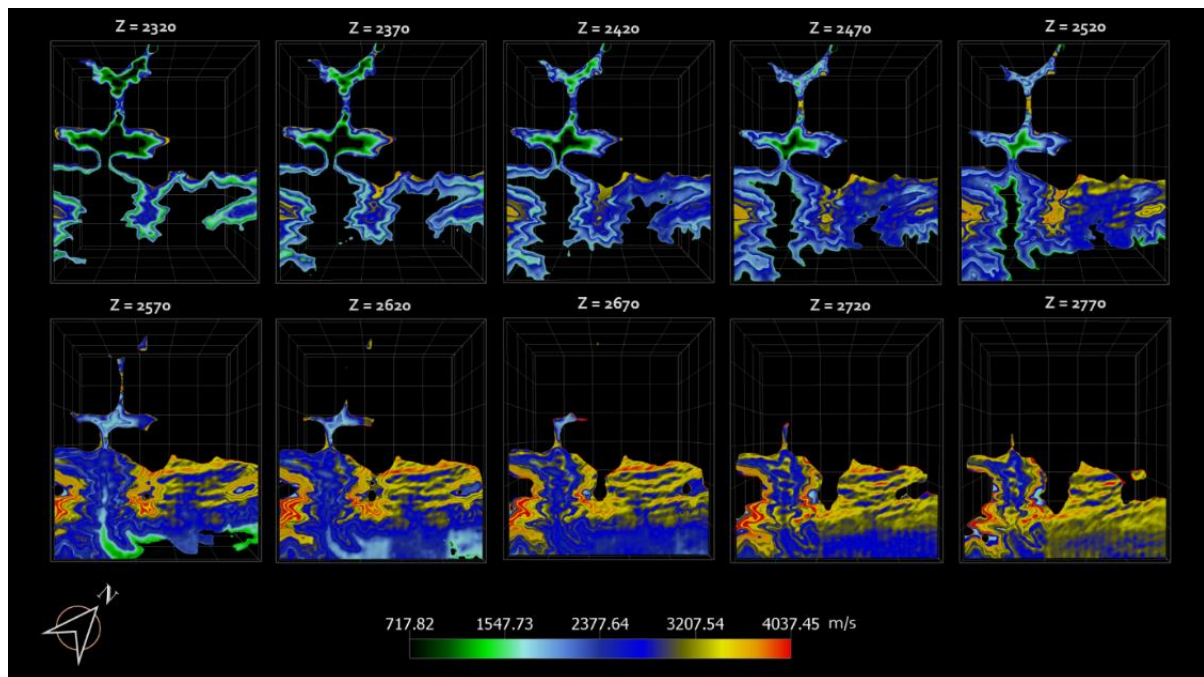


Nota. La distribución de los depósitos superficiales es: (a) Depósito propuesto para el valle que abarca la Fm. Chipaque. (b) Arreglo del depósito asignada como abanico aluvial. (c). Arreglo de estratos para el canal del drenaje principal. Tomada de *3D model construction in a fold and thrust belt setting*, por Midland Valley, 2012.

Esta configuración se observa al reproducir el modelo de velocidades del SEAM Phase II en OpendTect 6.4.0 y avanzar progresivamente en el eje Z del modelo, que representa su profundidad (**Figura 10**). Las altas velocidades destacan apreciablemente mientras más se está cerca del límite con el subsuelo.

Figura 10

Desarrollo de las velocidades sísmicas dentro del estrato somero del SEAM Phase II



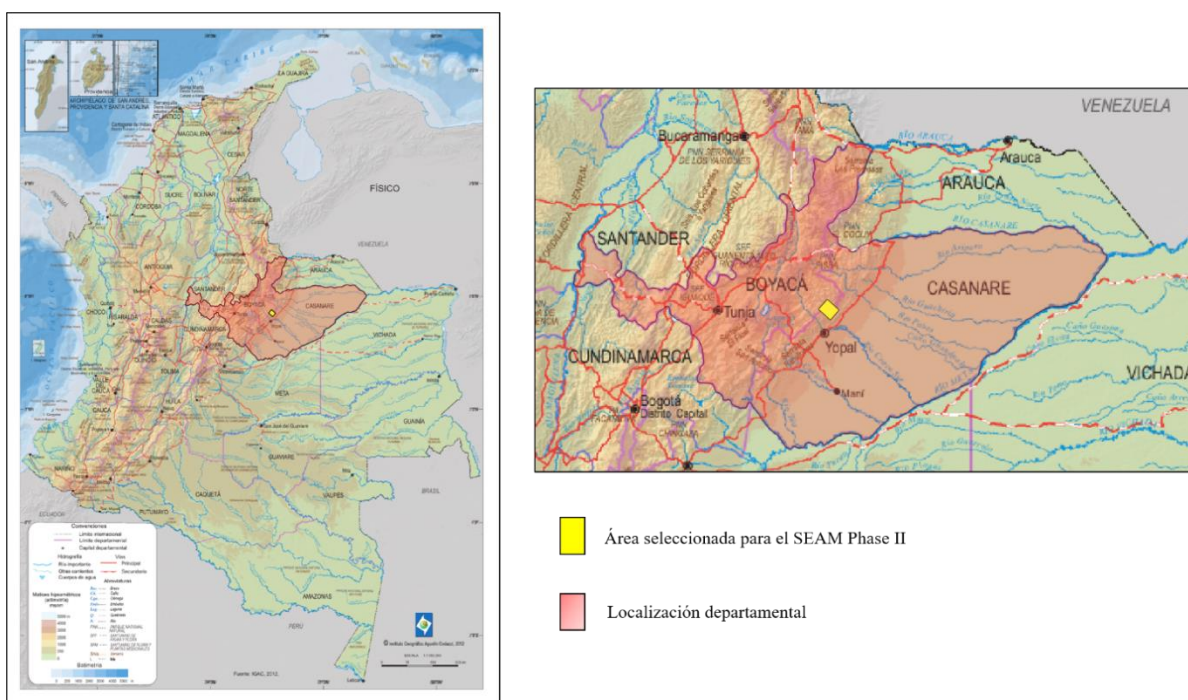
Nota. La configuración seleccionada para los distintos tipos de depósitos se refleja en las velocidades dentro del modelo, especialmente al observar la evolución en profundidad del estrato somero.

4. Marco Geográfico

Hacia el oriente colombiano, entre los departamentos de Arauca, Boyacá y Casanare se destaca un accidente geográfico que abarca la mayor parte del flanco NW del país, identificada como la Cordillera Oriental. Dicha cadena montañosa marca la separación entre los terrenos irregulares y variados del interior con las extensas planicies de los Llanos Orientales, donde dominan las disposiciones tabulares y continuas en sus formaciones geológicas. Es en esta franja transicional donde se conforma el Piedemonte Llanero de Colombia, que desciende desde la frontera noroccidental con Venezuela hasta las últimas expresiones del frente montañoso entre los departamentos de Cundinamarca, Neiva y Meta (**Figura 11**).

Figura 11

Localización geográfica del SEAM Phase II dentro del territorio colombiano.

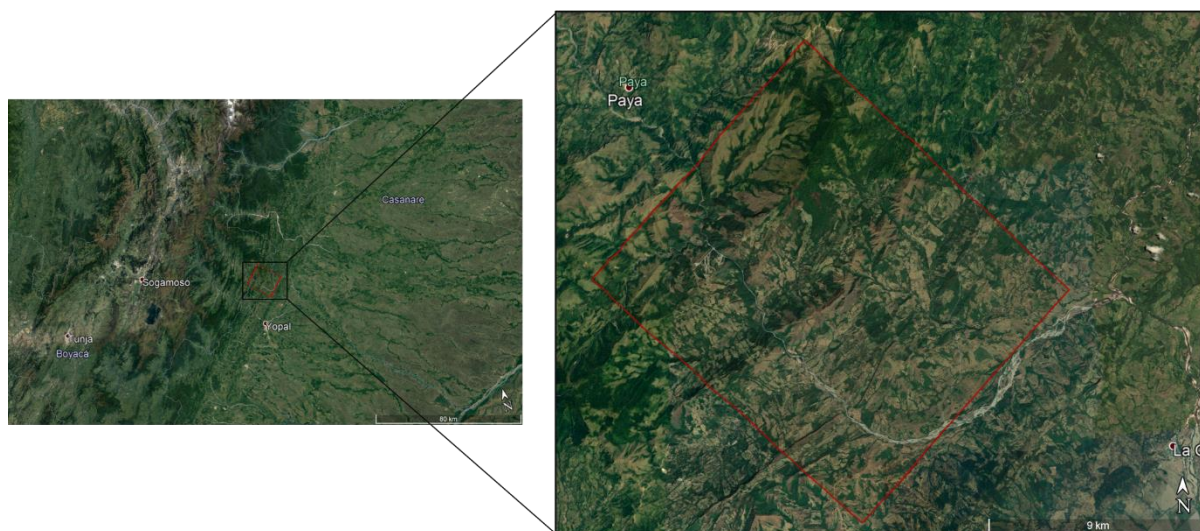


Nota. Tomado y editado del Mapa Físico de Colombia, por SIGAC, 2012.

Y es entre los municipios de Paya (Boyacá) y Yopal (Casanare), al SW y NW de sus cascos urbanos respectivamente, donde se encuentra la porción del Piedemonte Llanero seleccionada por HOCOL S.A durante el 2009 para llevar a cabo el programa de exploración sísmica denominado “Níscota 3D” (**Figura 12**). Con esta campaña, que buscaba recolectar información acerca de las unidades generadoras de hidrocarburos y sus posibles trampas asociadas por el levantamiento orogénico, la Sociedad de Geofísicos de Exploración [SEG], a partir de los datos sísmicos recopilados y apoyados por información de campo propiedad de Repsol y Total S.A, generan el modelo digital de geología simulada *SEAM Phase II: Foothills Model*.

Figura 12

Imagen satelital del Piedemonte Llanero comprendido entre los departamentos de Boyacá y Casanare.



Nota. El acercamiento corresponde a la zona donde se desarrolla el SEAM Phase II, encerrado en el recuadro rojo. Los vértices del modelo se ubican en las coordenadas geográficas: (oeste) N 5°33'22.81'' – W 72°26'13.18'', (este) N 5°33'6.84'' – W 72°15'52.30'', (norte) N 5°38'23,79'' – W 72°21'39.52'', (sur) N 5°28'5.87'' – W 72°20'25.98''. Generado en Google Satellite Imagen Landsat / Copernico, 2020.

5. Marco Geológico

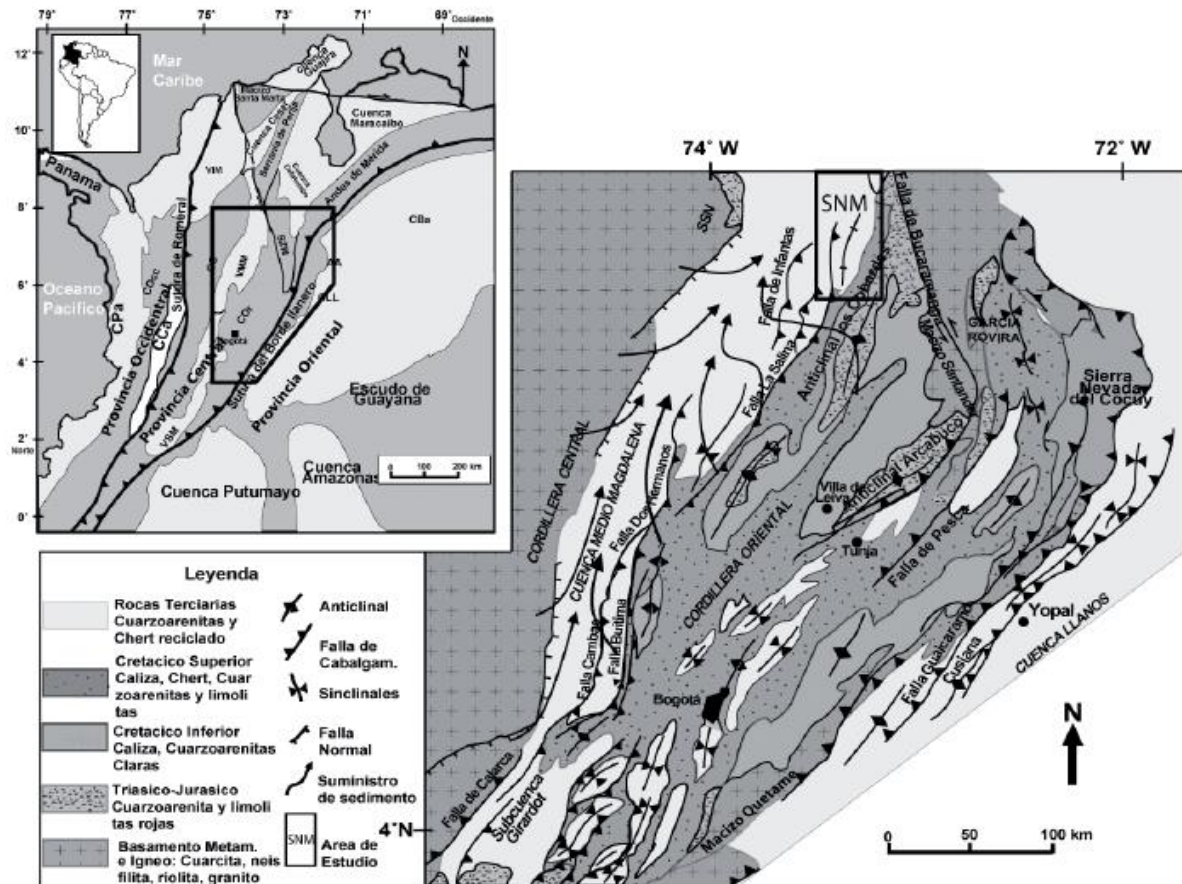
5.1. Geología Regional

La Cordillera Oriental de Colombia es un cinturón orogénico bivergente cuya fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno medio, mediante la reactivación e inversión tectónica de fallas normales de antiguas cuencas extensionales del Jurásico superior y Cretácico inferior (Caballero *et al.*, 2010). De acuerdo con Bayona *et al.*, (2007), el flanco oriental de la Cordillera Oriental de Colombia involucra unidades altamente deformadas en un cinturón de fallas y pliegues con vergencia al oriente, yuxtapuestas con rocas menos deformadas de la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales. El límite estructural entre estos dos dominios es el sistema de fallas del Borde Llanero (Guicáramo, Yopal y Cobugón) cuya cinemática es de inversión tectónica (**Figura 13**).

El basamento en el terreno de los Llanos orientales y la Cordillera Oriental es el grupo más antiguo de rocas presente en la Provincia Oriental Suramericana (ESAP), el cual forma parte del Escudo de Guainía e incluye las rocas más antiguas del territorio colombiano, pertenecientes al Complejo Migmatítico de Mitú, compuesto de gneises de alto grado, migmatitas e intrusión ígneas graníticas y básicas (Forero, 1990).

Figura 13

Configuración tectónica y litoestratigráfica de la Cordillera Oriental.

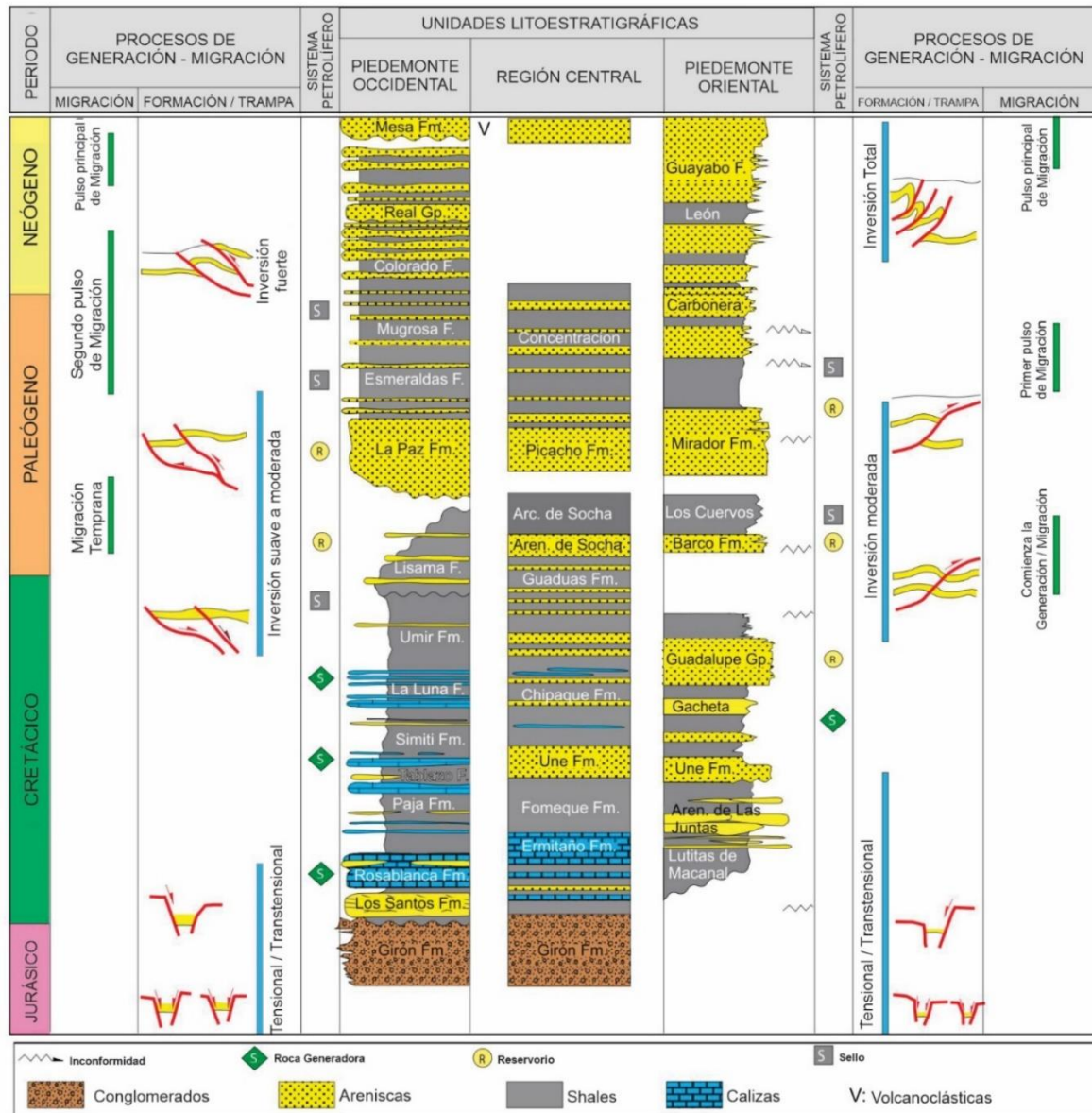


Nota. También son descritas las provincias geológicas de basamento en Colombia. Tomada de “Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el eceno tardío – oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena”, por Caballero *et al.*, 2010.

El gráfico planteado por Barrero *et al.* (2007) para la cuenca de la Cordillera Oriental resume brevemente la estratigrafía y evolución tectónica que identifica al área de Piedemonte Llanero, junto con el proceso de generación del sistema petrolífero (Figura 14).

Figura 14

Columna sedimentaria, relaciones estratigráficas y evolución tectónica dentro de la Cordillera Oriental.



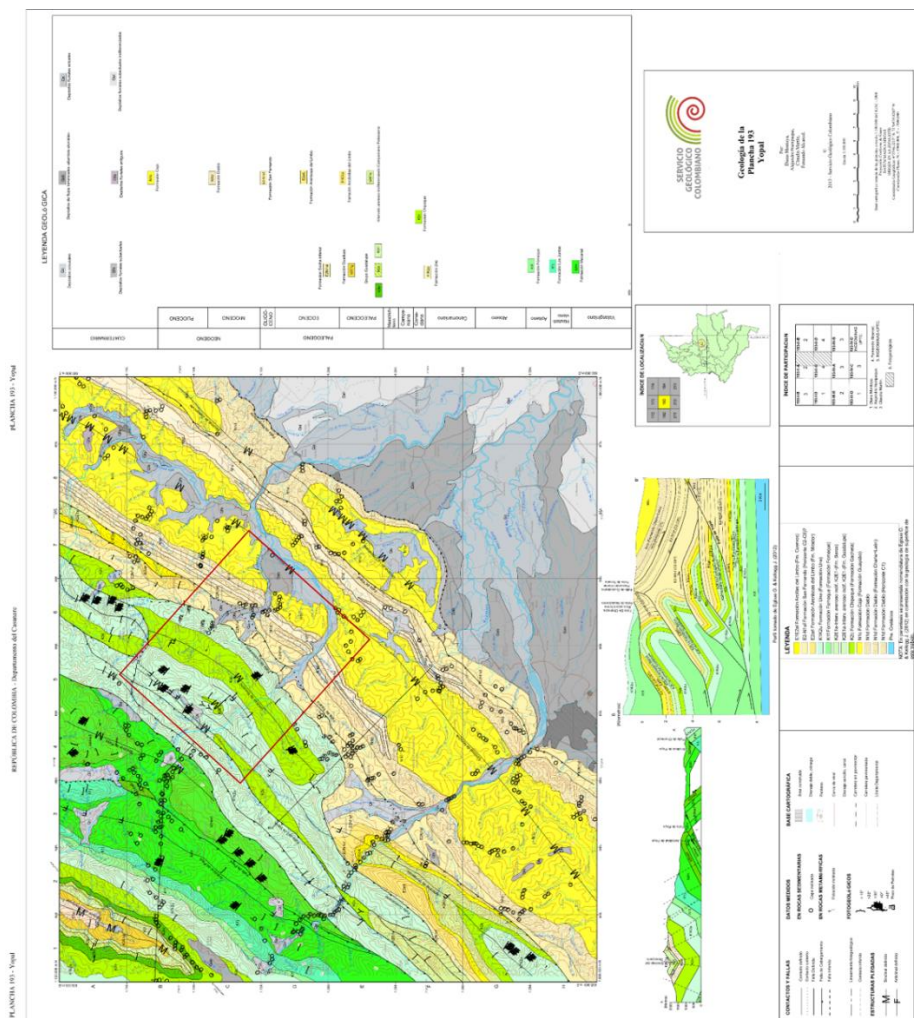
Nota. Tomado y editado de "Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology. A new proposal", por Barrero *et al.*, 2007.

