

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA
SUBCUENCA BEJUMA DEL ESTADO CARABOBO, MEDIANTE
EL ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES CON SIG E
INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Pi S. Jessica C.,
Núñez H. José E.
Para optar al Título de
Ingeniero geofísico

Caracas, 2021

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA
SUBCUENCA BEJUMA DEL ESTADO CARABOBO, MEDIANTE
EL ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES CON SIG E
INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Janckarlos Reyes

CO-TUTOR ACADÉMICO: Prof. Michael Schmitz

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por los Brs. Pi S. Jessica C.,

Núñez H. José E.

Para optar al Título de

Ingeniero geofísico

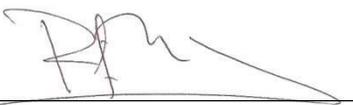
Caracas, 2021

Caracas, 31 de mayo
de 2021

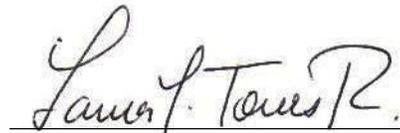
Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la **Br. Jessica C. Pi S.**, titulado:

“Caracterización hidrogeológica de la Subcuenca Bejuma del Estado Carabobo, mediante el análisis de imágenes satelitales con SIG e integración de datos geofísicos”

consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO.**



Prof. Ramón Montero
Jurado



Prof. Laura Torres
Jurado



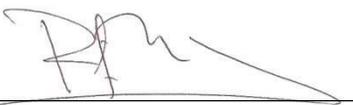
Tutor académico
Prof. Janckarlos Reyes L.

Caracas, 31 de mayo
de 2021

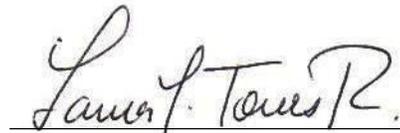
Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el **Br. José E. Núñez H**, titulado:

“Caracterización hidrogeológica de la Subcuenca Bejuma del Estado Carabobo, mediante el análisis de imágenes satelitales con SIG e integración de datos geofísicos”

consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO.**



Prof. Ramón Montero
Jurado



Prof. Laura Torres
Jurado



Tutor académico
Prof. Janckarlos Reyes L.

A nuestras familias y a nuestros amigos de geofísica de campo 2019
Jessica y José

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi amada Universidad Central de Venezuela por brindarme educación de calidad. Debo agradecer especialmente a mis tutores, Janckarlos Reyes y Michael Schmitz, por creer en este trabajo y apoyarnos desde el primer momento. También quiero darles las gracias a los profesores José Cavada, Inírida Rodríguez y Nuris Orihuela, quienes desinteresadamente nos guiaron y ayudaron durante todo este proceso.

De igual forma, quiero agradecer al IVACEA, al señor Andrés, al doctor Hoffman, a la Hacienda La Concepción, a Karen, a Manuel, a Guerre, a Leo, a Samantha y a Yani. Sin ellos, el campo y la adquisición de datos para este trabajo no habrían sido posibles.

A mi abuela, a mi mamá, a mis tías y a mi hermano por su eterno apoyo, sin duda alguna no sería lo que soy ni tendría la fuerza que tengo para vencer obstáculos si no los hubiera visto a todos ustedes desafiar a la vida constantemente. Son mi inspiración.

A mis amigos: Mari, Camila, Miguel, Andy y Luis. En la distancia o en la cercanía, en el abrazo o a través de una pantalla... gracias por alegrar mis días. Son mi orgullo y mi cable a tierra firme.

A Alexander, por estar a mi lado desde el día uno y entender todos y cada uno de los sacrificios que he hecho y los sueños que llevo en mi interior. Gracias por tu apoyo incondicional, por creer siempre en mí y por crecer conmigo.

A Nicole, Geilin y Noel, quiero agradecerles por haber sido mis guías gravimétricos y geológicos durante este camino, ¡son increíbles! También quiero darles las gracias a los muchachos del búnker... Gracias por las risas, gracias por el cariño y gracias por geofísica de campo 2019. Siempre voy a atesorar en mi corazón todo lo que vivimos.

- Jessica Pi

Primeramente agradezco a mis padres, por creer en mi siempre, tengo el honor de tener varios, Camelia y Ramón los que me dieron la vida, Esther y Francisco, lo que los primeros escogieron para acompañarnos y guiarnos en esto que llamamos vida, ellos son mi ejemplo a seguir, mi bastión, mi talón de Aquiles.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por educarme con el mejor modelo del mundo, a los profesores, Janckarlos por ser más que mi tutor, ser mi mentor desde aquel momento en que pisé el departamento, profesor Michael, ejemplo de vida, gracias por creer en este trabajo. Profesores Cavada, Nuris e Inirida, por estar siempre prestos y colaboradores con su experiencia y sabiduría, mis respetos para ustedes, a la ABAE y al departamento de geodésia de la UCV por su valioso apoyo, especialmente al profesor Juan Machado.

Gracias al IVACEA, a su presidente, Andrés Osorio, al doctor Hoffman y a la señora María en la cocina, por creer y apoyarnos, en este trabajo y por el proyecto que llevan en la región, que la ciencia y la ecología no paren. Gracias a mis vecinos Luis y Manuel, al equipo Miranda Yani y SAMANTHA por entregarse al 100%, un mes de adquisición y una vida de aprendizaje. A la estación experimental de la UCV en Montalbán, especialmente a Alberto Yopez y la señora Verónica, a la compañera Karen y al mano Leo por ser nuestro team de gravimeteólogos, a toda la población de Bejuma en general por mostrarse receptivos y colaboradores: este trabajo es por y para ustedes.

A mis hermanos, Karelis, Marcelo, Eduardo, Mileidys y mi cuñado Humberto por ser mi bastión de apoyo y por creer en mi, sin su ayuda esto no fuese posible. A mi padrino Arturo, por ser mi ángel de la guarda, este trabajo es gracias a usted. A Fiorela, Oscar, Maicot y la profe Cecilia por apoyarme siempre, a mis amigos Oscar B., Osman L., Juan C., Jesus S., Diego C. y Carlos M., a mis tías, primas/hermanas, por siempre estar ahí para mí en todo momento.

A los alevosos de geofísica de campos 2019, por ser la familia que me regaló la UCV y siempre estar ahí, a Jessica, por ser una excelente compañera de TEG, por su disposición, comprensión y apoyo, esto es gracias a ti. A Gabriela R. y Alejandro M. por acompañarme y creer en mí desde aquel momento que entré en la universidad.

A Sirel, por convertirse en ese plus que me hacia falta para terminar este capitulo, no llegaste tarde, llegaste justo a tiempo, cuando te necesitaba...

José Núñez

Pi S., Jessica C.

Núñez H., José E.

**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA SUBCUENCA BEJUMA
DEL ESTADO CARABOBO, MEDIANTE EL ANÁLISIS DE IMÁGENES
SATELITALES CON SIG E INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

**Tutor académico: Prof. Janckarlos Reyes. Co-tutor académico: Michael
Schmitz. Trabajo especial de grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2020. 307 p.**

Palabras clave: Hidrogeología, acuíferos, SIG, geofísica, teledetección, Bejuma.

Resumen. En este estudio se aplicó una estrategia para la exploración de sistemas acuíferos en depósitos aluviales y la caracterización hidrogeológica de la subcuenca de Bejuma a través de la integración de SIG y métodos geofísicos. Para ello, se generó un mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos que indicó altas y muy altas potencialidades de aguas subterráneas en la zona aluvional. Posteriormente, se ejecutaron 15 sondeos eléctricos verticales tipo Wenner-Alfa (SEV), 15 refracciones sísmicas (RS) y se adquirieron 245 estaciones gravimétricas. La integración de los resultados de SEV y RS sugiere que las mejores áreas para perforación de pozos productores de agua que sirvan para consumo humano se ubican al norte de la zona aluvional, ya que presentan paquetes geológicos potencialmente acuíferos asociados a gravas ubicadas generalmente a partir de 30 m de profundidad con baja vulnerabilidad ante contaminación de acuerdo al método GOD. Los análisis de anomalías de Bouguer residuales indicaron dos depocentros ubicados al noreste y suroeste de la subcuenca y el modelo gravimétrico-estructural presentó un espesor aluvional que podría superar 100 m de profundidad, el cual se correlaciona con las profundidades sugeridas por pozos ubicados en la zona y detectadas por SEV. A partir de los resultados obtenidos se generó una base de datos geoespacial que servirá de soporte para estudios similares.

ÍNDICE GENERAL

| Contenido | Página |
|--|--------|
| AGRADECIMIENTOS | vi |
| ÍNDICE GENERAL | ix |
| ÍNDICE DE FIGURAS | xv |
| ÍNDICE DE TABLAS | xix |
| CAPÍTULO I | 21 |
| INTRODUCCIÓN | 21 |
| 1.1 Planteamiento del problema..... | 21 |
| 1.2 Antecedentes | 25 |
| 1.2.1 Hidrogeología, teledetección y SIG | 25 |
| 1.2.2 Estudios geofísicos..... | 26 |
| 1.3 Objetivos | 29 |
| 1.4 Zona de estudio..... | 30 |
| 1.5 Justificación..... | 31 |
| CAPÍTULO II | 33 |
| MARCO GEOLÓGICO | 33 |
| 2.1 Geología estructural | 34 |
| 2.2 Litología | 37 |
| CAPÍTULO III | 41 |
| ASPECTOS FÍSICO-NATURALES | 41 |
| 3.1 Relieve..... | 41 |
| 3.2 Clima | 41 |
| 3.3 Hidrografía | 43 |
| 3.4 Vegetación..... | 49 |
| CAPÍTULO IV | 51 |
| MARCO TEÓRICO | 51 |
| 4.1 Hidrogeología..... | 51 |
| 4.1.1 Ciclo hidrológico..... | 51 |
| 4.1.2 Aguas superficiales y aguas subterráneas | 53 |
| 4.1.3 Zonas de descarga y recarga | 54 |

| | |
|---|----|
| 4.1.4 Comportamiento del medio frente al agua subterránea..... | 54 |
| 4.1.5 Nivel freático y nivel piezométrico..... | 57 |
| 4.1.6 Porosidad y almacenamiento de acuíferos | 57 |
| 4.1.7 Índice de vulnerabilidad GOD | 58 |
| 4.2 Teledetección y Sistemas de Información Geográfica..... | 59 |
| 4.2.1 Fundamentos físicos de la teledetección | 61 |
| 4.2.1.1 Radiación electromagnética | 61 |
| 4.2.1.2 Interacción entre radiación y superficie | 63 |
| 4.2.2 Sensores remotos y plataformas..... | 65 |
| 4.2.2.1 Sensores remotos..... | 65 |
| 4.2.2.2 Plataformas..... | 66 |
| 4.2.3 Imagen digital..... | 67 |
| 4.2.4 Sistemas de información geográfica (SIG) | 68 |
| 4.2.4.1 Componentes de la información geográfica..... | 68 |
| 4.2.4.1.1 Modelo Digital de Elevación (MDE)..... | 70 |
| 4.2.4.2 Formatos Digitales | 71 |
| 4.2.4.3 Estructura de la información geográfica | 72 |
| 4.2.4.3.1 División horizontal de la información..... | 72 |
| 4.2.4.3.2 División vertical de la información..... | 72 |
| 4.2.5 Teledetección y aguas subterráneas | 73 |
| 4.2.5.1 Evaluación Multicriterio y Proceso de Análisis Jerárquico | 73 |
| 4.2.5.2 Mapas de pesos ponderados | 77 |
| 4.2.5.3 Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos..... | 78 |
| 4.3 Morfometría e hipsometría..... | 82 |
| 4.3.1 Parámetros de forma | 83 |
| 4.3.2 Parámetros de relieve | 86 |
| 4.3.3 Parámetros de drenaje | 87 |
| 4.3.4 Análisis hipsométrico..... | 88 |
| 4.4 Métodos geofísicos | 89 |
| 4.4.1 Métodos eléctricos | 89 |
| 4.4.1.1 Resistividad y resistencia eléctrica..... | 90 |
| 4.4.1.2 Resistividad de los materiales | 91 |
| 4.4.1.3 Resistividad aparente | 93 |

| | |
|---|-----|
| 4.4.1.4 Sondeo eléctrico vertical (SEV)..... | 94 |
| 4.4.1.5 Parámetros de Dar Zarrouk | 96 |
| 4.4.1.6 Interpretación y curvas tipo..... | 97 |
| 4.4.1.7 Polígonos de Thiessen..... | 99 |
| 4.4.1.8 Sondeos eléctricos verticales en investigaciones hidrogeológicas..... | 100 |
| 4.4.2 Métodos sísmicos | 101 |
| 4.4.2.1 Ondas sísmicas | 101 |
| 4.4.2.2 Refracción sísmica | 103 |
| 4.4.2.3 Prospección sísmica en investigaciones hidrogeológicas | 104 |
| 4.4.3 Métodos gravimétricos..... | 105 |
| 4.4.3.1 Ley de gravitación universal | 105 |
| 4.4.3.2 Gravedad teórica | 106 |
| 4.4.3.3 Reducciones de la gravedad | 106 |
| 4.4.3.4 Anomalías de gravedad..... | 107 |
| 4.4.3.5 Separación regional-residual..... | 109 |
| 4.4.3.6 Espectro de potencia | 109 |
| 4.4.3.7 Deconvolución de Euler..... | 110 |
| 4.4.3.8 Aplicación de la gravimetría en investigaciones hidrogeológicas | 111 |
| CAPÍTULO V | 112 |
| METODOLOGÍA | 112 |
| 5.1 Revisión y recopilación bibliográfica | 112 |
| 5.1.1 Pozos productores de agua..... | 112 |
| 5.2 Pre-Adquisición | 114 |
| 5.2.1 Base de datos..... | 114 |
| 5.2.2 Delimitación de la subcuenca hidrográfica de Bejuma..... | 114 |
| 5.2.3 Creación del mapa de zonas potenciales..... | 115 |
| 5.2.4 Permeabilidad de la roca | 117 |
| 5.2.4.1 Proceso de Análisis Jerárquico (PAJ)..... | 121 |
| 5.2.4.2 Matriz de comparaciones pareadas | 121 |
| 5.2.4.3 Síntesis | 122 |
| 5.2.4.4 Creación del mapa de permeabilidad | 122 |
| 5.2.5 Densidad de drenajes..... | 125 |
| 5.2.6 Pendientes del terreno | 128 |

| | |
|--|-----|
| 5.2.7 Índice de vegetación de diferencia normalizada (IVDN) | 128 |
| 5.2.8 Precipitación media anual | 131 |
| 5.2.9 Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos..... | 133 |
| 5.2.9.1 Matriz de comparaciones pareadas | 133 |
| 5.2.9.2 Síntesis | 133 |
| 5.2.9.3 Relación de consistencia (RC) | 134 |
| 5.2.9.4 Generación del mapa..... | 134 |
| 5.3 Morfometría e hipsometría..... | 135 |
| 5.4 Adquisición | 136 |
| 5.4.1 Métodos eléctricos | 141 |
| 5.4.2 Métodos sísmicos | 145 |
| 5.4.3 Métodos gravimétricos..... | 149 |
| 5.5 Procesamiento | 150 |
| 5.5.1 Métodos eléctricos | 150 |
| 5.5.1.1 Base de datos y cálculo de resistividades aparentes..... | 151 |
| 5.5.1.2 Modelo de inversión..... | 151 |
| 5.5.2 Métodos sísmicos | 153 |
| 5.5.2.1 Selección de primeras llegadas | 153 |
| 5.5.2.2 Modelo de inversión..... | 154 |
| 5.5.3 Elaboración de mapas a partir de procesamiento..... | 155 |
| 5.5.3.1 Selección de capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas | 156 |
| 5.5.3.2 Columnas y perfiles de clasificación hidrológica | 157 |
| 5.5.3.3 Elaboración de mapa de Polígonos de Thiessen | 157 |
| 5.5.3.4 Mapas de resistividad, profundidad y conductancia longitudinal..... | 158 |
| 5.5.3.5 Mapas de zonas saturadas y velocidades de ondas P de primera capa.. | 159 |
| 5.5.3.6 Modelo topográfico 3D con datos de pozos y nivel freático | 159 |
| 5.5.4 Métodos gravimétricos..... | 160 |
| 5.5.4.1 Análisis estadístico..... | 162 |
| 5.5.4.2 Correcciones gravimétricas..... | 162 |
| 5.5.4.3 Anomalías gravimétricas..... | 162 |
| 5.5.4.4 Separación regional-residual..... | 162 |
| 5.5.4.5 Espectro de potencia | 163 |
| 5.5.4.6 Deconvolución de Euler..... | 163 |

| | |
|--|------------|
| 5.5.4.7 Modelado gravimétrico-estructural..... | 164 |
| 5.6 Base de datos geoespacial..... | 165 |
| CAPÍTULO VI..... | 167 |
| ANÁLISIS Y RESULTADOS..... | 167 |
| 6.1 Teledetección y Sistemas de Información Geográfica..... | 167 |
| 6.2 Morfometría e hipsometría..... | 171 |
| 6.3 Métodos geofísicos..... | 173 |
| 6.3.1 Sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas..... | 173 |
| 6.3.1.1 Perfiles de clasificación litológica..... | 192 |
| 6.3.1.2 Polígonos de Thiessen..... | 194 |
| 6.3.1.3 Resistividad y profundidad de capas óptimas..... | 196 |
| 6.3.1.4 Conductancia longitudinal unitaria de las capas óptimas..... | 198 |
| 6.3.1.5 Profundidad de zonas saturadas y velocidad de la primera capa..... | 201 |
| 6.3.1.6 Modelo topográfico 3D con datos de pozos y saturación..... | 204 |
| 6.3.2 Gravimetría..... | 208 |
| 6.3.2.1 Análisis estadístico..... | 208 |
| 6.3.2.2 Mapa topográfico..... | 210 |
| 6.3.2.3 Mapa de anomalía de aire libre..... | 210 |
| 6.3.2.4 Mapa de anomalía de Bouguer total..... | 212 |
| 6.3.2.5 Mapas de separación regional y residual..... | 213 |
| 6.3.2.6 Espectro de potencia..... | 215 |
| 6.3.2.7 Deconvolución de Euler..... | 216 |
| 6.3.2.8 Modelos gravimétrico-estructurales..... | 217 |
| 6.3. Integración de métodos geofísicos y teledetección..... | 221 |
| CAPÍTULO VII..... | 224 |
| CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 224 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 229 |
| APÉNDICES..... | 249 |
| Tablas..... | 249 |
| Mapas complementarios..... | 265 |
| Estaciones gravimétricas de Montalbán y San Blas..... | 266 |
| Columnas de clasificación litológica para puntos de adquisición..... | 268 |
| Pruebas de mapas para separación residual y regional..... | 272 |

| | |
|--|-----|
| Pruebas de mapas para deconvolución de Euler | 280 |
| Procesamiento de métodos eléctricos..... | 284 |
| Procesamiento de sísmica de refracción | 286 |
| Mapas geológicos..... | 304 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|-----|
| Figura 1.1 Ubicación de la zona de estudio | 30 |
| Figura 2.1 Mapa geológico de Venezuela | 33 |
| Figura 2.2 Mapa geodinámico actual simplificado del sur de la placa de El Caribe | 34 |
| Figura 2.3 Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela | 36 |
| Figura 2.4 Mapa geológico-estructural | 37 |
| Figura 3.1 Regiones por régimen de lluvias en Venezuela | 42 |
| Figura 3.2 Cuencas hidrográficas de Venezuela | 44 |
| Figura 3.3 Regiones hidrogeológicas de Venezuela | 47 |
| Figura 3.4 Cuencas hidrográficas del estado Carabobo | 48 |
| Figura 3.5 Formaciones vegetales de Carabobo | 50 |
| Figura 4.1 Ciclo hidrológico | 52 |
| Figura 4.2 Esquema de la zona vadosa | 52 |
| Figura 4.3 Tipos de acuíferos | 56 |
| Figura 4.4 Perfil de acuíferos confinados y no confinados | 57 |
| Figura 4.5 Índice de vulnerabilidad GOD | 59 |
| Figura 4.6 Esquema de un sistema de teledetección | 60 |
| Figura 4.7 Radiación electromagnética | 62 |
| Figura 4.8 Espectro electromagnético | 62 |
| Figura 4.9 Firmas espectrales comunes | 65 |
| Figura 4.10 Resolución espacial | 66 |
| Figura 4.11 Resolución radiométrica | 66 |
| Figura 4.12 Elementos de una imagen digital | 68 |
| Figura 4.13 Representación de modelos espaciales | 70 |
| Figura 4.14 Modelo Digital de Elevación | 71 |
| Figura 4.15 Capas temáticas que conforman un mapa | 73 |
| Figura 4.16 Superposición ponderada | 78 |
| Figura 4.17 Procesamiento de un mapa de zonas potenciales | 79 |
| Figura 4.18 Mapa de lineamientos geológicos en Manizales, Colombia | 80 |
| Figura 4.19 Método de Strahler | 87 |
| Figura 4.20 Modelo de curvas hipsométricas de un ciclo de erosión | 89 |
| Figura 4.21 Resistencia y resistividad | 90 |
| Figura 4.22 Resistividad eléctrica de los materiales | 92 |
| Figura 4.23 Dispositivo electródico | 93 |
| Figura 4.24 Sondeo eléctrico vertical | 95 |
| Figura 4.25 Dispositivos electrodicos | 96 |
| Figura 4.26 Parámetros de Dar Zarrouk | 97 |
| Figura 4.27 Curvas de resistividad aparente para 2, 3 y 4 capas | 98 |
| Figura 4.28 Diagrama de polígonos de Thiessen | 100 |
| Figura 4.29 Esquema de refracción sísmica | 104 |
| Figura 5.1 Ubicación de pozos productores de agua | 113 |
| Figura 5.2 Modelo digital de elevación y delimitación de la subcuenca | 115 |

| | | |
|--------------------|--|-----|
| Figura 5.3 | Identificación de zonas potenciales para la exploración de acuíferos | 116 |
| Figura 5.4 | Metodología para la realización de un mapa de permeabilidad de roca | 117 |
| Figura 5.5 | Extracción de lineamientos geológicos | 119 |
| Figura 5.6 | Densidad de lineamientos geológicos | 120 |
| Figura 5.7 | Designación de pesos por cada capa temática | 123 |
| Figura 5.8 | Mapa temático de permeabilidad de la roca | 124 |
| Figura 5.9 | Red de drenajes | 126 |
| Figura 5.10 | Mapa temático de densidad de drenajes | 127 |
| Figura 5.11 | Mapa temático de pendientes del terreno | 129 |
| Figura 5.12 | Mapa temático de IVDN | 130 |
| Figura 5.13 | Mapa temático de precipitación media anual | 132 |
| Figura 5.14 | Suma ponderada de capas temáticas | 135 |
| Figura 5.15 | Ubicación de estudios geofísicos en zonas potenciales | 138 |
| Figura 5.16 | Ubicación de puntos de adquisición | 139 |
| Figura 5.17 | Ubicación de estaciones gravimétricas | 140 |
| Figura 5.18 | Metodología de adquisición de métodos eléctricos | 141 |
| Figura 5.19 | Ubicación de SEV | 142 |
| Figura 5.20 | Esquema general de adquisición de SEV tipo Wenner-Alfa | 144 |
| Figura 5.21 | Metodología de adquisición de métodos sísmicos | 145 |
| Figura 5.22 | Ubicación de refracciones sísmicas | 146 |
| Figura 5.23 | Esquema general de adquisición de refracción sísmica | 148 |
| Figura 5.24 | Metodología de adquisición de métodos gravimétricos | 149 |
| Figura 5.25 | Esquema general de adquisición gravimétrica | 150 |
| Figura 5.26 | Metodología de procesamiento de métodos eléctricos | 150 |
| Figura 5.27 | Base de datos utilizada para procesamiento de SEV | 151 |
| Figura 5.28 | Carga de datos para el procesamiento de un sondeo eléctrico vertical | 152 |
| Figura 5.29 | Modelo de inversión para procesamiento de un SEV | 152 |
| Figura 5.30 | Metodología de procesamiento de métodos sísmicos | 153 |
| Figura 5.31 | Selección de primeras llegadas de un registro sísmico | 154 |
| Figura 5.32 | Dromocrónica con asignación de capas | 154 |
| Figura 5.33 | Modelo del subsuelo generado mediante inversión | 155 |
| Figura 5.34 | Base de datos para el procesamiento de datos gravimétricos | 160 |
| Figura 5.35 | Metodología de procesamiento de métodos gravimétricos | 161 |
| Figura 5.36 | Selección de perfiles para la realización de modelos gravimétricos | 165 |
| Figura 5.37 | Base de datos geoespacial | 166 |
| Figura 6.1 | Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos | 167 |
| Figura 6.2 | Curva hipsométrica | 172 |
| Figura 6.3 | Clasificación litológica y nivel freático (E01) | 175 |
| Figura 6.4 | Clasificación acuíferos propuestos según el método GOD | 191 |
| Figura 6.5 | Perfiles de columnas litológicas (perfiles 1 y 2) | 193 |
| Figura 6.6 | Perfiles de columnas litológicas (perfiles 3 y 4) | 194 |
| Figura 6.7 | Mapa de polígonos de Thiessen | 195 |
| Figura 6.8 | Mapa de resistividad de capas óptimas | 197 |
| Figura 6.9 | Mapa de profundidad de capas óptimas | 198 |
| Figura 6.10 | Mapa de conductancia longitudinal unitaria | 201 |

| | | |
|---------------------|--|-----|
| Figura 6.11 | Análisis y resultados de la refracción sísmica RS01 | 202 |
| Figura 6.12 | Mapa de profundidad de zonas saturadas | 203 |
| Figura 6.13 | Mapa de velocidades de ondas P para la primera capa | 203 |
| Figura 6.14 | Modelo 3D con integración de datos de pozo y nivel freático | 206 |
| Figura 6.15 | Modelo 3D con integración de datos de pozo y nivel freático | 207 |
| Figura 6.16 | Histograma de frecuencia, diagrama de caja y bigote, y gráfico Q-Q | 209 |
| Figura 6.17 | Mapa topográfico asociado a estaciones gravimétricas | 210 |
| Figura 6.18 | Mapa de anomalía de aire libre | 211 |
| Figura 6.19 | Mapa de anomalía de Bouguer total | 212 |
| Figura 6.20 | Mapa de anomalía de Bouguer regional | 213 |
| Figura 6.21 | Mapa de anomalía de Bouguer residual | 214 |
| Figura 6.22 | Espectro de potencia | 215 |
| Figura 6.23 | Mapa de deconvolución de Euler | 216 |
| Figura 6.24 | Modelo gravimétrico-estructural A-A' | 219 |
| Figura 6.25 | Modelo gravimétrico-estructural B-B' | 220 |
| Figura 8.1A | Ubicación de estaciones meteorológicas | 265 |
| Figura 8.2A | Registro del levantamiento de la estación Montalbán | 266 |
| Figura 8.3A | Registro del levantamiento de la estación San Blas | 267 |
| Figura 8.4A | Clasificación litológica y nivel freático (E01 a E04) | 268 |
| Figura 8.5A | Clasificación litológica y nivel freático (E05 a E08) | 269 |
| Figura 8.6A | Clasificación litológica y nivel freático (E09 a E12) | 270 |
| Figura 8.7A | Clasificación litológica y nivel freático (E13 a E15) | 271 |
| Figura 8.8A | Pruebas de anomalía de Bouguer regional CAHA 100 m | 272 |
| Figura 8.9A | Pruebas de anomalía de Bouguer regional CAHA 300 m | 273 |
| Figura 8.10A | Pruebas de anomalía de Bouguer regional CAHA 600 m | 274 |
| Figura 8.11A | Pruebas de anomalía de Bouguer regional CAHA 900 m | 275 |
| Figura 8.12A | Pruebas de anomalía de Bouguer residual CAHA 100 m | 276 |
| Figura 8.13A | Pruebas de anomalía de Bouguer residual CAHA 300 m | 277 |
| Figura 8.14A | Pruebas de anomalía de Bouguer residual CAHA 600 m | 278 |
| Figura 8.15A | Pruebas de anomalía de Bouguer residual CAHA 900 m | 279 |
| Figura 8.16A | Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 0, T=10, W=8 | 280 |
| Figura 8.17A | Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 0, T=20, W=8 | 281 |
| Figura 8.18A | Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 0.5, T=10, W=8 | 282 |
| Figura 8.19A | Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 1, T=20, W=8 | 283 |
| Figura 8.20A | Modelos de inversión de sondeos eléctricos verticales | 284 |
| Figura 8.21A | Modelos de inversión de sondeos eléctricos verticales | 285 |
| Figura 8.22A | Selección de primeras llegadas (RS01) | 286 |
| Figura 8.23A | Selección de primeras llegadas (RS02) | 287 |
| Figura 8.24A | Selección de primeras llegadas (RS03) | 288 |
| Figura 8.25A | Selección de primeras llegadas (RS04) | 289 |
| Figura 8.26A | Selección de primeras llegadas (RS05) | 290 |
| Figura 8.27A | Selección de primeras llegadas (RS06) | 291 |
| Figura 8.28A | Selección de primeras llegadas (RS07) | 292 |
| Figura 8.29A | Selección de primeras llegadas (RS08) | 293 |
| Figura 8.30A | Selección de primeras llegadas (RS09) | 294 |