5.2. Geología local

El área de la Plancha 193 – Yopal abarca parte de la vertiente oriental de la Cordillera Oriental, Piedemonte y parte de los Llanos Orientales de Colombia; las unidades geológicas que afloran son de edad Cretácica, Paleógena, Neógena y Cuaternarias, las cuales son respuesta de diversos eventos tectonoestratigráficos (**Figura 15**).

Figura 15

Cartografía geológica de la Plancha 193 - Yopal.

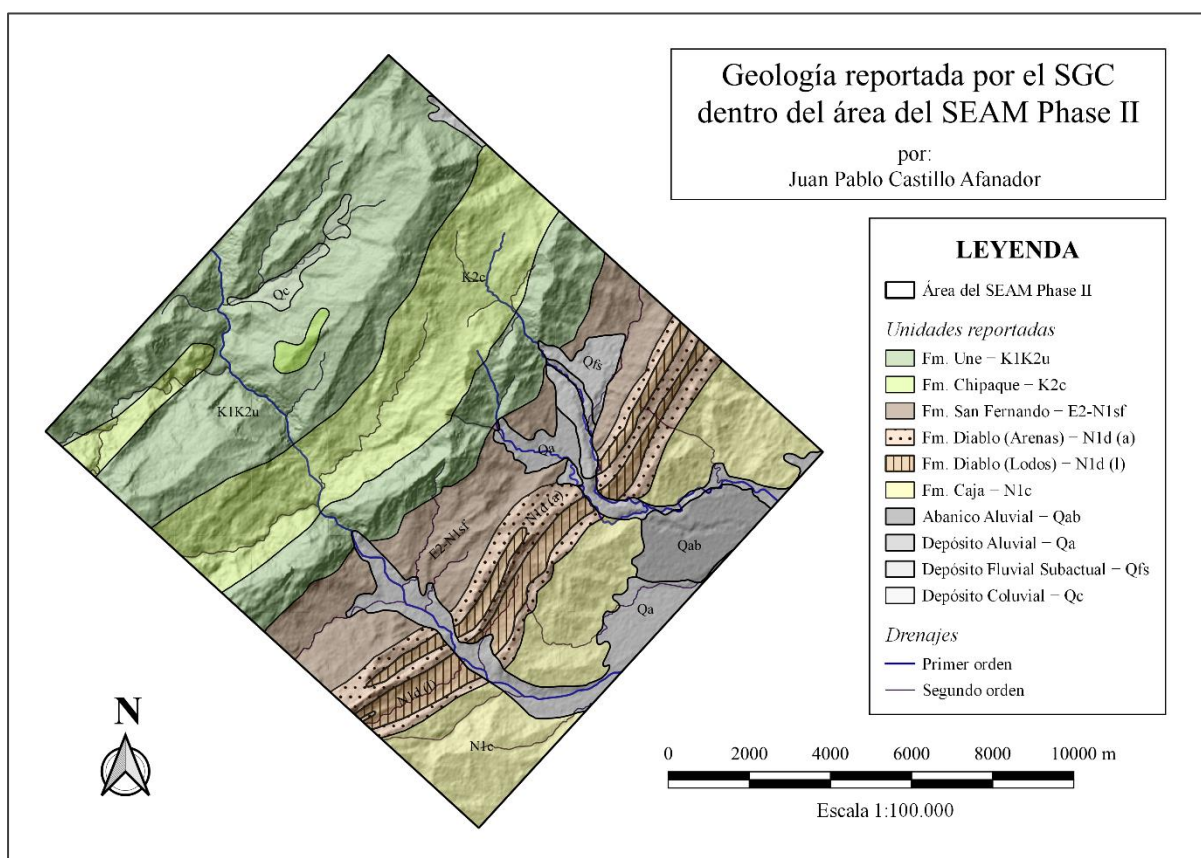


Nota. El área señalada en rojo es la correspondiente al SEAM Phase II. Tomada de “Geología de la Plancha 193 – Yopal. Escala 1:100.000”, por Montoya *et al.*, 2013.

A partir de la geología reportada por el Servicio Geológico Colombiano [SGC] en la Plancha 193 – Yopal (Montoya *et al.*, 2013), que abarca las extensiones del municipio de Yopal, se reconoce el comportamiento geológico que engloba al área del SEAM Phase II (Figura 16). De igual manera, la características estratigráficas y estructurales descritas se basan en los reportes generados para la cartografía.

Figura 16

Formaciones geológicas reportadas para el área del SEAM Phase II: Foothills Model.



Nota. La selección de estas unidades se realiza de acuerdo a la geología reportada por Montoya *et al.*, 2013.

5.2.1. Litoestratigrafía

5.2.1.1. Formación Une (K1K2u). Presenta una composición litológica principalmente por paquetes gruesos de areniscas cuarzosas, intercalándose constantemente con estratos delgados de lutitas grises y oscuras donde, más hacia el tope, se concentra la ocurrencia de éstas junto con mantos de carbón. Fabre (1985) considera la sedimentación de la unidad como parte de un frente deltaico (estratificación cruzada e inclinada). Su contacto es neto y concordante con la Fm. Chipaque y el Grupo Guadalupe. Fabre (1985) asigna una edad que abarca todo el Albiano desde el Aptiano tardío. Ulloa y Rodríguez (1979), mencionan un espesor de 1100 m para la formación y Fabre (1981) un máximo de 1250 m para la región de la Sierra Nevada del Cocuy.

5.2.1.2. Formación Chipaque (K2c). Describe una morfología blanda en comparación con las unidades limítrofes, se presenta como sucesiones monótonas de arcillolitas grisáceas con ocasionales intercalaciones de areniscas cuarzosas con limolitas silíceas y lutitas negras en capas delgadas a medias. Se le otorga un ambiente de depositación transicional con influencia continental (presencia de foraminíferos y moluscos). Se encuentra limitando en contacto neto con las rocas del Grupo Guadalupe. Reporta edades superiores al Aptiano e inferiores al Campaniano (Fabre, 1985). Pinto et al. (2010) reporta un espesor aproximado de 560m con base en el corte geológico realizado.

5.2.1.3. Formación San Fernando (E2-N1sf). Morfológicamente se intercalan series de valles con cuevas suaves, un comportamiento asociado a su carácter litológico. Predominan conjuntos gruesos de capas arcillolíticas y limolíticas con areniscas cuarzosas y areniscas lodosas, respectivamente. Clasificado dentro de un ambiente de depositación de bloque continental con influencia marina y orógeno reciclado. Su edad es determinada por asociaciones palinológicas, desde el Eoceno medio hasta Oligoceno temprano (Jaramillo, 2011). Según Ulloa y Rodríguez (1981), la unidad presenta un espesor que varía entre los 800 y 1000m. Pinto et al. (2010) reporta un espesor de 1000m de acuerdo al corte geológico.

5.2.1.4. Formación Diablo (N1d). Compuesta predominantemente por areniscas en arreglos de paquetes gruesos con intercalaciones delgadas de lodolitas. La relación se establece como 60% - 40%. Más hacia su tope aparecen conglomerados que marcan el límite con la Fm. Caja, y limitando en su base con la Fm. San Fernando con un contacto neto concordante. Ulloa y Rodríguez (1976) interpretan un ambiente lagunar con influencia deltaica. Dataciones realizadas por Jaramillo (2011) la posicionan abarcando una edad de Oligoceno tardío a Mioceno tardío. Renzoni (1991), en su trabajo sobre la Geología de El Yopal, subdivide por primera vez la Formación Diablo en Conjunto Superior e Inferior, estimando un espesor total de 600m.

5.2.1.5. Formación Caja (N1c). Agrupa principalmente paquetes de areniscas y conglomerados (crestas delgadas) que acompañan intercalaciones de gredas, lodolitas y arcillas esquistosas. Su ambiente de depositación puede ser marino en zona de oleaje con regresión a pantanoso fluvial (Ulloa y Rodríguez, 1976). Presenta un contacto con la Fm. Diablo definido por cambios en la geometría de las capas y la coloración. La edad es inferida estratigráficamente como Mioceno tardío – Pleistoceno. De acuerdo a los levantamientos realizados por Gonzales et al. (2015), la Fm. Caja es dividida en 3 segmentos de distinto comportamiento litológico, los cuales acumulan un total de 1350m en espesor.

5.2.2. Geología Estructural

5.2.2.1. Falla de los Yopos. Esta estructura limita en el borde noroccidental del área del modelo. Inicia como una ramificación de la falla Chámeza, es igualmente visible en la plancha 211-Taurema (Ulloa y Rodríguez, 1976). Con vergencia hacia el este, pone en contacto rocas de la Fm. Une con rocas de la Fm. Chipaque.

5.2.2.2. Falla de Guaicáramo. Es considerada como un sistema de fallas más grande. De acuerdo a Montoya et al. (2013), esta estructura presenta un comportamiento de cabalgamiento que divide dos terrenos. Se han propuesto distintas interpretaciones, entre ellas destacan: Fabre (1981) y Cooper (1995) la determinan como una paleofalla normal que controlaba la sedimentación, la cual fue invertida posteriormente por la orogenia Andina; Mora (2020) la define como una falla de cabalgamiento producto de la inversión de la falla Servitá.

5.2.2.3. Falla de Tocaría. Consiste de una escama de la Falla de Guaicáramo. De acuerdo a Montoya et al. (2013), Kellogg y Egbue (2012) proponen un comportamiento de despegue en el subsuelo, dando lugar al anticlinal de Monterralo y, posiblemente, el anticlinal de Níscota. Esta estructura compone el frente de cabalgamiento orogénico.

5.2.2.4. Sinclinal de Socochó. Desplegado principalmente en la región que abarca el SEAM Phase II, sólo se reconoce su núcleo y flanco oriental. Montoya et al. (2013) reporta replegamientos hacia el occidente, asociándose a un anticlinal y sinclinal consecuente. En su flanco oriental muestra inversión, observando en sus extremos un buzamiento al oriente que se normaliza hacia la parte central. Afloran rocas de la Fm. Chipaque en su núcleo.

5.2.2.5. Sinclinal de Nuchía. Ubicado en el extremo SW del área de estudio, se extiende por todo su borde inferior. En su núcleo afloran rocas de la Fm. Caja. Se comporta como una estructura abierta y asimétrica, el buzamiento del flanco occidental es de aproximadamente 25°, en comparación con los buzamientos del flanco oriental que alcanzan valores de hasta 45°. Su desarrollo está ligado a la falla de Yopal, siendo considerada por diferentes autores (Martínez, 2006) (Kellogg y Egbue, 2012) como parte del frente de cabalgamiento de la Cordillera.

5.2.3. Depósitos recientes

Respecto a la geología reciente que caracteriza esta área de estudio, el Piedemonte Llanero presenta una expresión morfotectónica compleja, con numerosas geoformas típicas de la actividad neotectónica a lo largo de un frente de montaña, en especial terrazas aluviales levantadas y basculadas (Robertson, 2008). Tratándose de cuencas sedimentarias intramontana, los depósitos post-andinos presentan suma irregularidad y su historia geológica es compleja y difícil de descifrar (Reyes, 1984).

De acuerdo a Mantilla *et al.*, (2001), la presencia de abanicos, conos de deyección, terrazas, depresiones y coberturas de material volcánico favorece la acumulación permanente del material fresco. El gradiente de altitud y configuración de la pendiente son factores adicionales que propician la estabilidad y acumulación de los componentes sedimentarios.

Trabajos realizados por INGEOMINAS y el actual Servicio Geológico Colombiano [SGC] (Pinto *et al.*, 2010) (Montoya *et al.*, 2013) (Rodríguez *et al.*, 2015) recolectan y definen la información de los distintos depósitos cuaternarios que se han venido desarrollando a causa de los sistemas fluviales activos. Entre estos se reconocen 4 clases de depósitos cuaternarios para el sector.

Los depósitos fluviales actuales están asociados a los tres sistemas de relieve (montaña, piedemonte y llanura) determinados en la Plancha 193 – Yopal y están relacionados a las corrientes principales actuales. En los sistemas de piedemonte y montaña estos depósitos tienen poca extensión y se forman hacia las márgenes de las corrientes, cuando su cauce llega a las zonas inundables extensas forman grandes planicies. Los cauces de los ríos asociados a estos depósitos tienen un comportamiento diferencial en el sistema de llanura cuando drenan el sistema de relieve de llanura; cerca al piedemonte presentan cauces sinuosos y pasan a cauces meándricos a medida que se alejan (Montoya *et al.*, 2013).

En la región de llanura, están constituidos por sedimentos finos (limo, arcilla y ocasionalmente arena); en la región de piedemonte y montaña el tamaño de las partículas es mayor, llegando a ser bloques (Pinto *et al.*, 2010) (Montoya *et al.*, 2013).

Para los depósitos fluviales subactuales se relacionan los depósitos ubicados en el sistema de relieve de piedemonte y están asociados a los cauces del Río Payero, siendo el principal sistema de drenaje que cruza transversalmente al modelo del SEAM Phase II y origina la mayor extensión de material aluvial o estrato somero; y a la quebrada Barreña, drenaje dominante en el flanco SE del modelo. Estos depósitos parecen presentar levantamiento con respecto al nivel actual del río hasta 5-8m, posiblemente por actividad neotectónica (Montoya *et al.*, 2013).

Los depósitos de abanico aluvial están localizados en el sistema de relieve de llanura y piedemonte, formando superficies limitadas por las contrapendientes del frente montañoso que se observan a lo largo de la Plancha 193 – Yopal. Estos depósitos en el sistema de llanura se presentan como cuerpos separados por depósitos fluviales de la dinámica actual. De estos se diferencian dos cuerpos: (1) los depósitos localizados en la parte proximal forman conos de eyección, tienen espesores variables y están constituidos por material no consolidados de gravas, con tamaño de cantos y bloques. (2) En su parte distal los sedimentos forman terrazas, constituyéndose por hasta 10m de acumulaciones arcillosas-limosas o areno-lodosas (Montoya *et al.*, 2013) (Rodríguez *et al.*, 2015).

Finalmente, en el sistema de relieve de montaña se cartografían varios depósitos no consolidados de origen coluvial; siendo depósitos de pocas extensiones en los que se observan coronas semicirculares de decenas de metros, generalmente cubiertos por vegetación o formados a partir de la acumulación de bloques y gujarros desprendidos de formaciones competentes y el material removido de las formaciones no competentes (Montoya *et al.*, 2013).

6. Evaluación del estrato somero del SEAM Phase II: Foothills Model

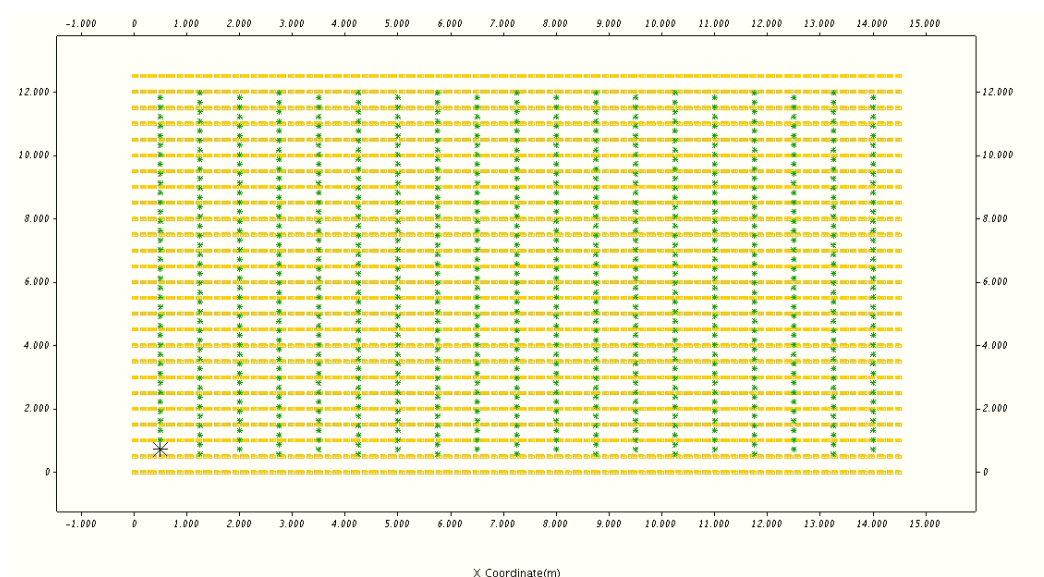
El análisis evaluativo del SEAM Phase II es realizado desde lo general a lo particular, siguiendo de forma estructurada un proceso resolutivo que permita esclarecer las diferencias existentes entre el modelo numérico con su par geológico.

6.1. Idealización en la adquisición sísmica

La geometría de adquisición 3D planteada por la SEG para el modelo SEAM Phase II es de diseño ortogonal, con líneas de fuente perpendiculares a las líneas de receptores a lo largo del buzamiento y rumbo respectivamente (SEG, 2016). No obstante, el modelo considera las líneas de fuente en una grilla completamente regular con disparos equiespaciados (**Figura 17**); esto es una noción errada si se pretende aplicar en terrenos de alta irregularidad topográfica como es el piedemonte. Igualmente, este planteamiento difiere a la geometría real con la que fue adquirida la sísmica de Níscota 3D.

Figura 17

Arreglo de las líneas fuente y líneas receptoras en la geometría de adquisición que simula el SEAM Phase II.



Nota. La geometría de adquisición se obtiene por medio del software TomoPlus v.6.1.

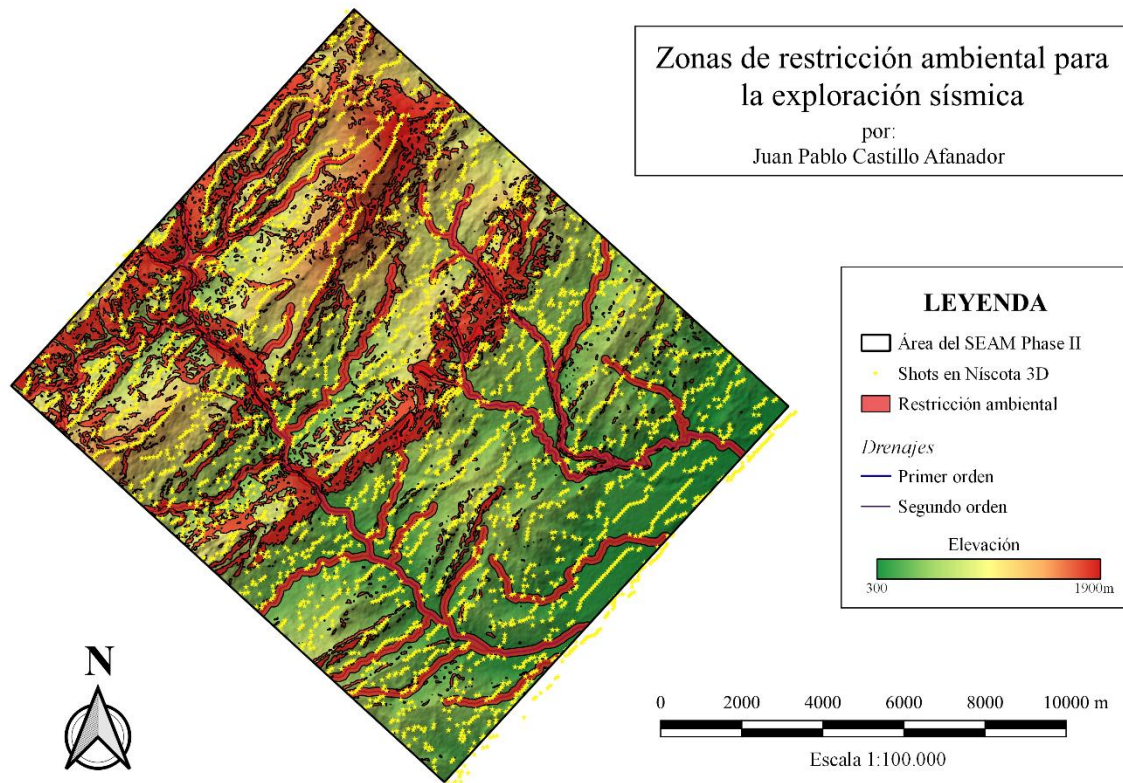
Siguiendo los parámetros establecidos para el diseño de la geometría real, se identificaron los polígonos donde debería restringirse la toma de datos sísmicos, sea por motivos topográficos, hidrográficos o sociopolíticos. Inicialmente se reconoce una restricción natural, de acuerdo a las recomendaciones dadas por la Agencia Nacional de Hidrocarburos para una correcta adquisición sísmica: responsable con el ambiente, con su recuperación y respetuosa con las comunidades (Herrera y Cooper [ANH], 2010). De acuerdo al documento, se deben respetar todos los drenajes de primer orden ubicados dentro de la geometría a realizar, siendo estos el río Payero y la quebrada Barreña junto con sus afluentes de recarga, además de los nacimientos de agua presentes que recarguen dichos afluentes. Se debe establecer un perímetro que límite con seguridad la no afectación de los canales y el recurso hídrico.

Adicional a ello, se debe valorar el carácter topográfico del terreno. En sectores de alta pendiente, ubicar una fuente sísmica generada por carga explosiva representa un inconveniente que puede provocar remoción de la ladera, deslizamientos y afectaciones al paisaje. Junto a ello, la propagación de la onda se ve dificultada, donde parte de la energía atraviesa la capa superficial y es desaprovechada (Butler, 2005). Por esta razón, las pendientes con gradientes mayores a 30° deben ser descartadas al posicionar la fuente.

Considerando los parámetros descritos, el mapa de restricciones fue comparado con la geometría del programa Níscota 3D. La posición de los disparos realizados evidencia la imposibilidad de mantener constancia con las líneas de fuente debido a las condiciones ambientales (**Figura 18**).

Figura 18

Mapa de las zonas de restricción para la exploración sísmica, establecida según los parámetros ambientales a considerar.



Nota. El gráfico demuestra las imposibilidades de realizar diseños adquisición perfectamente ortogonales, pues las irregularidades topográficas obligan a la relocalización de una fuente sísmica. El perímetro utilizado para los drenajes es de 100m.

6.2. Observaciones del estrato somero simulado

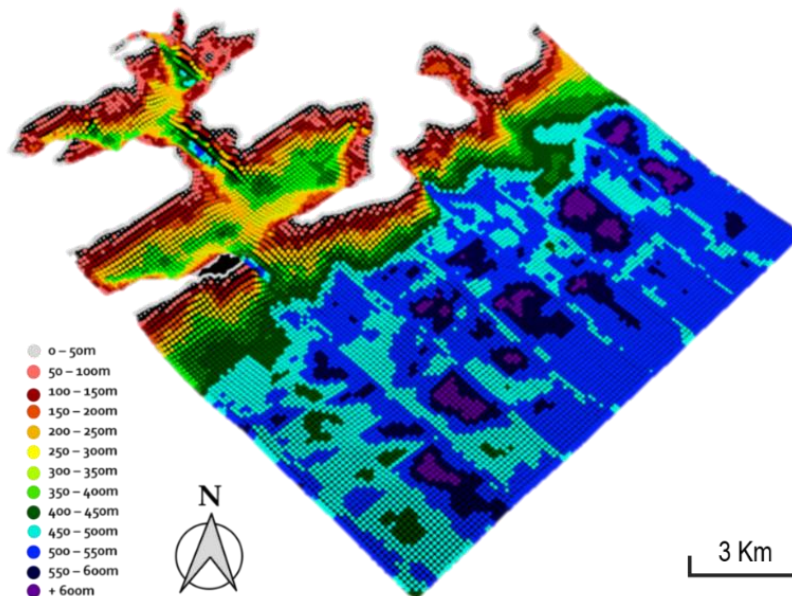
Inicialmente, el proceso de análisis del estrato somero resultante del modelo *SEAM Phase II: Foothills Model* se dio con archivos de puntos que contenían coordenadas y velocidades del modelo en superficie y en la base del aluvial. Partiendo de sus coordenadas se ubica en el terreno el área de estudio del que se basa el modelo adquirido y, a partir de esta, se establece la evaluación de las propiedades del modelo contra las propiedades geológicas reportadas y observadas. Con esto se obtuvo la correspondencia del modelo con los datos de la campaña Níscota 3D.

Los resultados son obtenidos a partir de los softwares: Anaconda 3, QGIS 3.10.0 y OpendTect 6.4.0. Estos permitieron examinar el modelo generado por la SEG y el reconocimiento satelital de terreno correspondiente.

Partiendo de los archivos de coordenadas (.dat) generados en OpendTect, se observaron las variaciones de espesor y gradiente que presenta el material aluvial. Con ello, se logra evaluar la construcción del modelo en cuestiones de geometría y desarrollo del aluvial, reconociendo aquellos parámetros implicados en su elaboración.

Figura 19

Base y grosores del estrato somero simulado para el SEAM Phase II.



Nota. El modelo es calculado a partir de la diferencia entre la superficie topográfica y el tope del subsuelo rocoso dentro del modelo SEAM Phase II. La paleta de colores describe el espesor que hay entre la base y la superficie topográfica.

Al observar la **Figura 19**, el modelo llega a considerar secciones del estrato somero como depósitos de grosores mayores a los 600m, lo que sucede bajo grandes periodos de acumulación en la cuenca implicada. Un evento destacable la distribución de espesores es la aparente linealidad en las zonas de mayor valor (morada), que no muestra estar relacionado a los drenajes existentes; en su lugar, parecen estar obedeciendo el comportamiento característico de la topografía expresado por las formaciones sedimentarias allí presentes.

6.2.1. Evaluación de gradientes en la topografía del SEAM Phase II

En una función f diferenciable, de múltiples variables, el gradiente es el campo vectorial ∇f cuyo valor en un punto \mathbf{p} es un vector en el que sus componentes son derivadas parciales de f y \mathbf{p} . Esto se puede entender, en un plano cartesiano, donde $z = f(x, y)$, que en un punto $\mathbf{p}(x, y)$, el vector que salga de \mathbf{p} debe tener como componentes las derivadas parciales de la función para dicho punto, tal que: $grad z = \nabla z = \left(\frac{\partial z}{\partial x}, \frac{\partial z}{\partial y} \right)$.

El gradiente indica el sentido de crecimiento óptimo de una función para el punto seleccionado. La derivada direccional tiene su valor máximo en el sentido del gradiente, que presenta el mismo valor de su módulo absoluto $|\nabla z|$, de forma que:

$$\left(\frac{\partial z}{\partial \mathbf{p}} \right)_{max} = |\nabla z| = \sqrt{(z_x)^2 + (z_y)^2}$$

Este valor consiste en la magnitud del vector, por ende, la magnitud del gradiente (Beauregard y Fraleigh, 1973) (Zill y Wright, 2011)

De acuerdo a esta definición, es diseñada una función iterativa en Python que permite calcular, a partir del análisis de vecinos cercanos por medio de la librería SciKit Learn, los valores de magnitud del gradiente para un punto \mathbf{p} , con los vectores de sus puntos vecinos (Figura 20) (Figura 21) (Figura 22).

Figura 20

Parte inicial del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos.

```
In [1]: import numpy as np
import pandas as pd
import matplotlib.pyplot as plt
from mpl_toolkits.mplot3d import axes3d
from sklearn.neighbors import NearestNeighbors
from sklearn.neighbors import KDTree

In [2]: #LLAMAMOS AL DATASET BASE DE ENTRENAMIENTO (para este caso es el SEAM de Topografía pues contiene todos los puntos)
data_file= open('topoSEAM.dat')
topo_data=[]

for line in data_file:
    change= line.rstrip().replace(" ", "").split("\n")
    for point in change:
        lsts= point.split("\t")
        topo_data.append(lsts)

topo_data= np.array(topo_data)
topo_data= topo_data.astype(float)
topo_coor= topo_data[:,0:2]
topo_z= topo_data[:,2:3]
data_file.close

In [3]: #UTILIZAMOS LA LIBRERÍA DE SCIKIT-LEARN PARA ENCONTRAR LOS VECINOS
k= 9
nbrs = NearestNeighbors(n_neighbors=k, algorithm='ball_tree').fit(topo_coor)
distances = nbrs.kneighbors(topo_coor)

dist2d = distances[0]
neighbors= distances[1]

In [*]: #CREAR UN FILE CON LAS LISTAS DE VECINOS

nbrs_file= input("Nombre al archivo de los vecinos (formato .txt): ")

with open(nbrs_file,'a') as out:
    valor=[]
    for i in range(len(neighbors)):
        minis=[]
        for index in range(k):
            minis.append(neighbors[i,index])
        out.write(str(minis)+"\n")

In [6]: #SEPARAR EL LISTADO CON LOS INDICES DE CADA VECINO
valor=[]
for i in range(len(neighbors)):
    minis=[]
    for index in range(k):
        minis.append(neighbors[i,index])
    valor.append(minis)

valor[0]

Out[6]: [0, 1, 177399, 5938, 28936, 5939, 2, 28935, 154834]

In [7]: #CALCULAR LAS ALTURAS CORRESPONDIENTES ENTRE CADA PUNTO Y LA SERIE DE VECINOS
alturas_netas=[]
for i in range(len(topo_data)):
    indep=[]
    for idx in range(k):
        result= topo_data[valor[i][idx],2] - topo_data[i,2]
        indep.append(result)
    alturas_netas.append(indep)

alturas_absol=[]
for i in range(len(topo_data)):
    indep=[]
    for idx in range(k):
        result= abs(topo_data[valor[i][idx],2] - topo_data[i,2])
        indep.append(result)
    alturas_absol.append(indep)
```

Nota. La función se basa en hallar los vecinos cercanos para el punto p evaluado, realizar el cálculo de sus componentes de acuerdo a su posición vectorial y generar una magnitud promedio considerando 8 vecinos cercanos (representado por la letra k dentro del código). Inicialmente se ingresa el archivo que contiene la red de puntos de la superficie topográfica, y con estos se realiza el entrenamiento para la red neuronal que ofrece la librería de SciKit Learn para Python, de acuerdo al algoritmo de vecinos cercanos (Nearest Neighbors).

Figura 21

Sección intermedia del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos.

```
In [8]: #CALCULAR LAS DISTANCIAS ENTRE LAS COMPONENTES X
dist_x=[]
for i in range(len(topo_data)):
    vals=[]
    for ind in range(k):
        xV= topo_data[valor[i][ind],0] - topo_data[i,0]
        vals.append(xV)
    dist_x.append(vals)

In [9]: #CALCULAR LAS DISTANCIAS ENTRE LAS COMPONENTES Y
dist_y=[]
for i in range(len(topo_data)):
    vyls=[]
    for ind in range(k):
        yV= topo_data[valor[i][ind],1] - topo_data[i,1]
        vyls.append(yV)
    dist_y.append(vyls)

In [10]: distX= np.array(dist_x) #CONVIERTO TODOS ESTOS LISTADOS EN ARRAYS (PORQUE SÍ)
distY= np.array(dist_y)
altabs= np.array(alturas_absol)

In [11]: #GENERAR EL CALCULO DE LOS VECTORES GRADIENTES
gradientes=[]

for i in range(len(topo_data)):
    grad=[]
    for pos in range(k):
        if altabs[i,pos] != 0:
            pendX= altabs[i,pos]/distX[i,pos]
            pendY= altabs[i,pos]/distY[i,pos]
            pendX= round(pendX,4); pendY= round(pendY,4)
            grad.append([pendX,pendY])
        else:
            pass
    gradientes.append(grad)

In [12]: #HALLAR LAS MAGNITUDES PARA CADA VECTOR GRADIENTE A PARTIR DE UNA FUNCIÓN CREADA
import math
def magnitud(listados):
    magnitudes=[]
    for i in range(len(listados)):
        valores=[]
        for nbr in range(len(listados[i])):
            valor= math.sqrt((listados[i][nbr][0])**2 + (listados[i][nbr][1])**2)
            valor= round(valor,4)
            valores.append(valor)
        magnitudes.append(valores)
    return magnitudes

In [14]: #CALCULAR EL GRADIENTE TOTAL DE CADA PUNTO (ESTE SERÁ LA SUMA DE SUS COMPONENTES)
array= np.array(gradientes)

gradiente_total=[]
tuplas_totales=[]
for ind in range(len(array)):
    gradsX=[]
    gradsY=[]
    for i in range(len(array[ind])):
        valorX= array[ind][i][0]; valorY= array[ind][i][1]
        gradsX.append(valorX); gradsY.append(valorY)
    totalX= sum(gradsX); totalY= sum(gradsY)
    totalX= round(totalX,4); totalY= round(totalY,4)
    gradiente_total.append([totalX, totalY])
    tuplas_totales.append((totalX, totalY))

In [15]: #CON LOS VECTORES TOTALES DE GRADIENTE SE DISPONE A CALCULAR LA MAGNITUD TOTAL POR VECTOR
magnitud_total=[]
for i in range(len(gradiente_total)):
    magnit= math.sqrt(gradiente_total[i][0]**2 + gradiente_total[i][1]**2)
    magnit= round(magnit,4)
    magnitud_total.append(magnit)
```

Nota. Una vez entrenado el algoritmo de reconocimiento de vecinos cercanos, se genera la lista de dichos vecinos para el punto evaluado. De acuerdo a estas coordenadas, se obtienen las componentes que definen al vector gradiente entre un punto y el otro, y con su sumatoria, se obtiene un vector total que represente el vector dominante y su respectiva magnitud.

Figura 22

Porción final del script que calcula los valores de magnitud del gradiente para cada punto dentro de una grilla de puntos.

```
In [15]: #CON LOS VECTORES TOTALES DE GRADIENTE SE DISPONE A CALCULAR LA MAGNITUD TOTAL POR VECTOR
magnitud_total=[]
for i in range(len(gradiente_total)):
    magnit= math.sqrt(gradiente_total[i][0]**2 + gradiente_total[i][1]**2)
    magnit= round(magnit,4)
    magnitud_total.append(magnit)

In [40]: #SÓLO ESTÁ CONVIRTIENDO LOS VALORES DE COORDENADAS DEL ARCHIVO A UNA LISTA DE STRINGS
data= open('INV_topoSEAM_nohead.dat')

coordenadas=[]
for lines in data:
    xyz= lines.replace("\n","\t")
    coordenadas.append(xyz)

data.close

Out[40]: <function TextIOWrapper.close()>
```

FINALMENTE SE EXPORTA UN ARCHIVO CON EL CONJUNTO DE DATOS

```
In [41]: #CREAR EL ARCHIVO DE HISTOGRAMA PARA TODOS LOS DATOS DE LA TOPOGRAFIA CON SUS RESPECTIVOS VECTORES TOTALES-MAGNITUD
op_file= input("Nombre del archivo a guardar: ")

with open(op_file,'w') as output:
    output.write("X\tY\tZ\tMagnitud_Total\n")

with open(op_file,'a') as out:
    for i in range(len(magnitud_total)):
        out.write(coordenadas[i]+\t"+str(magnitud_total[i])+"\n")

Nombre del archivo a guardar: topoINV_magnitud.dat
```

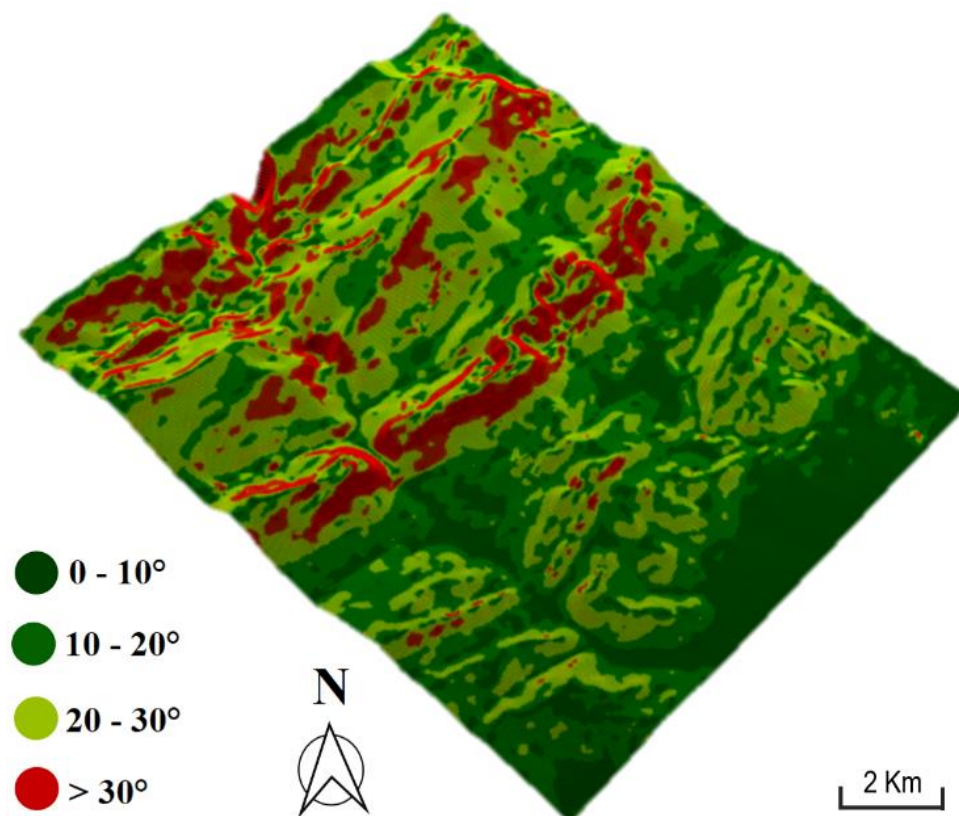
Nota. Una vez obtenido el vector total y su valor de magnitud, es generado el archivo final de puntos que contenga los resultados obtenidos para su posterior visualización.

El análisis se realiza dentro de una grilla de puntos, generada a partir del archivo SEG Y que reproduce al modelo SEAM Phase II. Esta recolecta los valores de coordenadas para la capa de superficie topográfico dentro del modelo. De acuerdo a dichos valores de x, y, z se realiza la búsqueda de los vecinos cercanos (8 para efectos del script), calculando la magnitud de cada vector y generando un vector total que se define por la sumatoria de las componentes correspondientes.

De antemano se conoce que la expresión de la topografía empleada en el modelo SEAM Phase II fue suavizada bajo una función de escalón, esto para mejorar la adherencia entre el modelo desarrollado para subsuelo con el modelo del estrato somero (**Figura 23**) (SEG, 2016).

Figura 23

Mapa de gradientes en la topografía del modelo SEAM Phase II: Foothills Model.



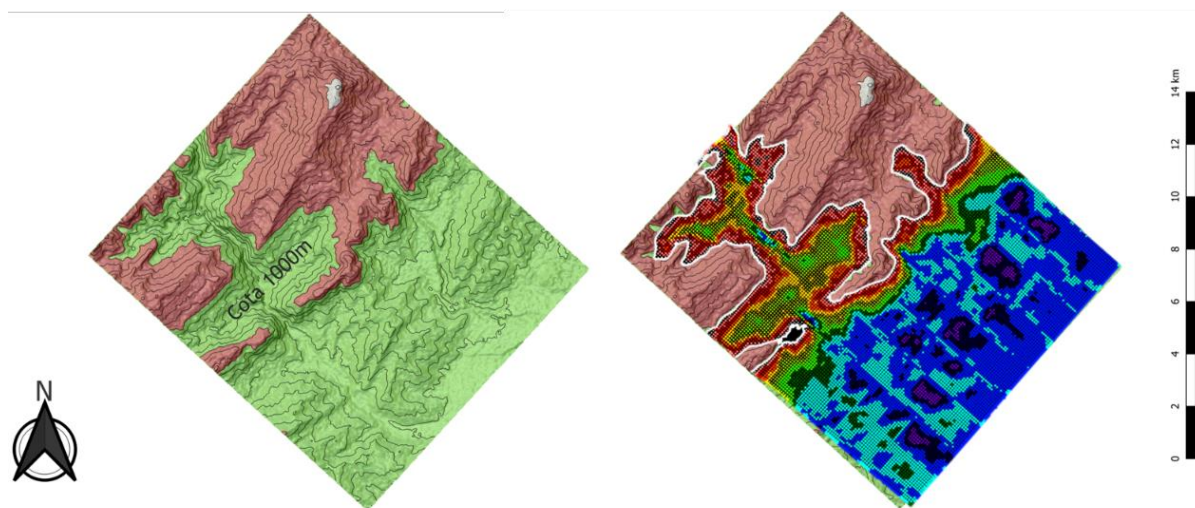
Nota. El mapa es generado con los valores de gradientes obtenidos mediante la función diseñada en Python. Se puede comparar la calidad del suavizado con las topografías exhibidas del Digital Elevation Model recolectado para el sector por el satélite ASTER.

De la **Figura 23** se destaca el comportamiento geomorfológico de los estratos observados del SW al NW del modelo, correspondientes a la Fm. Diablo, siendo los puntos de mayores pendientes y alturas, y coincidentes con las zonas de mayor grosor en el estrato somero (**Figura 19**). Esto se debe a que la superficie topográfica es considerada como el tope del estrato somero (SEG, 2016). Dicha cualidad ignora las extensiones aflorantes de material rocoso; igualmente, el tope del estrato somero en las porciones de mayor altura (cuencas de montaña) es singularmente plano, pues mantiene una resaltable constancia en distintos sectores de montaña y pendiente.

De acuerdo a lo anterior, el tope del estrato somero demuestra estar delimitado siguiendo una cota de elevación. Observando con diferentes cotas de elevación obtenidas a partir del algoritmo Relieve (QGIS 3.10.0) se encuentra una la similitud entre los límites laterales del modelo con una cota específica, de valor 1000m (**Figura 24**). Esta asignación ignora y asume, erróneamente, la composición superficial del terreno.

Figura 24

Comparación entre la cota de elevación de 1000m y la geometría en que se desarrolla el estrato somero del SEAM Phase II.



Nota. Los límites del estrato somero desarrollado para el SEAM Phase II sugieren estar definidos a partir de la cota de elevación de 1000m que presenta la topografía en el área del modelo.

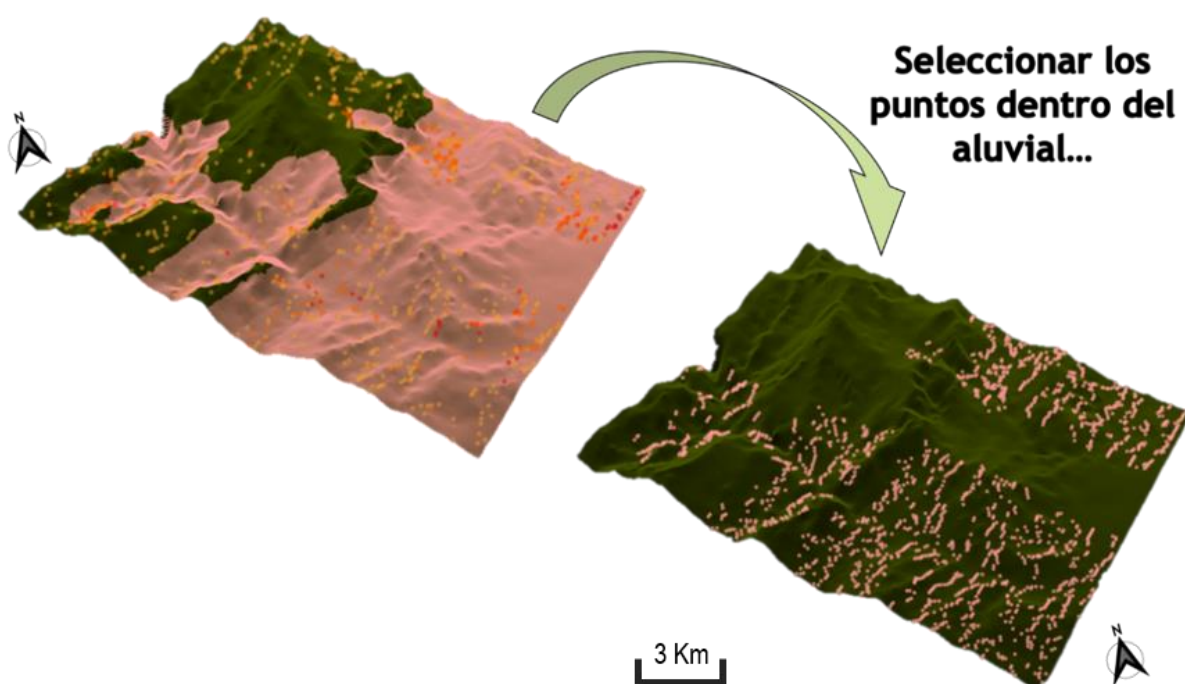
6.3. Correlación con la cartografía geológica reportada

Partiendo de los archivos de Velocidad Uphole presente en los datos de Níscota 3D, se correlacionaron los valores de velocidad somera hallada a partir de este método con las extensiones del estrato somero propuesto por la SEG en el SEAM Phase II con los depósitos cuaternarios reportados por el Servicio Geológico Colombiano.