| | |
|--|-----|
| Figura 8.31A Selección de primeras llegadas (RS10) | 295 |
| Figura 8.32A Selección de primeras llegadas (RS11) | 296 |
| Figura 8.33A Selección de primeras llegadas (RS12) | 297 |
| Figura 8.34A Selección de primeras llegadas (RS13) | 298 |
| Figura 8.35A Selección de primeras llegadas (RS14) | 299 |
| Figura 8.36A Selección de primeras llegadas (RS15) | 300 |
| Figura 8.37A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS01-RS06) | 301 |
| Figura 8.38A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS07-RS12) | 302 |
| Figura 8.39A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS13-RS15) | 303 |
| Figura 8.40A Mapa geológico de Bejuma (Ynfante, 2017) | 304 |
| Figura 8.41A Mapa geológico de Las Matas (Ynfante, 2017) | 305 |
| Figura 8.42A Mapa geológico de Chirgua (Ynfante, 2017) | 306 |
| Figura 8.43A Mapa geológico de Chirgua (Ynfante, 2017) | 307 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | | |
|-------------------|--|-----|
| Tabla 2.1 | Secuencia estratigráfica de las unidades relevantes en la zona de estudio. | 40 |
| Tabla 3.1 | Precipitación media anual en regiones de Venezuela | 42 |
| Tabla 4.1 | Proceso de aguas subterráneas y aguas superficiales | 53 |
| Tabla 4.2 | Características de la región espectral | 63 |
| Tabla 4.3 | Formatos digitales más utilizados | 71 |
| Tabla 4.4 | Escala de preferencias para PAJ | 74 |
| Tabla 4.5 | Atributos litológicos asociados a permeabilidad | 80 |
| Tabla 4.6 | Rango de valores de IVDN | 82 |
| Tabla 4.7 | Valores interpretativos del factor de forma | 84 |
| Tabla 4.8 | Formas de una cuenca de acuerdo al coeficiente de compacidad | 85 |
| Tabla 4.9 | Clasificación de pendiente según tipo de relieve | 86 |
| Tabla 4.10 | Valores interpretativos de la densidad de drenaje | 88 |
| Tabla 4.11 | Valores de resistividad de aguas | 93 |
| Tabla 4.12 | Velocidad de propagación de ondas P para materiales | 103 |
| Tabla 4.13 | Valores promedio de densidad para tipos de roca | 105 |
| Tabla 4.14 | Índices estructurales en función de campo gravimétrico | 110 |
| Tabla 5.1 | Ubicación espacial de pozos en la subcuenca hidrográfica de Bejuma | 112 |
| Tabla 5.2 | Clasificación de categorías de densidad de lineamientos geológicos | 118 |
| Tabla 5.3 | Clasificación de atributos litológicos de la zona de estudio | 118 |
| Tabla 5.4 | Matriz de comparaciones pareadas | 121 |
| Tabla 5.5 | Matriz de comparación pareada normalizada y pesos normalizados | 122 |
| Tabla 5.6 | Ubicación de estaciones meteorológicas | 131 |
| Tabla 5.7 | Matriz de comparaciones pareadas | 133 |
| Tabla 5.8 | Matriz de comparación pareada normalizada y pesos normalizados | 134 |
| Tabla 5.9 | Ubicación geográfica de SEV y RS | 136 |
| Tabla 5.10 | Parámetros de adquisición de sondeos eléctricos verticales | 143 |
| Tabla 5.11 | Parámetros de adquisición de refracciones sísmicas | 147 |
| Tabla 5.12 | Interpretación cualitativa de cada tipo de curva de resistividad | 157 |
| Tabla 5.13 | Conductancia longitudinal de capas suprayacentes a capa óptima | 159 |
| Tabla 5.14 | Parámetros para modelos gravimétrico-estructurales | 164 |
| Tabla 6.1 | Parámetros morfométricos de la subcuenca de Bejuma | 172 |
| Tabla 6.2 | Punto de adquisición E01: SEV01/RS01. | 173 |
| Tabla 6.3 | Resumen de valores estadísticos observados en el área de estudio | 208 |
| Tabla 6.4 | Fuentes y profundidades obtenidas del espectro de potencia | 215 |
| Tabla 8.1A | Espesor y descripción litológica de pozos productores de agua | 249 |
| Tabla 8.2A | Índice aleatorio | 250 |
| Tabla 8.3A | Alturas y áreas del MDE de la subcuenca de Bejuma | 250 |
| Tabla 8.4A | Base de datos y cálculo de anomalías gravimétricas | 251 |
| Tabla 8.5A | Inventario del equipo de adquisición de sondeos eléctricos verticales | 258 |
| Tabla 8.6A | Inventario del equipo de adquisición de refracciones sísmicas | 258 |
| Tabla 8.7A | Punto de adquisición E01: SEV01/RS01 | 259 |
| Tabla 8.8A | Punto de adquisición E02: SEV02/RS02 | 259 |

| | |
|---|-----|
| Tabla 8.9A Punto de adquisición E03: SEV03/RS03 | 259 |
| Tabla 8.10A Punto de adquisición E04: SEV04/RS04 | 260 |
| Tabla 8.11A Punto de adquisición E05: SEV05/RS05 | 260 |
| Tabla 8.12A Punto de adquisición E06: SEV06/RS06 | 260 |
| Tabla 8.13A Punto de adquisición E07: SEV07/RS07 | 261 |
| Tabla 8.14A Punto de adquisición E08: SEV08/RS08 | 261 |
| Tabla 8.15A Punto de adquisición E09: SEV09/RS09 | 261 |
| Tabla 8.16A Punto de adquisición E10: SEV10/RS10 | 262 |
| Tabla 8.17A Punto de adquisición E11: SEV11/RS11 | 262 |
| Tabla 8.18A Punto de adquisición E12: SEV12/RS12 | 262 |
| Tabla 8.19A Punto de adquisición E13: SEV13/RS13 | 263 |
| Tabla 8.20A Punto de adquisición E14: SEV14/RS14 | 263 |
| Tabla 8.21A Punto de adquisición E15: SEV15/RS15 | 263 |
| Tabla 8.22A Valores de resistividad y profundidad de capas óptimas | 264 |
| Tabla 8.23A Valores de zona saturada y velocidad de primera capa | 264 |

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

El agua es un líquido vital para la sociedad, es por ello que se ha convertido en el epicentro del desarrollo sostenible y es fundamental para el progreso económico, la energía, la producción de alimentos, el mantenimiento de ecosistemas y la supervivencia del ser humano (UNESCO, 2003). El uso global del agua se ha multiplicado en los últimos 100 años y sigue aumentando a un ritmo de 1% anual, debido al crecimiento demográfico, el desarrollo económico y el cambio en los patrones de consumo (UNESCO, 2020).

El cambio climático ha afectado la disponibilidad, calidad y cantidad de agua para las necesidades humanas básicas, poniendo en peligro el disfrute efectivo del derecho humano al agua y saneamiento climático de millones de personas (UNESCO, *op. cit.*). De acuerdo con el PNUD (2015), durante el año 2011 alrededor de 10 países estuvieron a punto de agotar su suministro de agua dulce renovable y ahora dependen de fuentes alternativas. En función de esto, la organización establece que el 40% de la población mundial se ha visto afectada por la escasez de agua.

En muchas regiones del mundo los acuíferos representan la mayor reserva de almacenamiento de agua. Las aguas subterráneas presentan menos vulnerabilidad que el agua superficial y están más protegidas frente a la variabilidad estacional y climática. Por tanto, cada vez resulta más necesario valorar los recursos hídricos “no convencionales” (UNESCO, *op. cit.*).

En el año 2002, la Cumbre Mundial para el Desarrollo Sostenible reconoció que el cambio climático y la escasez de información sobre el agua, en muchos países, son los principales obstáculos para alcanzar el desarrollo sustentable. En vista de lo anterior,

se comenzó a aplicar la observación terrestre y de los ciclos del agua. En este sentido, la teledetección provee una invaluable visión global que ayuda a monitorear los cambios en las precipitaciones, la extensión de los cuerpos de agua, la vegetación y, a un nivel local, la identificación del potencial de aguas subterráneas de una zona (Meijerink *et al.* 2007).

Por su extensión geográfica, Venezuela ocupa el séptimo lugar dentro de los países suramericanos con mayores riquezas hídricas. Se estima que los recursos hídricos superficiales alcanzan un caudal medio de 41.430 m³/s y un volumen de 1.307.206 hm³. Estos se estructuran en redes de drenaje relativamente agregadas y dependiendo de las condiciones climáticas locales dan origen a regiones con suficiente disponibilidad de agua y a regiones deficitarias (MINEC, 2010).

Para el año 2015, Venezuela tenía una población estimada de 30.620.404 habitantes y una tasa de crecimiento anual de 1.7%. Diversos factores han influido en el ordenamiento de la población y las principales actividades económicas, dando como resultado una distribución de población con un patrón concentrado en el eje centro norte costero, es decir, en el Distrito Capital y los estados Miranda, Aragua y Carabobo (OMS, 2020). A su vez, el MINEC (*op. cit.*), establece que, en el norte del país, donde se concentra la mayor cantidad de población, suelen haber cauces de curso corto, regímenes irregulares y caudales bajos, aportando solo 4.1% del total del recurso.

La ACFIMAN-SACC (2018), asevera que en Venezuela el cambio climático ha causado una prolongación de periodos de verano, afectando el suministro de agua para consumo en centros poblados. Los ríos han disminuido sus caudales de agua a medida que avanza el periodo seco y en consecuencia están alimentando de manera deficiente a la agricultura.

Venezuela constituye una región privilegiada, debido al gran potencial en recursos hídricos que posee. Sin embargo, ese potencial no se ve manifestado en la existencia

de información organizada y de calidad relacionada con el tema hidrológico (Martínez, 2011). Según Cañizales *et al.* (2006), no existe en el país una eficiente gestión de los recursos subterráneos, ni una base de datos nacional confiable que proporcione un seguimiento verdadero de estos recursos.

La subcuenca hidrográfica de Bejuma forma parte de la región nororiental de la Cuenca Alta del Río San Carlos, pertenece a la Zona Protectora de la Cuenca Alta del Río Cojedes (decreto N° 2647, 1978) y representa un importante reservorio de recursos hídricos para la región. Esta cuenca abarca parte de los municipios Bejuma, Juan José Mora, Montalbán y Miranda, y se extiende hasta el municipio Falcón del estado Cojedes con una superficie de 2.760km² (Reyes, 2020).

Debido a sus condiciones geológicas y su lejanía con respecto a embalses que le suministren agua, la subcuenca hidrográfica del valle de Bejuma se ha visto afectada por la problemática descrita anteriormente. Bejuma se ha caracterizado por la realización de actividades agrícolas, ganaderas y comerciales, muy necesarias para el desarrollo del país. Sin embargo, el desarrollo progresivo de estas actividades, así como el crecimiento de la población, la prolongación de los periodos de sequía, deforestación, excesiva demanda de agua potable y explotación de acuíferos, entre otros factores, han sido las principales causas de los problemas ambientales de las cuencas hidrográficas del estado Carabobo (Reyes, *op. cit.*). Debido a esto, la capacidad de los suelos se ha degradado, limitando la captación e infiltración del agua hasta las capas más permeables que se encuentran en el subsuelo a diferentes profundidades, aumentando la escasez de agua, la desertificación, la pérdida de suelo y riesgos por deslaves en épocas de lluvia (Salas y Castillo, 2012).

La acelerada disminución de los caudales de los ríos en los últimos treinta años ha evidenciado una crisis hídrica en la región de Carabobo, afectando principalmente a las poblaciones rurales y los pequeños agricultores, provocando un mayor nivel de inseguridad alimentaria (Olivares *et al.* 2018).

De acuerdo con Razandi *et al.* (2015), la “Potencialidad de Agua Subterránea” se define como la posibilidad de existencia de aguas subterráneas en una zona de estudio. Generalmente, para determinar la potencialidad se utilizan métodos tradicionales como lo son las perforaciones, las cuales son muy costosas, consumen tiempo y requieren de profesionales expertos (Jha *et al.* 2010). Por otra parte, la mayoría de los estudios de aguas subterráneas que se realizan en el país, se llevan a cabo mediante perforaciones exploratorias, casi sin contar con estudios geológicos o geofísicos que certifiquen la correcta ubicación y profundidad que deberían tener los pozos y así garantizar el mejor aprovechamiento de los sistemas acuíferos (Reyes, 2020).

Debido a lo expuesto anteriormente, se planteó realizar una caracterización hidrogeológica mediante el empleo de sistemas de información geográfica y el análisis combinado de imágenes satelitales con datos geofísicos adquiridos en campo (tales como: sondeos eléctricos verticales, refracciones sísmicas y levantamiento de estaciones gravimétricas), con la finalidad de localizar, describir y evaluar las áreas con mayor potencial acuífero que se encuentran ubicadas en la subcuenca hidrográfica de Bejuma y que podrían beneficiar a los habitantes de la zona para llevar a cabo, de manera más eficiente, sus actividades agrícolas, ganaderas e industriales, así como de consumo de agua potable.

1.2 Antecedentes

1.2.1 Hidrogeología, teledetección y SIG

Pérez (2006) aplicó en su trabajo de maestría técnicas desarrolladas en Sistemas de Información Geográfica (SIG) y Procesamiento Digital de Imágenes para implementar un análisis morfométrico, espectral y geobotánico y relacionarlo con las unidades geológicas que componen la sección central de la Cordillera de la Costa sobre una superficie aproximada de 1591 km².

Ganapuram *et al.* (2009) exploraron la disponibilidad de aguas subterráneas para uso agrícola en la cuenca Musi. Utilizaron teledetección y SIG para localizar las zonas potenciales para presencia de aguas subterráneas a través de la creación de varios mapas temáticos (hidromorfológico, geológico, estructural, drenajes, pendiente, uso y cubierta de suelo y zonas prospectivas de aguas subterráneas). Localizaron las zonas de interés para su estudio a través de la preparación y clasificación de la disponibilidad de agua subterránea (muy buena, buena, moderada, pobre y nula).

Nolorbe y Acuña (2013) integraron en su trabajo de investigación diferentes técnicas de prospección geofísica aplicada a la exploración de aguas subterráneas de acuíferos libres con el uso de imágenes satelitales en la región de Lambayeque, Perú. Calcularon los valores correspondientes a la red de drenajes de la región, el índice de vegetación de diferencia normalizada y las pendientes del terreno. Finalmente, caracterizaron las zonas potenciales para presencia de aguas subterránea de acuíferos libres.

Rahmati *et al.* (2015) aplicaron una metodología estandarizada para determinar las zonas con potencial para aguas subterráneas basadas en la integración del Proceso de Análisis Jerárquico (PAJ o también denominado AHP, por sus siglas en inglés), Sistemas de Información Geográfica (SIG) y técnicas de sensores remotos en la planicie de Kurdistán, Irán. Para ello, definieron capas temáticas de precipitación, litología, densidad de drenaje, densidad de lineamientos y porcentaje de pendientes

derivadas de una base geoespacial. Luego, asignaron pesos a las capas temáticas basados en el conocimiento de expertos y el PAJ.

Espinosa y López (2018) emplearon técnicas de sistemas de información geográfica y teledetección para cartografiar áreas potenciales para la exploración de aguas subterráneas en la Demarcación Hidrográfica de Puyango Catamayo, Ecuador. Utilizaron una metodología basada en la Evaluación Multicriterio mediante un PAJ que tomó como capas de análisis la permeabilidad de la roca, la precipitación de la lluvia, la densidad de drenajes, la pendiente del terreno y el índice de vegetación de diferencia normalizada.

En su artículo, Recep (2019), utilizó SIG basados en Evaluación Multicriterio y PAJ como herramientas espaciales para la exploración del potencial de aguas subterráneas de la subcuenca Batman-Hasankeyf del río Tigris, Turquía. Para su estudio, consideraron ocho criterios hidrológicos e hidrogeológicos (geomorfología, geología, precipitaciones, densidad de drenajes, pendientes, densidad de lineamientos, uso de suelos y propiedades de los suelos). Los pesos de estos criterios fueron determinados a través del PAJ y utilizados para generar un mapa de zonas potenciales para la exploración de aguas subterráneas.

1.2.2 Estudios geofísicos

Sosa *et al.* (1999) realizaron estudios de prospección eléctrica por corriente continua en la Formación Pampeana y la Formación Puelches en Santa Fe, Argentina. En su estudio utilizaron los parámetros de Dar Zarrouk para complementar la información obtenida.

González y Tabare (2007) realizaron como trabajo especial de grado un estudio geofísico integrado con datos pertenecientes al Bloque C del Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D, al sur de la ciudad de Maturín, estado Monagas. Este estudio se basó en el procesamiento e interpretación de datos de sísmica de refracción y datos de

dispositivos eléctricos tipo Schlumberger. En total fueron analizadas 211 refracciones y 193 SEV con la finalidad de obtener mapas de velocidades sísmicas, resistividades y profundidades.

Mederos (2009), en su trabajo especial de grado, realizó la interpretación de un modelo geológico-estructural de los cuerpos ofiolíticos presentes al oeste de Puerto Cabello, en la región Farriar-Morón de los estados Yaracuy y Carabobo con la finalidad de satisfacer las condiciones geológico-estructurales propias de la zona.

Ramírez (2011) desarrolló un estudio geoelectrico en su trabajo especial de grado para prospectar aguas subterráneas adquiriendo un total de 21 sondeos eléctricos verticales. Este estudio se realizó con la finalidad de evaluar la posibilidad de proveer agua a la estación de control del Satélite Simón Bolívar, ubicada en el municipio Mellado, estado Guárico.

Muchingami *et al.* (2012) combinaron en su investigación sondeos eléctricos verticales con tomografías eléctricas para generar un modelo de resistividad del subsuelo que les ayudara a determinar la disponibilidad de aguas subterráneas en la Formación Matsheumhlope, ubicada en Bulawayo, Zimbabue.

Ughi (2014) realizó un estudio geofísico que contempló la adquisición de 27 sondeos eléctricos verticales en los terrenos pertenecientes al Instituto Nacional de Investigaciones Agronómicas (INIA) y a la Facultad de Agronomía del Núcleo de Maracay de la UCV con el propósito de caracterizar geofísicamente la zona para determinar la presencia, extensión, profundidad y capacidad de aprovechamiento de los recursos hídricos subterráneos.

Al Farajat *et al.* (2015) aplicaron la integración de Sistemas de Información Geográfica y métodos geofísicos para explorar las aguas subterráneas en cuencas con depósitos aluviales en la región de Petra, Jordania. Aplicaron conocimiento teórico para

determinar las zonas de la cuenca con potencial acuífero y escogieron las localidades con mejores condiciones hidrológicas, levantaron estaciones gravimétricas para conocer la profundidad del basamento y realizaron sondeos eléctricos en los lugares con evidencias que les permitieran determinar los depósitos de aguas subterráneas.

En el estudio de Kumar y Srinivasan (2016) se evaluó el potencial de aguas subterráneas para entender la condición hidrogeológica de la Cuenca de Kallar, al sur de la India. Se realizaron un total de 17 Sondeos Eléctricos Verticales dentro y fuera del área de estudio para determinar las capas con mayor potencialidad.

Reyes y Chirinos (2020) presentaron un trabajo de investigación en el que aplicaron un estudio geofísico en el pueblo de Temblador, estado Monagas, con el objeto de ubicar la profundidad del nivel freático y el espesor del acuífero. Emplearon el método eléctrico en su variante de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) con apoyo de información del subsuelo proveniente de perforaciones realizadas en la zona de estudio con una profundidad de 20 m.

Quijada y Figuera (2021), en su trabajo especial de grado, realizaron una caracterización de la subcuenca hidrográfica de Miranda, ubicada entre los estados Carabobo y Yaracuy, mediante el análisis combinado de imágenes satelitales con SIG e integración de datos geofísicos en el cual determinaron que su zona de estudio presenta zonas con mayor potencial hacia las zonas de baja pendiente y material aluvional e identificaron paquetes geológicos potencialmente acuíferos con resistividades que oscilaron entre 100 a 400 Ω .m a profundidades que variaron de 2 a 10 m y que se correlacionaron con su mapa potencial. Asimismo, observaron un nivel freático que varió de 3 a 12 m de profundidad.

1.3 Objetivos

Objetivo general

- Caracterizar los sistemas acuíferos de la subcuenca hidrográfica de Bejuma mediante el manejo de imágenes satelitales, sistemas de información geográfica e integración de métodos geofísicos.

Objetivos específicos

- Generar un mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos mediante la aplicación de sistemas de información geográfica (SIG) y la evaluación multicriterio de imágenes satelitales.
- Identificar las zonas potenciales para la explotación de sistemas acuíferos mediante el análisis integrado de sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas.
- Generar un modelo estructural del subsuelo mediante el análisis integrado de sondeos eléctricos, sísmica de refracción, anomalías de Bouguer y geología disponible.
- Crear una base de datos geoespacial que reúna la información adquirida en el estudio mediante el empleo de un sistema de información geográfica.

1.4 Zona de estudio

La subcuenca hidrográfica de Bejuma forma parte de la cuenca hidrográfica del río San Carlos y se ubica en el municipio Bejuma. Este municipio se localiza al occidente del estado Carabobo, en la región centro-norte de Venezuela. La zona de estudio, representada por la subcuenca hidrográfica de Bejuma, está delimitada por las longitudes 68°18'0''O a 68°12'0''O y las latitudes 10°7'0''N a 10°15'0''N y comprende una superficie de 72.5 km² (figura 1.1).

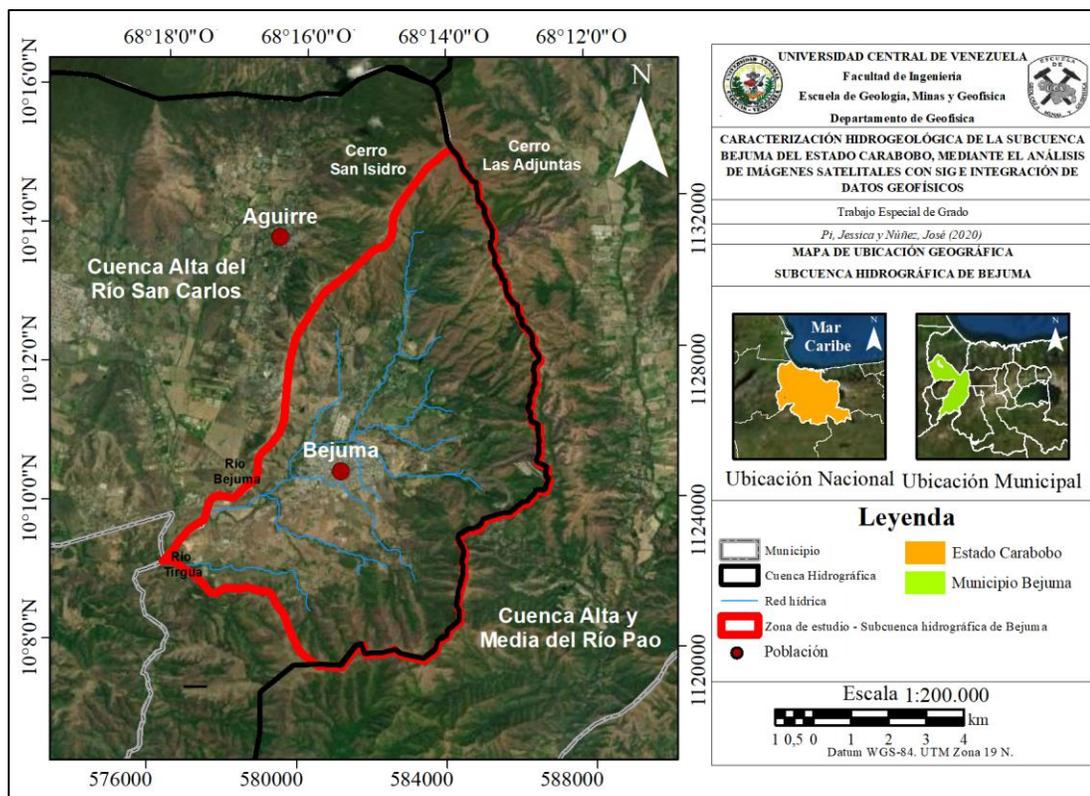


Figura 1.1 Ubicación de la zona de estudio (mapa base modificado de ESRI, 2019).

1.5 Justificación

En Venezuela, gran parte de los problemas de calidad y escasez de agua se vinculan con la distribución de la población en el territorio nacional, ya que el 60% se encuentra en el arco Andino-Costero y esta es la región con menor disponibilidad de recursos hídricos. Por su parte, el 39.22% de la población no recibe agua todos los días debido a que se encuentra concentrada en donde hay menor disponibilidad de recursos hídricos (Mariñez, 2017).

El mismo autor señala que el suministro de agua para uso de actividades humanas proviene de embalses construidos para tal fin. Actualmente, operan en el país 110 embalses, de los cuales 46.7% destinan sus aguas al consumo humano, 19% al uso compartido (consumo y recreación), 18% para riego, 9% a hidroelectricidad y el resto se reparte entre uso industrial y controles de crecida. Sin embargo, la falta de mantenimiento de los sistemas de captación, tuberías, bombas y lugares de almacenamiento, hace que se dañen constantemente, dificultando que el servicio sea eficiente. Debido a ello, la agudización de problemas relacionados con la disponibilidad de agua potable es un hecho muy notorio en el litoral central, San Cristóbal, Valencia, Maracay y Caracas (Mariñez, *op. cit.*).

En Bejuma, el desconocimiento de la localización y configuración de los acuíferos, así como la mala administración de estos recursos ha generado importantes pérdidas económicas a la población (Hernández *et al.* 2016). El carácter agrícola de la zona, el incremento constante de los habitantes y la crisis en los servicios que atraviesa el país evidencian la importancia de localizar los potenciales acuíferos para satisfacer la demanda de agua.

Es por ello que el presente trabajo especial de grado tiene como finalidad determinar las características hidrogeológicas de la subcuenca hidrográfica de Bejuma a través de la aplicación de métodos geofísicos y sistemas de información geográfica. Se pretende aportar una base de datos de carácter geoespacial que suministre información sobre la

ubicación de las zonas con mayor potencial de aguas subterráneas, contribuyendo de esta manera a enriquecer el conocimiento hidrológico que se tiene de las cuencas de Carabobo, incentivar su correcto aprovechamiento y complementar estudios similares que se realicen posteriormente en esta y otras regiones.

Este trabajo especial de grado forma parte de un proyecto en colaboración conjunta entre el Instituto Venezolano-Alemán de Ciencias Ecológicas Aplicadas (IVACEA) y el Departamento de Geofísica de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela para la caracterización hidrográfica de los Valles Altos de Carabobo.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

La parte nor-central de Venezuela está dominada por la Cordillera de la Costa, una cadena montañosa de orientación este-oeste con unos 350 km de longitud y 80 km de ancho, correspondiente a una parte del denominado Sistema Montañoso del Caribe (Urbani, 2018). Geográficamente, la Cordillera de la Costa está dividida en las serranías del litoral y del interior. Esta separación es muy visible entre Barlovento y Valencia (figura 2.1), debido a los valles intermontanos controlados mayormente por el sistema de fallas de La Victoria (Urbani y Rodríguez, 2004).

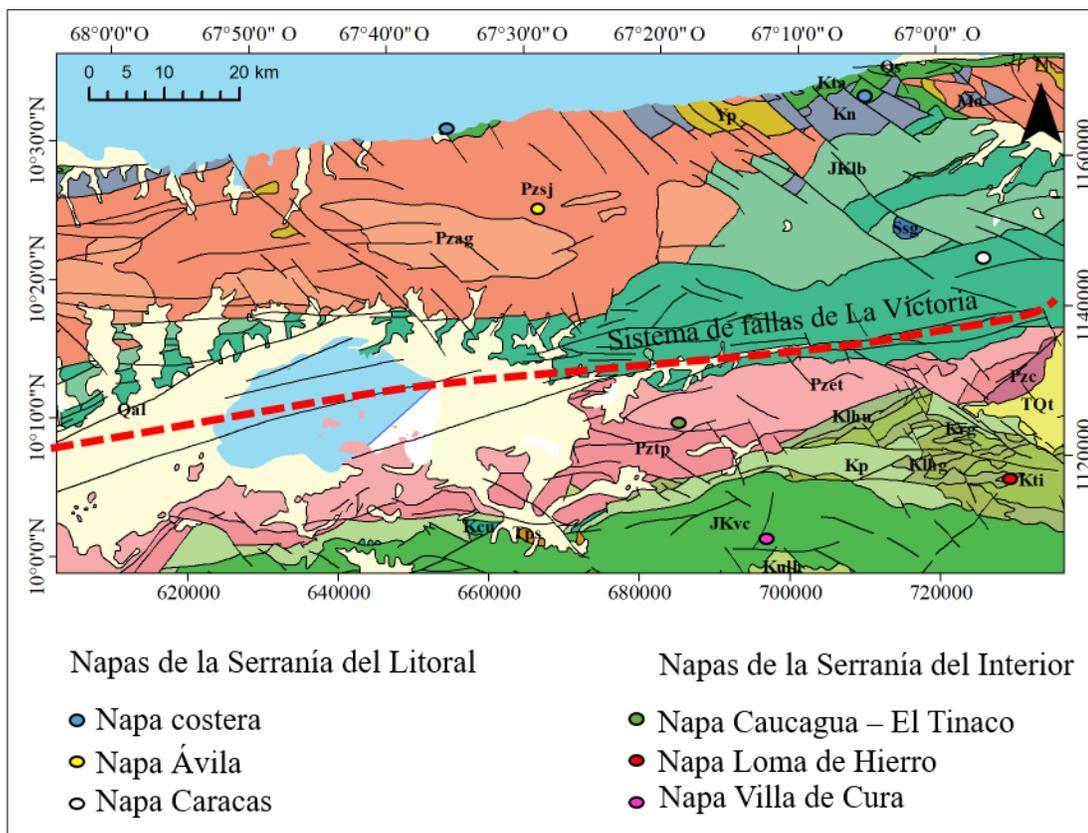


Figura 2.1 Mapa geológico de Venezuela representando la Cordillera de la Costa y sus respectivas serranías (modificado de Hackley *et al.* 2005).

Por su parte, el Sistema Montañoso del Caribe es el principal cinturón orogénico de la región norte-costera de Venezuela (Bellizia, 1976) y está definido como un complejo orográfico caracterizado por una topografía elevada y un relieve accidentado de unos 29.000 km² de extensión (Ughi, 2013).

2.1 Geología estructural

El norte de Venezuela está ubicado en la zona de interacción entre la placa Suramericana y la placa del Caribe (figura 2.2). Actualmente, dicho límite se encuentra sobre una zona de transcurrencia dextral compresiva activa de unos 100 km de ancho en tierra y mar adentro al norte de Venezuela (Audemard, 1993; Singer y Audemard, 1997; Pindell *et al.* 1988; Audemard *et al.* 2000, 2005; Ysaccis *et al.* 2000), el cual ha tenido una compleja evolución geodinámica desde el Cenozoico (Audemard *et al.* 2010).

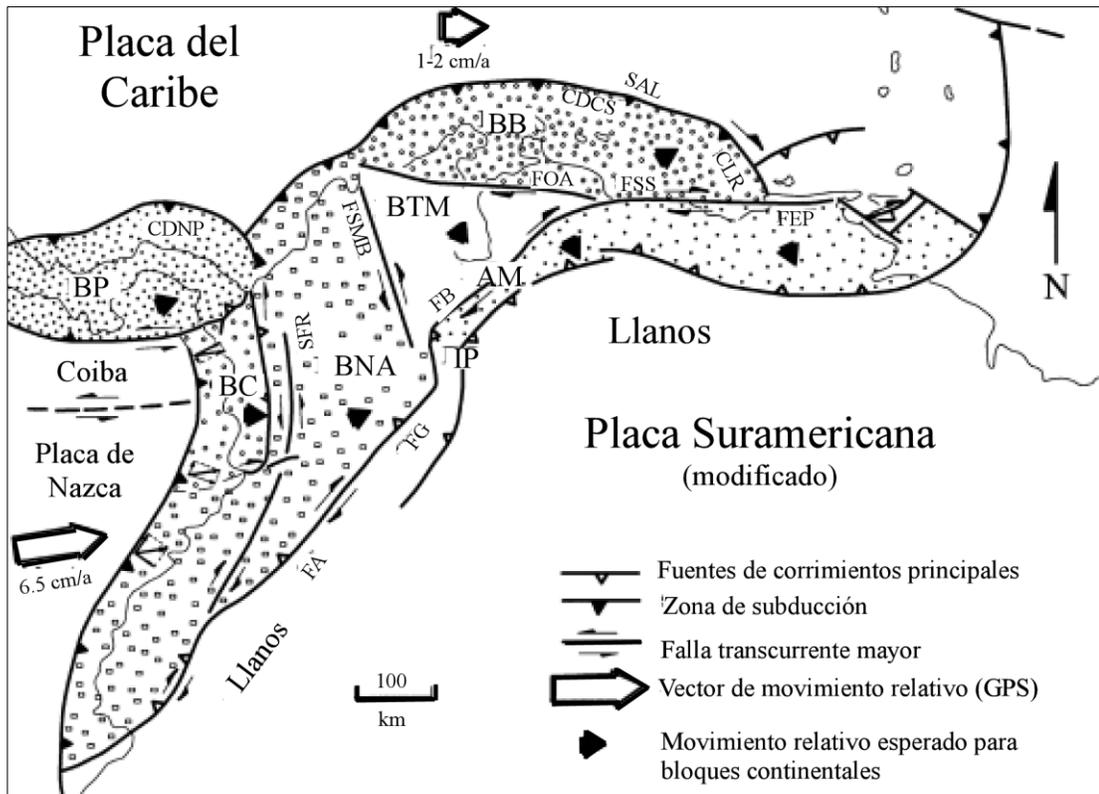


Figura 2.2 Mapa geodinámico actual simplificado del sur de la placa de El Caribe (modificado de Audemard *et al.* 2005).

Audemard (2002) establece que durante el Paleoceno – Eoceno Temprano (60 - 50 Ma) se presentó una ligera rotación en el sentido de las agujas del reloj en respuesta a la colisión a lo largo del margen noroeste de América del Sur; la placa del Caribe progresó hacia el este entre las Américas, chocando oblicuamente con el norte de Suramérica. El desbordamiento y el hundimiento de las cuencas frontales migraron hacia el este en el oeste de Venezuela, así como las Napas del Caribe.

El proceso de colisión oblicua continuó paso a paso durante el Eoceno medio (50-38 Ma) y en el límite del Mioceno Medio-Tardío (17-15 Ma) el emplazamiento de la napa caribeña continuó a lo largo del límite sur del Caribe en la cuenca de Guárico. Sin embargo, en esta época se produjo un cambio drástico en la dinámica del límite. Todas las cuencas en declive de Granada-Falcón muestran una discordancia regionalmente significativa, coetánea con el inicio de la inversión de la cuenca Falcón. La placa del Caribe y la placa Suramericana se acoplaron y se produjo el desgarre reactivando el eje debilitado de la antigua Placa del Caribe y las napas del Caribe por la extensión del arco posterior del Oligoceno-Mioceno temprano.

El deslizamiento dextral ocurrió a lo largo de 500 km del antiguo margen sur de la cuenca Falcón-Bonaire. El sistema de fallas Oca-Ancón y la falla de San Sebastián (figura 2.3) se ubicaron en el margen sur del graben, mientras que la falla de El Pilar reactivó una antigua falla de empuje de alto ángulo. Esta herencia tectónica fue posible gracias al paralelismo de la zona de colisión con el movimiento de la Placa del Caribe.

Posteriormente, se inició una segunda fase de colapso orogénico a lo largo de la napa del Caribe, generando pequeñas cuencas entre las cordilleras Costera e Interior que en su mayoría están llenas de depósitos continentales, aunque se produjeron incursiones marinas tempranas.

Audemard (*op. cit.*), establece que un ejemplo de lo anterior está representado por la cuenca del Tuy medio (Santa Lucía-Ocumare), a la cual definió como una depresión

tectónica neógena ubicada dentro del complejo de napas metamórficas cretácicas de la región norcentral venezolana, por lo que ha registrado parcialmente la progresión hacia el este de la placa Caribe a lo largo del norte de Venezuela. Esta cuenca se formó como graben y pertenece a un grupo de depresiones intramontanas que presentan la misma posición relativa dentro del complejo de napas (de oeste a este: Nirgua, Miranda, Bejuma, Lago de Valencia, Tuy, cuenca de Barlovento, plataforma de Unare y golfos de Cariaco y Paria). Esto sugiere que estas cuencas, más allá de resultar de fuerzas distensivas locales tal como se pensaba para la cuenca del Tuy medio, deben responder a un proceso más regional: colapso dentro de un orógeno. Este colapso orogénico tiene que estar necesariamente vinculado al cambio geodinámico mayor registrado a lo largo de todo el norte de Venezuela ocurrido aproximadamente hace 17-15 Ma (cuando la transcurrancia dextral mayor se activa).

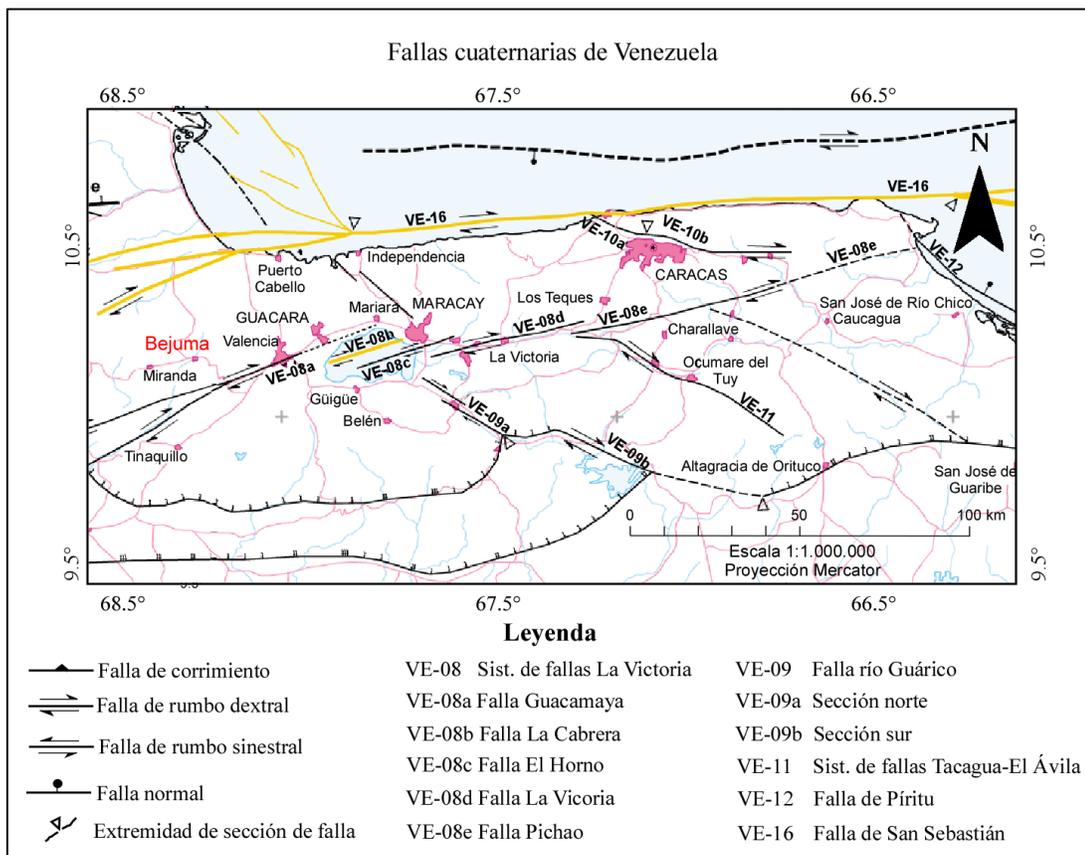


Figura 2.3 Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela (modificado de Audemard *et al.* 2000).

A nivel local (figura 2.4) Bello e Ichiaso (1999), definieron fallas con dirección N80°O a E-O pertenecientes al sistema de falla de La Victoria y Bejuma, sistema predominante en la zona norte, central y sur de Montalbán. De igual forma identificaron fallas con dirección N40°E pertenecientes al sistema de fallas transversales y la falla de La Victoria, ubicadas en el río Bejuma.

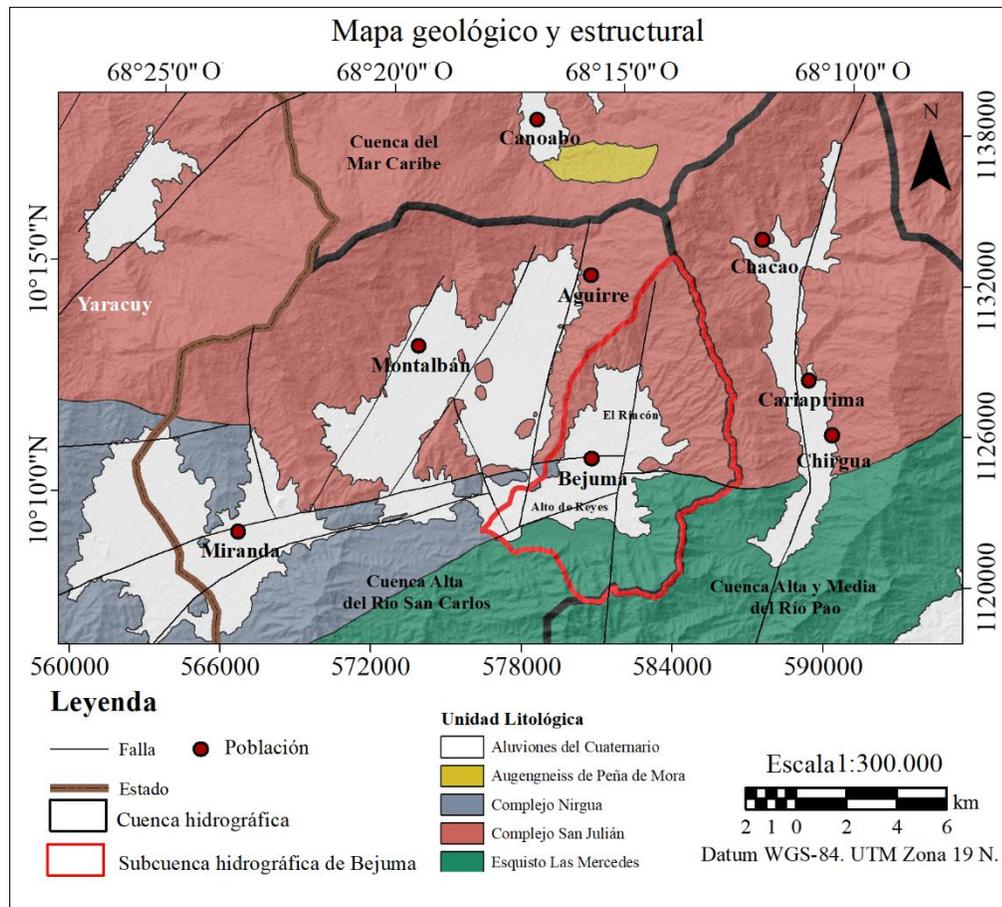


Figura 2.4 Mapa geológico-estructural (modificado de Hackley *et al.* 2005).

2.2 Litología

La Cordillera de la Costa posee un relieve que se desarrolló principalmente durante el Cretácico (Mesozoico). Entre el Eoceno y el Oligoceno se formaron los Andes (por influencia de movimientos orogénicos) y a finales del Mioceno y comienzos del Plioceno ocurrió un rápido y corto período orogénico (Omaña, 2002).

Bello e Ichiaso (1999) establecen que la zona de estudio está formada por una región montañosa compuesta por rocas metamórficas fuertemente plegadas y una zona de valle constituida por sedimentos del cuaternario. Representa, de manera general, un complejo integrado por formaciones montañosas, colinas, valles y depresiones.

De acuerdo con el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1999), a nivel local, se presentan afloramientos de rocas ígneas ácidas (principalmente granitos), zonas de calizas y de conglomerados. La composición litológica comprende principalmente esquistos cuarzo-micáceos. Los suelos son fértiles y drenados hacia el fondo de los valles, generalmente con texturas arcillosas. En las colinas, los suelos son de formación residual, poco profundos y con baja retención de humedad.

En vista de lo anterior, la zona de estudio presenta un ambiente geológico fluvial, caracterizado por presentar sistemas alejados del frente montañoso, desarrollados en piedemontes de baja pendiente y dominados por procesos sedimentarios fluidos (Friend, 1978; Nichols y Fisher, 2007; Hartley *et al.* 2010).

La zona de estudio está conformada principalmente por las siguientes unidades litológicas:

2.1.1 Aluviones

La zona occidental de la Cordillera de la Costa presenta varios valles intermontanos de carácter tectónico que contienen sedimentos aluviales (Gavotti, 1973). De acuerdo con la información suministrada por propietarios de pozos productores de agua en la zona de estudio (tabla 8.1A), se determinó que existe un espesor aluvional aproximado de 80 m.

Los suelos de esta región se caracterizan por ser de los más ricos de todo el país debido a la gran cantidad de nutrientes existentes y diferencia de granulometría, presentando

un predominio importante de arenas y sedimentos que forman una voluminosa cobertura de origen aluvial (Hernández *et al.* 2016).

Gavotti (1973) establece que la litología de estos aluviones consiste principalmente en cantos, guijarros, arenas, limos y arcillas. Hacia los márgenes de los valles los sedimentos aluviales tienen un carácter más grueso mientras que en el centro de los valles hay un aumento de los componentes finos. Los procesos de transporte y sedimentación son de tipo aluvial fluvial originando depósitos piedemonte, conos de deyección y sedimentos de llanuras de inundación (Bello e Ichiaso, 1999).

2.1.2 Complejo Nirgua

Aflora como una extensa franja desde la zona de Chivacoa en el estado Yaracuy, continuando hacia la zona de Morón – Puerto Cabello, estado Carabobo y prolongándose como una estrecha franja casi paralela a la costa por el estado Aragua y culminando cerca del poblado de La Sabana en el Distrito Federal (L.E.V, 1999). Esta unidad incluye una gran variedad de tipos litológicos como esquisto cuarzo-micáceo, mármol masivo, cuarcita, esquisto y gneis cuarzo-micáceo-feldespático. Las rocas carbonáticas se presentan en forma de lentes o capas continuas y bien expuestas en la carretera Nirgua-Chivacoa, estado Yaracuy (L.E.V, *op. cit.*; Urbani, 1997).

2.1.3 Esquisto de Las Mercedes

Se extiende por los flancos del macizo central de la Cordillera de la Costa, entre Carenero, estado Miranda, hasta el estado Cojedes. Aguerrevere y Zuloaga (1937) la definieron inicialmente como esquistos calcáreos con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas. Por su parte, Wehrmann (1972) y González de Juana *et al.* (1980) establecieron que predominaban esquistos cuarzo-muscovítico-calcítico-grafitosos con intercalaciones de mármol en forma de lentes. Aguerrevere y Zuloaga (*op. cit.*) incluyeron dentro de la formación una zona constituida por calizas oscuras y densas interestratificadas con capas de esquistos micáceos y arcillosos.

2.1.4 Complejo San Julián

Esta unidad se extiende desde el noroeste de Caracas hacia el oeste de El Cambur, estado Carabobo, y hacia el este de Cabo Codera, estado Miranda. Comprende esquisto y gneis cuarzo – plagioclásico – micáceo (Urbani, 1989) y las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas como anfibolita, gabro y diorita (L.E.V, 1999).

En la tabla 2.1 se presenta un resumen de la composición litológica y espesor de las unidades relevantes de la zona de estudio.

Tabla 2.1 Secuencia estratigráfica de las unidades relevantes en la zona de estudio.

| Era Geológica | Edad | Unidad | Litología | Espesor (m) | Referencia |
|-------------------------------|---|--------------------------|--|-------------|---|
| Cenozoico | Pleistoceno | Aluviones | Sedimentos poco consolidados | 80 | Bello e Ichiaso (1999) |
| Mesozoico - Paleozoico | Pérmico - Jurásico | Complejo Nirgua | Esquistos cuarzo-micáceos, cuarcitas, esquistos grafitosos | 1000 | Urbani (2013) |
| | Jurásico superior Cretácico inferior | Esquisto de Las Mercedes | Esquistos calcáreos con zonas arenosas, grafitosas y micáceas. | 1800 | González de Juana <i>et al.</i> (1980) |
| Precámbrico | Neoproterozoico | Complejo San Julián | Esquisto y gneis cuarzo - plagioclásico - micáceo | 2000 | Urbani <i>et al.</i> (1989;2013). L.E.V (1999). |

CAPÍTULO III

ASPECTOS FÍSICO-NATURALES

3.1 Relieve

Los valles altos de Carabobo, de acuerdo con Comerma (1986), están enmarcados dentro de una depresión de origen tectónico del ramal norte de la Cordillera de la Costa, cuya pendiente general se orienta hacia el sur y sus aguas drenan hacia el Orinoco. El fallamiento jugó un papel fundamental en el origen y evolución de estos valles, los cuales presentan diferentes niveles topográficos.

El relieve del estado Carabobo comprende dos tipos: uno de topografía accidentada, con presencia de acantilados y farallones hacia el noreste, y otro de topografía plana, con playas extensas y grandes planicies litorales, desde Puerto Cabello hacia el noreste (Instituto Nacional de Estadística, 2011).

En el municipio Bejuma, el relieve es principalmente accidentado con pendientes entre 20 a 25% de inclinación. Predominan formas de relieve de colina (con altura máxima de 1703 m.s.n.m. en el Cerro de Paja) en asociación con los valles de los ríos Bejuma, Tirgua y Chirgua. Estos medios representan el 12% del total de la superficie del municipio y se corresponden a sitios de depositación coluvio-aluvial. Los fondos del valle no representan amenaza de inundación y tienen topografía generalmente plana con un 5% de pendiente, en estas unidades de relieve se asientan las localidades de Bejuma y Chirgua. El relieve del municipio se enmarca en la provincia fisiográfica de la Cordillera de la Costa y sus elevaciones más altas son los cerros Guarapo, La Calceta y Cariaprima (Instituto Nacional de Estadística, *op. cit.*).

3.2 Clima

Córdova y González (2015) establecen que una de las riquezas naturales renovables más importantes que tiene el territorio venezolano corresponde a sus recursos hídricos.

Tomando en cuenta que el clima y la precipitación promedio juegan un papel fundamental, Cárdenas *et al.* (2003) subdividen el territorio nacional en 13 regiones homogéneas que permiten caracterizar de forma adecuada los diferentes regímenes de precipitación (figura 3.1).

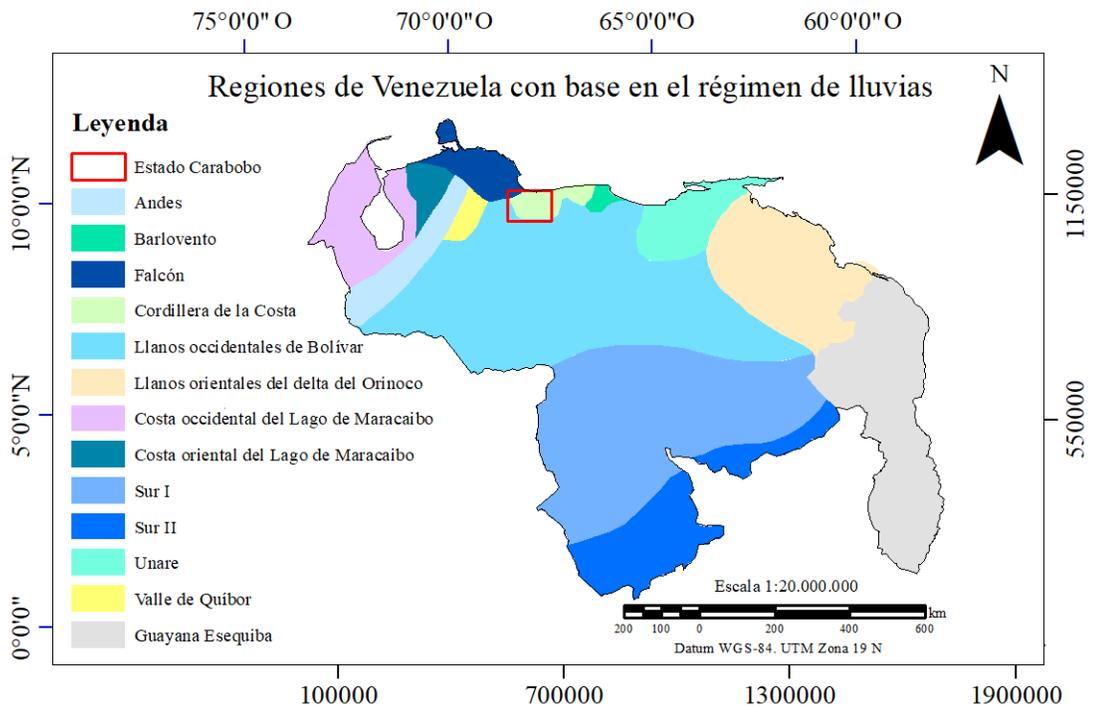


Figura 3.1 Regiones por régimen de lluvias en Venezuela (modificado de Cárdenas *et al.* 2003).

En cuanto a los datos de estaciones pluviométricas (tabla 3.1), los mismos autores aseveran que a medida que las regiones se ubiquen al sur, presentarán una estación lluviosa muy húmeda que cubre casi todo el año. Adicionalmente, a medida que las regiones se alejen del ecuador geográfico, el comportamiento del clima comprenderá estaciones lluviosas y secas bien definidas

Tabla 3.1 Precipitación media anual en regiones de Venezuela (modificado de Cárdenas *et al.* 2003).

| Región | Precipitación (mm) |
|------------------------|--------------------|
| Andes | 962 |
| Barlovento | 1554 |
| Falcón | 1011 |
| Islas del Caribe | 485 |
| Cordillera de la Costa | 1055 |

| Región | Precipitación (mm) |
|---|--------------------|
| Llanos occidentales de Bolívar | 1620 |
| Llanos orientales del Delta del Orinoco | 1352 |
| Costa occidental del Lago de Maracaibo | 3028 |
| Costa oriental del Lago de Maracaibo | 948 |
| Sur I | 3150 |
| Sur II | 2560 |
| Unare | 970 |
| Valle de Quíbor | 831 |

El clima en la Cordillera de la Costa es complejo dada su posición con respecto a las corrientes atmosféricas y a los rangos de altitud que posee (ACFIMAN-SACC, 2018). Por lo cual, Martelo (2003) establece que en la franja costera se suelen presentar climas áridos o semiáridos.

La temperatura en el estado Carabobo es uniforme durante todo el año con una media de 24.5°C. Las precipitaciones alcanzan los 1500 mm en las áreas de montaña, en los sectores costeros presentan un promedio anual de 900 mm y en la depresión del Lago de Valencia oscilan entre 900 y 1300 mm (Salas y Castillo, 2012). De acuerdo con Olivares *et al.* (2018), los periodos de sequía comprenden los meses entre noviembre y abril, mientras que los mayores periodos de precipitaciones ocurren entre mayo y noviembre.

A nivel local, el Instituto Nacional de Estadística (2011) señala que en el municipio Bejuma la temperatura media es de 23.5°C y el promedio de precipitación es de 964.8 mm anuales con períodos lluviosos de mayo a octubre en donde se descarga el 80.7% del total de las lluvias con un máximo en el mes de junio.

3.3 Hidrografía

Salas y Castillo (2012) afirman que el territorio nacional está drenado por más de un millar de ríos y que el relieve de las cordilleras distribuye las aguas fluviales del país en dos vertientes: la vertiente Atlántica y la vertiente del Caribe. La vertiente del Océano Atlántico abarca el 82% del territorio nacional y recibe las aguas de los ríos Orinoco, San Juan y Guanipa. Por otro lado, la vertiente del Mar Caribe recibe aguas

de una serie de cuencas y subcuencas relativamente menores, tales como las del Lago de Maracaibo, la cuenca del río Tuy y la cuenca del río Unare.

La Asociación Venezolana para el Agua (2011), establece que en Venezuela el escurrimiento superficial de aguas se puede organizar en 7 cuencas principales de captación (figura 3.2).

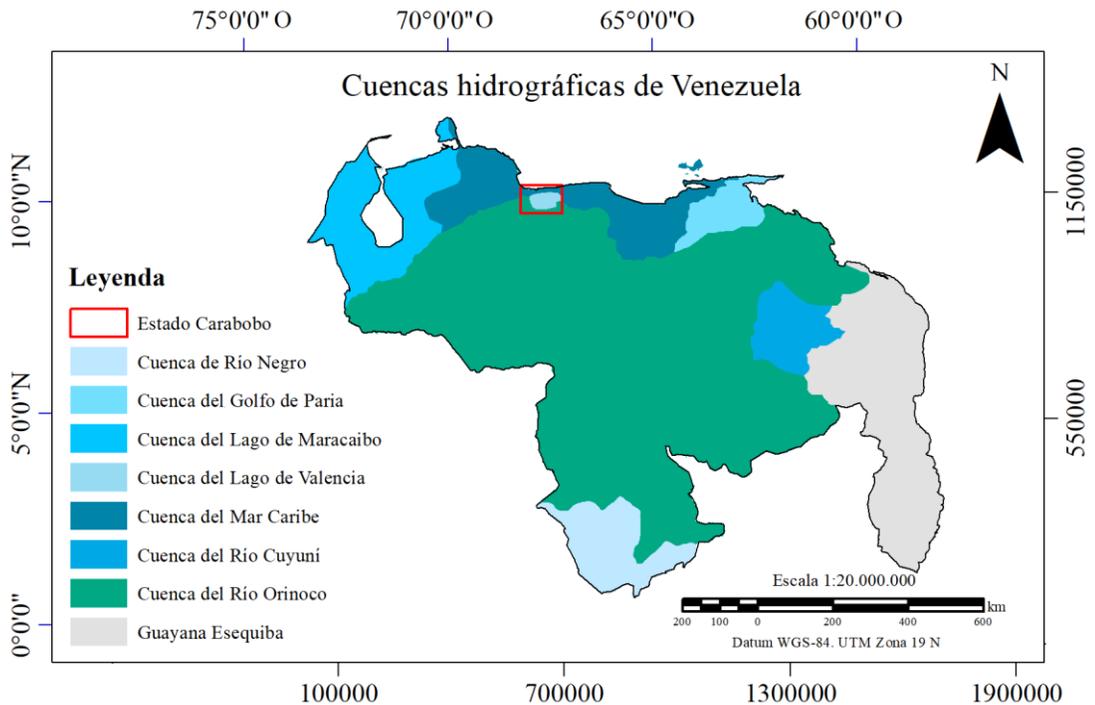


Figura 3.2 Cuencas hidrográficas de Venezuela (modificado de Porto, 2015).

En cuanto a las aguas subterráneas, en Venezuela se estiman hasta la fecha acuíferos que representan una superficie total aproximada de 829.000 km² (Asociación Venezolana para el Agua, 2011). Para estudiar las aguas subterráneas en el contexto de la región donde se ubica Venezuela, Coronel y González (2015) indican que se deben analizar las diferentes formaciones geológicas susceptibles a la existencia de suelos con potencial de acumulación de las mismas.