Sobreponiendo los puntos correspondientes a las líneas fuentes diseñadas para la campaña sísmica, se limitaron aquellos disparos dentro del material aluvial (**Figura 25**) (**Figura 26**). Asumiendo una velocidad de onda constante, desde el momento del disparo hasta la primera señal captada por el geófono más cercano, se realizan los histogramas de velocidades halladas para los distintos puntos (**Figura 27**). Desafortunadamente, el archivo que contenía la tercera franja de valores, ubicados sobre la porción del abanico aluvial y depósitos subactuales cartografiados por Montoya *et al.* (2013), se encontraba corrupto, por lo que no se logra obtener la información de los tiempos de lleada este perfil de disparos.

Figura 25

Ubicación de los pozos de Níscota 3D dentro del área definida para el estrato somero del SEAM Phase II.



Nota. La franja de datos ausente corresponde al archivo de datos de tiempos uphole que se encontraba corrompido y no presentaba los valores de tiempos.

Figura 26

Ubicación de los pozos de Níscota 3D dentro del área de depósitos cuaternarios reportados por el Servicio Geológico Colombiano (2013).



Nota. Los límites del estrato somero aplicado se basan en la cartografía desarrollada por Montoya *et al.*, 2013. La imagen es tomada del programa Google Satellite. La franja de datos ausente corresponde al archivo de datos de tiempos uphole que se encontraba corrompido y no presentaba los valores de tiempos.

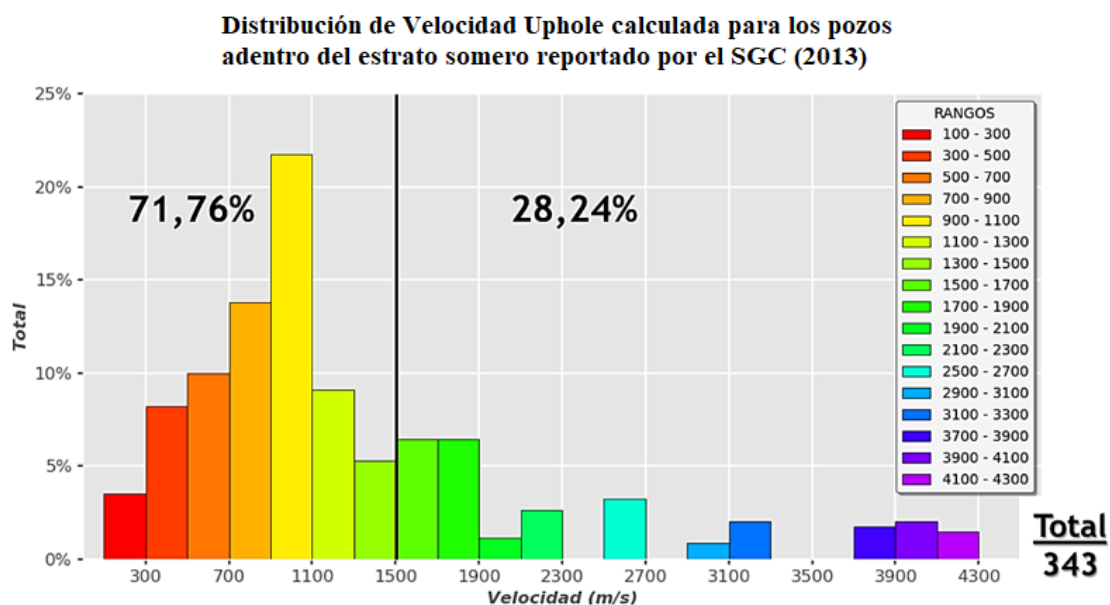
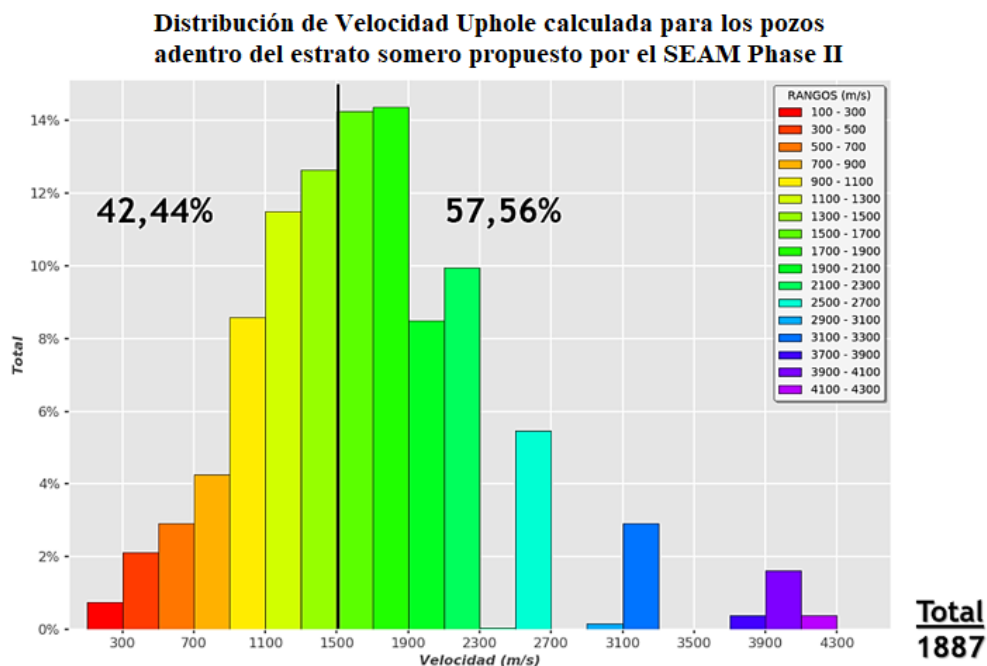
De este modo, es posible evaluar la continuidad de los datos y la existencia de alguna relación coherente entre los atributos que definen a cada aluvial. Según la geometría, cada modelo presentaba resultados distintos, de los que se extraen resultados concluyentes para la construcción de un modelo modificado, donde estén considerados los resultados geológicos y cartográficos de los parámetros que los configuran, lo que incrementaría su precisión con los modelos geológicos reales.

Una vez ilustrada la geometría de ambos modelos del estrato somero, la diferencia entre ellas en cuanto a extensión y disposición de las cuencas recientes es reveladoramente notoria, en especial para la sección SE de las formaciones terciarias que lo componen; la apariencia de la estratificación plegada por causa de los procesos compresivos dominantes es en extremo evidente, por ende, la suposición de que esté cubierto bajo un material masivo de 500-650m puede expresar equivocadamente lo que está sucediendo en esta transición (**Figura 19**).

Las proporciones de velocidades desplegadas por ambas modelos es igualmente notable (**Figura 27**). La línea negra que divide al gráfico demarca una velocidad de onda P = 1500 m/s, asociada a la velocidad esperada de un depósito reciente, no consolidado, altamente poroso y con material poco calibrado. Los porcentajes pertenecientes a las fuentes dentro del estrato somero reportado por Montoya *et al.* (2013) muestran una mayor coherencia con los esperado en un depósito aluvial, además de abarcar un mínimo porcentaje de posible afloramiento rocoso meteorizado.

Figura 27

Histograma de las velocidades uphole calculadas con los datos obtenidos durante la campaña de Níscota 3D.

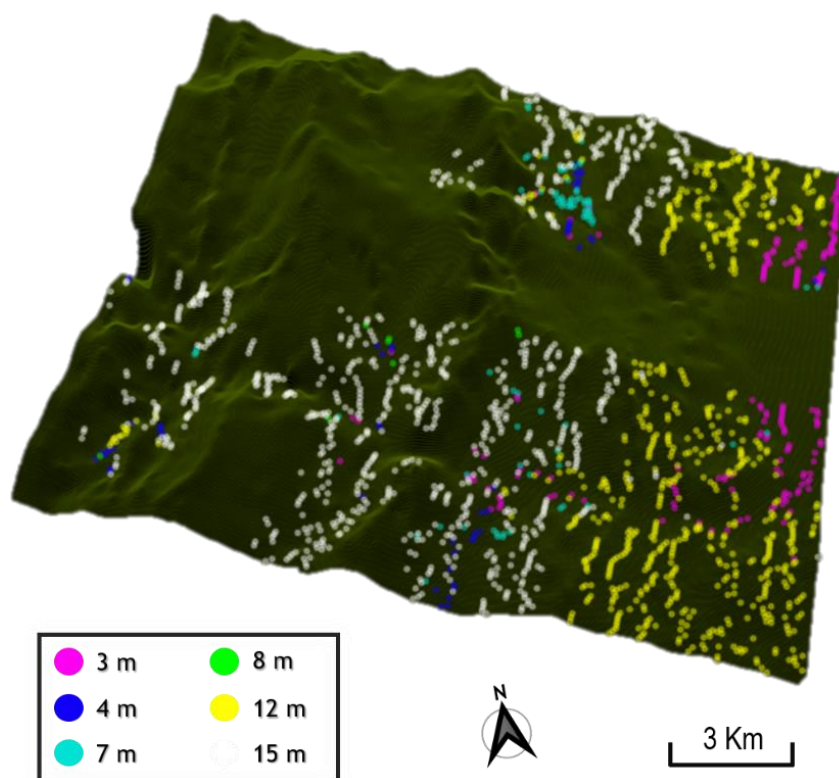


Nota. La línea negra que divide el histograma corresponde a una velocidad sísmica promedio de un material inconsolidado, separando los porcentajes de material que pueden asumirse como depósitos recientes, con velocidades bajas, de los materiales consolidados que presentan mayor velocidad.

De igual forma, se observó el comportamiento de las velocidades uphole calculadas respecto a las elevaciones topográficas en que se posicionaron las fuentes. Es resaltable que la profundidad de excavación para los pozos disminuye a medida que se introduce en el material aluvial cartografiado (**Figura 28**).

Figura 28

Distribución de la profundidad de detonación en las líneas fuente de la campaña Níscota 3D sobre el área del SEAM Phase II.



Nota. El gráfico muestra la particularidad que los pozos de menor profundidad son hallados principalmente sobre las zonas de material aluvial reportadas en la Geología de la Plancha 193 – Yopal, por Montoya *et al.*, 2013.

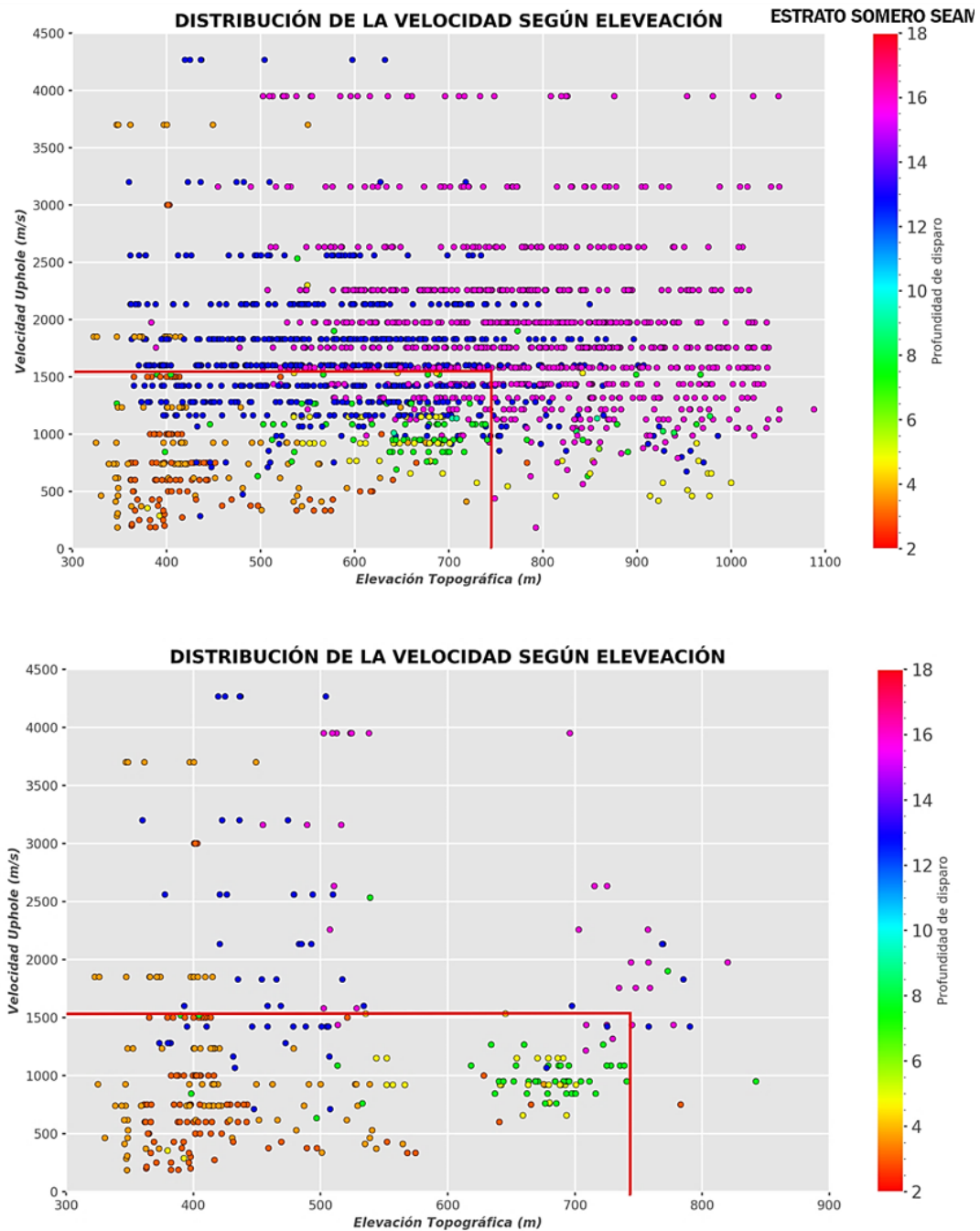
Un parámetro que parece cobrar aumentada relevancia en la definición del estrato somero del SEAM Phase II son las cotas de elevación. Por ende, precisar si las propiedades físicas que construyen al modelo son condicionadas por factores geográficos o topográficos es imprescindible en su entendimiento. Para efectos, se evaluaron las distribuciones entre la Velocidad Uphole de las fuentes con sus elevaciones dentro del modelo, en búsqueda de alguna proporcionalidad entre los atributos que pudiera indicar a la dimensión Z como factor determinante en el diseño de las capas, las velocidades ingresadas para cada sección de 10m, o incluso, los espesores finales del estrato somero.

Al comparar los atributos de Velocidad Uphole con las elevaciones topográficas del terreno y las profundidades de excavación en los pozos se puede inferir: (1) Las zonas dentro del modelo que presentan una composición de suelo distinta al material que lo rodea. (2) Una cota limitante que ajuste mejor las extensiones laterales del estrato somero. El primer punto se basa en la dificultad que experimentan los materiales no consolidados al momento de ser perforados, limitando las profundidades de excavación para posicionar la carga explosiva. Igualmente, ayudaría a evitar la pérdida de amplitudes por difracción en el perfil de suelo (Bacon *et al.*, 2003).

De esta forma, al observar la distribución de las velocidades uphole para cada modelo y evaluar la mayor densidad de puntos que comparten baja profundidad de disparo (asociado al material inconsolidado), se propone una nueva cota limitante que encierra con mayor precisión las extensiones de estrato somero presente dentro del terreno real (**Figura 29**). Esta, de valor 750 m.s.n.m, presenta una reducción del espesor del estrato somero en el SEAM Phase II de aproximadamente 250m.

Figura 29

Distribución de la velocidad uphole respecto a la elevación topográfica en los modelos aluviales evaluados.



Nota. La zona roja abarca la nube de puntos con las principales fuentes que están ubicadas sobre el material aluvial, de acuerdo a las profundidades del disparo y las velocidades uphole correspondientes. Los pozos en donde la carga se detonó a mayor profundidad también corresponden a los de mayores velocidades calculadas.

6.4. Cartografía del estrato somero reciente a partir de sensores remotos

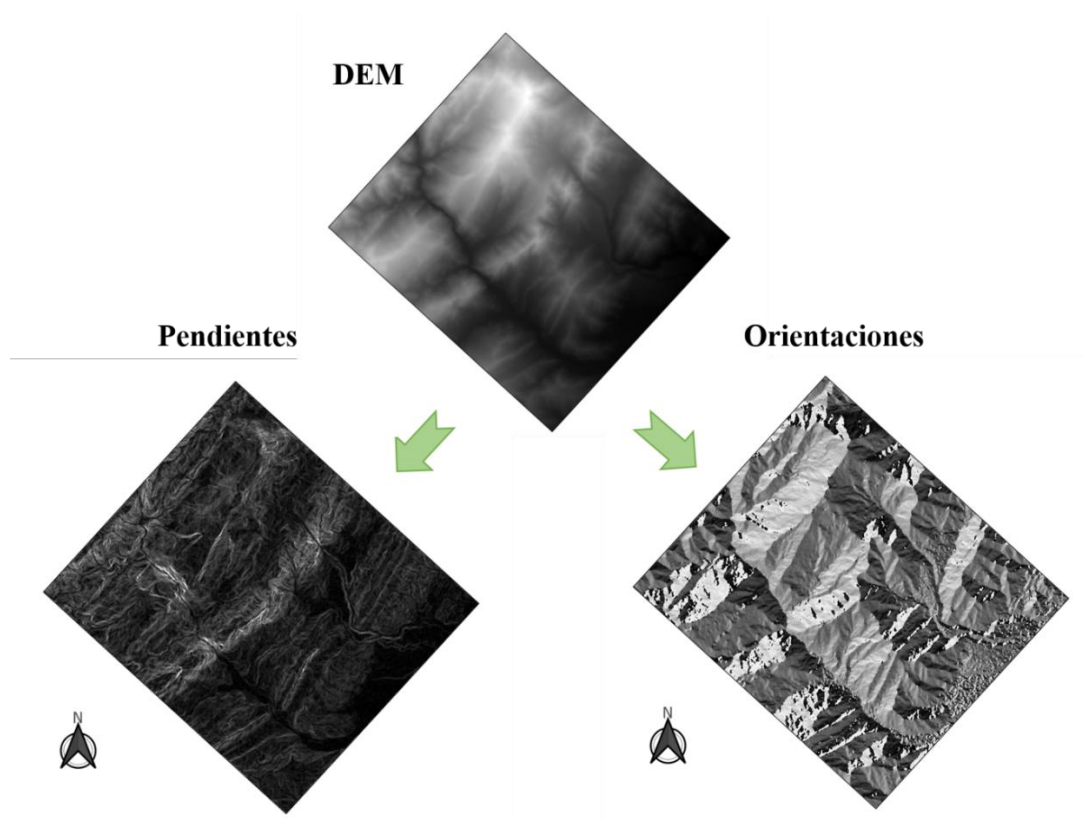
Por medio del repositorio para datos satelitales de la Universidad de Alaska Fairbanks (Alaska Satellite Facility [ASF]) se obtiene el Modelo de Elevaciones Digital (DEM) propio del área de estudio. Este modelo es generado por el sensor PALSAR, un radar de apertura sintética en banda L con arreglo de antenas en fase (Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar) que se halla dentro del Satélite para Observación Avanzada de Terreno (Advanced Land Observing Satellite [ALOS]).

Esta imagen de radar fue captada el 21 de abril del 2011, siendo el día anterior el cese de sus operaciones. Es de alta resolución con corrección radiométrica del terreno, posee un tamaño de celda 12.5 x -12.5 con un mínimo de elevación de 203m y un máximo de 3000m. De la imagen completa se selecciona la porción correspondiente al área de estudio.

Partiendo del DEM recortado, se generan los atributos morfodinámicos de Pendientes y Orientación del terreno, estos ofrecen una noción inicial del comportamiento topográfico respecto a sus inclinaciones y morfologías dominantes (**Figura 30**). Estos atributos son calculados a partir de las derivadas direccionales de la superficie topográfica (Wilson y Gallant, 2000).

Figura 30

Atributos del terreno generados a partir del Modelo de Elevaciones Digital adecuado para el área de estudio.



Nota. Estos atributos representan las propiedades morfodinámicas elementales en un análisis de terreno, pues definen los valores de inclinación y orientación que expresa la superficie topográfica.

Posteriormente los valores de píxel se reclasifican para agrupar los valores de pendientes y orientación en rangos nominales, de tal forma que estos arrojen información esencial sobre la inclinación del terreno. Así, para diferenciar las secciones del terreno donde dominan las superficies llanas, se reasignan los porcentajes de pendiente y los grados de orientación como se describe en las Tablas 1 y 2 respectivamente. Estos valores y la paleta de colores correspondiente se basan en la metodología desarrollada por Moellering y Kimerling (1990) para exhibir los atributos combinados de Pendiente-Orientación, variando ligeramente los rangos utilizados en las pendientes con el objetivo de resaltar las zonas de menor valor.

Tabla 1*Reclasificación del atributo de Pendiente*

Intervalo de pendiente (%)	Valor asignado	Comportamiento
< 10	10	Llanura
10 - 30	20	Ligeramente inclinado
30 - 50	30	Moderadamente inclinado
> 50	40	Altamente inclinado

Nota. Los valores asignados se modifican levemente de los planteados por Moellering y Kimerling, 1990.