En Venezuela se han diferenciado cuatro grandes regiones o provincias hidrogeológicas (figura 3.3), Coronel y González (*op. cit.*) las caracterizan brevemente de la siguiente forma:

Provincia Andina: incluye las cuencas del piedemonte de la Cordillera Andina, donde hay una gran variabilidad geológica y climática. En esta provincia se encuentran varios tipos de unidades litológicas. Como unidades con mayor permeabilidad o potencial subterráneo se pueden mencionar los siguientes sistemas:

- **Valle de Caracas:** tiene origen tectónico con sedimentos fluvio-lacustres cuaternarios que forman un acuífero semiconfinado. Este acuífero sedimentario sobrepasa los 300 m de espesor en la zona este y está asentado sobre rocas metamórficas poco permeables. El flujo subterráneo viene desde las montañas hacia los principales centros de bombeo y hacia el río Guaire.
- **Altos Mirandinos:** los esquistos de las formaciones geológicas Las Mercedes y Las Brisas que conforman los cerros al sur de Caracas y los Altos Mirandinos son acuíferos con un potencial de producción bajo.
- **Valle de Quíbor:** posee un área de aluvión de 250 km² con profundidades máximas de 230 m. Se ha diferenciado un acuífero confinado, denominado acuífero de Quíbor y un acuífero somero llamado Palo Negro.
- **Valle del río Yaracuy:** los principales acuíferos se encuentran en el aluvión del río, en contacto con las formaciones geológicas Nirgua, Aroa, María Lionza y Yaritagua. El mayor potencial acuífero está en la cuenca media y en algunos sectores de piedemonte de la Sierra de Aroa.
- **Valle del río Aroa:** los acuíferos bajo aprovechamiento están constituidos por sedimentos recientes que rellenan la parte central del valle formando la

topografía más baja. El nivel freático de la zona oscila entre 10 y 16 m de profundidad.

- **Cuenca del Lago de Valencia:** los principales acuíferos se encuentran en relleno fluvio-lacustre que circula en el lago, el cual supera los 300 m de espesor. En dicho relleno y en los valles intramontanos se pueden diferenciar 12 acuíferos relativamente interconectados.
- **Sierra de San Luis:** las calizas arrecifales de gran espesor de la formación San Luis ocupan la parte alta de la sierra. Debido a su permeabilidad permiten la recarga rápida a partir de la alta precipitación de acuíferos libres y confinados que originan manantiales de gran caudal.

Provincia de planicies costeras: la región está conformada, casi en su totalidad, por acuíferos en unidades litológicas poco consolidadas y permeables. Comprende importantes acuíferos ubicados en la planicie del río Motatán, el sureste de la ciudad de Maracaibo, el sur del Lago de Maracaibo y las subcuencas de Coro y el bajo Tuy.

Provincia de Los Llanos: los llanos altos comprenden un área con presencia de aluviones de granzón, grava y arenas con espesores de 70 a 150 m. Por su parte, los llanos medios presentan acuíferos formados por gravas y arenas finas con limos y espesores de hasta 120 m.

Provincia de Guayana: la mayoría de las unidades con potencialidad de aprovechamiento de aguas subterráneas están asociadas a acumulaciones aluvionales que bordean los principales ríos de la región.

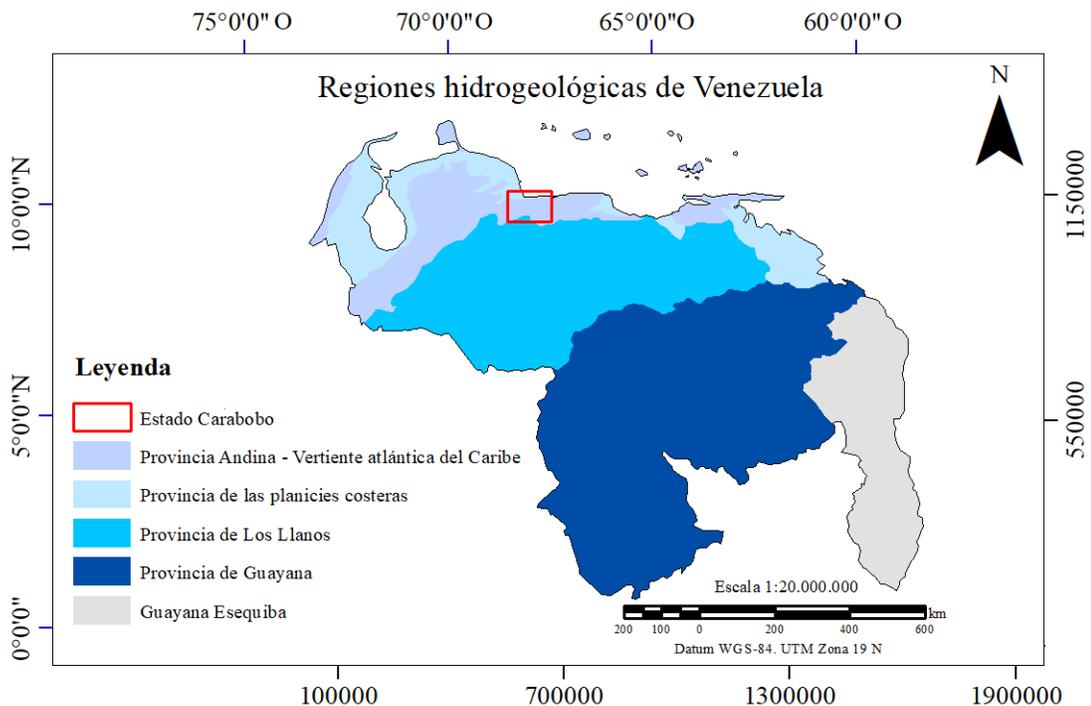


Figura 3.3 Regiones hidrogeológicas de Venezuela (modificado de Decarli, 2009).

Hacia el Lago de Valencia drenan más de 20 cursos de agua de poco caudal (Ortunio, 2011). Este lago cubre 281 km² del estado Carabobo y como resultado de la combinación de los factores de relieve y clima, Salas y Castillo (2012) mencionan que forma parte de una red hidrográfica muy densa. Los ríos, los arroyos, caños y quebradas de Carabobo están divididos en seis cuencas hidrográficas (figura 3.4).

La subcuenca hidrográfica de Bejuma forma parte de la Cuenca Alta del río San Carlos. Esta cuenca se ubica al noroccidente del país, abarcando porciones importantes de los estados Yaracuy, Carabobo y Cojedes (Desarrollos Hidráulicos Cojedes, Canago Internacional y Ministerio de Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, 1997). El río San Carlos nace en la confluencia de la fila de Bejuma y la fila de Aguirre, en el cerro San Isidro (1480 m.s.n.m). Es denominado río San Carlos desde la confluencia del río Oruje y río Tirgua al llegar a la frontera política del estado Cojedes con el estado Carabobo. Los principales ríos tributarios del río San Carlos son: Bejuma, Aguirre, Onoto, Oruje, San Pedro, Cabuy y Mapuey (Ruíz, 1990).

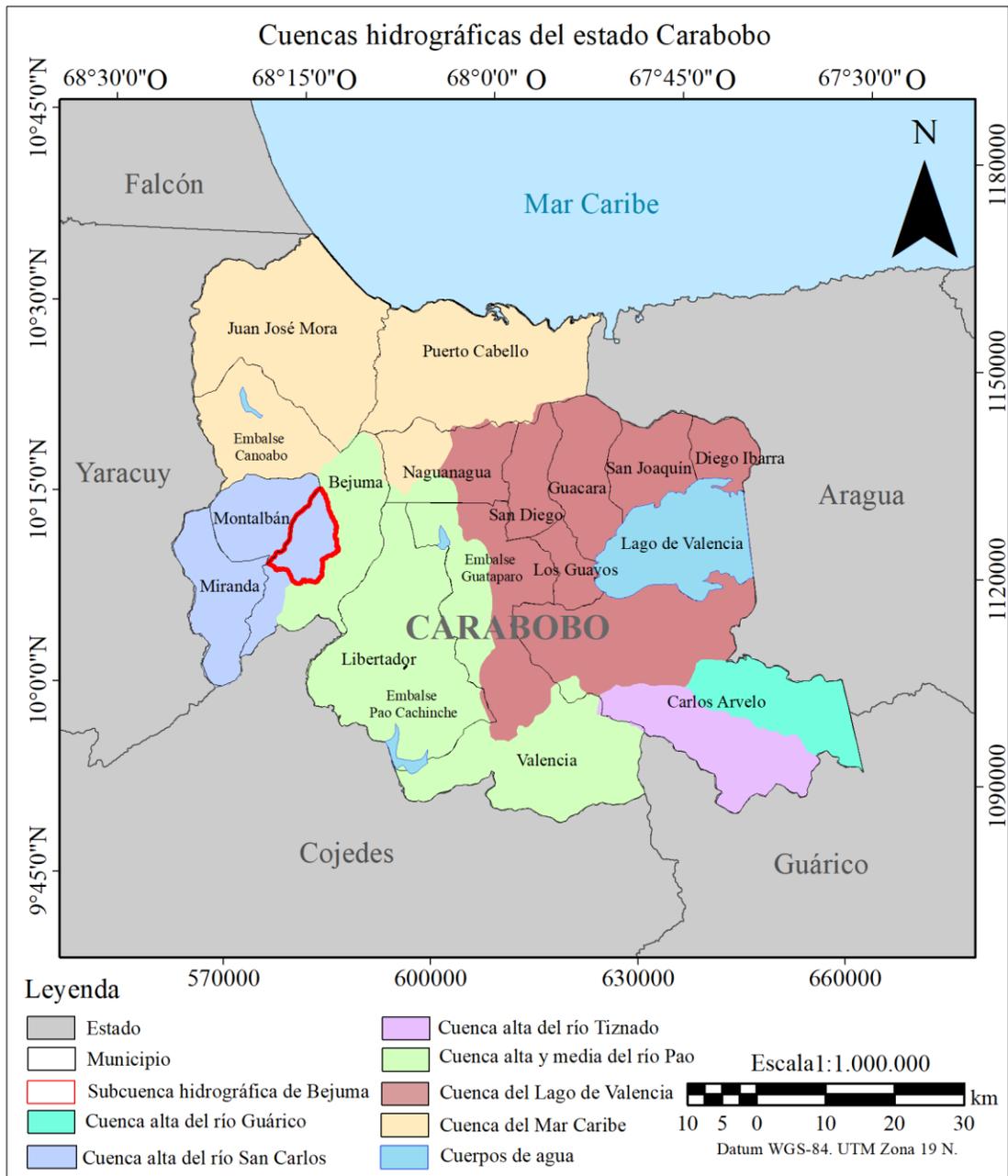


Figura 3.4 Cuencas hidrográficas del estado Carabobo (modificado de Salas y Castillo, 2012).

3.4 Vegetación

La Cordillera de la Costa sustenta una parte importante de la biodiversidad del estado Carabobo. Sin embargo, constituye una de las regiones con mayor grado de destrucción de ecosistemas y pérdida de biodiversidad (Varela y Artigas, 2014).

En la Serranía del Litoral, de acuerdo con Huber y Oliveira-Miranda (2010), la vegetación natural predominante es boscosa. La Cordillera de la Costa Central, con sus valles transversales de Caracas y Aragua, hasta más allá del Lago de Valencia, desde hace varios siglos es la región con la mayor concentración de población en Venezuela. Por esto, la vegetación natural de los valles ha sido fuertemente modificada para darle paso a las áreas agropecuarias. Por otro lado, en la Serranía del Interior, los tipos de vegetación más característicos son los bosques tupidos húmedos. Debido a su cercanía a las ciudades de Caracas, Maracay y Valencia, la vegetación de todo el sector presenta un grado muy elevado de intervención humana. Los mismos autores afirman que en el estado Carabobo predominan los siguientes tipos de formaciones vegetales (figura 3.5):

- **Bosques siempreverdes:** están asociados a zonas con temperaturas que varían de 24 a 12°C y acumulan exceso de agua proveniente de lluvia o por saturación del suelo.
- **Bosques semidecíduos:** pueden ser húmedos y abarcan tierras bajas en la depresión del Lago de Maracaibo y los Llanos occidentales.
- **Bosques deciduos:** se ubican en tierras bajas, al norte de Venezuela, sin embargo, en algunas zonas alcanzan de 500 a 600 m de elevación.
- **Sabanas arbustivas:** se caracterizan por la presencia de plantas herbáceas frecuentes y dispersas sobre pequeños montículos.
- **Áreas intervenidas:** incluye todas las áreas donde la matriz vegetal original no es reconocible. Están asociadas a actividades humanas como la agricultura, la

cría de ganado, las plantaciones forestales, las zonas de minería, las zonas industriales y las zonas urbanas.

A pesar de estar dominada por áreas intervenidas, la subcuenca de Bejuma pertenece a la subregión del Sistema de Colinas Lara-Falcón y Huber y Alarcón (1988) aseveran que presenta una vegetación de bosques tropófilos y semidecuidos.

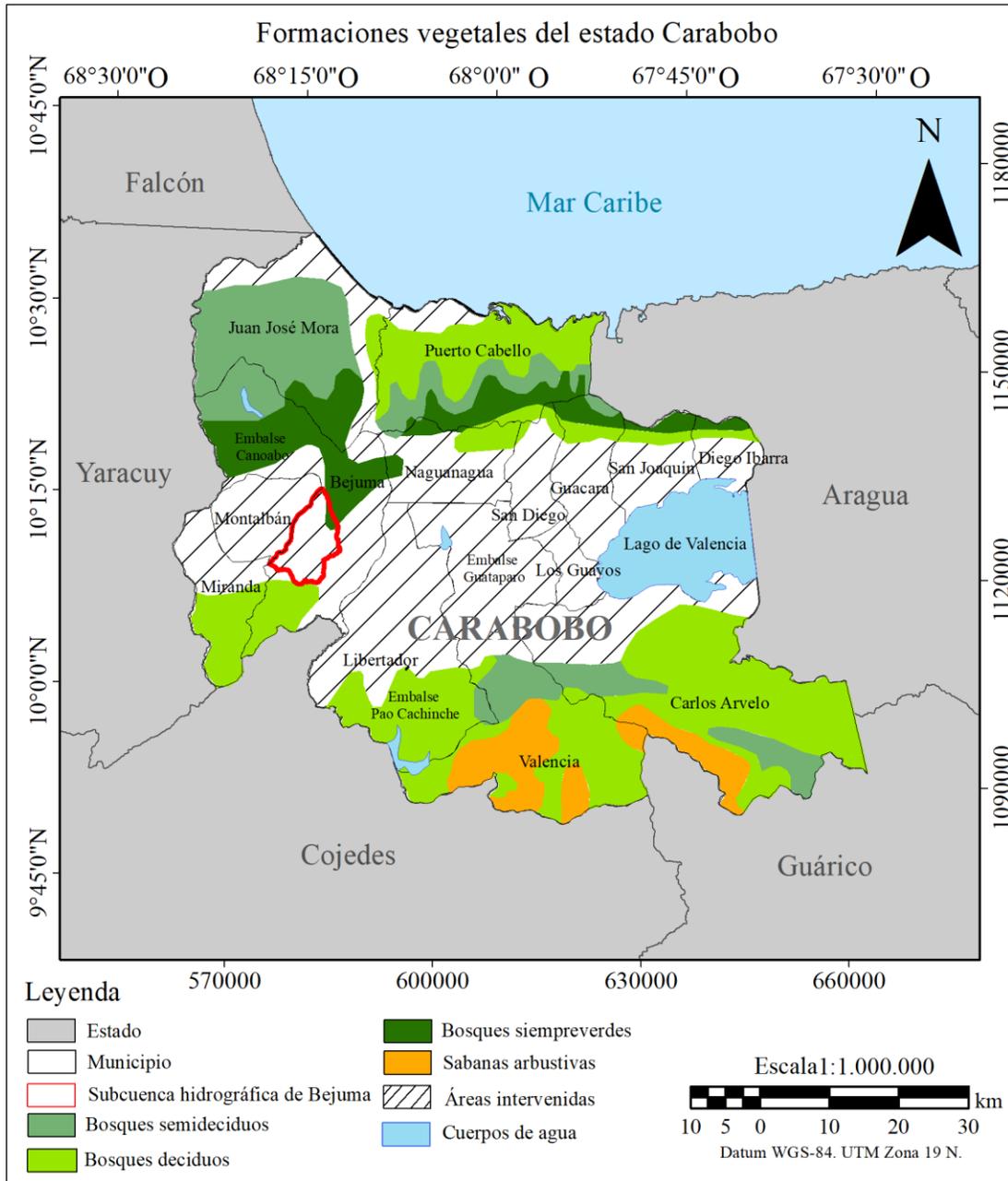


Figura 3.5 Formaciones vegetales de Carabobo (modificado de Huber y Oliveira-Miranda, 2010).

CAPÍTULO IV

MARCO TEÓRICO

4.1 Hidrogeología

La hidrogeología es una ciencia que estudia el origen y la formación de las aguas subterráneas, así como su movimiento y características físicas, químicas y biológicas. Ente otros ámbitos, también estudia las formas de yacimiento, difusión, movimiento, régimen y reservas, interacción con los suelos y rocas y las condiciones que determinan las medidas de su aprovechamiento, regulación y evacuación. De igual forma, desde el ámbito de la hidrogeología, se estudia el funcionamiento de los acuíferos al paso de las aguas subterráneas (Mijailov, 1985).

4.1.1 Ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico es definido por Sánchez (2017) como el movimiento general del agua cuando asciende por evaporación y desciende por precipitación y escorrentía (figura 4.1). Santamarta *et al.* (2013) afirman que el vapor de agua de la atmósfera se condensa y origina precipitaciones en forma de lluvia o nieve. El agua proveniente de estas precipitaciones no siempre alcanza la superficie: se evapora durante la caída o después de ser retenida por vegetación, edificios, construcciones y carreteras. En cuanto al agua que sí alcanza la superficie, generalmente se acumula en charcos (retención superficial) y luego se evapora. Sin embargo, otra parte logra circular por la superficie debido a efectos de la gravedad (escorrentía superficial) y acaba en torrentes, ríos, lagos o en el mar, de donde se evaporará. Una última parte del agua de lluvia penetra en la superficie a través de poros o grietas y desciende debido a la gravedad (infiltración). Incluso el agua infiltrada puede sufrir evaporación o puede ser transpirada por la vegetación. El resto del agua sigue descendiendo por gravedad hasta llegar a una zona en la que todos los poros del terreno contienen agua (zona saturada). En esta zona se produce la recarga y se forma el agua subterránea que se mueve hacia

la superficie (escorrentía subterránea), como sucede en los manantiales, ríos, mares, humedales y lagos.



Figura 4.1 Ciclo hidrológico (USGS, 2019).

Weight (2008), señala que una vez que ocurre la infiltración, cualquier agua subterránea que desciende por debajo de la profundidad de las raíces de la vegetación alcanza el nivel freático como recarga. Entre el horizonte del suelo y el nivel freático existe un área conocida como zona vadosa (figura 4.2). La capacidad de esta zona de retener agua depende del contenido de humedad y tamaño del grano. Los pozos completados en la zona vadosa no tendrán agua incluso aunque los materiales geológicos parezcan estar húmedos, mientras que los pozos completados en suelos saturados de grano fino, eventualmente contendrán agua subterránea.

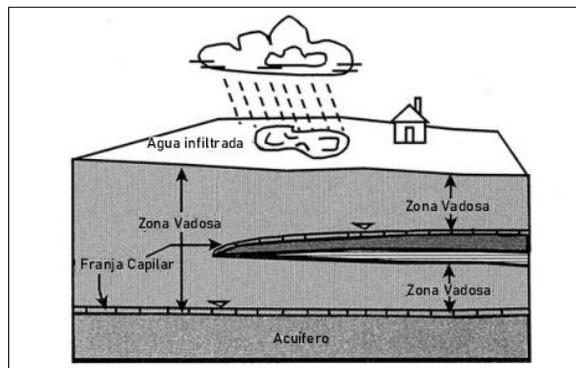


Figura 4.2 Esquema de la zona vadosa (modificado de Weight, 2008).

4.1.2 Aguas superficiales y aguas subterráneas

Tuinhof *et al.* (2006) establecen que el agua subterránea difiere del agua superficial, aunque sean parte del mismo ciclo (tabla 4.1). El agua superficial fluye de manera relativamente rápida en pequeños arroyos que alimentan al río principal. En cuanto al agua subterránea, esta se mueve más lentamente través de los acuíferos desde zonas de recarga hasta zonas de descarga (determinadas por la estructura geológica).

Cruickshank (1992), explica que, aunque las aguas subterráneas se identifican como independientes de las aguas superficiales, estas no lo son realmente. Para salir de este error basta pensar en la existencia de manantiales, que son descargas naturales del flujo subterráneo hacia la superficie, o en la desaparición de corrientes superficiales en cuencas altas y áridas, consecuencia de su infiltración en estratos permeables. Esta infiltración ocurre, la mayoría de las veces, en las partes altas de las cuencas, a lo largo de cauces de arroyos o ríos y, en los casos de formaciones muy permeables, de manera casi directa durante la lluvia.

Tabla 4.1 Proceso de aguas subterráneas y aguas superficiales (modificado de Tuinhof *et al.* 2006).

| El agua de lluvia que cae a la tierra comienza un viaje en el que su ambiente y condición física pueden cambiar varias veces. Es útil considerar la trayectoria de dos gotas individuales. | |
|---|---|
| La gota de lluvia A se infiltra en el suelo, llega al nivel freático y se convierte en agua subterránea. Tras 10 años bajo tierra, se bombea de un pozo y se usa como suministro potable. Después, se descarga como efluente de aguas residuales a un río, con lo que se convierte en agua superficial sobre el nivel freático que se infiltra por su lecho para recargar el acuífero subyacente. La gota de lluvia se une al flujo del agua subterránea en un acuífero de piedra caliza fisurada y se descarga directamente al mar 2 años después. | La gota de lluvia B cae directamente en un lago en la parte alta de la cuenca y se convierte en agua superficial. Después de 5 días se evapora, vuelve a la atmósfera local y cae de nuevo como lluvia, pero esta vez sobre el terreno permeable donde se infiltra para convertirse en agua subterránea. Fluye bajo tierra en un acuífero de arena no consolidada durante más de 100 años, pero se descarga finalmente como manantial en las tierras bajas de la cuenca. Así, se convierte de nuevo en agua superficial, parte de un sistema de arroyos y ríos que 2 días después llega al mar. |
| Siglos después, ambas gotas se evaporarán del mar para comenzar el ciclo de nuevo. | |

Depósitos no consolidados como la arena, el limo y la arcilla tienen su origen geológico en depósitos aluviales, marinos o glaciales. Los depósitos más gruesos, arenas y gravas, se encuentran entre los materiales de la tierra más porosos y permeables. Donde están

presentes, forman importantes acuíferos que tienen alto rendimiento y se alcanzan fácilmente a poca profundidad. Muchos de estos acuíferos poco consolidados están en contacto con ríos u otras superficies de agua, lo que aumenta significativamente su rendimiento potencial cuando son bombeados (Fitts, 2002).

4.1.3 Zonas de descarga y recarga

Peñuela y Rivera (2012) señalan que existen diferentes procesos físicos, químicos y biológicos en los que el agua subterránea está involucrada. Estos ocurren en el subsuelo debido al movimiento gravitacional del agua, lo que ocasiona su manifestación en superficie a través de elementos naturales contrastantes entre las zonas de recarga y descarga.

Las zonas de descarga son la evidencia más viable de la existencia de aguas subterráneas, debido a que son las áreas en las que el agua aflora y representan la fase final del recorrido del flujo subterráneo (Peñuela y Rivera, 2012.). Una zona de descarga puede estar representada por un manantial, lago, suelo salino y/o un nivel de agua subterránea somero. La descarga de agua subterránea ocurre a una elevación topográfica baja con respecto a la zona donde se origina el agua. En cuanto a las zonas de recarga, estas son más difíciles de identificar debido a que el agua se infiltra y no se tiene evidencia superficial, a menos que se tomen muestras de suelo. No obstante, un primer indicador está asociado con la permeabilidad de la roca, la cual puede permitir la infiltración del agua de lluvia; un segundo indicador se basa en que la roca se localice en una elevación topográficamente alta.

4.1.4 Comportamiento del medio frente al agua subterránea

Sánchez *et al.* (2003), expresan que las formaciones geológicas pueden clasificarse de acuerdo con su respuesta al paso del agua de la siguiente forma:

- **Acuíferos:** son formaciones geológicas que permiten el almacenamiento y movimiento del agua a través de ellas. Las vías por las cuales el agua se mueve

son los poros presentes entre los granos y las fracturas existentes entre las rocas consolidadas.

- **Acuitardos:** estas formaciones geológicas almacenan y transmiten agua de forma muy lenta. Tienen permeabilidades bajas a muy bajas.
- **Acuícludos:** son formaciones geológicas que almacenan agua, pero no la transmiten, por esta razón no pueden ser explotadas mediante pozos.
- **Acuífugos:** estas formaciones geológicas son prácticamente impermeables, no almacenan ni transmiten agua. Las rocas que no tienen porosidad ni fracturamiento son buenos ejemplos de acuífugos.

Con base en sus circunstancias hidráulicas y estructurales, Villanueva e Iglesias (1984) establecen 3 tipos de acuíferos (figura 4.3) y los clasifican de la siguiente forma:

- **Acuíferos libres:** son aquellos en los que el nivel de agua se encuentra por debajo del techo de la formación permeable. El agua que ceden es el agua que tienen almacenada en sus poros.
- **Acuíferos confinados:** están absolutamente aislados en el subsuelo, es decir, rodeados de materiales impermeables. El nivel de agua en los acuíferos confinados está por encima del techo de dicho material acuífero. En realidad, están a presión o en carga, debido al peso de los materiales superiores. El agua que ceden procede de la descompresión de estas capas superiores.
- **Acuíferos semiconfinados:** son acuíferos rodeados por materiales no del todo impermeables. Así, el paquete superior o semiconfinante lo constituyen formaciones semipermeables, que permiten el paso del agua de otros acuíferos superiores al inferior semiconfinado.

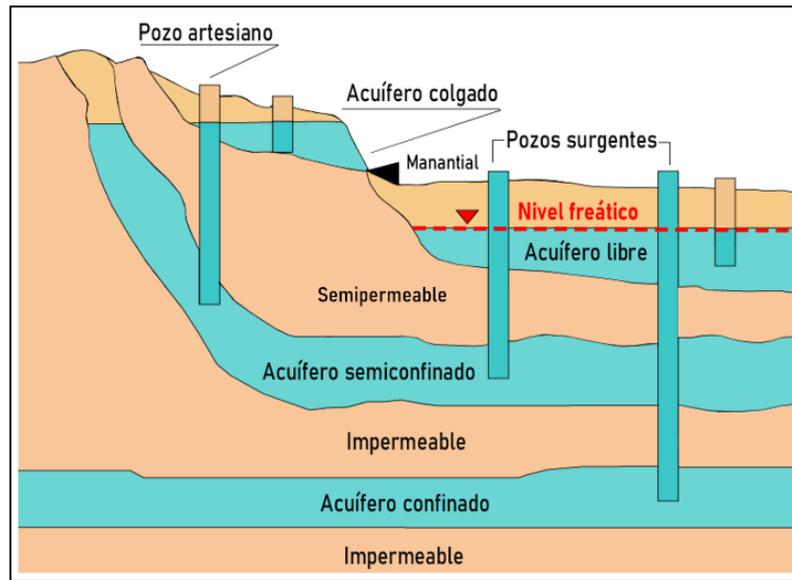


Figura 4.3 Tipos de acuíferos (modificado de Samayoa, 2013).

Los acuíferos colgados representan formaciones saturadas completamente rodeadas por zonas no saturadas. Los lentes de materiales de baja conductividad suelen conformar la base de las zonas colgadas. Si los lentes son extensos, el cuerpo de agua colgada pudiera ser lo suficientemente grueso como para permitir que un pozo de agua lo golpee sin perforar más profundo en el nivel freático (Fitts, 2002).

Fitts (*op. cit.*), asevera que, en un acuífero confinado, el espesor total de la capa acuífera está saturado y hay una capa confinada suprayacente. Algunas veces, el nivel del agua de un pozo en un acuífero confinado se elevará por encima del nivel de la superficie del suelo y fluirá libremente sin bombeo. El acuífero en estos casos se conoce como acuífero artesiano y el pozo se conoce como pozo artesiano (figura 4.4).

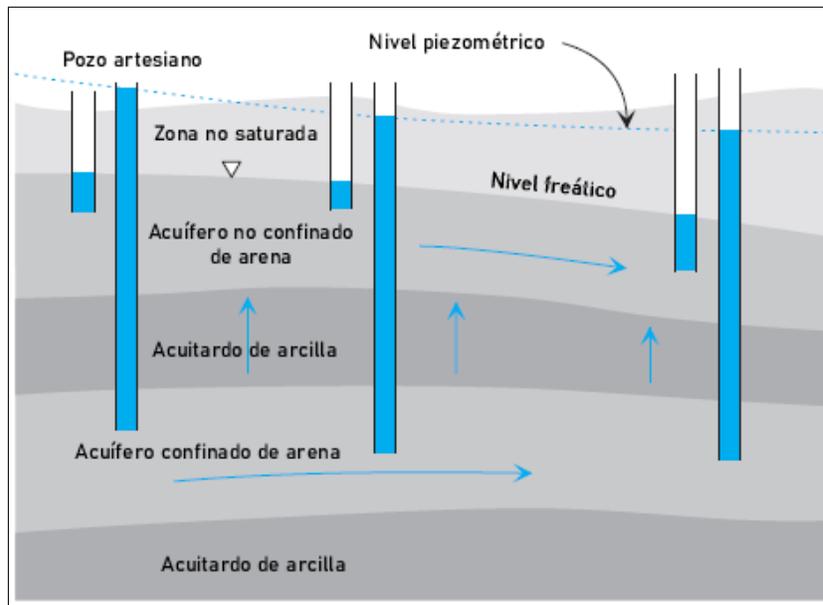


Figura 4.4 Perfil de acuíferos confinados y no confinados (modificado de Fitts, 2002).