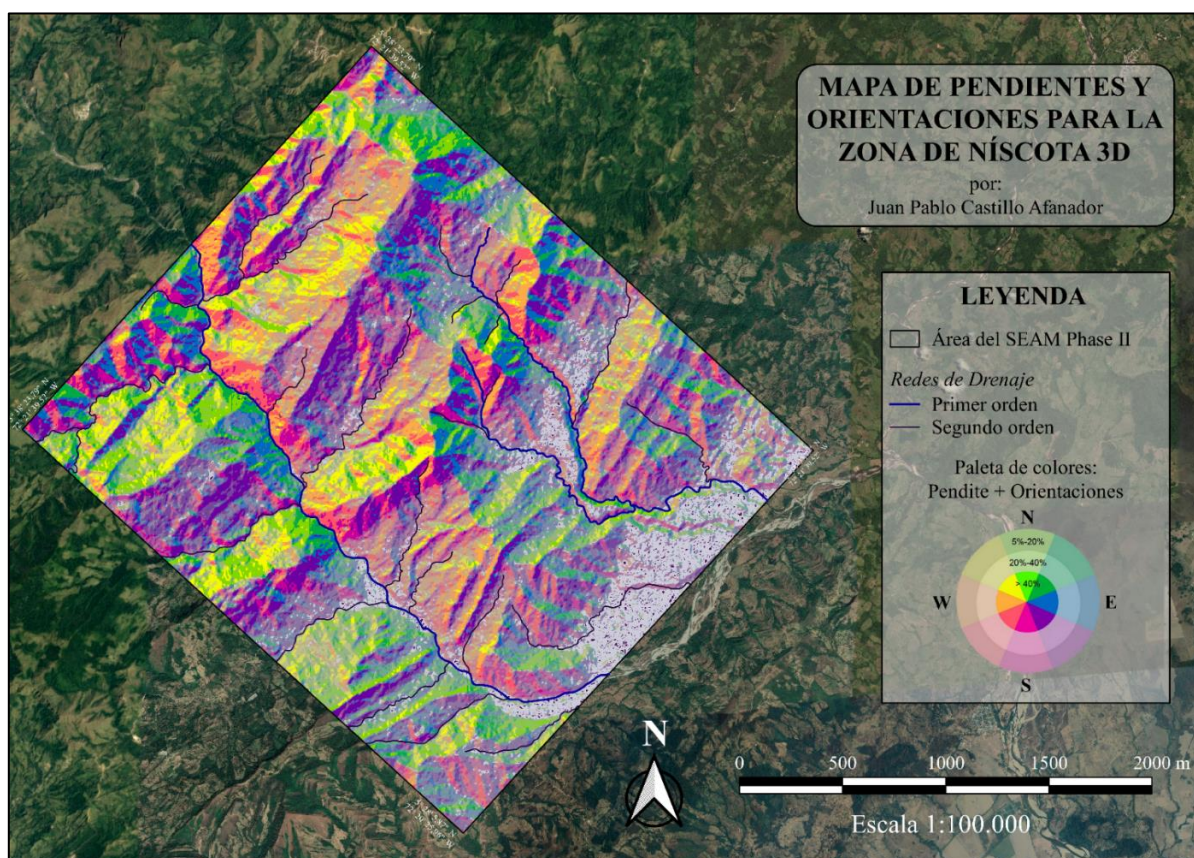
Tabla 2*Reclasificación del atributo de Orientación*

Intervalo de grados	Valor asignado	Orientación
0 – 22.5	1	Norte
22.5 – 67.5	2	Noreste
67.5 – 112.5	3	Este
112.5 – 157.5	4	Sureste
157.5 – 202.5	5	Sur
202.5 – 247.5	6	Suroeste
247.5 – 292.5	7	Oeste
292.5 – 337.5	8	Noroeste
337.5 – 359.9	1	Norte

Una vez asignados los nuevos valores de píxel, se realiza la suma de las capas ráster resultantes a través de la calculadora de Ráster. El producto final de esta operación será el mapa de Pendientes-Orientación, el cual sugiere un comportamiento dominante del terreno montañoso en la sección del SEAM Phase II con un desarrollo de relieves más planos hacia el extremo NW-SW del modelo (**Figura 31**).

Figura 31

Mapa morfodinámico elaborado para la zona del SEAM Phase II.

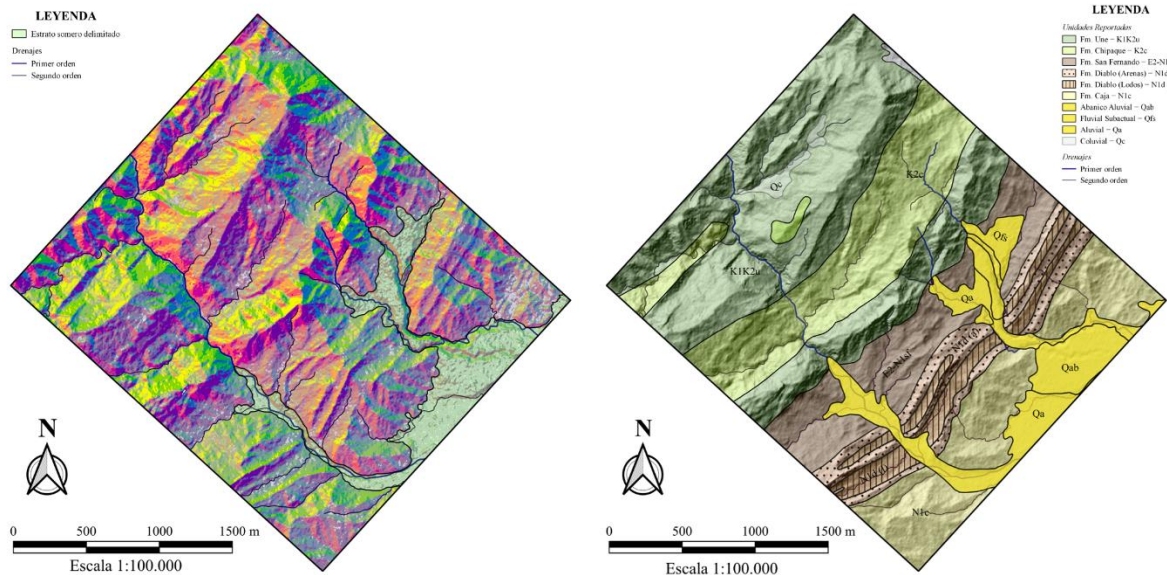


Nota. El mapa es obtenido de acuerdo a los atributos generados por el DEM seleccionado, en conjunto con los algoritmos que ofrece el Sistema de Información geográfica QGIS 3.10.

Por medio de este mapa morfodinámico se plantea una delimitación inicial del estrato somero sobre el terreno de Níscota. Esta se define a partir de la pendiente sugerida por Suárez (2009) para la producción de suelo, resaltando las zonas de menor porcentaje y con los valores de píxel más bajos (< 19). Se destaca la notable similitud entre los terrenos cartografiados con los reportados por Montoya *et al.* (2013) (**Figura 32**).

Figura 32

Contraste entre el estrato somero reconocido a partir del mapa morfodinámico con los depósitos aluviales reportados en la Geología de la Plancha 193 – Yopal.

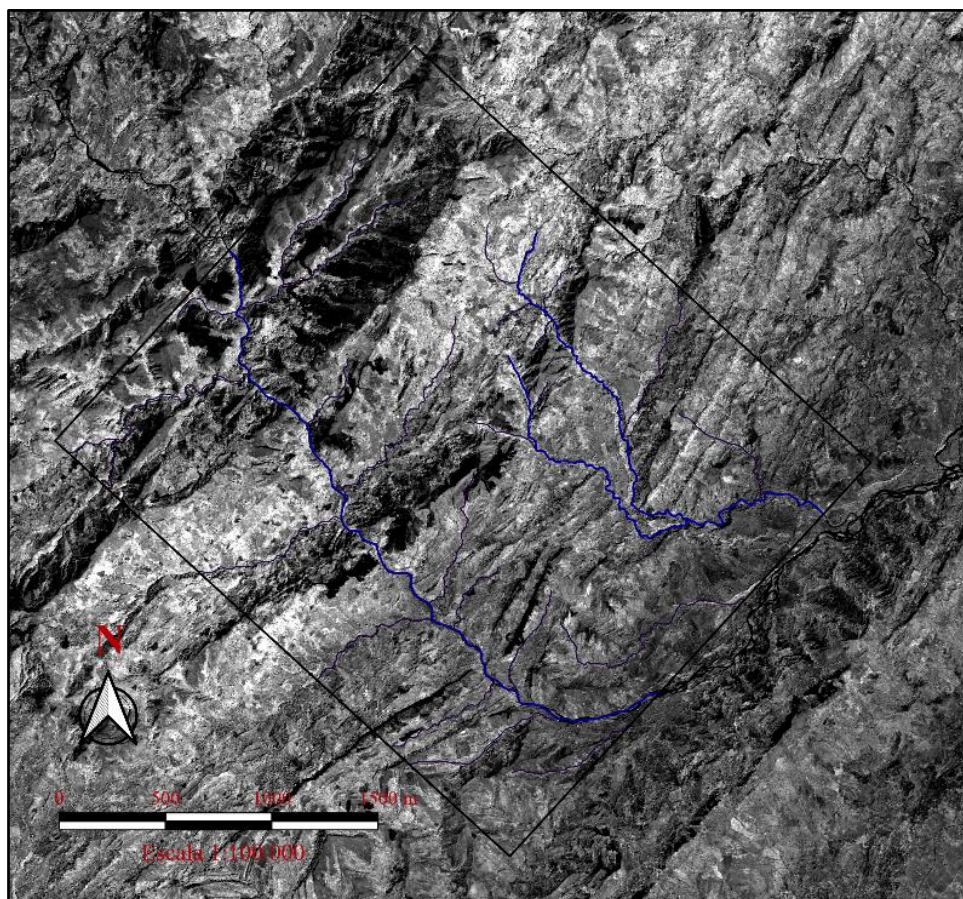


Los sectores que expresan un comportamiento plano, generalmente aledaños a las corrientes fluviales dominantes, indican la ocurrencia de eventos denudacionales que concluyen en la acumulación progresiva del material sedimentario durante los incrementos del nivel freático (inundaciones); estos se reconocen como depósitos aluviales. Así mismo, se cartografiaban los depósitos que manifiestan una depositación lateral amplia y gradual, demostrando estar condicionados por la energía del medio y el tamaño de grano transportado; denominados como depósitos de abanico aluvial.

Así mismo, partiendo de las imágenes ortogonales generadas por el satélite ALOS AVNIR-2 el 27 de enero del 2009 (imagen 4 - ALAV2A160393490), se diferencian los tipos de depósitos presentes en el terreno de acuerdo con su expresión geomorfológica y los drenajes asociados. Estas presentan un tamaño de celda 10 x -10 m y una única banda que despliega valores de grises. A la imagen utilizada se le aplica un contraste del 60%, con el objetivo de resaltar las expresiones morfológicas dentro del aluvial (**Figura 33**).

Figura 33

Imagen ortogonal de ALOS AVNIR-2 que envuelve al área seleccionada para el desarrollo del SEAM Phase II.

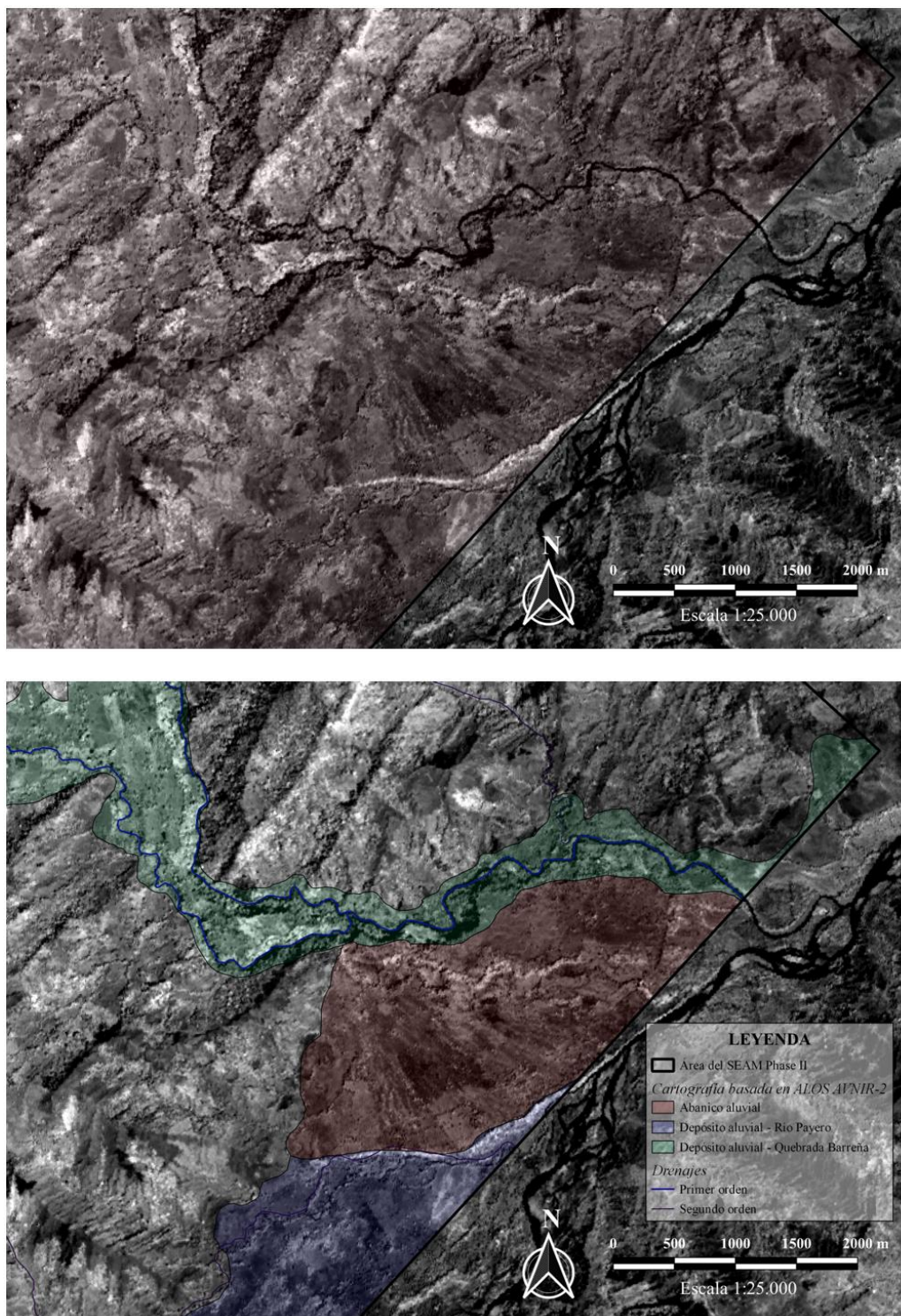


Nota. Los límites del modelo están demarcados por el rectángulo negro. Las líneas azules representan los drenajes principales (Río Payero a la izquierda, Quebrada Barreña en la derecha). El contraste aplicado es del 60%, esto con el objetivo de resaltar a mayor detalle las expresiones morfológicas de la superficie.

Considerando la extensión del estrato somero delimitada según el mapa morfodinámico generado, se definieron 3 tipos de depósitos desplegados lateralmente en la sección inferior del modelo. El principal factor utilizado para su clasificación son las morfologías actuales, que revelan el tipo de sedimentación presente. De esta forma, se genera la cartografía del estrato somero dentro del terreno Níscota 3D (**Figura 35**) según la disposición de sus sedimentos. El reconocimiento de un frente aluvial característico de los depósitos de abanico, junto con las terrazas generadas por las corrientes fluviales, permitieron establecer los límites de cada uno de los depósitos (**Figura 34**).

Figura 34

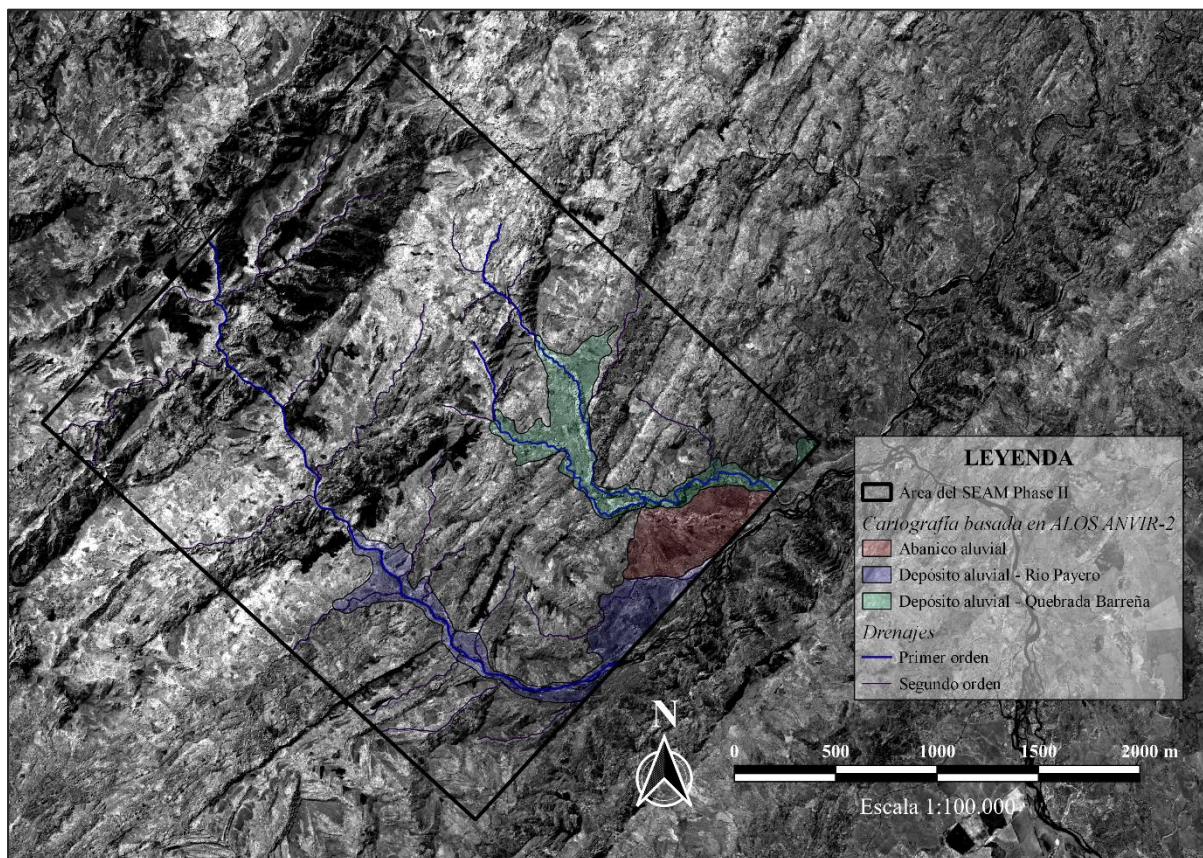
Procedimiento de delimitación para los diferentes tipos de depósitos que conforman al estrato somero reconocido espacialmente.



Nota. Para esta delimitación fueron consideradas las expresiones morfogenéticas de los depósitos presentes.

Figura 35

Cartografía del estrato somero basada en la imagen ortogonal de ALOS AVNIR-2.



Nota. Para esta cartografía se definen de forma general los 3 depósitos de material reciente que dominan en el área del SEAM Phase II y que, prácticamente, constituyen la totalidad de la capa aluvial dentro del terreno.

Concluyendo estos resultados, se confirma que la cartografía reportada por Montoya *et al.* (2013) para los depósitos cuaternarios es la indicada si se desea evaluar la extensión del estrato somero dentro del terreno. Esto valida la hipótesis de un sobredimensionamiento en las extensiones del estrato somero para el SEAM Phase II y, con ello, un aumento en los espesores reportados. Finalmente se genera la cartografía de los depósitos recientes sobre el terreno de Níscota 3D (**Apéndice A**).

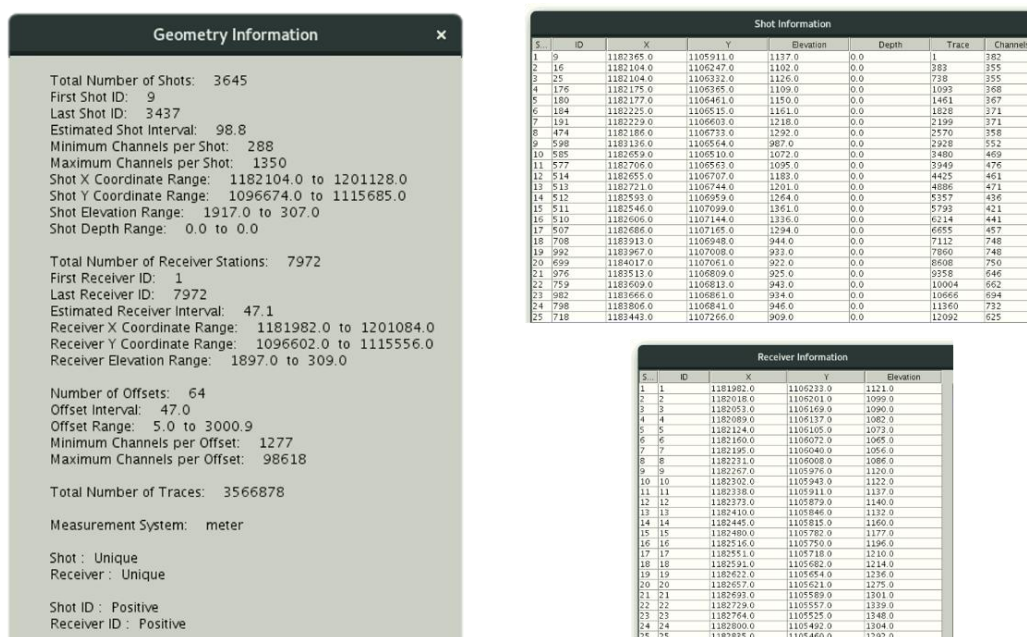
6.5. Análisis de la tomografía sísmica “Níscota 3D”

Con el objetivo de evaluar el comportamiento y las velocidades sísmicas del terreno que comprende el SEAM Phase II, se produce un modelo tomográfico 3D a partir de los datos recolectados en la campaña sísmica de Níscota 3D. Esta información de trazas sísmicas es propiedad de ECOPETROL S.A, entidad que auspició el desarrollo del presente trabajo y facilitó el set de datos generados por HOCOL S.A.

Partiendo del archivo SEG-Y que contiene la información de fuentes y receptoras dentro de la campaña, se genera la geometría dentro de la herramienta TomoPlus v6.1 que proyectará las trazas sísmicas captadas por los geófonos para los offsets seleccionados (**Figura 36**). El procedimiento a realizar se basa en el Manual de Entrenamiento para el Usuario que ofrece el programa.

Figura 36

Configuración de la geometría de adquisición presente en la campaña Níscota 3D.