4.1.5 Nivel freático y nivel piezométrico

Nespereira *et al.* (2014) afirman que, en el campo de la geología aplicada, los conceptos fundamentales que más cuesta comprender y diferenciar son los de nivel freático y nivel piezométrico. Ambos se confunden habitualmente y llegan a considerarse como términos sinónimos. Sin embargo, el nivel freático corresponde a la cota que alcanza el agua en el suelo, es decir, el lugar geométrico de los puntos en los que la presión del agua es igual a la presión atmosférica. Por su parte, el nivel piezométrico se define como el valor de la cota que alcanza el agua respecto a un plano de referencia cuando dicho punto se libera a la presión atmosférica.

4.1.6 Porosidad y almacenamiento de acuíferos

La porosidad de un material representa un porcentaje que relaciona el volumen que ocupan los poros en un volumen unitario de roca. De este modo, si la porosidad es del 50%, eso significa que la mitad de la roca está constituida por poros y la otra mitad por partículas sólidas (Ordoñez, 2011).

El volumen de agua que un acuífero puede tomar o liberar del almacenamiento a menudo se determina por su porosidad. La porosidad de los materiales de la tierra es una función del tamaño, la forma y la disposición o embalaje (Weight, 2008). Tomando en cuenta lo anterior, Kirsch (2009) afirma que el agua subterránea puede hallarse en espacios porosos de rocas sedimentarias consolidadas y poco consolidadas, en capas mojadas, en fracturas y en zonas de falla. Los acuíferos que tienen reservas de agua acumuladas en espacios porosos se conocen como acuíferos porosos.

Astier (1975) establece que se puede determinar la porosidad de un acuífero por medio de las resistividades eléctricas obtenidas por sondeos eléctricos verticales o de velocidades de ondas mediante sísmica de refracción.

4.1.7 Índice de vulnerabilidad GOD

El método GOD para la evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos ha sido ampliamente probado en América Latina y el Caribe debido a su claridad conceptual y su simplicidad de aplicación.

Este método considera el grado de inaccesibilidad hidráulica de la zona saturada y la capacidad de atenuación de los estratos suprayacentes a la zona saturada del acuífero. Estos factores no son directamente medibles y dependen de distintos parámetros. Dado que la información relacionada con la mayoría de estos parámetros no está generalmente disponible, para desarrollar el mapeo de la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos de una forma práctica es inevitable realizar una simplificación.

En vista de lo anterior, el índice de vulnerabilidad GOD (Foster, 1987) caracteriza a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos en función de los siguientes parámetros:

- Grado de confinamiento hidráulico del acuífero.
- Ocurrencia del sustrato suprayacente.

- Distancia al agua determinada como la profundidad al nivel de agua en acuíferos no confinados o la profundidad al techo de acuíferos confinados.

Consecuentemente, la estimación del índice de vulnerabilidad GOD puede determinarse a partir del esquema de la figura 4.5.

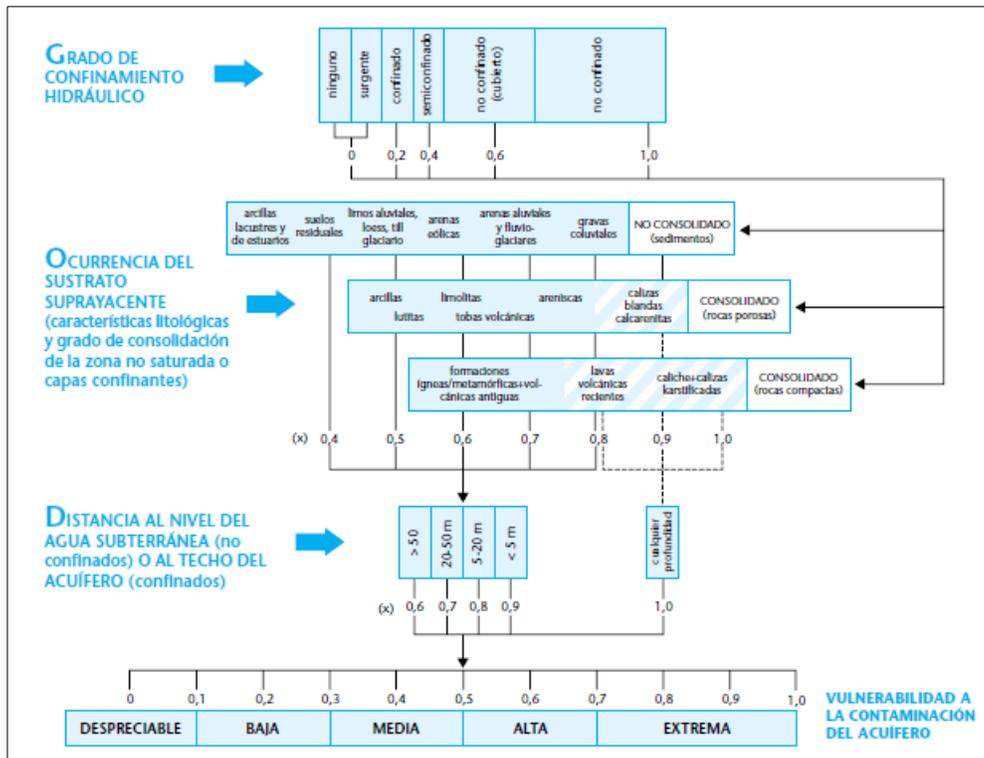


Figura 4.5 Índice de vulnerabilidad GOD (Foster *et al.* 2003).

4.2 Teledetección y Sistemas de Información Geográfica

La teledetección es una técnica que facilita la observación a distancia. Se basa en el registro de la radiación electromagnética que se emite, refleja o difracta por la superficie terrestre. Generalmente, los sistemas de teledetección se clasifican en activos y pasivos: los activos aplican la energía reflejada de una fuente de energía propia, como los radares; los pasivos, por su parte, utilizan la energía natural, como la empleada por el Sol o la emitida por las superficies (Fabregat, 1999). Chuvieco (1995) establece que estos sistemas permiten obtener imágenes de la superficie terrestre desde sensores

instalados en plataformas espaciales. Las imágenes se adquieren a través de un proceso de interacción energética entre la Tierra y el sensor (figura 4.6), dicho proceso ha sido definido por Olaya (2014) de la siguiente forma:

- **Fuente de radiación (A):** es el origen del flujo de energía. Emite radiación desde una fuente natural o artificial. Dicha radiación será recibida y perturbada por elementos propios de la superficie terrestre.
- **Objetos que interactúan con la radiación o la emiten (B):** comprenden distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas.
- **Atmósfera (C):** medio a través del cual se desplaza la radiación, ya sea desde la fuente hasta el objeto, o desde el objeto hasta el receptor. Además, interactúa con la radiación y causa perturbaciones en ella.
- **Receptor (D):** recoge la radiación una vez esta ha sido perturbada o emitida por los objetos y genera como producto final una imagen digital.

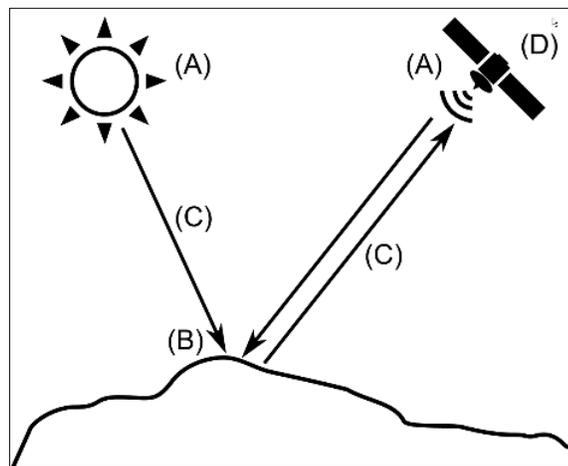


Figura 4.6 Esquema de un sistema de teledetección (Olaya, 2014).

Esta técnica ha mejorado la observación de áreas de estudio de difícil acceso, el registro de información digital, la reducción del tiempo y el costo invertido en la obtención de resultados. La teledetección ha sido beneficiosa en la estimación de consumo de agua subterránea, debido a que ha permitido cartografiar la cobertura vegetal del suelo, determinar las condiciones de humedad y evaluar los efectos de las sequías (Fabregat, 1999). A pesar de lo mencionado previamente, Chuvieco (1995) afirma que la teledetección no debe ser considerada la herramienta principal para detectar problemas ambientales, sin embargo, puede ser un buen complemento de técnicas convencionales (como la fotografía aérea) y no invalida la importancia del trabajo de campo.

4.2.1 Fundamentos físicos de la teledetección

La teledetección se basa principalmente en la obtención de información a través de la visualización a distancia de objetos ubicados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación sea posible, es necesario que entre los objetos y el sensor exista alguna interacción (Chuvieco, 1995).

4.2.1.1 Radiación electromagnética

La energía que la Tierra recibe del Sol se conoce como radiación electromagnética (figura 4.7). Esta radiación es reflejada, absorbida y emitida por la atmósfera o la superficie de la Tierra (NASA, 2015).



Figura 4.7 Radiación electromagnética (modificado de NASA, 2015).

De acuerdo con Weng (2010), la radiación electromagnética es una forma de energía que posee las propiedades de una onda. La energía solar que viaja en forma de ondas a la velocidad de la luz se conoce como espectro electromagnético (figura 4.8).

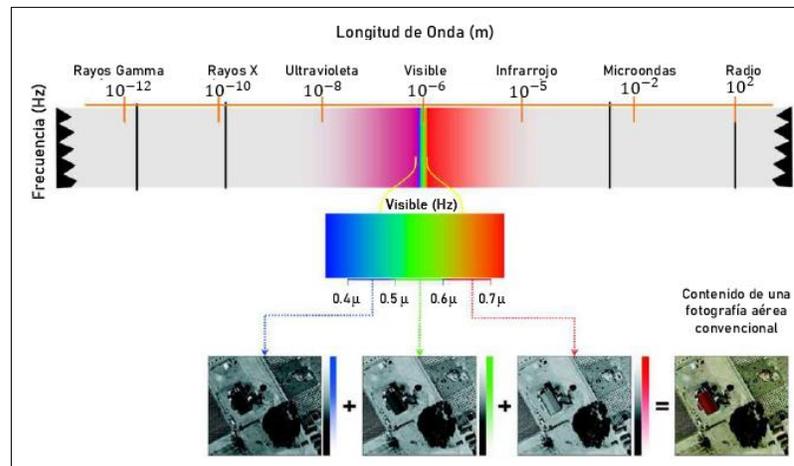


Figura 4.8 Espectro electromagnético (modificado de Bravo, 2017).

Las ondas electromagnéticas se caracterizan principalmente por su longitud de onda y frecuencia. La longitud de onda (λ) representa la distancia entre las crestas sucesivas de las ondas, mientras que la frecuencia (μ) es el número de oscilaciones completas por segundo. Ambas se relacionan mediante la ecuación 4.1 (Weng, 2010).

$$C = \lambda\mu \quad (4.1)$$

Donde C es la velocidad de la luz ($3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$), λ es la longitud de onda y μ es la frecuencia.

El mismo autor señala que el espectro electromagnético se divide en diferentes regiones por convención científica. Estas regiones presentan un rango que varía entre longitud de onda corta (con ondas de alta frecuencia) a longitud de onda larga (con ondas de baja frecuencia). El espectro se divide a su vez en bandas espectrales (tabla 4.2).

Tabla 4.2 Características de la región espectral (Bravo, 2017).

| Región Espectral (bandas) | Longitud de onda (λ) | Características |
|-------------------------------------|--------------------------------|---|
| Rayos Gama | < 0.03 nm | Radiación completamente absorbida por las capas superiores de la atmósfera. No se usa en teledetección. |
| Rayos X | 0.03 – 30 nm | Radiación completamente absorbida por la atmósfera. No se usa en teledetección. |
| Ultravioleta | 0.03 – 0.4 μm | La radiación < 0.3 μm es completamente absorbida por la capa de ozono. |
| Visible (azul, verde y rojo) | 0.4 – 0.7 μm | Se puede detectar a través de fotodetectores y películas fotosensibles. |
| Infrarrojo próximo | 0.7 – 1.3 μm | Discrimina masas vegetales y concentraciones de humedad. |
| Infrarrojo medio | 1.3 – 8 μm | Estimación del contenido de humedad en la vegetación y detección de focos de alta temperatura. |
| Infrarrojo térmico | 8 – 14 μm | Detecta el calor proveniente de la mayor parte de la cubierta terrestre. |
| Microondas | 0.1 – 100 cm | Radiación de grandes longitudes de ondas. Capaz de penetrar nubes, niebla y lluvia. |
| Ondas de radio | > 100 cm | Radiación con las mayores longitudes de onda del espectro. Usada en telecomunicaciones. |

4.2.1.2 Interacción entre radiación y superficie

Fabregat (1999) establece que los suelos, la vegetación, las rocas y el agua emiten una respuesta espectral diferente según la región del espectro electromagnético considerada. Cada superficie tiene la capacidad de reflejar y absorber ondas de radiación electromagnética. Empleando sensores, es posible determinar el tipo de superficie en la que se reflejan las ondas, esto se conoce como firma espectral (NASA,

2015). La firma espectral es la “huella dactilar” que caracteriza a cada objeto, se asocia a sus propiedades y a la influencia de estas en la manera en la que el objeto refleja la radiación incidente (Olaya, 2014).

Weng (2010), afirma que ocurren tres fenómenos fundamentales cuando la radiación electromagnética interactúa con ciertas características en la superficie de la Tierra:

- **Transmisión:** se basa en el movimiento de energía a través de una superficie.
- **Reflexión:** ocurre cuando la radiación se refleja en una superficie y vuelve al espacio. Si la superficie es suave, ocurre una reflexión especular, en la cual casi toda la energía se aleja de la superficie en una sola dirección. Por otro lado, si la superficie es áspera, la energía se refleja en varias direcciones y ocurre reflexión difusa.
- **Absorción:** sucede cuando la radiación electromagnética es absorbida por la superficie.

La vegetación sana absorbe longitudes de onda de color azul y rojo, pero refleja el color verde y el infrarrojo. En vista de que el ojo humano no puede ver radiación infrarroja, únicamente se puede ver la vegetación sana en color verde. En cuanto al agua, las longitudes de onda de color verde, rojo y la radiación infrarroja son absorbidas en mayor proporción que las longitudes de ondas azules, es por ello que el agua se ve azul (NASA, 2015). En la figura 4.9 se representan curvas con firmas espectrales comunes para algunas superficies: el suelo presenta una reflectancia constante intermedia, el agua posee valores muy bajos debido a que absorbe la mayor parte de la energía que recibe y la vegetación suele presentar un comportamiento variable.

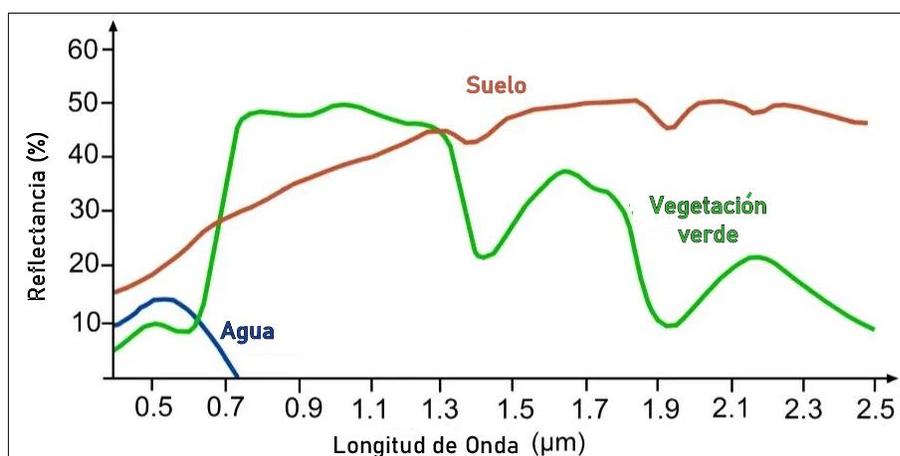


Figura 4.9 Firmas espectrales comunes (modificado de Campbell, 2011).

4.2.2 Sensores remotos y plataformas

Los sistemas de teledetección contienen dos elementos fundamentales: sensor remoto y plataforma. Las características de estos dos elementos definen las del sistema en su conjunto, así como las propiedades de sus productos derivados y la utilidad que presentan (Olaya, 2014).

4.2.2.1 Sensores remotos

Los sensores remotos pueden definirse como sistemas o instrumentos que tienen la capacidad de reunir información sobre un objeto, área o fenómeno sin estar en contacto con él. Estos instrumentos permiten medir la radiación electromagnética y registrar su intensidad dentro de una zona concreta en el espectro (Eastman, 2003).

La resolución de un sensor se define como la capacidad para registrar y discriminar información de detalle (Estes y Simonett, 1975). Del Bosque *et al.* (2012) distinguen cuatro tipos de resolución:

- **Resolución espacial:** se refiere a la dimensión real que un píxel de una imagen tiene en terreno. Mientras menor sea el tamaño del píxel, mayor será la resolución espacial y el detalle de los objetos (figura 4.10).

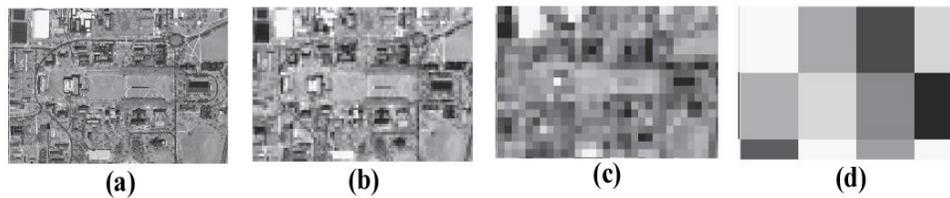


Figura 4.10 Resolución espacial (m): (a) 1 (b) 10 (c) 30 (d) 250 (modificado de Liang, 2019).

- **Resolución espectral:** se asocia a la región del espectro electromagnético y el número de bandas en las que un sensor registra la información. Si el número de bandas es alto, la resolución será alta.
- **Resolución radiométrica:** capacidad del sensor para detectar variaciones de radiación espectral. El dato suele denominarse nivel digital, e indica la intensidad en que se define la resolución radiométrica del sensor (figura 4.11).

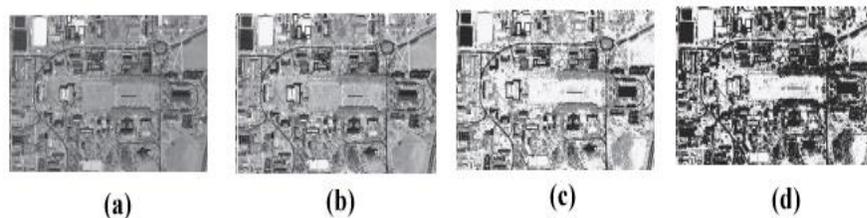


Figura 4.11 Resolución radiométrica (bits): (a) 8 (b) 4 (c) 2 (d) 1 (modificado de Liang, 2019).

- **Resolución temporal:** indica el tiempo que tarda el sensor en registrar datos de una misma zona (tiempo de revisita). El ciclo de cobertura suele depender de la altura, la velocidad y la inclinación del sensor.

4.2.2.2 Plataformas

Las plataformas son el medio a través del cual se transporta el sensor, condicionando las mediciones efectuadas por este a la distancia a la que se sitúa de la superficie terrestre. Esta distancia puede variar de pocos metros a muchos kilómetros. En el primer caso, la plataforma más habitual es el avión, mientras que, en el segundo caso, lo más frecuente es el uso de satélites (Olaya, 2014).

- **Sentinel-2:** es una misión de la Agencia Espacial Europea (ESA) diseñada como una constelación de dos satélites que incluye el Sentinel-2A y el Sentinel-2B. El objetivo principal de esta misión es recolectar imágenes de alta resolución espacial (10 – 60 m) para el monitoreo de la Tierra. El Sentinel-2A fue lanzado el 23 de junio de 2015 y permite obtener información de la superficie de la Tierra con una frecuencia de 5 días, cubriendo la superficie terrestre, grandes islas, aguas continentales y costeras. Además, permite monitorear los cambios en la Tierra, la vegetación y vigilar el cambio climático a nivel mundial (Bravo, 2017).
- **ALOS:** el satélite ALOS fue lanzado en enero de 2006 por la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA) y tiene una resolución espacial de 12.5x12.5 m. El objetivo principal de esta misión consistió en recolectar imágenes de hasta 70 km en todo el planeta con una frecuencia de 45 días a través de su sensor PALSAR. Este sensor permitió el mapeo terrestre, la observación precisa de la cobertura regional de la Tierra, el monitoreo de desastres y el sondeo de recursos naturales (Osawa, 2004).

4.2.3 Imagen digital

Liu y Mason (2009) afirman que los datos en forma de fotografías e imágenes satelitales son representaciones digitales de la Tierra. Una imagen se asocia a cualquier tipo de representación digital de un objeto y suele presentar información en tonos o colores. En este sentido, una imagen digital puede considerarse un arreglo bidimensional de números, organizado en filas y columnas, en el que cada celda de la imagen se denomina *pixel* y posee un número digital. Dichas imágenes pueden incluso poseer una tercera dimensión denominada “capa”. Las capas son imágenes de un mismo escenario que contienen información diferente (figura 4.12).

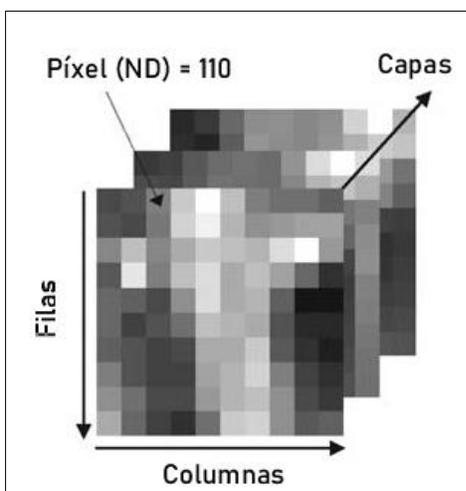


Figura 4.12 Elementos de una imagen digital (modificado de Liu y Mason, 2009).

4.2.4 Sistemas de información geográfica (SIG)

La información geográfica está representada por datos espaciales. Dichos datos pueden ser empleados como parte de operaciones científicas, administrativas o legales (Sastre, 2010). López (2015) afirma que la mejor manera de manejar esta información es aplicando un conjunto de herramientas conocido como Sistema de Información Geográfica. Este sistema se compone de elementos como *hardware*, *software*, datos y usuarios. Permite capturar, administrar y analizar información digital, así como crear gráficos, mapas, y presentar datos alfanuméricos. Debido a esto, Weng (2010) establece que un SIG es un paquete de conocimiento orientado al análisis de información espacial y espacio-temporal con una gran cantidad de usos en diversas disciplinas, especialmente en áreas que tradicionalmente han estudiado la Tierra, incluyendo geología, geofísica, oceanografía, agricultura, ecología, geografía, sociología y demografía.

4.2.4.1 Componentes de la información geográfica

La información geográfica puede almacenarse en distintos formatos digitales. Casi todos los elementos que se encuentran sobre la superficie terrestre pueden ser codificados para que una computadora los pueda comprender (ESRI, 2010). Existen dos aproximaciones básicas para simplificar y modelar el espacio de modo que este

pueda ser almacenado y manipulado en un sistema informático: el modelo vectorial, usado para tratar fenómenos geográficos discretos, y el modelo ráster, usado generalmente para representar fenómenos continuos (Del Bosque *et al.* 2012).

El modelo vectorial contiene información del mundo real representada por los puntos y líneas que definen sus límites o fronteras, estableciendo un sistema de coordenadas para localizar cada objeto (Sastre, 2010). Es un modelo que se basa en el supuesto de que la superficie de la Tierra se compone de objetos discretos tales como árboles, ríos, lagunas, etc (ESRI, 2010). En el caso del modelo ráster, este se basa en una matriz de celdas representadas en filas y columnas, en la que cada celda almacena información de una variable como precipitación, temperatura, humedad, radiación solar, longitudes de onda, entre otros (Pucha-Cofrep *et al.* 2017).

Los datos vectoriales están representados por mapas topográficos, mapas temáticos, perfiles de terreno, entre otros. Por su parte, los ráster son fotografías aéreas digitales, imágenes de satélite, imágenes digitales o incluso mapas escaneados (Sastre, 2010). En la figura 4.13 se exhiben representaciones en formato vectorial y ráster de diferentes entidades espaciales.

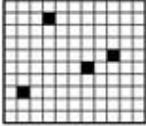
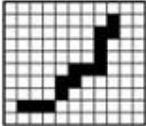
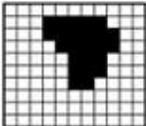
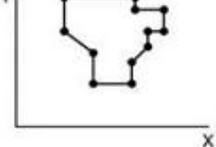
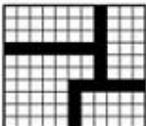
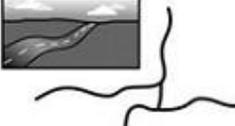
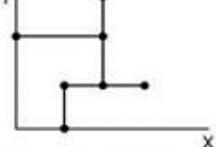
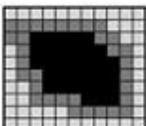
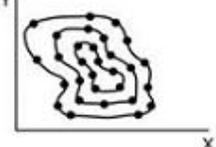
| Modelo ráster | Entidad espacial | Modelo vectorial |
|---|--|---|
|  |  Puntos |  |
|  |  Líneas |  |
|  |  Áreas |  |
|  |  Redes |  |
|  |  Superficies |  |

Figura 4.13 Representación de modelos espaciales (modificado de Carver, 2006).

4.2.4.1.1 Modelo Digital de Elevación (MDE)

Es una representación digital de la superficie del terreno de gran interés dentro de los SIG y la cartografía. Estos modelos no son excluyentes de las estructuras básicas de modelos vectorial y ráster, sino que participan en ambos tipos, siendo más bien una extensión particular de los mismos (Del Bosque *et al.* 2012). Un MDE contiene datos digitales que comprenden elevaciones del terreno en intervalos de espacio regularmente horizontales (Liu y Mason, 2009). De acuerdo con Mancebo *et al.* (2008), estos datos se organizan a modo de estructura numérica y representan la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno. Los MDE suelen ser usados en conjunto con imágenes digitales para calcular varios parámetros de superficie

obteniendo mapas de orientaciones, pendientes, curvas de nivel y sombras (figura 4.14).

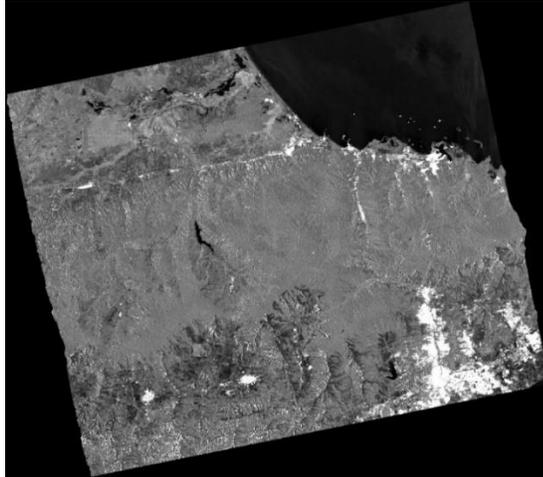


Figura 4.14 Modelo Digital de Elevación (JAXA/METI ALOS PALSAR, 2019).

4.2.4.2 Formatos Digitales

Existen una gran variedad de formatos para almacenar información cartográfica (tabla 4.3). En cualquier proyecto SIG pueden recogerse datos de fuentes diferentes, por ello resulta fundamental elaborar una base de datos geográfica que permita obtener los mejores resultados, pero también conocer la forma en la que dichos datos se obtuvieron (Mancebo *et al.* 2008).

Tabla 4.3 Formatos digitales más utilizados (modificado de ESRI, 2016).

| Formato digital | Tipo de formato digital | Descripción |
|--|-------------------------|--|
| Joint Photographers Expert Group (.JPG) | Formato ráster | Técnica de compresión para almacenar imágenes a color y en escala de grises. |
| Tagged Image Format (.TIF) | Formato ráster | Permite el almacenamiento de valores decimales y capas que no representen imágenes. Admite imágenes en blanco y negro y en escala de grises. |
| Shapefile (.SHP) | Formato vectorial | Se utiliza para almacenar la ubicación geométrica y la información de atributos de las entidades geográficas. |

4.2.4.3 Estructura de la información geográfica

En un SIG la información se divide siguiendo criterios espaciales. Estos criterios subdividen los datos en unidades menores aplicando divisiones horizontales y verticales (Olaya, 2014).

4.2.4.3.1 División horizontal de la información

La información geográfica dividida horizontalmente se almacena en estructuras agrupadas en mapas (López, 2015). De acuerdo con Gutiérrez y Gould (2000), cada mapa en un SIG puede ser dividido en bloques, de la misma forma que ocurre en la cartografía convencional con las hojas. Esto agiliza el trabajo debido a que no es necesario recuperar todo el mapa, sino solo aquel bloque de información con el que se desea trabajar. Esta división permite emplear varios bloques de información para cubrir un área de trabajo, integrando de forma efectiva datos correspondientes a distintas zonas.