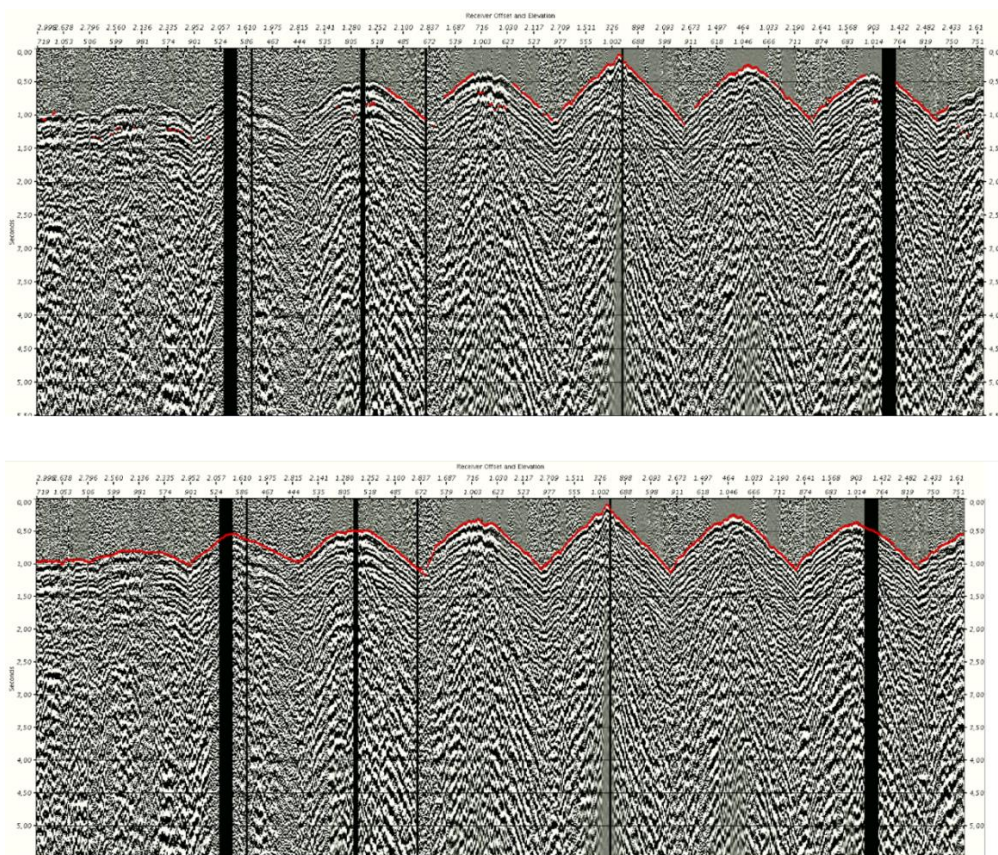


Nota. Esta geometría de adquisición corresponde a los datos recolectados en la campaña de exploración de Níscota 3D y contenidos en el archivo SEG-Y de dicho estudio sísmico.

Una vez cargada la geometría se podrán visualizar las trazas sísmicas en la sección 3DPICKER de la herramienta. Con esta información proyectada se genera el picado de los primeros arribos para las ondas captadas. Esto puede ser facilitado por el algoritmo Automatic Dynamite Picker, el cual reconoce una franja de energía ingresada y posiciona el valor del primer arribo automáticamente. Sin embargo, la presencia de ruido en el disparo dificultará su precisión, por lo que una revisión manual es imprescindible para asegurar la mejor precisión en el picado (**Figura 37**). Este procedimiento es el de mayor duración en la producción del modelo, puesto que debe asegurarse la calidad del picado en cada disparo. Con un total de 7972 geófonos que captaron la información de 3645 disparos, generando 3'566.878 trazas sísmicas.

Figura 37

Picado de los primeros arribos para las trazas sísmicas recolectadas en la campaña Níscota 3D y observadas por medio del software TomoPlus v6.1.

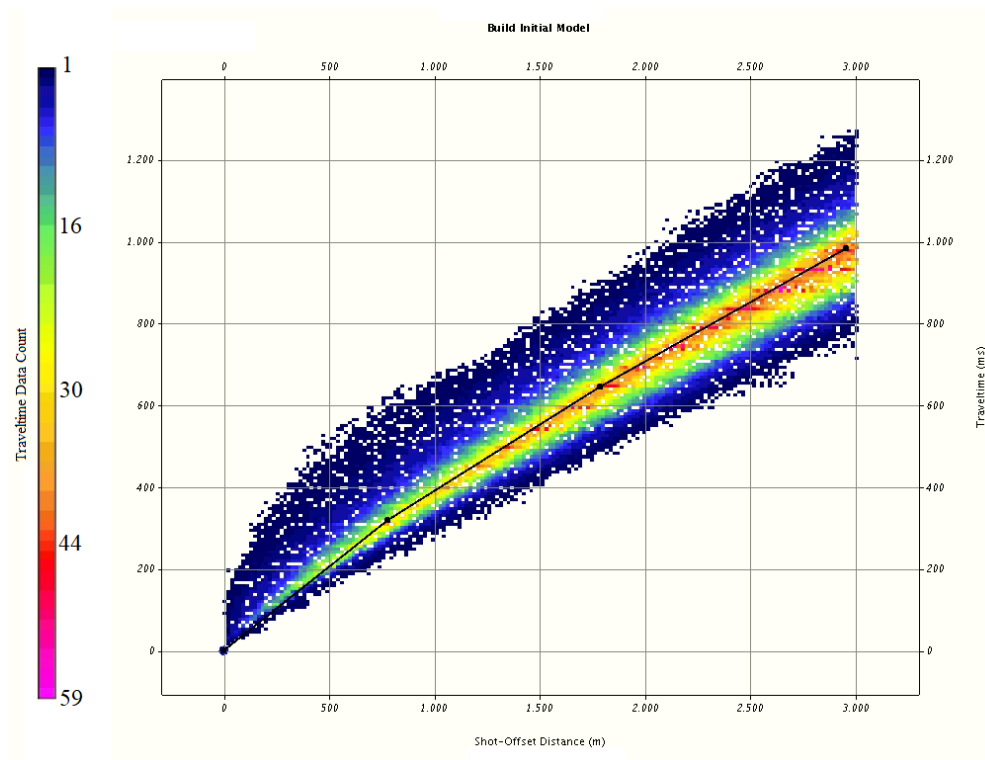


Nota. La figura compara el picado automático generado por el algoritmo interno del software (sup.), contra el picado manual realizado (inf.) para cada disparo. Verificar la precisión de estos disparos asegura la calidad del modelo resultante.

Al finalizar el picado en la totalidad de disparos, se prosigue a construir el modelo inicial de velocidades, desde la sección 3DTIME de la herramienta. Este modelo reúne la totalidad de los disparos generados, produciendo un bloque 3D de velocidades generales. Para efectos de la tomografía generada, se definió un modelo de 3 capas que deban presentar velocidades ascendentes (**Figura 38**). Los puntos que separan a las capas del modelo son denominados *Turning Points*, puesto que dichos “puntos de inflexión” marcan los cambios en su velocidad.

Figura 38

Construcción del modelo inicial de 3 capas con todos los disparos de la campaña Níscota 3D.

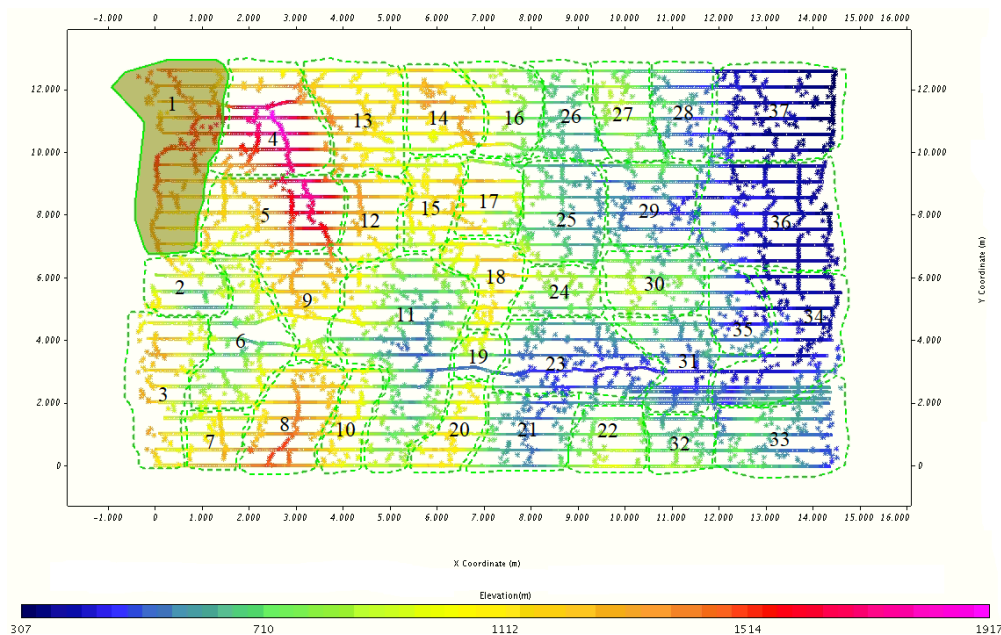


Nota. Este procedimiento se realiza en la sección 3DTIME dentro del software TomoPlus v6.1. La nube de puntos representa los valores de primeros arribos seleccionados en la totalidad del modelo

No obstante, este modelo inicial ofrece una respuesta de velocidades generalizada para todo el modelo, lo que disminuye su precisión al momento de abordar las fracciones del estrato somero. Para corregir este fenómeno, se seleccionan subgrupos de Turning Points, los cuales permiten un ensamblaje seccionado de los valores de velocidad para las capas del modelo (**Figura 39**). La definición de los subsets se debe realizar de acuerdo a parámetros compartidos por los disparos y receptores dentro del modelo, de esta forma se mantiene una similitud en los valores de tiempos y velocidad seleccionados, evitando ajustes extremos al computarse el modelo interpolado. De igual forma, se deben seleccionar 3 capas de velocidad en cada uno de los subgrupos (**Apéndice B**).

Figura 39

Conjunto de subsets definidos en la construcción del modelo analítico interpolado.

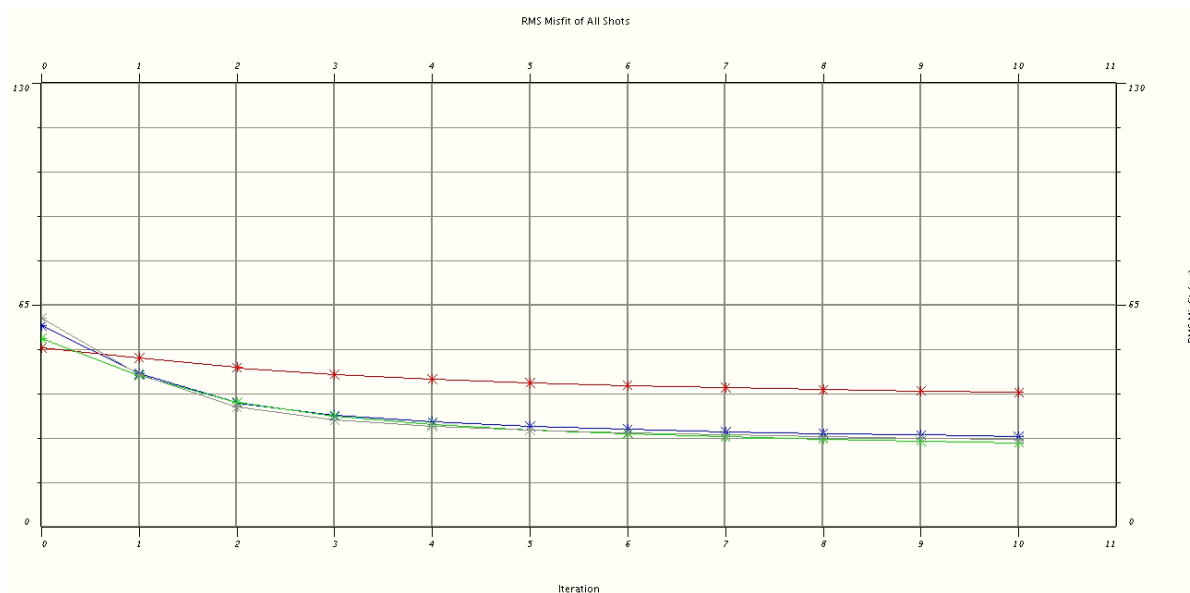


Nota. La selección de estos subsets se define de acuerdo a la similitud presente en composición geológica y elevación topográfica para las fuentes y receptoras. La numeración también identifica los submodelos de capas realizados para cada subconjunto de fuentes-receptoras (**Apéndice B**).

Una vez definidos los *Turning Points* para cada subgrupo, se genera el modelo analítico interpolado. Éste será el punto de partida para generar la tomografía. En la sección 3DIMAGING-SEISMIC se ingresa el modelo interpolado como modelo de velocidades iniciales; allí se definen las veces que será iterado el modelo tomográfico, lo que condiciona la cantidad de ajustes realizados en los tiempos de viaje sintéticos respecto a los tiempos definidos en la etapa 3DPICKER, junto al control de suavizado aplicado en la producción del modelo. La cantidad predeterminada de iteraciones es igual a 10. El desplazamiento realizado durante los ajustes iterativos puede ser observado en la función de costo resultante (**Figura 40**). Si estos valores decrecen rápidamente, el control de suavizado se debe aumentar y viceversa. Al observar esta condición en el primero modelo realizado bajo un suavizado de 1.0, se incrementa el valor a 1.2 para mejorar la función generada.

Figura 40

Función de costo para la tomografía sísmica 3D generada.

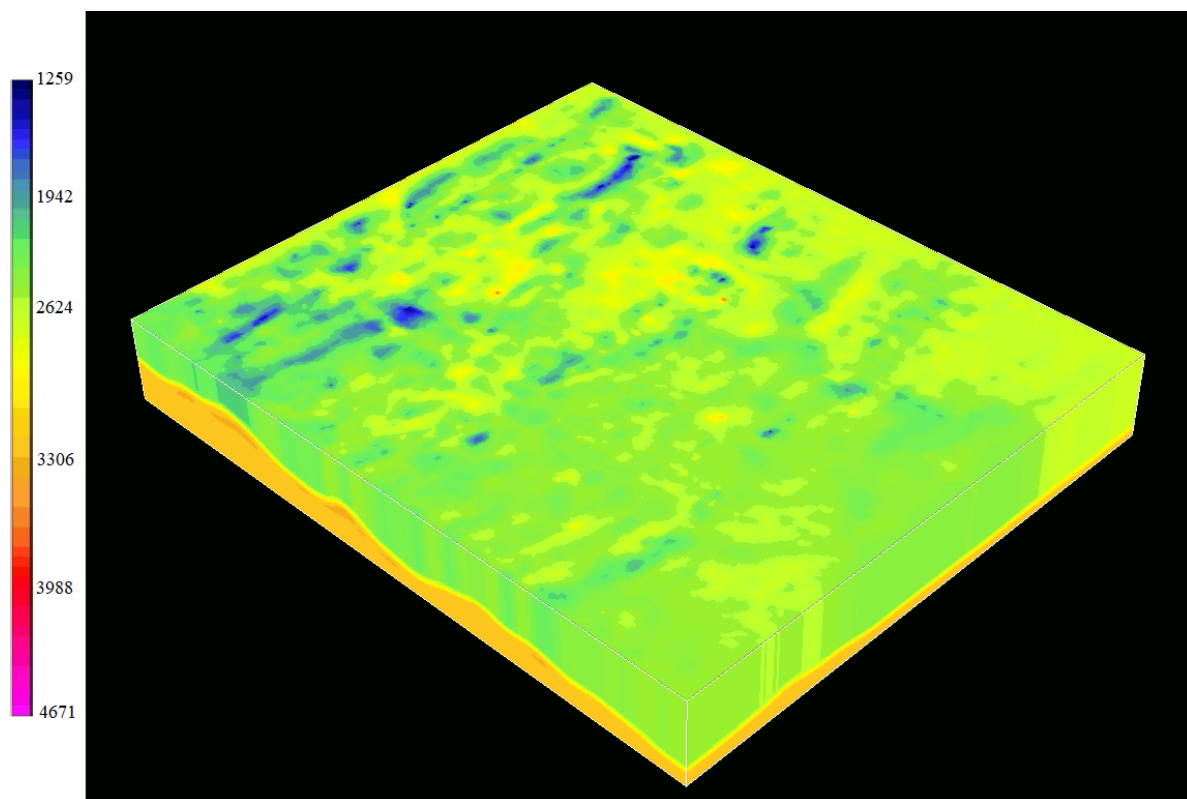


Nota. Esta función de costo se calcula sobre las 10 iteraciones que producen el modelo, con un control de suavizado de 1.2. El modelo de velocidades tomográficas corresponde a la línea roja, la cual decrece 20 ms en los ajustes de desplazamiento. El comportamiento asintótico que presentan las curvas es el apropiado para la producción del modelo 3D.

Una vez iterado, se genera el bloque 3D de velocidades que conforma la tomografía sísmica (**Figura 41**). Estos valores integran las capas definidas para cada subgrupo con el modelo inicial de todos los disparos, asegurando modelar aquellas secciones del subsuelo que presentan una baja iluminación de rayos.

Figura 41

Bloque 3D de velocidades tomográficas calculadas a partir del modelo interpolado de substes.

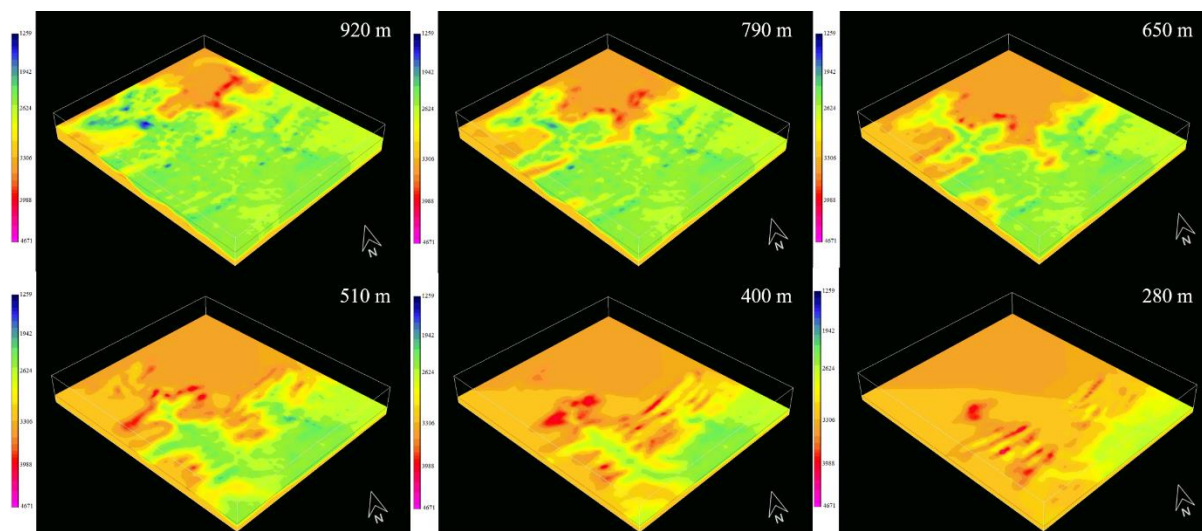


Nota. Los valores superficiales del bloque corresponden a la proyección de las velocidades presentes en superficie. Las velocidades están dadas en m/s.

A partir de este bloque, se evalúa el comportamiento de la velocidad sísmica presente en el estrato somero real, las variaciones laterales y los espesores presentes en la capa de baja velocidad (**Figura 42**). Se destacan las velocidades superficiales bajas sobre las corrientes fluviales dominantes en la topografía, junto con las mayores velocidades en la sección correspondiente al terreno montañoso del piedemonte.

Figura 42

Evolución de las velocidades superficiales del modelo tomográfico al disminuir los valores de elevación (eje Z).

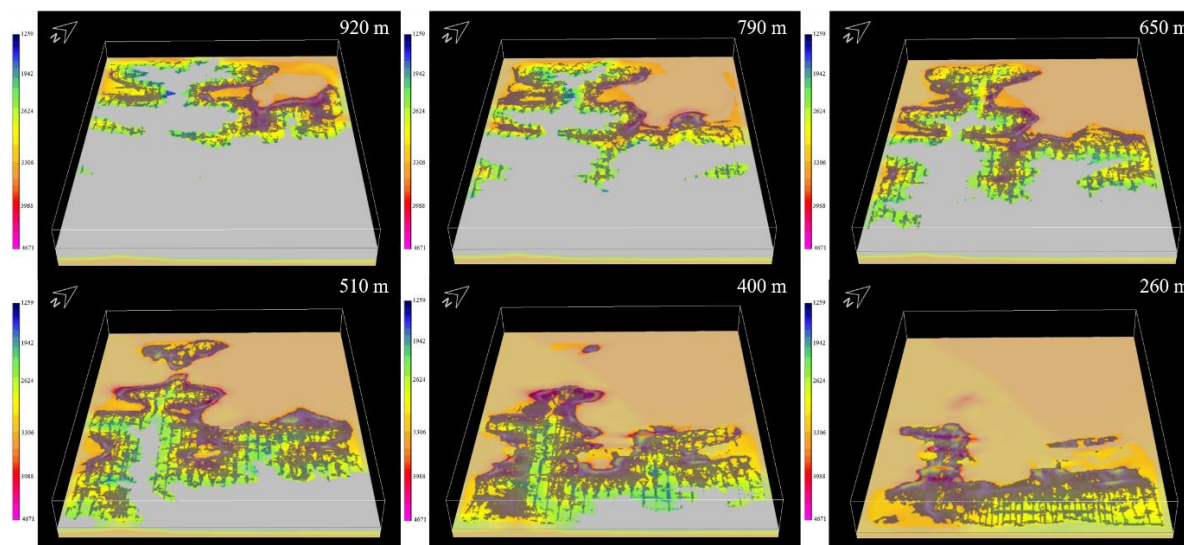


Nota. Las velocidades están dadas en m/s. En el gráfico se observan franjas de alta velocidad en las secciones más profundas del modelo (280m), correspondientes a los estratos de areniscas característicos de la Fm. Diablo.

Adicional al resultado de las velocidades sísmicas dentro de la masa aluvial, se observa una pobre iluminación de rayos en la porción del depósito aluvial asociado al río Payero y el abanico aluvial adyacente (**Figura 43**). Sin embargo, en las porciones restantes del frente de piedemonte, donde se ubican las unidades terciarias de la geología, la calidad en la iluminación de rayos es notablemente mejor. Esta cualidad se puede asociar al fenómeno de dispersión de onda característico de los materiales inconsolidados.

Figura 43

Desarrollo de la cobertura de rayos del modelo tomográfico al disminuir los valores de elevación (eje Z) en el modelo 3D generado.

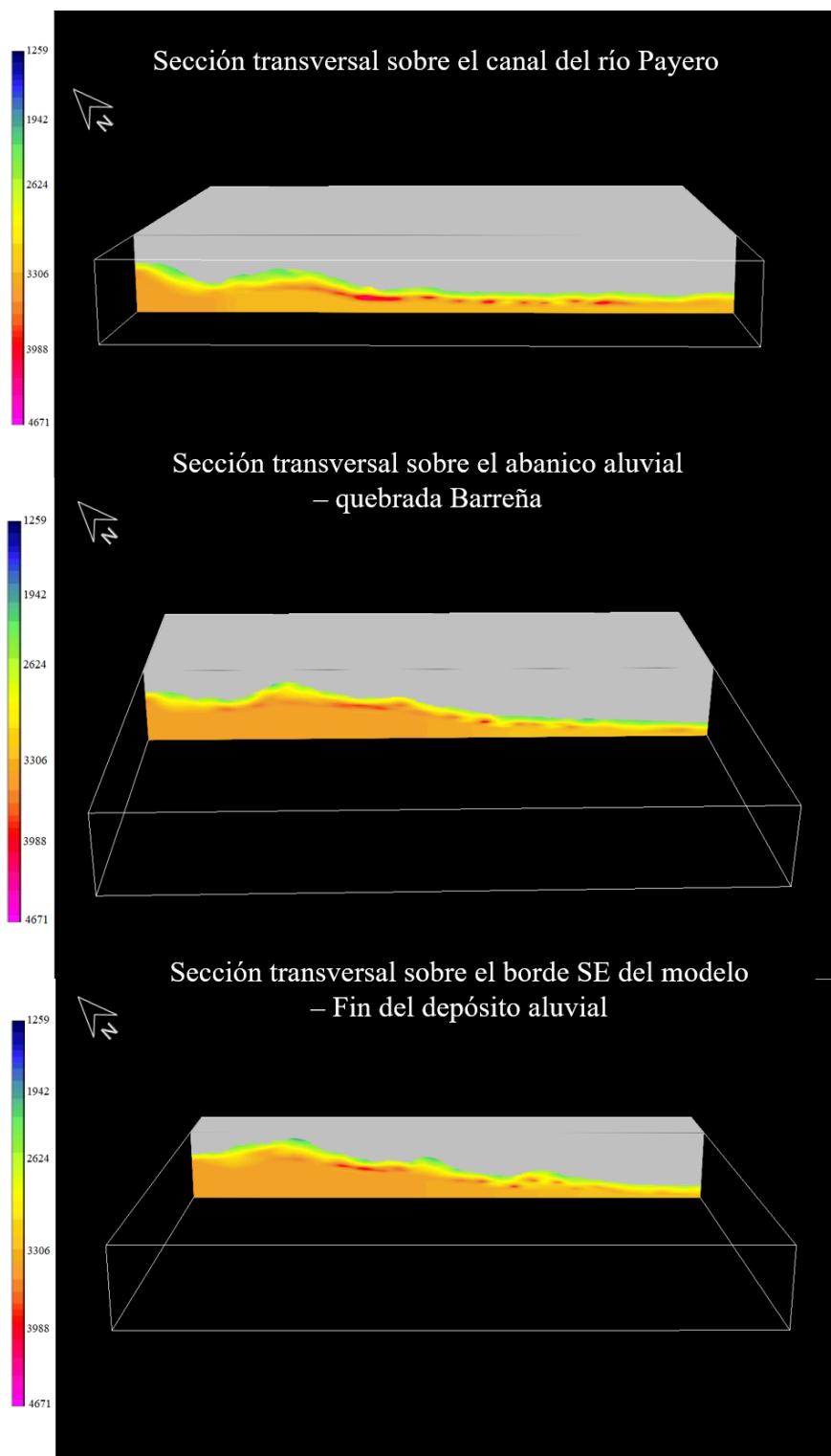


Nota. Una mayor iluminación de rayos está representada en las secciones oscurecidas (violetas). Las velocidades de la paleta de colores están dadas en m/s.

Al comparar las secciones transversales del modelo sobre las 3 porciones principales del estrato somero reportado (**Figura 44**), es concluyente que: (1) los espesores en cada uno de los distintos tipos de depósito son variables, y se definen de acuerdo a la capacidad sedimentaria presente en la cuenca reciente y la disposición del material. (2) en los sectores donde dominan las formaciones geológicas están presentes las velocidades más altas, donde la capa de baja velocidad presenta espesores menos notorios. (3) al borde SE del modelo, donde acaba el abanico aluvial y continúa el depósito aluvial del río Payero, la capa de baja velocidad disminuye su espesor acorde a la reducción en su extensión (cartografía por Montoya *et al.*, 2013); también apreciable al observar una sección frontal del estrato somero (**Figura 45**).

Figura 44

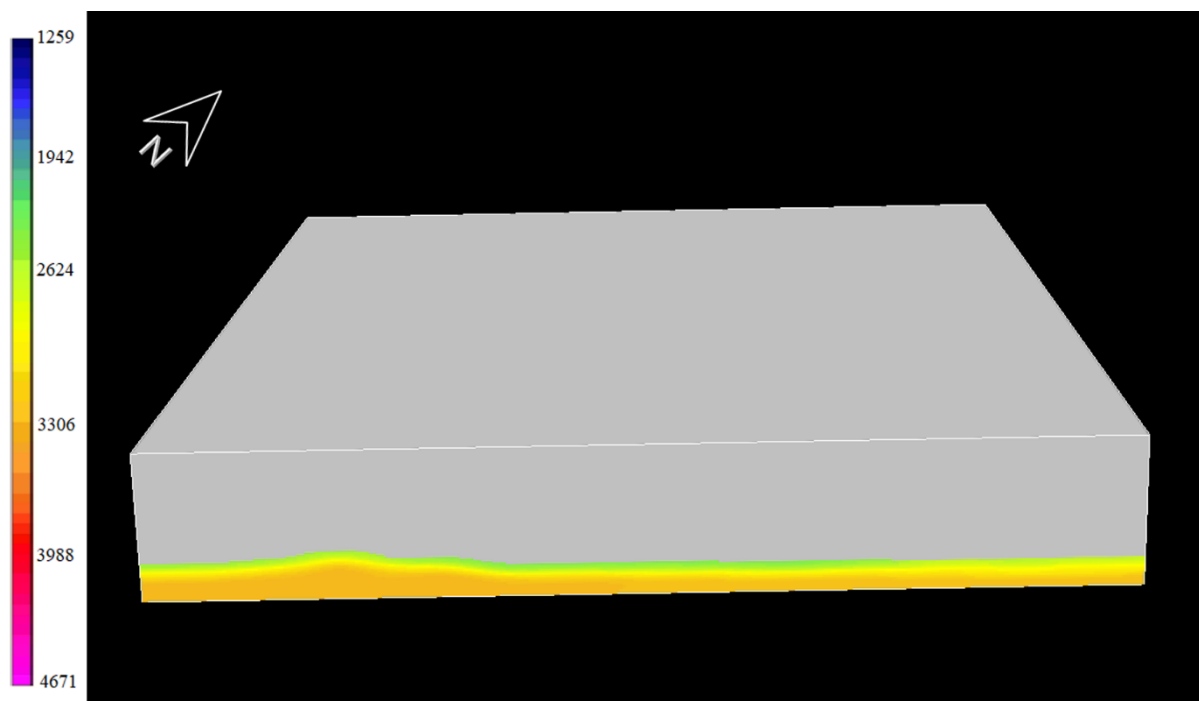
Secciones transversales sobre el eje X del modelo tomográfico 3D generado.



Nota. Las heterogeneidades laterales de los depósitos no consolidados se observan en las variaciones mostradas por la capa superficial (verde). Los valores de velocidad están dados en m/s.

Figura 45

Perfil frontal (eje Y) del estrato somero en el modelo tomográfico 3D.



Nota. Esta sección muestra las elevaciones más bajas dentro del modelo. Se observan los cambios laterales en el espesor que presenta la capa de baja velocidad (verde). Los valores de velocidad están dados en m/s.

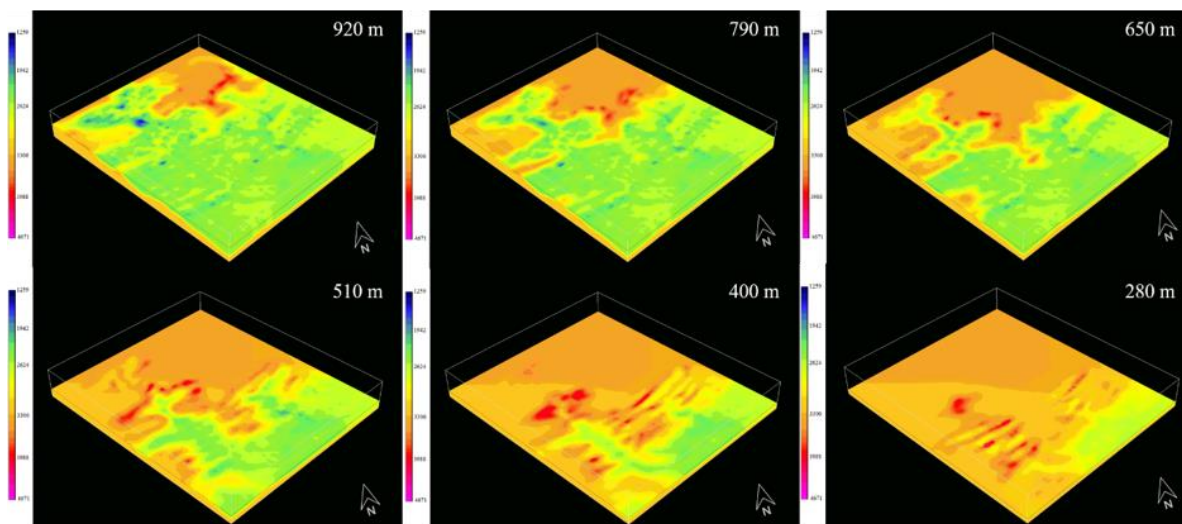
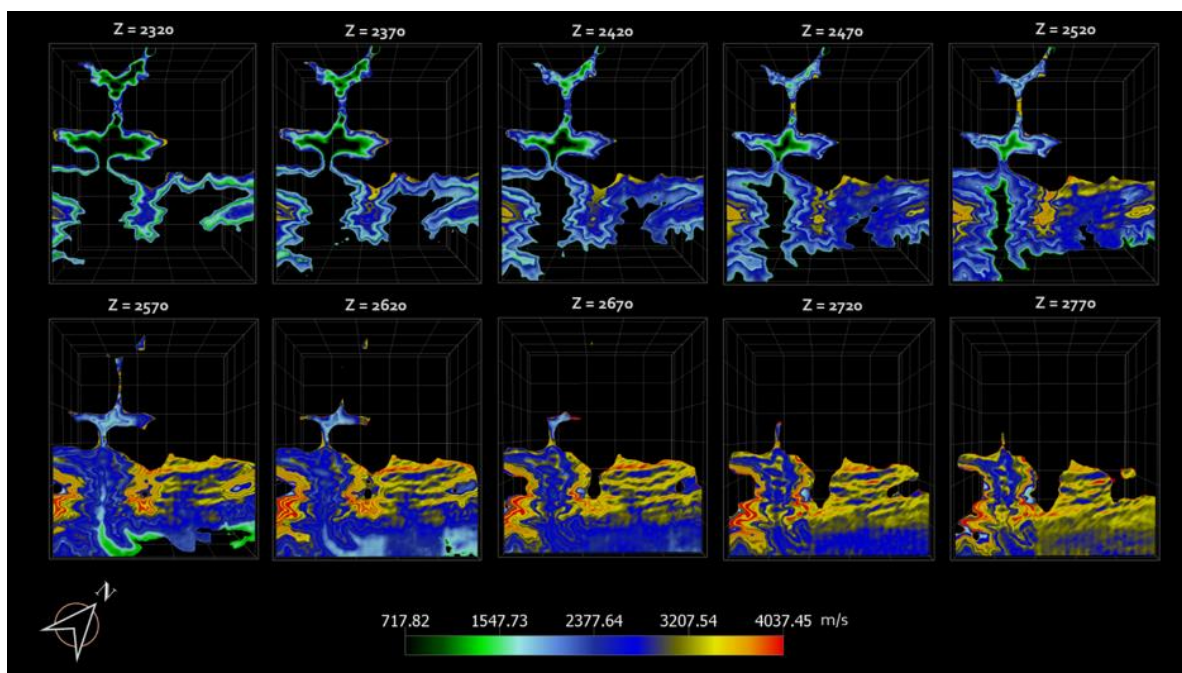
Por lo tanto, los resultados obtenidos a partir de la tomografía comprueban la irregularidad presente en el estrato somero real sobre el terreno en que se basaría el modelo del SEAM Phase II. Las variaciones en los espesores de cada capa demuestran estar condicionados por su configuración geológica, y no por parámetros relacionados a la topografía del sector. Los espesores planteados a partir de las velocidades tomográficas de menor valor muestran una capa de aluvial (verde) que alcanza grosores máximos de 300m, siendo la mitad del espesor propuesto en el modelo de la SEG. Además, éste no es constante ni abarca la totalidad de la llanura aluvial.

Considerar esta diferencia en los espesores puede sugerir una edición al modelo inicial, donde la cota de elevación que limita al estrato somero del SEAM II se reduzca el valor calculado, es decir, 300m menos que la cota observada de 1000 m.s.n.m.

Finalmente, las velocidades tomográficas generadas a partir del modelo evidencian diferencias a las ingresadas en el SEAM Phase II (**Figura 46**). El carácter masivo y poco definido verticalmente de la capa de estrato somero, observada en la tomografía, representa con mejor incertidumbre la respuesta sísmica y las velocidades esperadas en materiales inconsolidados; en contraste con las capas altamente definidas que se desarrollan en el modelo numérico, donde la asignación de velocidades va en aumento con la profundidad. Sin embargo, el rango de valores que plantea el SEAM Phase II para esta capa mantiene una buena fidelidad con aquellos obtenidos a partir de la tomografía sísmica.

Figura 46

Comparación de las velocidades sísmicas planteadas por el SEAM Phase II para el estrato somero (sup.), contra el desarrollo velocidades obtenidas por el modelo tomográfico de la campaña Níscota 3D (inf.)



Nota. Del gráfico se destaca que los espesores propuestos por el SEAM para su estrato somero son masivos, al igual que las extensiones definidas. No obstante, el desarrollo de las velocidades sísmicas es el indicado para cada tipo de depósito aluvial planteado

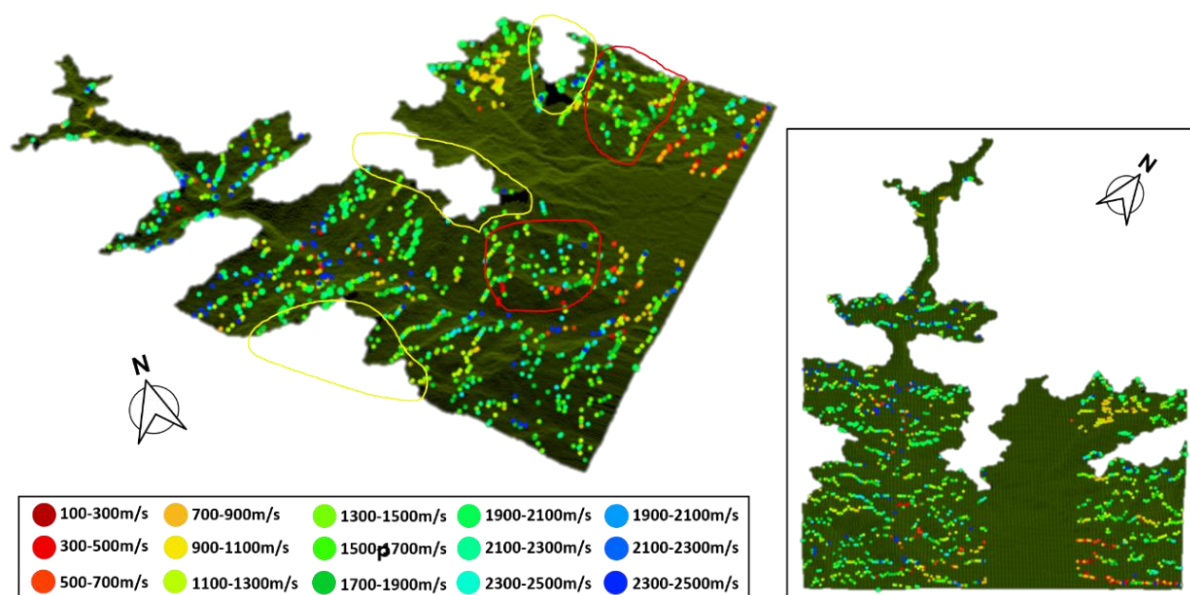
7. Resultados

El análisis del estrato somero generado para el SEAM Phase II: Foothills Model, muestra inconsistencias respecto a su extensión, espesores y alturas, una vez son contrastadas con las propiedades físicas presentes en el terreno en que se basaría el modelo. Para el caso de la extensión y espesores, se observa que la geometría del estrato somero no sigue la tendencia de los tipos de depósitos cuaternarios de la zona, tal como los reportan Montoya *et al.* (2013). Así mismo, una sección del estrato somero al SE del área presentan espesores superiores a 600m y está ubicada, coincidentemente, sobre porciones de la morfología que se extienden a lo ancho del área y corresponden a unidades litológicas cartografiadas, de acuerdo al mapa geológico.

Al comparar las velocidades Uphole de la zona real de cuaternario con la zona rocosa previamente descrita, se hallan diferencias significativas en estas velocidades, tanto en sus valores como sus distribuciones espaciales, ahondando en la necesidad de reevaluar el estrato somero diseñado. Por otra parte, la cota de altura del modelo de 1000 m, definida como el tope del estrato somero, es una noción exagerada y altamente imprecisa si se consideran los parámetros que delimitan y definen la producción de depósitos recientes en terrenos montañosos dominados por corrientes fluviales. Respecto a las extensiones propuestas para una capa de baja velocidad, los resultados geomorfológicos, de velocidades Uphole y tomográficas sugieren un valor de cota de alrededor 750m, permitiendo la construcción de un estrato modificado que guarde mayor fidelidad con las propiedades reales presentes en el terreno y en las expresiones sedimentarias del piedemonte (**Figura 47**).

Figura 47

Apariencia de la cota modificada de altura (750m) para el modelo SEAM Phase II.

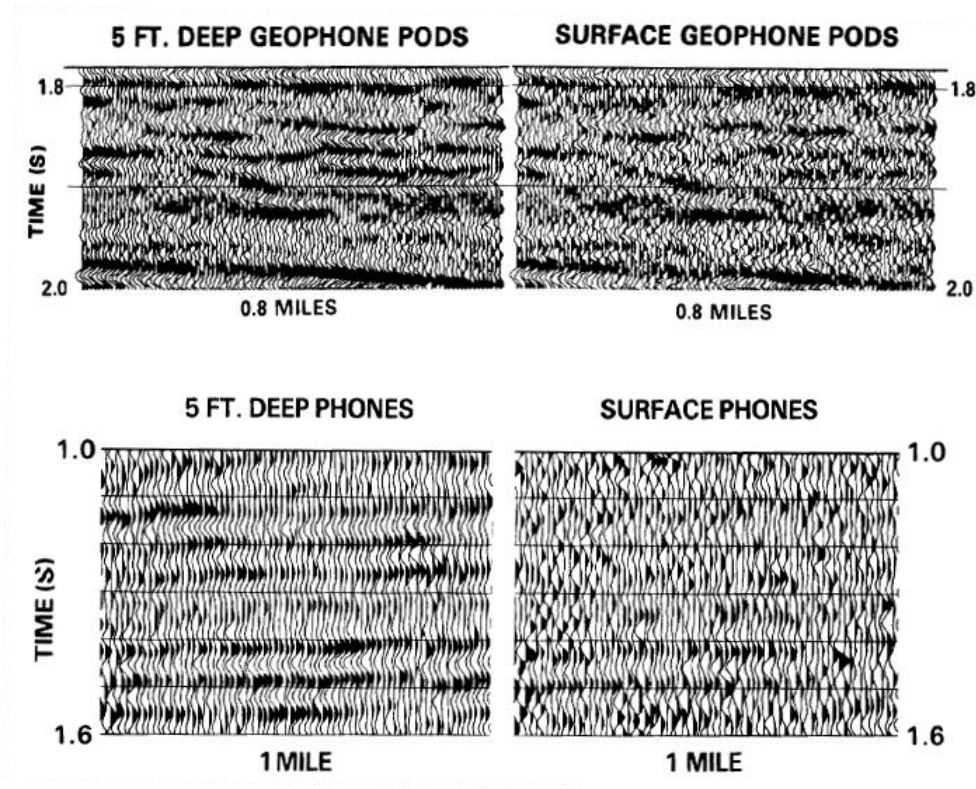


Nota. Esta propuesta de modificación permite aislar las porciones de material rocoso que están siendo asumidas como parte del estrato somero. Los valores de velocidad corresponden a las velocidades uphole calculadas con los datos recolectados para los pozos disponibles. Las zonas encerradas en amarillo resaltan las secciones de formaciones rocosas que están siendo corregidas con la nueva cota, mientras que las zonas rojas señalan las porciones de estrato somero que permanecen siendo clasificadas incorrectamente como material aluvial.

Adicionalmente, para la corrección de inconvenientes sísmicos durante la adquisición de los datos sobre materiales no consolidados, Rice *et al.*, (1991) menciona las ventajas de posicionar geófonos enterrados durante las exploraciones realizadas. Esto ayuda, particularmente, a la reducción del ruido de ambiente presente (**Figura 48**). Sin embargo, en sitios donde domine la propagación horizontal del ruido, los receptores enterrados mostrarán una peor respuesta en comparación de un arreglo sobre la superficie.

Figura 48

Apariencia de una imagen sísmica migrada captada con geófonos enterrados, en contraste a una imagen captada con geófonos en superficie.