4.2.4.3.2 División vertical de la información

En un SIG, la unidad fundamental de información se conoce como capa o capa temática. Una capa tiene la capacidad de combinar de forma sencilla distintos tipos de información, relacionando así un conjunto de datos geográficos. Permite dividir la información de una zona de estudio de forma vertical y en diferentes niveles que se pueden superponer según el criterio de cada usuario (Olaya, 2014). Esta división genera diversas capas individuales, en vez de un único y gran archivo (Liu y Mason, 2009). Cada mapa generado en un SIG puede contener, de acuerdo con ESRI (2015), capas de calles, parques, cuerpos de agua, geología y más (figura 4.15).

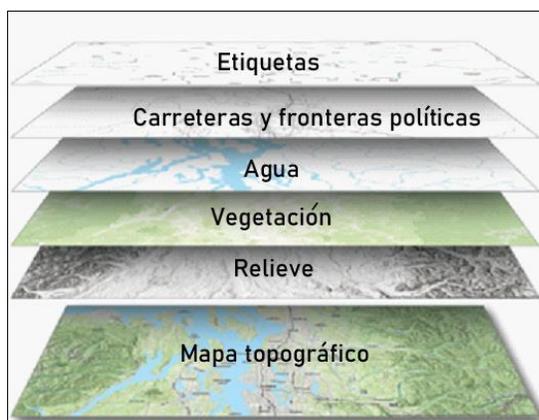


Figura 4.15 Capas temáticas que conforman un mapa (modificado de ESRI, 2015).

4.2.5 Teledetección y aguas subterráneas

Meijerink *et al.* (2007) establecen que el cambio climático ha afectado notablemente el ciclo del agua. De acuerdo con esto, la teledetección provee una vista global invaluable que permite monitorear precipitaciones, extensión de cuerpos de agua y vegetación, así como ayudar a identificar zonas con potencial de aguas subterráneas a nivel local. Las aguas subterráneas juegan un papel fundamental en el mundo: alimentan manantiales y arroyos, soportan humedales y mantienen la estabilidad de la superficie de la tierra.

4.2.5.1 Evaluación Multicriterio y Proceso de Análisis Jerárquico

López (2015) establece que la Evaluación Multicriterio (EM) está orientada a asistir los procesos de toma de decisiones en los que es necesario valorar distintas alternativas bajo múltiples criterios que generalmente entran en conflicto. Entre los aspectos clave de este método destacan el juicio del equipo de trabajo, el establecimiento de objetivos, la estimación del peso de un elemento con respecto a los demás y la evaluación de cada opción. Para reducir y controlar la posible subjetividad de una EM se han creado diversas metodologías, la más utilizada es el Proceso de Análisis Jerárquico (PAJ).

Saaty (1990) afirma que el PAJ fue diseñado para resolver problemas complejos de criterios múltiples. El proceso requiere que quien toma las decisiones proporcione evaluaciones subjetivas respecto a la importancia relativa de cada uno de los criterios

y que posteriormente especifique su preferencia con respecto a cada una de las alternativas de decisión. El resultado del PAJ es una jerarquización con prioridades que muestran la preferencia global para cada una de las alternativas de decisión. La jerarquización de los resultados se basa en una escala con valores del 1 al 9 para calificar las preferencias relativas de los elementos comparados (tabla 4.4).

Tabla 4.4 Escala de preferencias para PAJ (Saaty, 1980).

| Importancia relativa | Definición | Descripción |
|----------------------|------------------------|---|
| 1 | Igual importancia | Dos actividades contribuyen equitativamente al objetivo. |
| 3 | Poca importancia | La experiencia y el juicio personal favorecen ligeramente a una actividad sobre otra. |
| 5 | Sólida importancia | La experiencia y el juicio personal favorecen sólidamente a una actividad sobre otra. |
| 7 | Importancia demostrada | Una actividad está sólidamente favorecida y demostrada en la práctica. |
| 9 | Extrema importancia | La evidencia que favorece a una actividad sobre otra es altamente comprobable. |
| 2, 4, 6, 8 | Valores intermedios | Cuando se necesita una relación entre dos juicios. |

4.2.5.1.1 Matriz de comparaciones pareadas

Una vez establecidas las prioridades, es necesario realizar una matriz pareada que las refleje. Esta es una matriz cuadrada que contiene comparaciones pareadas de varias alternativas (ecuación 4.2). De acuerdo con Saaty (1977), sea A una matriz $n \times n$ donde $n \in \mathbb{Z}^+$. Sea a_{ij} el elemento (i, j) de A para $i = 1, 2, \dots, n$, y $j = 1, 2, \dots, n$, puede decirse que A es una matriz de comparaciones pareadas de n alternativas, si a_{ij} es la medida de preferencia de la alternativa en el renglón i cuando se le compara con la alternativa de la columna j . Cuando $i = j$, el valor de a_{ij} será igual a 1 pues se está comparando la alternativa consigo misma.

$$A = \begin{pmatrix} 1 & a_{12} & \dots & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & 1 & \dots & \dots & a_{2n} \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \cdot \\ a_{n1} & a_{n2} & \dots & \dots & 1 \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

Se cumple además que $a_{ij} \cdot a_{ji} = 1$ (ecuación 4.3).

$$A = \begin{pmatrix} 1 & a_{12} & \dots & \dots & a_{1n} \\ 1/a_{12} & 1 & \dots & \dots & a_{2n} \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \cdot \\ 1/a_{1n} & 1/a_{2n} & \dots & \dots & 1 \end{pmatrix} \quad (4.3)$$

Saaty (1980) desarrolló lo anterior a través de los siguientes axiomas:

- **Axioma 1:** referido a la condición de juicios recíprocos. Si A es una matriz de comparaciones pareadas se cumple que $a_{ij} = 1/a_{ji}$.
- **Axioma 2:** referido a la condición de homogeneidad de los elementos. Los elementos que se comparan son del mismo orden de magnitud o jerarquía.
- **Axioma 3:** referido a la condición de estructura jerárquica o estructura dependiente. Existe dependencia jerárquica en los elementos de dos niveles consecutivos.
- **Axioma 4:** referido a la condición de expectativas de orden de rango. Las expectativas deben estar representadas en la estructura en términos de criterios y alternativas.

4.2.5.1.2 Síntesis

Obtenida la matriz de comparaciones pareadas, se puede calcular la “prioridad” de cada elemento comparado. Esta etapa se denomina “Síntesis”. El proceso requiere calcular valores y vectores característicos (Saaty, 1980).

De acuerdo con Toskano (2005), este proceso debe seguir una serie de pasos:

- **Paso 1:** Sumar los valores en cada columna de la matriz de comparaciones pareadas.
- **Paso 2:** Dividir cada elemento de la matriz entre el total de su columna. A la matriz resultante se le denomina matriz de comparaciones pareadas normalizada.
- **Paso 3:** Calcular el promedio de los elementos de cada renglón de las prioridades relativas de los elementos que se comparan.

El mismo autor establece que se consideran las propiedades de cada criterio en función de la meta final y se obtiene el vector de prioridades. El vector de prioridades de los criterios es el resultado de calcular el promedio de cada fila de la matriz normalizada como se muestra en la ecuación 4.4, donde m es el número de alternativas y P'_i es la prioridad del criterio i con respecto al objetivo final. Este vector también se conoce como vector de pesos.

$$\begin{matrix} \text{Criterio 1} \\ \text{Criterio 2} \\ \dots \\ \text{Criterio } m \end{matrix} \begin{pmatrix} P'_1 \\ P'_2 \\ \dots \\ P'_m \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

4.2.5.1.3 Relación de Consistencia

Es importante determinar la consistencia de los juicios que muestra el tomador de decisiones en el transcurso de las comparaciones pareadas. De acuerdo con Toskano (2005) la consistencia perfecta es muy difícil de lograr.

La relación de consistencia es un método importante para definir la calidad de la decisión final. Se refiere a la consistencia de los juicios realizados por el equipo encargado de tomar las decisiones de jerarquía en una matriz (Saaty, 1980).

De acuerdo con Toskano (2005), de forma matemática puede decirse que una matriz de comparación A $n \times n$ es consistente si $a_{ij} \cdot a_{jk} = a_{ik}$, para $i, j, k = 1, 2 \dots, n$. Esta propiedad requiere que todas las columnas y renglones de A sean linealmente dependientes. En particular, las columnas de cualquier matriz de comparación 2×2 son dependientes y, por tanto, una matriz 2×2 siempre es consistente.

Para verificar la validez de los pesos normalizados obtenidos es necesario calcular la relación de consistencia (RC) de acuerdo a la ecuación 4.5 (Espinosa y López, 2018; Rahmati *et al.* 2015; Saaty, *op.cit.*; Malczewski, 1999).

$$RC = \frac{IC}{IA} \quad (4.5)$$

Donde IA es el índice aleatorio de consistencia que depende del orden de la matriz (tabla 8.2A). Por su parte, IC es el índice de consistencia, y puede calcularse utilizando la ecuación 4.6.

$$IC = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1} \quad (4.6)$$

Donde λ es el mayor eigenvalor de la matriz y n es el número de capas temáticas.

4.2.5.2 Mapas de pesos ponderados

Partiendo de lo anterior, en un SIG suelen realizarse procesos como la superposición o la suma ponderada de pesos. Estos procesos establecen que cada capa temática o mapa temático de una zona específica se puede ponderar según su importancia o porcentaje de influencia (figura 4.16).

Un mapa con pesos ponderados suele ser el resultado de la superposición o suma ponderada de otros mapas o capas temáticas con pesos asignados que han sido previamente obtenidos a través del PAJ (Ryan y Nimick, 2019).

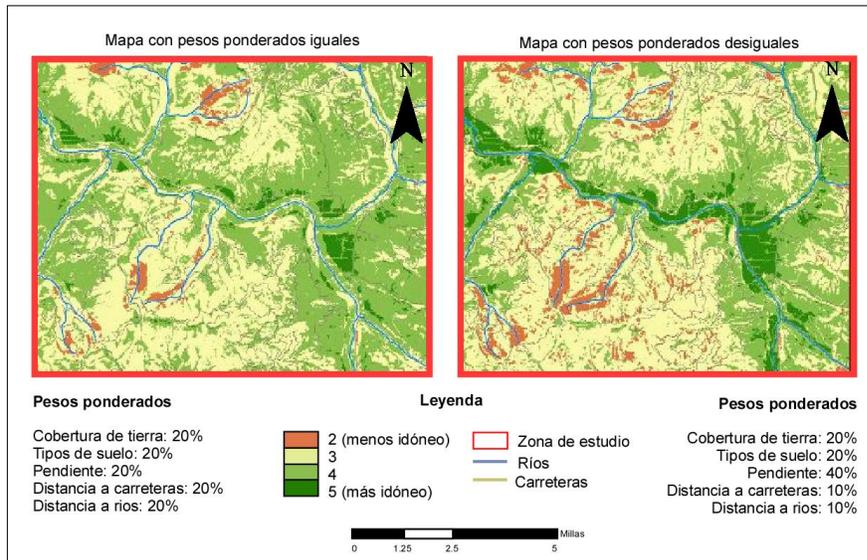


Figura 4.16 Superposición ponderada (modificado de Vandenneuvel, 2015).

4.2.5.3 Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos

De acuerdo con Espinosa y López (2018), este tipo de mapa ponderado se utiliza para identificar las zonas con mayor potencial de aguas subterráneas. Generalmente la ocurrencia y movimiento de agua subterránea en un lugar determinado está sujeta a varios factores. Para generar un mapa de zonas potenciales de aguas subterráneas es necesario realizar una EM de varios mapas o capas temáticas que comprendan elementos de interés para el estudio realizado (figura 4.17).

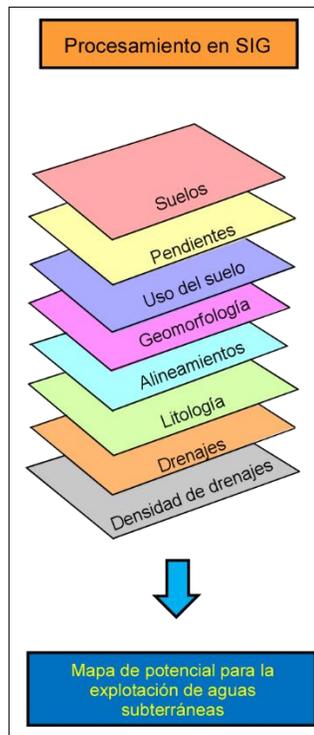


Figura 4.17 Procesamiento de un mapa de zonas potenciales para la explotación de aguas subterráneas (modificado de Prasad *et al.* 2014).

Algunos de los mapas o capas temáticas más importantes al momento de realizar un estudio de zonas potenciales para explotación de acuíferos se presentan a continuación:

4.2.5.3.1 Mapa de permeabilidad de la roca

La permeabilidad es un componente fundamental, pero a menudo escasamente cuantificado en el análisis de los flujos de agua a escala regional, debido a que tiene una gran variación en magnitud, es heterogénea y depende de la dirección del flujo (Gleeson *et al.* 2011). Las capas o mapas temáticos de permeabilidad presentan rangos de valores asociados a atributos litológicos (tabla 4.5) y de densidad de lineamientos geológicos que sirven para determinar las zonas con mayor o menor permeabilidad (Espinosa y López, 2018).

Tabla 4.5 Atributos litológicos asociados a permeabilidad (Espinosa y López, 2018).

| Permeabilidad | Litología | Permeabilidad | Litología |
|---------------------|---|--------------------|--|
| Alta | Depósito aluvial Terraza aluvial | Baja | Conglomerado arcilla, arcilla, caliza, pizarra, cuarcita y lutita |
| Media | Depósito glacial Conglomerado arenisca | Muy baja | Rocas volcánicas, intercalaciones de lava, intercalaciones de sedimentos |
| Media a baja | Toba Aglomerado | Impermeable | Granito, peridotita, filita, esquistos, anfíbolita, riolita. |

Los lineamientos geológicos, por su parte, son elementos que reflejan las zonas de esfuerzos tectónicos (Gutiérrez *et al.* 2013). De acuerdo con Prost (2001), estos elementos son evidencias de fracturas y pueden indicar zonas de porosidad, fallas, pliegues o zonas de cizallamiento (figura 4.18).

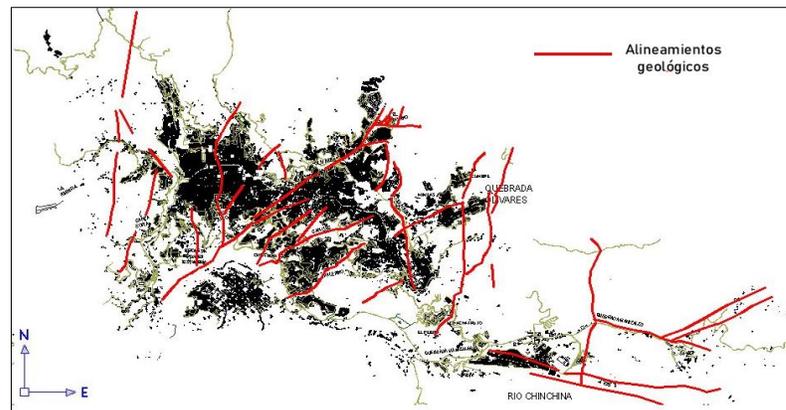


Figura 4.18 Mapa de lineamientos geológicos en Manizales, Colombia (modificado de Aguas Manizales e INGESAM, 2006).

4.2.5.3.2 Mapa de red de drenajes y densidad de drenajes

Los mapas o capas temáticas que comprenden una red de drenajes representan el área de recorrido y caída de agua hasta una salida. El flujo a través de un sistema de drenaje es solo un subconjunto del ciclo hidrológico. Este ciclo involucra a las cuencas de

drenaje, las cuales son zonas que drenan agua y otras sustancias hacia una salida común. Por su parte, los mapas de densidad de drenajes no son más que indicativos de la acumulación de mayor o menor cantidad de estos (ESRI, 2015).

4.2.5.3.3 Mapa de pendientes del terreno

El porcentaje o grado de pendiente puede ser considerado como un indicador de superficie para identificar condiciones de aguas subterráneas (Al Saud, 2010). Estos mapas o capas temáticas pueden ser considerados como sustitutos de la velocidad de escurrimiento superficial y la percolación vertical (la infiltración es inversamente proporcional a la pendiente) mostrando cómo se ven afectados los procesos de recarga (Rahmati *et al.* 2015).

4.2.5.3.4 Mapa de precipitación media anual

Adiat *et al.* (2012) aseveran que las precipitaciones tienen un efecto significativo en el desarrollo de las aguas subterráneas. Estas aguas generalmente están formadas por lluvia o nieve derretida que se filtra a través del suelo hacia las rocas subyacentes (Banks y Robins, 2002). Debido a esto y de acuerdo con Musa *et al.* (2009), la precipitación es uno de los factores más importantes en la determinación de zonas potenciales para la exploración de acuíferos. Es por ello que los mapas o capas temáticas de precipitación media anual son buenos indicadores de la influencia de las lluvias en los procesos de recarga (Magesh *et al.* 2012).

4.2.5.3.5 Mapa de índice de vegetación de diferencia normalizada (IVDN)

El análisis de la vegetación y la detección de los cambios en los patrones de vegetación son claves para la evaluación y el monitoreo de recursos naturales. En vista de lo anterior, la detección y evaluación de la vegetación es una de las principales aplicaciones de la teledetección para el manejo de recursos naturales (Eastman, 2003). Alonso (2013), establece que el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, es utilizado comúnmente para vigilar sequías, predecir la producción agrícola, ayudar a predecir zonas de incendios y áreas de desertización, con base en la medición de la

intensidad de radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja. Por tanto, un mapa o capa temática de IVDN puede proporcionar una medida sobre la cantidad, calidad y desarrollo de la cobertura vegetal y vigorosidad en áreas extensas. De acuerdo con Catanha *et al.* (2014), este índice se puede calcular empleando la ecuación 4.7.

$$IVDN = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad (4.7)$$

Donde NIR es la reflectancia de la banda infrarrojo cercano y RED es la reflectancia de la banda del rojo visible.

El mismo autor establece, con respecto a la ecuación 4.7, que la densidad de la vegetación en un punto determinado de la imagen es igual a la diferencia en las intensidades de la luz reflejada en el rango del rojo visible e infrarrojo cercano dividido por la suma de estas intensidades. Este índice define valores de -1 a 1 (tabla 4.6), en donde los valores negativos están formados principalmente por nubes, agua y nieve, y los valores negativos cercanos a cero están formados principalmente por rocas y suelo descubierto. Los valores muy pequeños (0 o menos) corresponden a áreas sin rocas, arena o nieve. Los valores moderados (0.2 a 0.3) representan arbustos y praderas, mientras que los valores grandes (0.6 a 0.8) indican bosques templados y tropicales.

Tabla 4.6 Rango de valores de IVDN (Alonso, 2013).

| IVDN | Litología |
|-------------|--|
| < 0 | Material inanimado como carreteras, edificios, suelo desnudo, plantas muertas y cuerpos de agua. |
| 0 – 0,33 | Cobertura vegetal no saludable |
| 0.33 – 0.66 | Cobertura vegetal sana |
| > 0.66 | Cobertura vegetal muy saludable |

4.3 Morfometría e hipsometría

Las propiedades morfométricas de una cuenca hidrográfica proporcionan una descripción física y espacial que permite realizar comparaciones entre distintas cuencas hidrográficas y hacer conclusiones preliminares sobre las características ambientales

del territorio. Actualmente, herramientas como los SIG y la interpretación de imágenes satelitales permiten caracterizar las propiedades morfométricas de las cuencas hídricas (Gaspari *et al.* 2012).

El análisis de características morfométricas y funcionales de una cuenca hidrográfica a través de parámetros de forma, relieve y red drenaje es fundamental en el modelado hidrológico para determinar el movimiento y captación de agua de lluvia (Gaspari *et al.* 2009).

4.3.1 Parámetros de forma

4.3.1.1 Perímetro (P): es la medición en km de la línea envolvente de la cuenca hidrográfica a lo largo de la divisoria de aguas (Gaspari *et al.* 2012).

4.3.1.2 Área de la cuenca (A): Es la superficie en km² que está encerrada por la divisoria de aguas (Gaspari *et al.* 2012).

4.3.1.3 Longitud máxima (L_{max}): es la longitud en km de la línea recta que conecta los puntos extremos de la cuenca en forma aproximadamente paralela al cauce principal (Morisawa, 1985).

4.3.1.4 Longitud del cauce principal (L_{cp}): es la longitud en km del cauce desde el punto más distante de la cuenca hasta la desembocadura (Gaspari *et al.* 2012).

4.3.1.5 Ancho promedio de la cuenca (A_c): es la relación en km entre el área de la cuenca con su longitud máxima (L_{max}) y se determina empleando la ecuación 4.8.

$$A_c = \frac{A}{L_{max}} \quad (4.8)$$

Donde A es el área de la superficie y L_{max} es la longitud máxima.

4.3.1.6 Factor de forma de Horton (IF): es un factor adimensional que indica cómo se regula la concentración del escurrimiento superficial en la cuenca hidrográfica (Jardí, 1985). Este factor manifiesta la tendencia de la cuenca hacia las crecidas, de modo que una cuenca con IF cercano a 1 será redondeada mientras que una cuenca con IF bajo se caracterizará por ser una cuenca alargada y menos propensa a inundarse por lluvias intensas (Henaos, 1988). El factor de forma de Horton se obtiene usando la ecuación 4.9.

$$IF = \frac{A_c}{L_{max}} \quad (4.9)$$

Donde A_c es el ancho promedio de la cuenca en km y L_{max} es la longitud máxima en km.

Los valores interpretativos del factor de forma de Horton se presentan en la tabla 4.7.

Tabla 4.7 Valores interpretativos del factor de forma (Horton, 1932).

| Rango de valores | Forma de la cuenca |
|------------------|----------------------------|
| <0.22 | Muy alargada |
| 0.22 - 0.3 | Alargada |
| 0.3 - 0.37 | Ligeramente alargada |
| 0.37 - 0.45 | Ni alargada, ni ensanchada |
| 0.45 - 0.60 | ligeramente ensanchada |
| 0.60 - 0.80 | Ensanchada |
| 0.80 - 1.20 | Muy ensanchada |
| > 1.20 | Rodeando el desagüe |

4.3.1.7 Coeficiente de compacidad (K_c): es un parámetro adimensional que relaciona el perímetro de la cuenca con el perímetro de un círculo teórico de área equivalente a la de la cuenca (ecuación 4.10). El círculo teórico representa un límite que define la forma y la superficie que abarca la cuenca (Gaspari, 2002). Este coeficiente nunca será inferior a uno y su aproximación a la unidad indicará la tendencia de la cuenca a concentrar fuertes volúmenes de aguas de escurrimiento.

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \quad (4.10)$$

Donde P es el perímetro en km y A el área de la cuenca en km².

En la tabla 4.8 se presentan las tres categorías establecidas para clasificar una cuenca de acuerdo con este parámetro.

Tabla 4.8 Formas de una cuenca de acuerdo al coeficiente de compacidad (Campos, 1992).

| Coeficiente de Compacidad | Forma de la cuenca |
|---------------------------|------------------------------------|
| 1.0 - 1.25 | Casi redonda a oval-redonda |
| 1.25 - 1.50 | Oval-redonda a oval-oblonga |
| > 1.51 | Oval-oblonga a rectangular-oblonga |

4.3.1.8 Coeficiente de circularidad (C_c): este coeficiente adimensional se utiliza para analizar la forma de una cuenca hidrográfica (Garay y Agüero, 2018). Varía entre 0 y 1: los valores cercanos a 1 indican morfologías ensanchadas, mientras que un coeficiente de circularidad cercano a 0 indica que las cuencas son alargadas. Los valores disminuyen a medida que la cuenca es más alargada o rectangular y tienden a acercarse a la unidad para cuencas redondas (Ordoñez, 2011). Para calcularlo se utiliza la ecuación 4.11.

$$C_c = 4\pi \frac{A}{P^2} \quad (4.11)$$

Donde A es el área de la cuenca en km² y P es el perímetro de la cuenca en km.

4.3.1.9 Relación de elongación (R_e): Schumm (1956) la define como la relación entre el diámetro de un círculo con igual área que la de la cuenca y la longitud máxima de esta (ecuación 4.12). El valor de la relación de elongación se acerca a la unidad cuando la cuenca es muy plana y circular. Cuando la cuenca es plana con porciones accidentales la relación de elongación varía entre 0.5 y 0.8.

$$R_e = \frac{D}{L_{\max}} = 1.1284 \frac{\sqrt{A}}{L_{\max}} \quad (4.12)$$

Donde D es el diámetro de un círculo de la misma área (km²) que la cuenca y L_{max} es la longitud de la cuenca en km.

4.3.2 Parámetros de relieve

4.3.2.1 Pendiente promedio de la cuenca (P_m): es un porcentaje basado en la influencia de la configuración topográfica sobre el proceso de degradación de una cuenca hidrográfica, debido a que la erosión varía a distintos grados de pendiente (Henaos, 1988; López Cadenas de Llano, 1998). Este porcentaje puede calcularse empleando la ecuación 4.13 y clasificarse según la tabla 4.9.

$$P_m = \frac{D_a}{L_{\max}} \quad (4.13)$$

Donde L_{max} es la longitud máxima en m y D_a es el desnivel altitudinal en m.

Tabla 4.9 Clasificación de pendiente según tipo de relieve (López Cadenas de Llano, 1998).

| Rango de pendiente (%) | Rango en grados (°) | Tipo de Terreno |
|------------------------|---------------------|------------------|
| 0 - 0.5 | 0 - 0.29 | Muy plano |
| 0.5 - 1 | 0.29 - 0.57 | Plano |
| 1 - 3 | 0.57 - 1.72 | Suave |
| 3 - 12 | 1.72 - 6.84 | Presenta colinas |
| 12 - 20 | 6.84 - 11.31 | Accidentado |
| 20 - 50 | 11.31 - 26.57 | Muy fuerte |
| 50 - 75 | 26.57 - 36.87 | Escarpado |
| >75 | 36.87 > | Muy escarpado |

4.3.3 Parámetros de drenaje

4.3.3.1 Orden de los cauces

De acuerdo con Taboton *et al.* (1991), la clasificación de cauces es un método que asigna un orden numérico a los vínculos en una red de cauces. Este orden se emplea para identificar y clasificar los tipos de cauces basados en la cantidad de afluentes.

El mismo autor establece que el método de ordenamiento de cauces más utilizado es el método de Strahler. Al aplicar este método se asigna un orden 1 a todos los vínculos sin afluentes y se los conoce como de primer orden (figura 4.19). La clasificación de arroyos aumenta cuando dos arroyos del mismo orden se intersectan. Por lo tanto, la clasificación de dos arroyos de segundo orden creará un vínculo de tercer orden, y así sucesivamente. Sin embargo, la intersección de dos vínculos de distintos órdenes no creará un vínculo de tercer orden, pero mantendrá el orden del vínculo más alto.

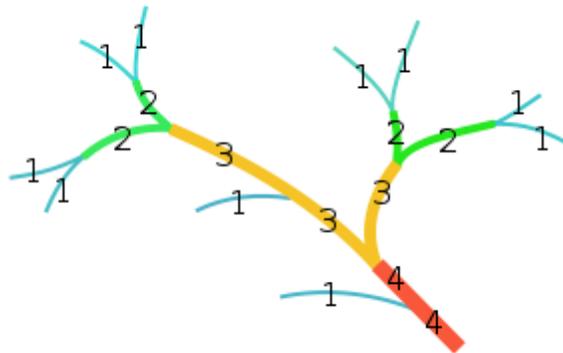


Figura 4.19 Método de Strahler (ESRI, 2015).

4.3.3.2 Longitud total del drenaje (L_n): es la longitud definida por la sumatoria de las longitudes de todos los cursos de agua que drenan por la cuenca (Gaspari *et al.* 2012).

4.3.3.3 Densidad de drenaje (D_d): para fines de un estudio morfométrico, este parámetro fue definido por Horton (1932) como el cociente entre la sumatoria de las

longitudes de todos los cursos de agua que drenan por la cuenca y su área total (ecuación 4.14). Además, este parámetro puede clasificarse en función de la tabla 4.10.

$$D_d = \frac{L_n}{A} \quad \left(\frac{\text{km}}{\text{km}^2}\right) \quad (4.14)$$

Donde L_n es la longitud total del drenaje en km y A es el área de la cuenca en km^2 .

Tabla 4.10 Valores interpretativos de la densidad de drenaje (Delgadillo y Páez, 2008).

| Densidad de drenaje $\left(\frac{\text{km}}{\text{km}^2}\right)$ | Categoría |
|---|-----------|
| < 1 | Baja |
| 1 - 2 | Moderada |
| 2 - 3 | Alta |
| 3 > | Muy alta |

4.3.3.4 Pendiente del cauce (S_c): de acuerdo con López Cadenas de Llano (1998), se obtiene a partir del cociente entre el desnivel topográfico sobre el cauce principal y su longitud (ecuación 4.15).

$$S_c = \frac{D_{acp}}{L_{cp}} \quad (4.15)$$

Donde D_{acp} es el desnivel altitudinal en km del cauce principal y L_{cp} es la longitud del cauce principal en km.

4.3.4 Análisis hipsométrico

Campos (1992) establece que el análisis hipsométrico es una forma de comparar una cuenca con otros sistemas hidrográficos que considera una relación entre las alturas parciales y la altura total, así como las áreas parciales entre curvas de nivel y el área total de la cuenca. Con base en este análisis, es posible determinar la etapa evolutiva en la que se encuentra la cuenca y su ciclo erosivo (figura 4.20).

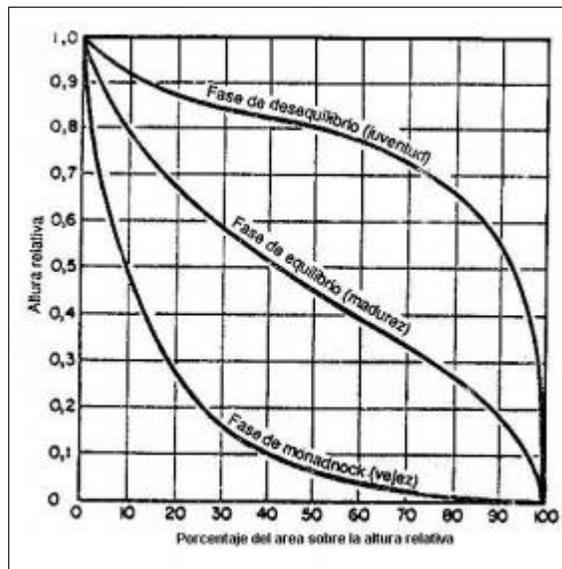


Figura 4.20 Modelo de curvas hipsométricas de un ciclo de erosión (Strahler, 1974).

4.4 Métodos geofísicos

La geofísica es una ciencia que investiga el comportamiento de algunos componentes del planeta, como el campo magnético, la densidad de las rocas, las ondas sísmicas, entre otros (Auge, 2008). De acuerdo con Cantos (1974), los métodos geofísicos tienen una importante aplicación en la prospección de aguas subterráneas. Permiten detectar la resistividad, el posible nivel freático, la configuración estructural y estratigráfica del subsuelo y, por tanto, las zonas que cumplen con las condiciones para posibilitar la presencia de aguas subterráneas.

4.4.1 Métodos eléctricos

Los métodos eléctricos tienen como objetivo determinar la forma, la composición y las dimensiones de una estructura en el subsuelo (Van Nostrand y Cook, 1966). Orellana (1982) establece que estos métodos estudian, a través de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de magnitudes electromagnéticas. Entre ellas, la resistividad es, de forma casi exclusiva, la magnitud cuya distribución en el subsuelo se estudia comúnmente. Para Cantos (1974.), el método eléctrico de resistividades es la aplicación más útil en la investigación de aguas subterráneas.

Representa la técnica más adecuada para este tipo de investigación, ya que el único parámetro físico que permite a priori diferenciar netamente una roca seca de una roca impregnada de agua, es su conductividad eléctrica.

4.4.1.1 Resistividad y resistencia eléctrica

La resistividad ρ de un material es una medida que representa su capacidad para resistirse a un flujo de corriente eléctrica (ecuación 4.16). Las resistividades varían notablemente de un material a otro haciendo que la medición de la resistividad de materiales desconocidos tenga el potencial de ser muy útil para identificarlos. En estudios de campo, la resistividad de un material puede combinarse con conocimiento geológico para identificar la composición de las capas del subsuelo (Dobrin, 1961; Herman, 2001; Zohdy *et al.* 1990).

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (\Omega) \quad (4.16)$$

Los mismos autores establecen que la resistividad es a menudo definida en la física como la resistencia de un cilindro ideal de longitud L y área transversal A de composición uniforme, en la cual la resistividad ρ representa la constante de proporcionalidad específica del material (figura 4.21).

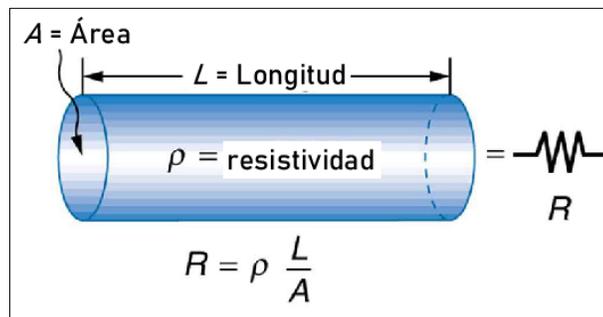


Figura 4.21 Resistencia y resistividad (modificado de Wolfe *et al.* 2015).

Orellana (1982) asevera que mientras la resistividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado, la conductividad considera la facilidad de paso. Esta medida está representada por el inverso de la resistividad (ecuación 4.17).

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \text{ (S/m)} \quad (4.17)$$

Donde S es la unidad de conductividad, conocida como Siemens.

Por su parte, Auge (2008) establece que la ley física fundamental usada en prospección eléctrica es la Ley de Ohm, la cual establece que la diferencia del potencial ΔV entre dos puntos por los que circula una corriente eléctrica I , es proporcional a esta y a la resistencia R que ofrece el medio al pasaje de la corriente (ecuación 4.18).

$$\Delta V = IR \text{ (V)} \quad (4.18)$$

4.4.1.2 Resistividad de los materiales

En líneas generales, la resistividad en los materiales es variable. En el caso de las rocas, sus valores de resistividad no dependen únicamente de sus minerales constituyentes. Esto se debe a que todas las rocas poseen poros en proporción mayor o menor, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por electrolitos. Por consiguiente, las rocas en conjunto se comportan como conductores con resistividades variables (Orellana, 1982). Es por ello que Loke (2016) menciona que un tipo específico de roca puede tener un amplio rango de resistividad dependiendo si está seca o mojada (figura 4.22).

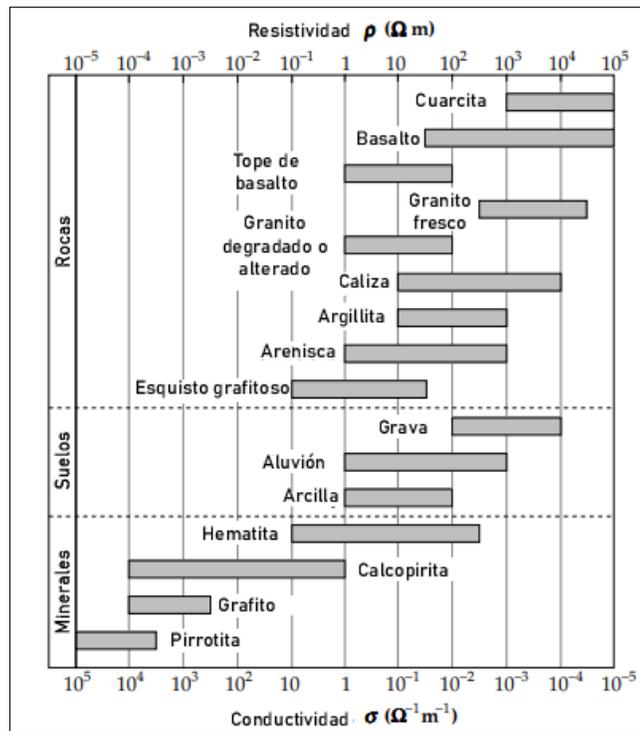


Figura 4.22 Resistividad eléctrica de los materiales (modificado de Lowrie, 2007).

De acuerdo con Loke (2016), las rocas sedimentarias suelen ser más porosas y presentan mayor contenido de agua, normalmente sus resistividades son menores que las de las rocas ígneas y metamórficas. Estos valores de rocas sedimentarias varían entre 10 y 10000 $\Omega \cdot m$, y se encuentran usualmente por debajo de 1000 $\Omega \cdot m$. Además, dependen directamente de las porosidades de las rocas y la salinidad del agua. En cuanto a los sedimentos poco consolidados, estos suelen tener menores resistividades que las rocas sedimentarias, variando entre 10 a 1000 $\Omega \cdot m$. La resistividad en este caso depende de la porosidad y del contenido de arcilla.

Orellana (1982) afirma que el agua pura es muy poco conductora. Las aguas que se encuentran en la naturaleza presentan sin embargo conductividad apreciable, pues siempre tienen disuelta alguna sal (tabla 4.11). La cantidad de estas sales depende de la naturaleza de las rocas con que estas aguas hayan entrado en contacto. Loke (2016) afirma que la resistividad del agua depende principalmente de la concentración de sales disueltas.

Tabla 4.11 Valores de resistividad de aguas (Astier, 1975; Orellana, 1982).

| Material | Resistividad ($\Omega \cdot m$) |
|---|-----------------------------------|
| Agua de lagos y arroyos de alta montaña | $10^3 - 3 \cdot 10^3$ |
| Aguas dulces superficiales | $10 - 10^3$ |
| Aguas salobres superficiales | 2 - 10 |
| Aguas subterráneas | 1 - 20 |
| Aguas de lagos salados | 0.1 - 1 |
| Agua marina | 0.2 |
| Aguas impregnadas en rocas | 0.03 - 10 |
| Aguas de acuíferos aluviales | 10 - 30 |
| Arenas y gravas secas | 1000 - 10000 |
| Arenas y gravas con agua dulce | 50 - 500 |
| Arenas y gravas con agua salada | 0.5 - 5 |
| Arcillas | 2 - 20 |
| Caliza y areniscas | 300 - 10000 |
| Areniscas arcillosas | 50 - 300 |
| Esquistos grafitosos | 0.5 - 5 |
| Esquistos arcillosos o alterados | 100 - 300 |

4.4.1.3 Resistividad aparente

Un conjunto de electrodos recibe el nombre de dispositivo electródico. En general, consta de cuatro electrodos: dos de ellos denominados A y B, por los que la corriente entra y sale, y otros dos denominados M y N, entre los cuales se mide la diferencia de potencial creada por A y B (figura 4.23). Estos se unen con cables aislados a un generador eléctrico provisto de un amperímetro. Los electrodos M y N, análogamente, se unen a un instrumento capaz de medir la diferencia de potencial. Teniendo así dos circuitos independientes (Orellana, 1982).

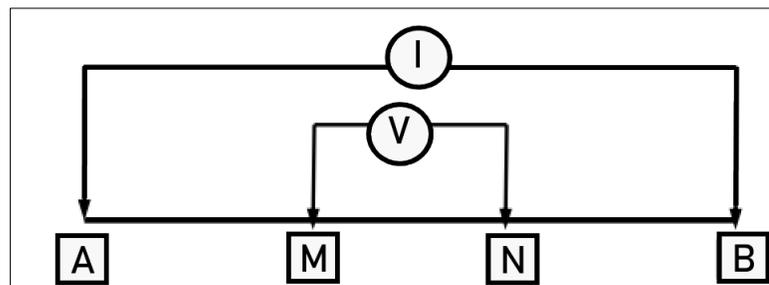


Figura 4.23 Dispositivo electródico (modificado de Hendi, 2008).

El valor de resistividad calculado con estos dispositivos no suele ser la resistividad real del subsuelo, sino un valor aparente basado en la resistividad de un suelo homogéneo

que proporcionará los mismos valores de resistencia para el mismo dispositivo electródico (Loke, 2016). Orellana (1982) asevera que el suelo se comporta de manera muy compleja debido a que existen heterogeneidades en el medio, dando como resultado variaciones de resistividades con respecto a la posición de cada electrodo. Es por ello que para cualquier dispositivo electródico, si se conoce la distancia entre electrodos, la intensidad de corriente entre A y B y la diferencia de potencial entre M y N, puede calcularse la resistividad aparente ρ_a (ecuación 4.19).

$$\rho_a = K \frac{V}{I} \text{ (\Omega. m)} \quad (4.19)$$

Donde V es el voltaje, I es la corriente y K es el factor geométrico que representa la distancia de apertura entre los electrodos de corriente y potencial con respecto a la distribución espacial de cada punto de atribución.

4.4.1.4 Sondeo eléctrico vertical (SEV)

Orellana (1982) establece que un sondeo eléctrico se basa en una serie de determinaciones de resistividad aparente efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de corriente y voltaje. Cuando el dispositivo empleado es simétrico, o asimétrico con un electrodo en el infinito, y durante la medición permanecen fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento MN, suele denominarse Sondeo Eléctrico Vertical (figura 4.24). El principal objetivo del SEV es determinar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado. La mayor eficacia del método corresponde al caso en que los SEV se efectúan sobre un terreno compuesto por capas de resistividad lateralmente homogéneas.

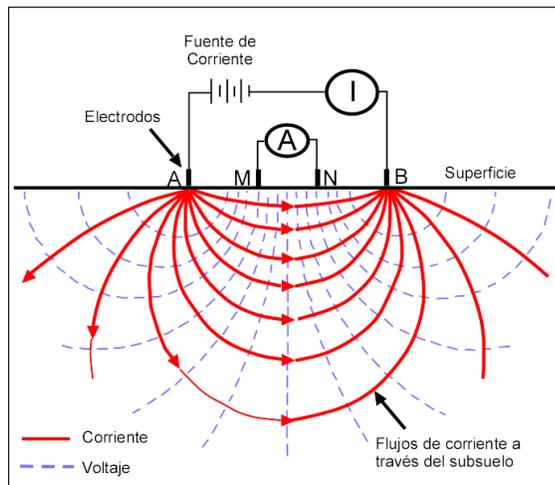


Figura 4.24 Sondeo eléctrico vertical (modificado de Marescot *et. al.*, 2009).

El mismo autor afirma que el principal problema al que se enfrenta el intérprete, es el de deducir la distribución vertical de resistividades en el punto sondeado, partiendo de la curva de resistividades aparente obtenida en función del SEV. La resolución de este problema (conocido como problema inverso), exige la previa solución y estudio del problema directo, esto es, el de determinar la curva de resistividades aparentes que se obtendrá con un dispositivo determinado sobre un subsuelo cuya distribución de resistividades se conoce. Por su parte, Loke (2016), establece que en la inversión geofísica se busca encontrar un modelo que dé una respuesta que sea similar a los valores medidos.

De acuerdo con Cantos (1974), para poder realizar un SEV se debe emplear un dispositivo electródico específico; los dispositivos más utilizados son Schlumberger y Wenner-Alfa:

En los dispositivos Schlumberger, los electrodos M y N se sitúan simétricamente a la distancia l del punto estación 0. Por su parte, los electrodos de corriente (A y B), se ubican a una distancia variable L , de forma que los cuatro electrodos queden alineados sobre el terreno (figura 4.25 a). En este caso, el factor geométrico K está representado por la ecuación 4.20.

$$K = \frac{\pi}{2} \frac{L^2 - l^2}{l} \quad (4.20)$$

El dispositivo Wenner-Alfa utiliza, de igual manera, el sistema de electrodos alineados y simétricos con el punto de estación 0. En la figura 4.25 b, se tiene: $AM = MN = NB = a$, tomando a como parámetro del dispositivo. A diferencia del dispositivo Schlumberger, todos los electrodos han de modificarse en cada medida. En este caso, el factor geométrico K está representado por la ecuación 4.21.

$$K = 2\pi a \quad (4.21)$$

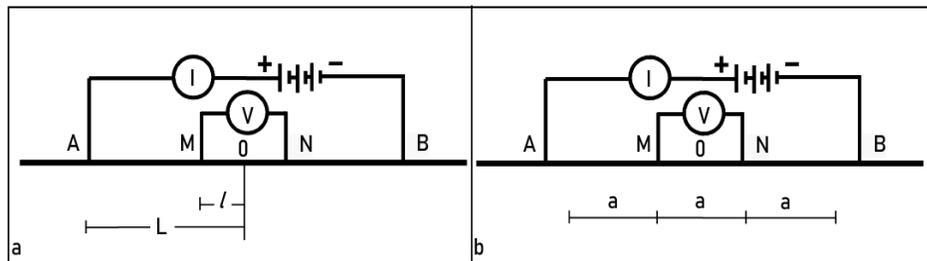


Figura 4.25 Dispositivos electrodicos: a. dispositivo Schlumberger. b. dispositivo Wenner-Alfa (modificado de Orellana, 1982).

4.4.1.5 Parámetros de Dar Zarrouk

El geofísico francés Maillet (1947) definió los parámetros de Dar Zarrouk para poder relacionar parámetros geofísicos con parámetros hidrogeológicos limitando la ambigüedad en la interpretación de los resultados de los SEV.

De acuerdo con Maillet (*op. cit.*), estos parámetros establecen que para una secuencia de n capas horizontales, homogéneas e isotrópicas de resistividad ρ_i y espesor h_i (figura 4.26), la conductancia longitudinal unitaria S y la resistencia transversal unitaria T están definidas por las ecuaciones 4.22 y 4.23. Además, S y T se determinan a partir de la interpretación de las curvas del sondeo eléctrico vertical y son aditivos, por lo cual representan la suma de los parámetros individuales de las n capas.

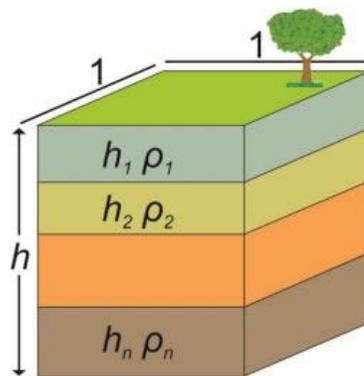


Figura 4.26 Parámetros de Dar Zarrouk (modificado de Sendrós, 2012).

$$T = \sum_i T_i = \sum_i \rho_i h_i \quad \Omega \cdot m^2 \quad (4.22)$$

$$S = \sum_i S_i = \sum_i \frac{h_i}{\rho_i} \quad \text{Siemens} \quad (4.23)$$

T es la resistencia transversal unitaria y representa la resistencia de un prisma recto de sección cuadrada unitaria con un eje normal a la estratificación en el que la corriente fluye perpendicularmente a ella. Por otro lado, S es la conductancia longitudinal unitaria que representa un prisma recto de sección cuadrada unitaria con un eje normal a la estratificación en el que la corriente fluye paralelamente a ella (Orellana, 1982).

Casas *et al.* (2008) establecen que la conductancia longitudinal puede ser un buen complemento para identificar capas acuíferas prospectivas, pues cuando alcanza su máximo valor, las capas que se encuentran sobre el acuífero tienen mayor espesor. De esta forma, se garantiza que el acuífero tenga alta protección a la contaminación de la superficie del terreno.

4.4.1.6 Interpretación y curvas tipo

Los datos adquiridos a partir de los SEV se reflejan en gráficos en los que se ordenan las resistividades aparentes. Estos gráficos se utilizan para interpretar la resistividad, espesor y profundidad de las capas del subsuelo a partir de su comparación con curvas

tipo, las cuales usualmente son graficadas en escala logarítmica y se representan en un gráfico de resistividad aparente versus separación de electrodos (*Society of Exploration Geophysicists*, 2018). Las curvas tipo (figura 4.27), se obtienen según un modelo físico simplificado, a través del cual se hacen una serie de suposiciones, como lo son: terreno horizontal, contactos entre distintas capas horizontales, y una última capa de espesor infinito (Cantos, 1974).

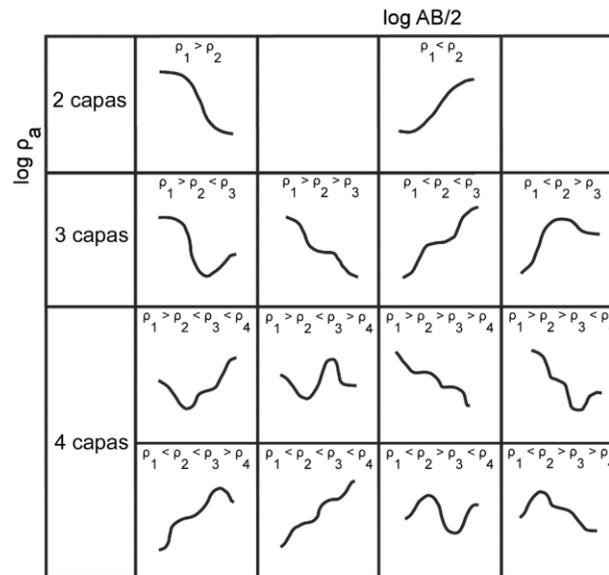


Figura 4.27 Curvas de resistividad aparente para 2, 3 y 4 capas (Auge, 2008).

En vista de lo anterior, Orellana (1982) indicó la siguiente notación:

- Las curvas de dos capas, de las cuales existen dos tipos ($\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$) no llevan símbolo especial.
- Las letras *H*, *K*, *Q*, *A* representan respectivamente los cuatro tipos posibles para cortes geoelectrónicos de tres capas que son:

1. Tipo H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
2. Tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
3. Tipo Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
4. Tipo A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

- Los cortes de cuatro capas se distribuyen en 8 grupos, que se designan como combinación de los anteriores. Para ello se consideran las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente de la lista anterior, luego se hace lo propio con las tres últimas capas. Así, el tipo *AA* corresponde a la combinación de resistividades $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ y el *HK* a $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$. Solo son posibles los tipos siguientes: *HK, HA, KH, KQ, QQ, QH, AK, AA*.

4.4.1.7 Polígonos de Thiessen

La variación de datos a lo largo de una línea horizontal es fundamental para determinar la validez areal de datos específicos (Campanella *et al.* 2010). Los datos que presentan variación continua, tales como altitud o profundidad del nivel freático, pueden ser interpolados por distintos métodos. Sin embargo, los datos que no presentan una variación continua entre puntos observados requieren el uso de otros métodos como los polígonos de Thiessen (Okabe *et al.* 1992).

El método de polígonos de Thiessen sugiere que todas las áreas dentro de cada polígono están más cerca del punto en el que fueron construidas que de cualquier otro punto (Campanella *et al.* 2010). Esta técnica se basa en la distancia euclidiana y es apropiado utilizarla cuando se tienen datos cualitativos, ya que una puntos entre sí mediante el trazado de mediatrices de los segmentos de unión (Geomática Ambiental, 2019).

De acuerdo con Shekhar y Xiong (2008), este método descompone una cantidad de objetos ubicados en el espacio en una serie de particiones poligonales. En la figura 4.28 se presenta un diagrama de Thiessen en el cual cada objeto (denotado por un punto) está ubicado en un polígono separado.

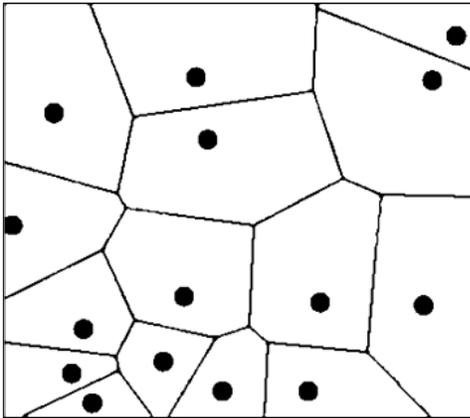


Figura 4.28 Diagrama de polígonos de Thiessen (Shekhar y Xiong, 2008).

4.4.1.8 Sondeos eléctricos verticales en investigaciones hidrogeológicas

El SEV es el procedimiento por excelencia para realizar investigaciones hidrogeológicas. Suele utilizarse para buscar estructuras y capas acuíferas, así como simplificar la diferenciación entre materiales permeables e impermeables. En cada prospección hidrogeológica se requiere que los objetivos sean fijados en términos de resistividades. No tiene sentido efectuar sin más una campaña de SEV “para buscar agua” si no se ha efectuado un estudio hidrogeológico que haya fijado antes los materiales o estructuras que deben buscarse (Orellana, 1982).

El mismo autor señala algunos de los problemas y condiciones hidrogeológicas más importantes:

- **Formaciones de sedimentos incoherentes:** estas formaciones están constituidas por materiales cuyo tamaño de grano varía de arcillas a gravas, aumentando la permeabilidad y la resistividad. El problema hidrogeológico correspondiente, es el de buscar materiales permeables (arenas y gravas) con suficiente continuidad lateral. Se traduce en términos geofísicos en la búsqueda de zonas resistivas.

- **Aluviones:** es posible determinar el espesor de aluviones permeables siempre que estos presenten suficiente contraste de resistividad con la formación subyacente, como ocurre cuando esta es arcillosa. Las curvas obtenidas suelen corresponder al tipo *K*, y a veces *HK*, *AK* y *KQ*.
- **Rocas compactas:** en las rocas compactas, las aguas subterráneas solo pueden encontrarse en las zonas de grietas y diaclasas, o en la zona de alteración superficial. En el primer caso, la investigación debe efectuarse por medio de calicatas eléctricas, mientras que la determinación de la profundidad al techo de la roca sana corresponde al SEV. Las curvas obtenidas suelen pertenecer al tipo *H* o *A*, salvo cuando hay un recubrimiento con alguna capa resistiva, pues entonces pueden aparecer curvas *KH*.

4.4.2 Métodos sísmicos

La prospección a través de métodos sísmicos consiste en explorar el subsuelo. El método emplea ondas sísmicas generadas con una fuente (explosión o impacto mecánico) que viajan a través de un medio (agua, rocas o aire) y son recibidas por un receptor. El receptor permite analizar las ondas registradas para obtener información sobre las propiedades elásticas y morfológicas del medio de propagación (Dobrin, 1961).

4.4.2.1 Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son impulsos de energía de deformación cuya velocidad de propagación, de acuerdo con Dobrin (1961), depende de los parámetros elásticos del medio en que se propagan. Conforme a su naturaleza, se pueden clasificar en ondas corpóreas y ondas superficiales. Las primeras se propagan a través de la estructura interna de la tierra, mientras que, en ondas superficiales, la energía viaja cerca o a través de la superficie.

Existen dos tipos de ondas corpóreas:

- **Ondas P:** son ondas cuyas partículas oscilan en dirección de la propagación de la onda y son más rápidas que las ondas S (Dobrin, 1961).
- **Ondas S:** Dobrin (*op. cit.*), establece que son ondas en las cuales el movimiento de las partículas individuales es siempre perpendicular a la dirección de propagación de la onda y tienen menor velocidad que las ondas P.

De acuerdo con Telford *et al.* (1990), las velocidades de las ondas sísmicas pueden variar en un amplio rango, incluso para el mismo tipo de roca, ya que varios factores controlan la velocidad de un medio específico. Este fenómeno generalmente impide definir la litología del subsuelo solo por velocidades sísmicas.

Cavada (2000) asegura que la velocidad de propagación de ondas sísmicas es independiente de la potencia de la fuente y solo depende de las propiedades del material (tabla 4.12), lo cual simplifica la caracterización de los estratos geológicos del subsuelo por sus velocidades. En vista de lo anterior, para un mismo tipo de roca, las velocidades aumentan con la edad geológica y para una misma roca y edad, aumentan con la profundidad.

Dobrin (*op.cit.*) asevera que la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas tienen muy baja o nula porosidad y la velocidad de las ondas sísmicas depende principalmente de las propiedades elásticas de los minerales que conforman dichas rocas. Este es el caso de calizas, dolomitas y evaporitas. Por su parte, areniscas, lutitas y ciertos tipos de calizas tienen microestructuras con espacios entre granos que pudieran contener fluidos o tipos de material más sólido como la arcilla.

Tabla 4.12 Velocidad de propagación de ondas P para materiales (modificado de Astier, 1975; Dobrin, 1961; Reynolds, 1997).

| Material | Velocidad de ondas P (m/s) |
|----------------------------------|----------------------------|
| Aire | 330 |
| Limos | 200 - 600 |
| Agua | 1450 - 1530 |
| Aluviones secos | 600 - 1200 |
| Aluviones húmedos | 1600 - 2400 |
| Llanura aluvial | 1450 - 2000 |
| Arcillas | 1000 - 2500 |
| Areniscas | 1400 - 4500 |
| Arena (suelta) | 200 - 2000 |
| Arena (seca, suelta) | 200 - 1000 |
| Arena (saturada de agua, suelta) | 1500 - 2000 |
| Esquisto | 3000 - 5500 |
| Gneises | 3500 - 7000 |
| Granitos | 4000 - 6300 |

4.4.2.2 Refracción sísmica

De acuerdo con Cavada (2000), en este método la fuente y los detectores se encuentran en la superficie y la información del subsuelo es aportada por ondas sísmicas refractadas críticamente en las interfaces entre estratos de diferente velocidad de ondas sísmicas. Al producirse el disparo, las ondas se transmitirán a través del terreno y una onda directa se desplazará por la superficie y llegará a los geófonos con velocidad V_1 . Otras ondas, después de recorrer la capa 1 con velocidad V_2 , se refractarán atravesando la capa inferior, siguiendo la Ley de Snell (ecuación 4.24). Esta ley establece que las ondas P incidentes se dividen en ondas P y S refractadas y reflejadas en cada límite de capa.

$$\frac{\text{sen}i_c}{V_1} = \frac{\text{sen}i_t}{V_2} \quad (4.24)$$

Donde i_c es el ángulo incidente e i_t es el ángulo transmitido.

En vista de lo anterior, la onda refractada surge cuando la onda transmitida emerge en el ángulo crítico. Este ángulo está asociado a la incidencia del ángulo de rayos para la cual el rayo refractado se mueve a lo largo de la superficie de contacto entre dos medios,

por lo que $i_t = 90^\circ$, reduciendo la ecuación 4.24 y por consiguiente se obtiene la ecuación 4.25.

$$\frac{v_1}{v_2} = \text{sen } i_c \quad (4.25)$$

Schuck y Lange (2007), establecen que la onda críticamente refractada se propaga a lo largo del límite de la capa con la mayor velocidad del medio inferior. Esto requiere un aumento en la velocidad con la profundidad, debido a que, al transmitirse la energía a una capa con mayor velocidad, el ángulo de refracción es mayor que el ángulo de incidencia (figura 4.29).

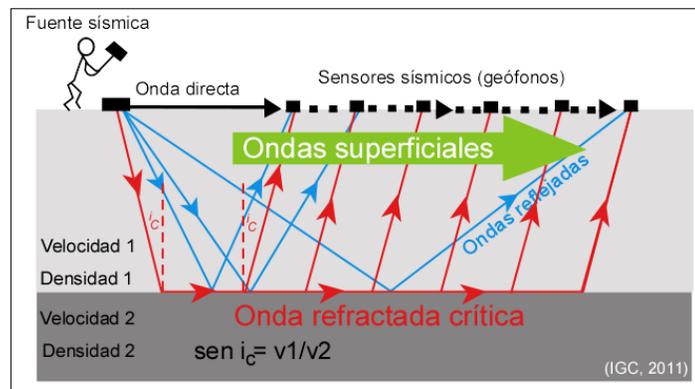


Figura 4.29 Esquema de refracción sísmica (Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña, 2011).