Nota. El gráfico muestra: (sup) Una imagen sísmica migrada para los datos de onda-P. (inf) una imagen migrada con los datos de onda-S. Se compara la calidad de la respuesta entre un arreglo con geófonos enterrados 5 pies (izq) a un arreglo de geófonos dispuestos sobre la superficie (der). Tomada de “Shallow near-surface effects on seismic waves”, por Rice *et al.*, 1991.

8. Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos en la cartografía superficial y la tomografía sísmica, el modelo del SEAM Phase II utilizó un sobredimensionamiento de los datos que definen la capa de estrato somero ingresada. Aunque el objetivo de dicha exageración es abordar los inconvenientes generados por la capa de material inconsolidado, esto no corresponde geológicamente a las expresiones de los depósitos presentes sobre el terreno seleccionado, además de plantear un modelo hipotético poco probable para un arreglo de sedimentos presentes en zonas dominadas por las componentes estructurales.

Igualmente, la geometría de adquisición planteada por el SEAM Phase II para la generación de imágenes sísmicas dentro del modelo es en extremo teórica, e ignora las condiciones topográficas que inciden fuertemente sobre las topografías irregulares características del piedemonte. El mapa de restricciones propuesto puede servir como una máscara para remover aquellos disparos del SEAM Phase II que incumplen dichos requerimientos sísmicos y ambientales.

Los valores de velocidad Uphole calculados para las franjas disponibles de la campaña Níscota 3D, junto con las profundidades en que fueron detonadas las cargas, demuestran una mayor precisión del estrato somero reportado por Montoya *et al.* (2013) que aquel presentado para el SEAM Phase II. Esto es igualmente soportado por los resultados de los gradientes obtenidos para la topografía suavizada del SEAM II, considerando los ángulos mínimos para la formación de suelo residual (Suárez, 2009) y el acomodamiento de los sedimentos dentro de la cuenca (Mantilla *et al.*, 2001). Así mismo, los espesores resultantes de este diseño numérico exageran las extensiones verticales del material reciente que se ha estado depositando (Pinto *et al.*, 2010) (Montoya *et al.*, 2013).

La configuración en las propiedades físicas aplicadas a los distintos depósitos dentro del estrato somero simulado (Figura 6) es una consideración resaltable que imita en gran escala la disposición de sedimentos para cada tipo de depósito. Esta característica permite variar los grosores presentes en las cuencas generadas, lo cual, si se aplicasen en un modelo con menores espesores del estrato somero, replicaría apropiadamente su comportamiento. Por lo tanto, con el planteamiento de una nueva cota limitante de 750m, es posible obtener:

- (1) Un modelo rediseñado de estrato somero para el SEAM Phase II que reduzca en 250m el espesor de la capa aluvial y que delimite, con mayor fidelidad a la cartografía reportada, los depósitos sedimentarios aluviales en terrenos transicionales de piedemonte.
- (2) Un diseño con alto nivel de detalle para la configuración sedimentaria de los depósitos, donde se replique, para los casos adecuados, la distribución estratificada de material inconsolidado (depósitos aluviales y de llanura aluvial), diferenciándose de los depósitos de abanico aluvial generados por drenajes que descargan desde una zona de alta energía a una de baja y que presentan, directamente, distribuciones heterogéneas de material.

9. Recomendaciones

Las modificaciones propuestas en los resultados del presente proyecto, pueden plantear un nuevo punto de partida para abordar, analizar y experimentar las respuestas y los retos sísmicos presentes en el piedemonte, para los cuales el modelo SEAM Phase II: Foothills Model fue diseñado. Generar dicho archivo SEG-Y, que reduzca la altura tope del estrato somero y sus espesores asociados, es enteramente posible si la construcción del modelo inicial presenta dichas variables en su código base.

Actualmente, diversos lenguajes de programación ofrecen alternativas optimizadas e integrales para el análisis de datos geológicos. La implementación de machine-learning en el campo de la geofísica y geoinformática no es nueva, pero presenta limitaciones en la bibliografía disponible y, con ello, en los futuros proyectos que logren preceder. Es necesario profundizar en las alternativas de investigación que ofrece la informática en conjunto con la geología.

Referencias Bibliográficas

- Bacon, M., Simm, R., y Redshaw, T. (2003). *3D seismic interpretation*. Cambridge University Press, London, (pp. 1-55). DOI: 10.1017/CBO9780511802416
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., y Martínez, J. (2007). Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal. Para la Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH], (pp. 38-71).
- Bartolini, C., Buffler, R., y Blickwede, J. (2003), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. AAPG Memoir, vol. 79, AAPG, (pp. 750-775). DOI: 10.1306/M79877
- Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes, A., y Torres, V. (2007). Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro, Vol. 3, No. 3, (pp. 51-70).
- Beauregard, R., y Fraleigh, J. (1973). *A First Course in Linear Algebra: with optional Introduction to Groups, Rings, and Fields*. Houghton Mifflin Company, Boston, (pp. 84-85). ISBN: 978-0-395-14017-8
- Blair, T., y McPherson, J. (1994). Alluvial Fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 64, No. 3a, (pp. 450-489). DOI: 10.1306/D42681B2-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Blair, T., y McPherson, J. (2009). Processes and forms of Alluvial Fans. En Parsons, A., y Abrahams, A. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*, Second Edition, (pp. 413-467). DOI: 10.1007/978-1-4020-5719-914

- Butler, D. K. (2005). *Near-Surface Geophysics*. Investigations in geophysics No. 13, Society of Exploration Geophysicists, (pp. 1-30). DOI: 10.1190/1.9781560801719
- Caballero, V., Parra, M., y Mora, 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*, Vol. 32, No. 1, (pp. 45-77). DOI: 10.18273/revbol
- Cazier, E., Hayward, A., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J-F., y Leel, W. (1995). Petroleum Geology of the Cusiana Field, Llanos Basin Foothills, Colombia. *AAPG Bulletin*, Vol. 79, No. 10, (pp. 1444–1463). DOI: 10.1306/7834D9FE-1721-11D7-8645000102C1865D
- Chorley, R., Schumm, S., y Sudgen, D. (1984). *Geomorphology*. First Edition, Methuen, London & New York, (pp. 255-371). ISBN: 978-0-367-22187-4
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Penas, R., Pulham, A., y Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist [AAPG] Bulletin*, Vol. 79, No. 10, (pp. 1421-1443).
- Cox, M. (1999). *Static corrections for seismic reflection surveys*. Geophysical references, vol. 9, SEG, (pp. 10-32). DOI: 10.1190/1.9781560801818
- Cox, M., Newton, A., y Huuse, M. (2020). An introduction to seismic reflection data: acquisition, processing and interpretation. En Scarselli, N., Adam, J., Chiarella, D., Roberts, D., y Bally, A. (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic*

Analysis, Second Edition, Elsevier, (pp. 571-603). DOI: 10.1016/B978-0-444-64134-2.00020-1

De Souza, J. (2013). Well based 3D velocity cube. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, SEG Global Meeting Abstracts, (pp. 1530-1533). DOI: 10.1190/sbgf2013-313

Dobrin, M., y Savit, C. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4th Edition, McGraw-Hill Book Company, (pp. 8-18). DOI: 10.1126/science.117.3029.65

Fabre, A. (1981). Geología regional de la Sierra Nevada del Cocuy Plancha 137- El Cocuy. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.

Fabre, A. (1985). Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental). Presente en F. Etayo y F. Laverde (Eds.) Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS 16, (pp. 1-20).

Fehr, M., Kremers, S., y Fritschen, R. (2019). Characterisation of seismic site effects influenced by near-surface structures using 3D waveform modelling. *Journal of Seismology*, Vol. 23, (pp. 373-392). DOI: 10.1007/s10950-018-09811-0

Feroci, M., Orlando, L., Balia, R., Bosman, C., Cardarelli, E., y Deidda, G. (2000). Some considerations on shallow seismic reflection surveys. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 45, Issue 2, (pp. 127-139). DOI: 10.1016/S0926-9851(00)00024-0

Finlayson, D. (2016). Deep seismic profiling of the Earth's crust in Australia: - startup, 1950's & 1960's. Upd. June 02, 2016. <http://www.earthscrust.org.au/science/startups/australia-su.html>

- Flórez, A. (2003). *Colombia: Evolución de sus relieves y modelados*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Unibiblos, (pp. 125-139). ISBN: 958-701-312-3
- Forero, A. (1990). The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allocthonous terraine in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, (pp. 141-151). DOI: 10.1016/0895-9811(90)90026-W
- Geldart, L., y Sheriff, R. (2004). *Problems in Exploration Seismology and their Solutions*. Geophysical References Series No. 14, Society of Exploration Geophysicists, (pp. 253-294). DOI: 10.1190/1.9781560801733
- Gonzalez, H., Rincón, J.P., Montero, D., Velez, W., Rondón, R., y Banquez, K. (2015). Memoria Explicativa Plancha 154 - Hato Corozal. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Guevara, S., Margrave, G., y Agudelo, M. (2013). Near-surface S-wave velocity from an uphole experiment using explosive sources. *SEG Technical Program Expanded Abstracts, Integration geoConvention 2013* (pp. 1694-1698). DOI: 10.1190/segam2013-1459.1
- He, B., Xie, X., Ning, H., He, Y., y Chen, B. (2017). The effect of strong near-surface scattering on the quality of seismic imaging. Paper presented at the 2017 SEG International Exposition and Annual Meeting, Houston, Texas, September 2017. DOI: 10.1190/segam2017-17654529.1
- Herrera, Y., y Cooper, N. (2010). Manual para la adquisición y procesamiento de sísmica terrestre y su aplicación en Colombia. En Montes, L. (Ed.) *Manual de procedimientos sísmicos terrestres en Colombia*. Para la Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad Nacional de Colombia.

- Jaramillo, C., Rueda, M., y Torres, V. (2011). A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palinology*, Vol. 35, (pp. 46 – 84). DOI: 10.1080/01916122.2010.515069
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An introduction to Geophysical exploration*. Third Edition, Blackwell Science Ltda., (pp. 1-98). ISBN: 978-0-632-04929-5
- Kellogg, J., y Egbue, O. (2012). Three-dimensional structural evolution and kinematics of the Piedemonte Llanero, Central Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 39, (pp. 216-227). DOI: 10.1016/j.jsames.2012.04.012.
- Lay, T., y Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology: Chapter 8 – Seismic Sources*. Academic Press, Elsevier, Vol. 58, (pp. 310-356). DOI: 10.1016/S0074-6142(05)80009-9
- Lehman, B. (2007). *Seismic traveltime tomography for engineering and exploration applications*. EAGE Publications, Netherlands. ISBN: 978-9-073-78141-2
- Liner, C. (2004). *Elements of 3D seismology*. PennWell Pub, Second Edition, Vol. 1. Tulsa, Oklahoma, (pp. 3-99). ISBN: 978-1-593-70015-7
- Liner, C., y McGilvery, T. (2019). *The art and science of seismic interpretation*. Springer, First Edition, Gewerbestrasse, Switzerland, (pp. 1-56). ISBN: 978-3-030-03998-1
- Lo, T., y Inderwiesen P. (1994). *Fundamentals of seismic tomography*. Geophysical monograph series, No. 6. Society of Exploration Geophysicists, (pp. 1-44). DOI: 10.1190/1.9781560802334

- Mantilla, G., de la Torre, L., Gómez, C., Ordóñez, N., Ceballos, J., Euscátegui, C., Pérez, P., Pérez, S., Martínez, N., Sánchez, R., Maldonado, N., Gaitán, J., Chavez, L., y Flórez, A. (2001). Los suelos: estabilidad, productividad y degradación. En P. Leyva (Ed.), *El medio ambiente en Colombia*. Segunda Edición, IDEAM, (pp. 229-257).
- Martínez, J. (2006). Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 21, Issue 4, (pp. 510-520). DOI: 10.1016/j.jsames.2006.07.010
- McQuillin, R., Bacon, M., y Barclay, W. (1988). *An Introduction to Seismic Interpretation: Reflection Seismic in Petroleum Exploration*. Second Edition, CRC Press, London, (pp. 1-67). ISBN: 978-0-872-01773-3
- Midland Valley (2012). 3D model construction in a fold and thrust belt setting. Progress report on the construction of the final model. Powerpoint slideshow.
- Moellering, H., y Kimerling, Jon. (1990). A new digital Slope-Aspect display process. *Cartography and Geographic Information Systems*, Vol. 17, No. 2, (pp. 151-159). DOI: 10.1559/152304090783813853
- Montoya, D., Numpaque, A., Martín, C., y Alcárcel, F. (2013). Geología de la Plancha 193 – Yopal, Escala 1:100.000. Servicio Geológico Colombiano, Subdirección Geología Básica, MINMINAS.
- Mora, A., Tesón, E., Martínez, J., Parra, M., Lasso, Á., Horton, B.K., Ketcham, R.A., Velásquez, A., y Arias–Martínez, J.P., (2020). The Eastern Foothills of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (Eds), *The Geology of Colombia*, Vol. 3. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales No. 37, (p. 123-142). DOI: 10.32685/pub.esp.37.2019.05

- Noble, M., Nidhal, B., y Chauris, H. (2009). First arrival travelttime tomography for complex near-surface velocity structures. 71st EAGE Conference and Technical Exhibition, Eur. Ass. of Geoscientists and Engineers, Workshop 10, Jun 2009, Amsterdam, Netherlands. DOI: 10.3997/2214-4609.201400085
- Nolet, G. (Ed.). (1987). *Seismic Tomography: with applications in global seismology and Exploration Geophysics*. D. Reidel Publishing Company, Holland, (pp. 1-23). ISBN: 978-94-009-3899-1
- Pinto, J., Mora, J., Reátiga, G., Rey, J., Toloza, S., Torres, D., Vargas, D., Zafra, C., Velandia, F., Morales, C., y Prieto, G. (2010). Geología del Piedemonte Llanero en la Cordillera Oriental, departamentos de Arauca y Casanare. Memoria, Acuerdo Específico No. 022 del 2008 INGEOMINAS – UIS, (pp. 23-46).
- Renzoni, G. (1991). Notas sobre la Fotogeología de la Plancha 193 - Yopal. INGEOMINAS, Bogotá.
- Reyes, I. (1984). *Geología de la región de Duitama – Sogamoso – Paz de Río*. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Rice, J., Krohn, C., y Houston, L. (1991). Shallow near-surface effects on seismic waves. Society of Exploration Geophysicists 61st Annual General Meeting Technical Abstracts, (pp. 747-749). DOI: 10.1190/1.1888908
- Robertson, K. (2008). Morfotectónica y dataciones del fallamiento active del Piedemonte Llanero, Colombia, Sudamérica. Cuadernos de Geografía, Revista del Departamento de Geografía No. 16, (pp. 109-120).

- Rodríguez, C., Fonseca, H., Vargas, M., Pérez, O., Pérez, J., Gonzales, E., García, L., Penagos, D., Mesa, L., Ruíz, G., Navarro, S., Castro, J., Uribe, F., Ramírez, K., Gamboa, C., Sandoval, J., y Barrera, L. (2015). Memoria explicativa de la zonificación de la susceptibilidad y la amenaza relativa por movimientos en masa, Escala 1:100.000 Plancha 193 – Yopal. Convenio Especial de Cooperación No. 38 del 2013: Servicio Geológico Colombiano – Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Sogamoso.
- Schultz, P. (1999). *The Seismic Velocity Model as an interpretation asset*. Distinguished Instructor Short Course, Distinguished Instructor Series, No. 2, Society of Exploration Geophysicists, (pp. 1-21). DOI: 10.1190/1.9781560801849
- Shapiro, S., y Kneib, G. (1993). Seismic attenuation by scattering: theory and numerical results. *Geophysics Journal Int.*, Vol. 114, (pp. 373-391). DOI: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb03925.x
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Fourth edition. Geophysical references, Vol. 13, (pp. 241-249, y pp. 305-346). DOI: 10.1190/1.9781560802969
- Society of Exploration Geophysicists [SEG]. (2013). *SEAM Phase II: The Foothills Model - seismic exploration in mountainous regions*.
- Society of Exploration Geophysicists [SEG]. (2016). *Foothills Model classic data sets: distribution report. Midland Valley SEAM presentations*.
- Suárez, J. (2009). *Deslizamientos: análisis geotectónico*. Capítulo 10: Suelos Residuales. Primera edición, Universidad Industrial de Santander, (pp. 389-438). ISBN: 978-9-588-504049

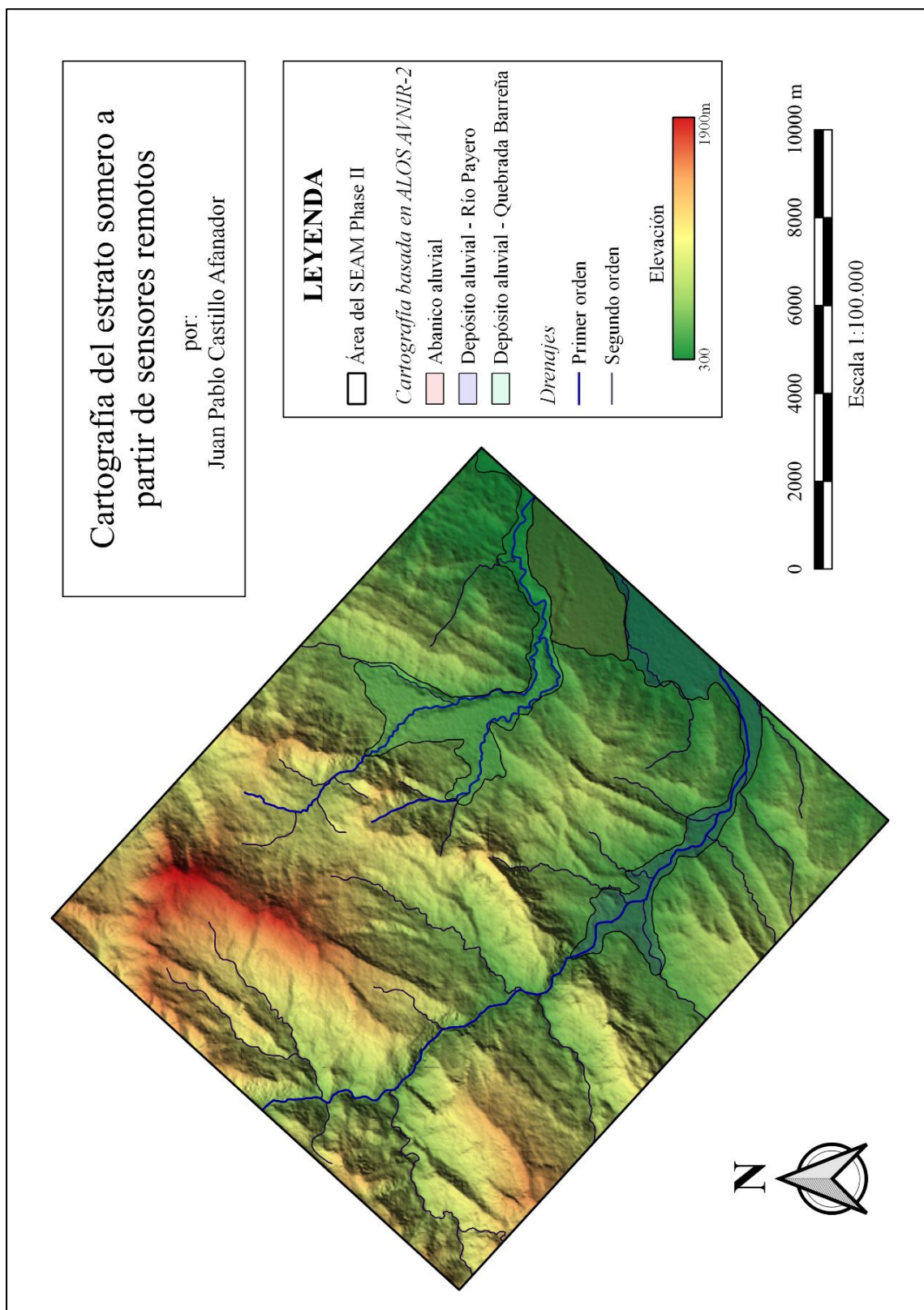
- Tarantola, A. (1984). Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *GEOPHYSICS*, Vol. 49, Issue 8, (pp. 1259-1266). DOI: 10.1190/1.1441754
- Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1976). Geología de la Plancha 171 - Duitama, 191 - Tunja, 211 - Tauramena y 230 - Monterrey. Cuadrángulos J-12 y K-13. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1979). Guía geológica de las Planchas 170 – Vélez y 190 - Chiquinquirá. Informe 1794, INGEOMINAS, Bogotá.
- Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1981). Geología del Cuadrángulo K13-Tauramena. *Boletín Geológico*, Vol. 24, No. 2, INGEOMINAS, Bogotá.
- Vargas, Y. y León, N. (2016). Exploración y explotación de petróleo: enfoque geográfico de los efectos ambientales en el Piedemonte Llanero. *Perspectiva Geográfica*, Vol. 21, No. 2, (pp. 199-224). DOI: 10.19053/01233769.5795
- Wang, Y. (2016). *Seismic Inversion: theory and applications*. First Edition, Wiley-Blackwell, (pp. 1-23). DOI: 10.1002/9781119258032
- Wei, W., Song, W., Shi, H., Long Yao, X., y Yang, S. (2016). Seismic exploration in complex near-surface and foothills regions – a case study from northwest of the Tarim basin, *SEG Global Meeting Abstracts*, (pp. 295-298). DOI: 10.1190/IGCBeijing2016-085
- Wilson, J., y Gallant J. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley and Sons, 1st Edition, USA.
- Yang, F., y Ma, J. (2019). Deep-learning inversion: a next generation seismic velocity-model Sobuilding. *GEOPHYSICS*, Vol. 84, Issue 4, (pp. 583-599). DOI: 10.1190/geo2018-0249.1

- Yilmaz, Ö. (2015). *Engineering seismology with applications to geotechnical engineering*. Investigations in geophysics No. 17, Society of Exploration Geophysicists, (pp. 1-157). DOI: 10.1190/1.9781560803300
- Zhu, T. (1999). First-arrival tomography: Method and application. SEG Technical Program Expanded Abstracts 19. DOI: 10.1190/1.1815839.
- Zill, D., y Wright, W. (2011). *Cálculo. Trascendentes tempranas*. Cuarta Edición, Mc. Graw Hill, México (pp. 655-657).

Apéndices

Apéndice A

Cartografía generada del estrato somero a partir del análisis realizado por sensores remotos.



Apéndice B:

Selección de los Turning Points para los 37 subsets generados en la sección 3DTIME de TomoPlus v.6.1.