4.4.2.3 Prospección sísmica en investigaciones hidrogeológicas

Kirsch (2009) afirma que la velocidad de propagación de ondas P está estrechamente relacionada con la porosidad y la saturación de los sedimentos. Además, las velocidades de ondas P dependen significativamente de la densidad de fractura en las rocas. Las prospecciones sísmicas pueden contribuir en diferentes aspectos a las investigaciones hidrogeológicas, sin embargo, se utilizan principalmente para hallar el nivel freático. En líneas generales, las prospecciones sísmicas pueden ayudar a determinar los marcos estructurales y litológicos en estudios hidrogeológicos y cuantificar la heterogeneidad de los acuíferos y acuitardos fuera de pozos.

4.4.3 Métodos gravimétricos

Kearey *et al.* (2002) afirman que este método de prospección se utiliza para investigar la superficie geológica con base en las variaciones del campo gravitacional de la Tierra. Estas variaciones están asociadas a diferencias de densidad entre las rocas del subsuelo (tabla 4.13).

Los mismos autores señalan que la densidad de una roca depende tanto de su composición mineral como de su porosidad. La variación en la porosidad es la causa principal de la variación de densidad en rocas sedimentarias. Así, en las rocas sedimentarias la densidad tiende a aumentar con la profundidad, debido a la compactación, y con la edad, debido a la cementación progresiva.

Tabla 4.13 Valores promedio de densidad para tipos de roca (modificado de Telford *et. al.*, 1990).

| Tipo de roca | Densidad (gr/cm ³) | Tipo de roca | Densidad (gr/cm ³) |
|--------------|--------------------------------|--------------|--------------------------------|
| Arcillas | 2.21 | Calizas | 2.55 |
| Grava | 2.0 | Esquistos | 2.64 |
| Limo | 2.55 | Cuarcitas | 2.60 |
| Areniscas | 2.30 | Gneises | 2.80 |
| Lutita | 2.40 | Granitos | 2.64 |

4.4.3.1 Ley de gravitación universal

La base del método gravimétrico de prospección geofísica es la Ley de Gravedad de Newton (ecuación 4.26). De acuerdo con Serway (1998), esta ley establece que toda partícula en el universo es capaz de atraer a cualquier otra partícula que posea una fuerza directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellas.

$$F_g = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.26)$$

Donde F_g es la fuerza gravitatoria, G la constante gravitacional universal ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$), m_1 y m_2 son las masas de las partículas y r^2 es la distancia entre partículas.

4.4.3.2 Gravedad teórica

Es la gravedad de un punto sobre el elipsoide; Hinze *et al.* (2005) sugieren calcular la gravedad teórica en función de la latitud sobre el elipsoide geodésico empleando la ecuación 4.27.

$$g_T = \frac{g_e(1+k\sin^2\varphi)}{(1-e^2\sin^2\varphi)^{1/2}} \quad (4.27)$$

Donde el elipsoide de referencia GRS80 tiene el valor g_e de 978032,67715 mGal (valor de la gravedad en el ecuador), k tiene un valor de 0,001931851353 (representa una constante) y e es igual a 0.0066943800229 (representa la excentricidad).

4.4.3.3 Reducciones de la gravedad

De acuerdo con Kearey *et al.* (2002), antes de que los resultados de una prospección gravimétrica puedan ser interpretados es necesario corregir todas las variaciones en el campo gravitacional terrestre que no resulten de las diferencias de densidad entre las rocas del subsuelo. Este proceso se conoce como reducción de gravedad.

- **Corrección de aire libre:** esta corrección elimina el efecto de la altura sobre la gravedad y corrige el valor de la gravedad al nivel del mar (ecuación 4.28). Es positiva si la estación se encuentra sobre el nivel de referencia y negativa si se encuentra por debajo (Lowrie, 2007).

$$C_{al} = \pm 0,3086h \text{ (mGal)} \quad (4.28)$$

Donde C_{al} es la corrección de aire libre y h la altura de una estación con respecto al nivel de referencia.

- **Corrección de Bouguer:** Lillie (1999), establece que esta corrección consiste en eliminar el efecto de la atracción ejercida, sobre el punto de observación, por el material ubicado entre este y el nivel de referencia (ecuación 4.29).

$$C_B = \mp 0,04191\rho h \text{ (mGal)} \quad (4.29)$$

Donde C_B es la corrección de Bouguer y ρ es el valor de densidad de la capa de roca de espesor constante “ h ” y extensión lateral infinita (Placa de Bouguer).

- **Corrección topográfica:** esta corrección elimina el efecto causado por las irregularidades del terreno que rodean una estación (ecuación 4.30). Es decir, considera valles y montañas que la placa de Bouguer no tuvo en cuenta y su signo siempre es positivo (Dobrin, 1961).

$$C_t = T\rho \text{ (mGal)} \quad (4.30)$$

Donde C_t es la corrección topográfica y T es el factor topográfico.

4.4.3.4 Anomalías de gravedad

Los contrastes o variaciones en las densidades de las rocas ocasionan anomalías gravimétricas que pueden ser utilizadas para el estudio del subsuelo. Esto se debe a que la magnitud de un campo gravitacional es proporcional a su densidad (Lillie, 1999).

- **Anomalía gravimétrica:** esta anomalía representa la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad corregida por mareas y por deriva, y a su vez, el valor de la gravedad teórica en el elipsoide por latitud y longitud (ecuación 4.31). Depende principalmente de la ubicación geográfica de la estación y de las correcciones aplicadas (Lowrie, 2007).

$$A_g = G_{obs} - G_{teo} \text{ (mGal)} \quad (4.31)$$

Donde A_g es la anomalía gravimétrica, G_{obs} es la gravedad observada y G_{teo} es la gravedad teórica.

- **Anomalía de aire libre:** Lowrie (2007) asevera que esta anomalía corrige el efecto que ejerce la altura en la medida gravimétrica con respecto al nivel del mar (ecuación 4.32).

$$A_{al} = A_g \pm C_{al} \text{ (mGal)} \quad (4.32)$$

Donde A_{al} es la anomalía de aire libre.

- **Anomalía de Bouguer:** resulta de la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica en un punto de la Tierra debido a variaciones laterales de la densidad del subsuelo (Griffiths, 1972).

Cuando no se considera el efecto de las topografías que no formaron parte de la lámina de Bouguer y solo se corrige el efecto de la masa que se encuentra entre la estación y el nivel de referencia, entonces se obtiene la anomalía de Bouguer simple (ecuación 4.33). Por el contrario, si se toma en cuenta la corrección topográfica, entonces se obtiene la anomalía de Bouguer total (ecuación 4.34).

$$A_{BS} = A_g \pm C_{al} \mp C_B \text{ (mGal)} \quad (4.33)$$

$$A_{BT} = A_g \pm C_{al} \mp C_B + C_t \text{ (mGal)} \quad (4.34)$$

Donde A_{BS} es la anomalía de Bouguer simple y A_{BT} es la anomalía de Bouguer total.

4.4.3.5 Separación regional-residual

Cantos (1974), define la anomalía regional como la componente producida por el efecto de las masas profundas y lejanas (generalmente basamento), su estudio permite determinar contactos de placas y discontinuidades. Por otro lado, la anomalía residual es producida por el efecto de masas superficiales y su estudio permite determinar efectos someros como fallas y cuencas sedimentarias. Ambas anomalías comprenden la Anomalía de Bouguer (ecuación 4.35).

$$A_{BT} = AB_{reg} - AB_{res} \text{ (mGal)} \quad (4.35)$$

Donde A_{BT} es la anomalía de Bouguer total, AB_{reg} es la anomalía de Bouguer regional y AB_{res} es la anomalía de Bouguer residual.

4.4.3.6 Espectro de potencia

La profundidad de las capas del subsuelo puede ser determinada a partir del análisis espectral de los datos, el cual se basa en la aplicación de filtros a la cuadrícula de datos. Este método consiste en transformar la información de una anomalía del dominio del espacio al dominio de la frecuencia (Spector y Grant, 1970).

La aplicación del espectro dependerá de si el objetivo de estudio es somero o profundo y puede descomponer una función compleja mediante la aplicación del análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de todas las componentes, definida por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función original (Telford *et al.* 1990). La profundidad de la fuente o interface se obtiene a partir de la ecuación 4.36.

$$h = \frac{s}{4\pi} \quad (4.36)$$

Donde h es la profundidad de la fuente y s es la pendiente del espectro de frecuencia.

4.4.3.7 Deconvolución de Euler

Rubio y Concepción (2009) establecen que este método se basa en la ecuación homogénea de Euler, una ecuación que relaciona la intensidad de un campo potencial y las componentes de su gradiente con la profundidad a la que se encuentra la fuente a través de un grado de homogeneidad N que se denomina índice estructural (ecuación 4.37).

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (4.37)$$

Donde x , y y z son las coordenadas del punto, f es la función potencial, x_0 , y_0 y z_0 son las coordenadas de la fuente, N es el llamado índice estructural (SI) y B es el término “background” que describe la contribución constante del ámbito regional.

El SI es la potencia del inverso de la distancia según la cual se atenúa la intensidad del campo potencial y brinda un medio para discriminar entre las distintas geometrías que se asumen para las fuentes. La relación entre geometría de las fuentes anómalas e índice estructural se presentan en la tabla 4.14.

Tabla 4.14 Índices estructurales en función de campo gravimétrico y cuerpos geológicos (Reid *et al.* 1990).

| SI | Campo gravimétrico |
|-----|----------------------------|
| 0 | Sill o diques |
| 0.5 | Laminaciones mineralizadas |
| 1 | Cilindros |
| 2 | Esferas |

De acuerdo con Reid *et al.* (1990), para calcular estas soluciones se debe definir un conjunto de puntos o ventana que cubran la malla gravimétrica. La elección de su tamaño está determinada por la resolución de los datos y la extensión espacial de las anomalías.

Los mismos autores aseveran que este método posee el inconveniente de que uno de los datos de entrada, el índice estructural (SI), implica la asunción de una cierta geometría para los cuerpos geológicos que generan las anomalías gravimétricas. La elección del índice estructural tiene una gran influencia en las estimaciones de profundidad obtenidas.

4.4.3.8 Aplicación de la gravimetría en investigaciones hidrogeológicas

De acuerdo con Zohdy (1990), los métodos gravimétricos son medios rápidos y poco costosos para determinar la configuración neta de un acuífero, suministrando un contraste de densidad adecuado entre el acuífero y el lecho rocoso subyacente. Estos métodos son útiles para la localización de áreas de máximo espesor de los acuíferos, rastreo de canales, localización de un lecho de roca enterrado que pudiera impedir el flujo de agua subterránea y estimación de la geometría y profundidad de los depocentros que conforman una cuenca.

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

5.1 Revisión y recopilación bibliográfica

Esta etapa comprendió la revisión y selección de la bibliografía geológica y geofísica necesaria para asegurar el adecuado desempeño de las labores de adquisición, procesamiento e interpretación de datos.

5.1.1 Pozos productores de agua

En función de la información suministrada por propietarios de pozos de la zona, se identificaron 8 pozos productores de agua con información litológica (tabla 5.1). Con base en el mapa geológico-estructural (figura 2.4) se determinó que los pozos están localizados principalmente en la zona aluvional de la subcuenca hidrográfica de Bejuma (figura 5.1).

Tabla 5.1 Ubicación espacial de pozos en la subcuenca hidrográfica de Bejuma.

| Identificador | Zona | Latitud (N) | Longitud (O) | Profundidad (m) | Cota (m) |
|---------------|---------------------------|----------------|-----------------|--------------------|-------------|
| P1 | Alto de Reyes | 10°9'40" | 68°16'59" | 60 | 631 |
| P2 | | 10°9'00" | 68°15'59" | 60 | 668 |
| P3 | Hacienda El Cerrito | 10°9'47" | 68°15'23" | 60 | 675 |
| P4 | Hacienda San Rafael | 10°11'25" | 68°15'22" | 72 | 659 |
| P5 | Hacienda Pozote | 10°11'30" | 68°15'29" | 82.5 | 660 |
| P6 | | 10°11'20" | 68°15'42" | 65 | 655 |
| P7 | | 10°11'14" | 68°15'47" | 76 | 650 |
| P8 | | 10°12'30" | 68°15'15" | 80 | 683 |

*Coordenadas referidas al datum geodésico WGS-84.

**En la tabla 8.1A de la sección de apéndices se presentan los espesores y descripciones litológicas correspondientes a cada pozo productor.

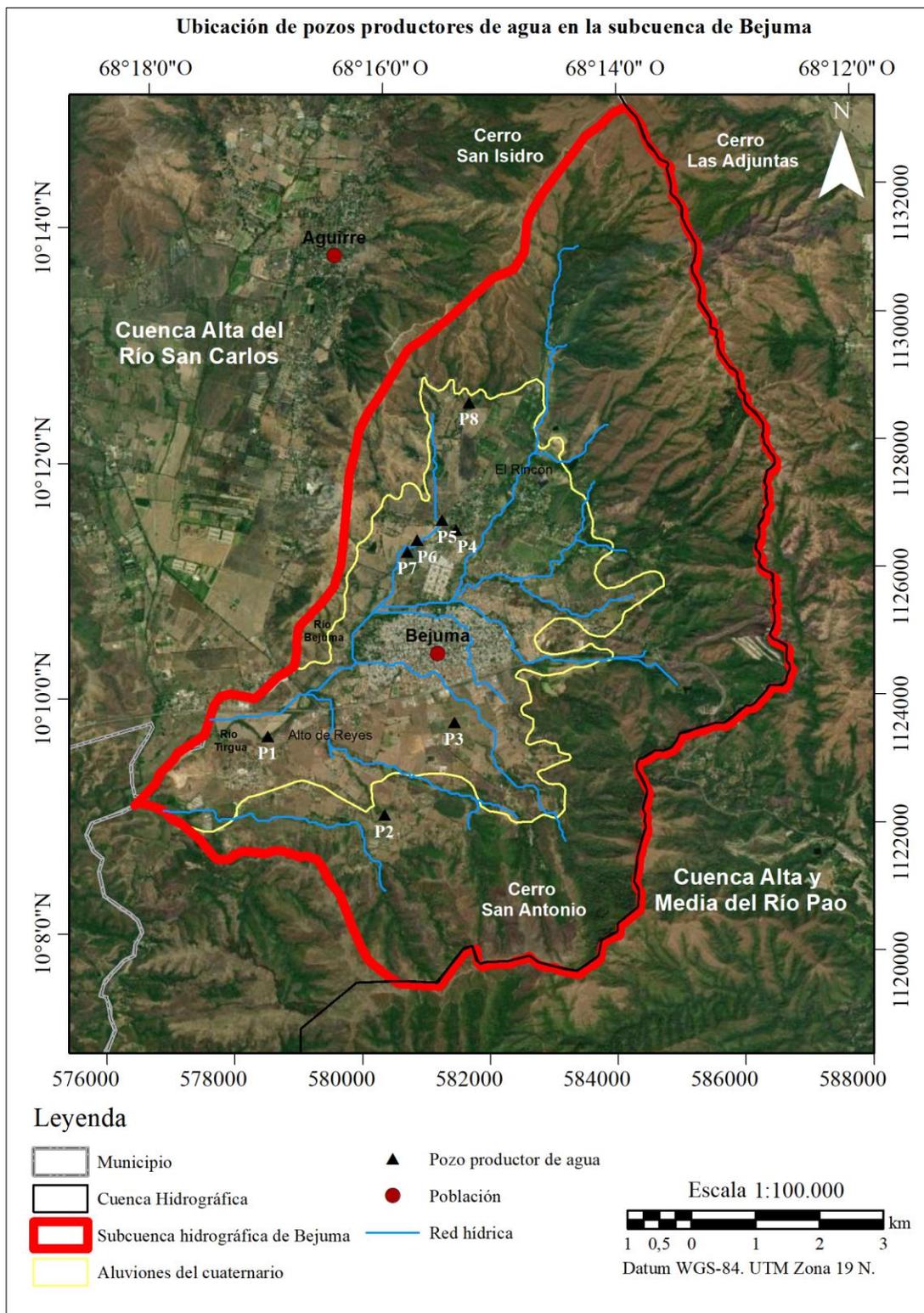


Figura 5.1 Ubicación de pozos productores de agua (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2 Pre-Adquisición

5.2.1 Base de datos

Se creó una base de datos con información geológica obtenida del Léxico Estratigráfico de Venezuela (1999), el *Geological shaded relief map of Venezuela* (Hackley *et al.* 2005) y la precipitación anual acumulada de la zona de estudio (INAMEH, s.f.). Entre los insumos primarios de esta investigación también se incluyó el modelo digital de elevaciones (MDE) obtenido del satélite Alos Palsar con una resolución de 12.5 m (JAXA/METI ALOS PALSAR, 2019) y una imagen digital de los satélites Sentinel-2 con corrección atmosférica (L2A) y resolución de 10 m (Sentinels Scientific Data Hub, 2019).

5.2.2 Delimitación de la subcuenca hidrográfica de Bejuma

Una cuenca hidrográfica debe ser delimitada siguiendo las dinámicas y la conformación de los drenajes a los que está conectada (Bertoni y Lombardi, 2008). La delimitación de una cuenca de agua se puede realizar automáticamente usando las herramientas disponibles en la mayoría de los SIG (Gabrecht y Martz, 1993). A través de estas herramientas se emplean algoritmos que ayudan a identificar los divisores de agua y la hidrografía de una matriz de representación topográfica de la tierra conocida como Modelo Digital de Elevación (Fairfield y Leymarie, 1991). De acuerdo con Ribeiro *et al.* (2005), la delimitación de una cuenca mediante un MDE se basa en un algoritmo conocido como *Deterministic-8Node*. Este algoritmo determina que, en una cuadrícula de celdas representadas por valores de alivio altimétrico, el flujo de agua pasa de cada celda a sus 8 celdas contiguas (de forma ortogonal y diagonal) en la dirección de la pendiente más alta.

Para delimitar la subcuenca hidrográfica de Bejuma se utilizó el SIG ArcMap 10.5. A través del MDE se definió la dirección y acumulación de flujo de agua de la zona de estudio. Posteriormente, se definió el punto de desfogue de la subcuenca y se empleó la herramienta *Watershed* para delimitarla (figura 5.2)

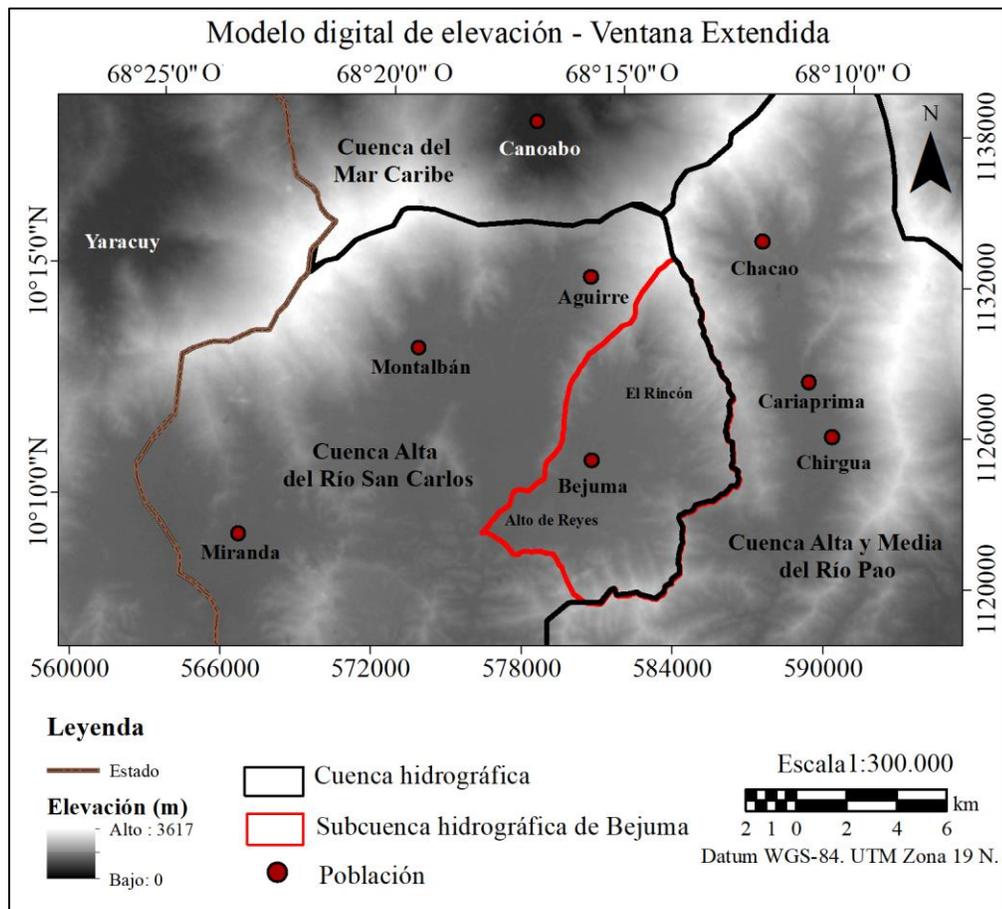


Figura 5.2 Modelo digital de elevación y delimitación de la subcuenca hidrográfica de Bejuma.

5.2.3 Creación del mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos

Las zonas potenciales para la exploración de acuíferos se definieron con base en las metodologías propuestas por Espinosa y López (2018) y Rahmati *et al.* (2015). Se utilizaron las siguientes capas temáticas ordenadas jerárquicamente de mayor a menor influencia: permeabilidad de la roca, densidad de drenajes, pendiente del terreno, precipitación de lluvia e IVDN.

La información correspondiente a cada mapa temático se reclasificó en 5 clases utilizando el método de clasificación por cuantiles. De acuerdo con este método a cada clase se le asigna la misma cantidad de rangos para determinar los valores que representen mayor o menor importancia para el estudio. Esta metodología ha sido utilizada por diversos investigadores debido a su eficiencia en la clasificación (Nampak

et al. 2014; Rahmati *et al.* 2015). Además, cada capa temática fue pre-procesada aplicando la Evaluación Multicriterio mediante PAJ para generar el mapa de zonas potenciales para exploración de acuíferos. La figura 5.3 muestra un diagrama de la metodología empleada.

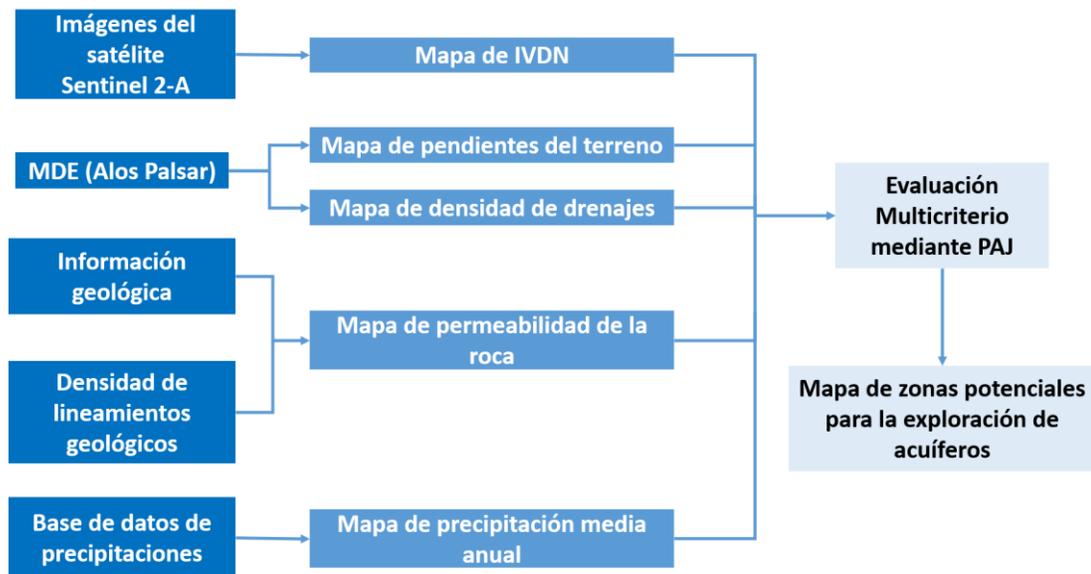


Figura 5.3 Identificación de zonas potenciales para la exploración de acuíferos.

5.2.3.21 Selección de capas temáticas

Rahmati *et al.* (2015) establecen que las condiciones hidrológicas dependen principalmente de las capas temáticas e influyen en la presencia de aguas subterráneas y, por tanto, de los acuíferos en la zona de estudio. Estas capas temáticas proveen una base fiable para la predicción efectiva del potencial de aguas subterráneas de un área de estudio. Los mismos autores sostienen que el número de capas temáticas utilizado en cada estudio suele depender de la disponibilidad de datos. Considerando lo anterior, se seleccionaron las 5 capas temáticas mencionadas previamente para la realización de esta investigación.

5.2.4 Permeabilidad de la roca

Espinosa y López (2018) aseveran que el mapa de permeabilidad de la roca puede obtenerse a través del SIG ArcMap 10.5, tomando en cuenta la litología y la densidad de lineamientos geológicos presentes en la zona de estudio (figura 5.4).

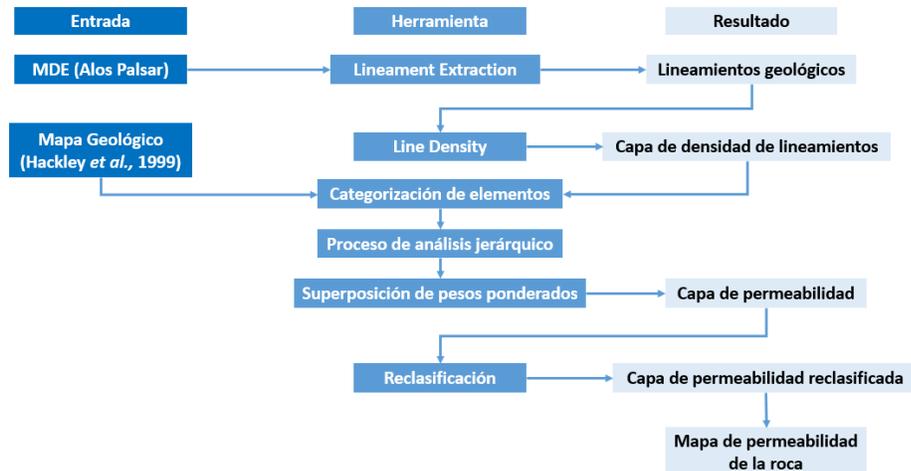


Figura 5.4 Metodología para la realización de un mapa de permeabilidad de roca.

Para este estudio la litología se designó en función de las formaciones geológicas presentadas en la figura 2.4 y el L.E.V (1999). En cuanto a la capa vectorial (*shape*) de lineamientos geológicos, estos se extrajeron del MDE de la zona de estudio y se procesaron empleando el SIG PCI Geomática 2016 (figura 5.5).

Posteriormente se determinó la densidad de lineamientos geológicos en función del Método de Red de Malla a través del SIG ArcMap 10.5. Este método se basó en calcular la longitud total de todos los lineamientos registrados y dividirla entre el área de estudio a través de la ecuación 5.1 (Edet *et al.* 1998) para obtener el mapa de densidad de lineamientos geológicos.

$$Ld = \sum_{i=1}^n \frac{L_i}{A} \text{ (km}^{-1}\text{)} \quad (5.1)$$

Donde $\sum L_i$ es la longitud total de los lineamientos (km) y A es el área de la cuadrícula (km²).

Las zonas con mayor densidad de lineamientos geológicos poseen un mayor grado de fracturamiento y permiten mayor infiltración de agua, por tanto, a mayor densidad de lineamientos existe una mayor probabilidad de recarga (Tapia *et al.* 2019). En función de esto, el mapa de densidad de lineamientos se reclasificó en 5 clases (figura 5.6) y se establecieron los rangos correspondientes a cada clase (tabla 5.2), asignando un rango mayor (5) a las zonas con mayor densidad de lineamientos y menor (1) a las zonas con menor densidad.

Tabla 5.2 Clasificación de categorías correspondientes a la densidad de lineamientos geológicos.

| Clase (km/km ²) | Rango |
|--------------------------------|-------|
| 0.15 – 0.64 | 1 |
| 0.64 – 1.48 | 2 |
| 1.48 – 2.28 | 3 |
| 2.28 – 3.11 | 4 |
| > 3.11 | 5 |

Por su parte, las formaciones de interés presentadas en el mapa geológico (figura 2.4) fueron reclasificadas en 5 clases en función de sus atributos litológicos asociados a permeabilidad (tabla 4.6).

Para realizar esta reclasificación se designó con un rango de 5 a la litología de permeabilidad alta, 4 a la de permeabilidad media, 3 a la de permeabilidad media a baja, 2 a la permeabilidad baja y 1 al material impermeable. De esta forma se lograron definir las zonas con mayor permeabilidad (tabla 5.3).

Tabla 5.3 Clasificación de atributos litológicos de la zona de estudio.

| Atributos litológicos asociados a permeabilidad | | |
|---|-------------|-------|
| Unidad | Clase | Rango |
| Complejo San Julián | Impermeable | 1 |
| Complejo Nirgua | Impermeable | 1 |
| Esquistos de Las Mercedes | Baja | 2 |
| Formación Maporita | Baja | 2 |
| Aluviones del cuaternario | Alta | 5 |

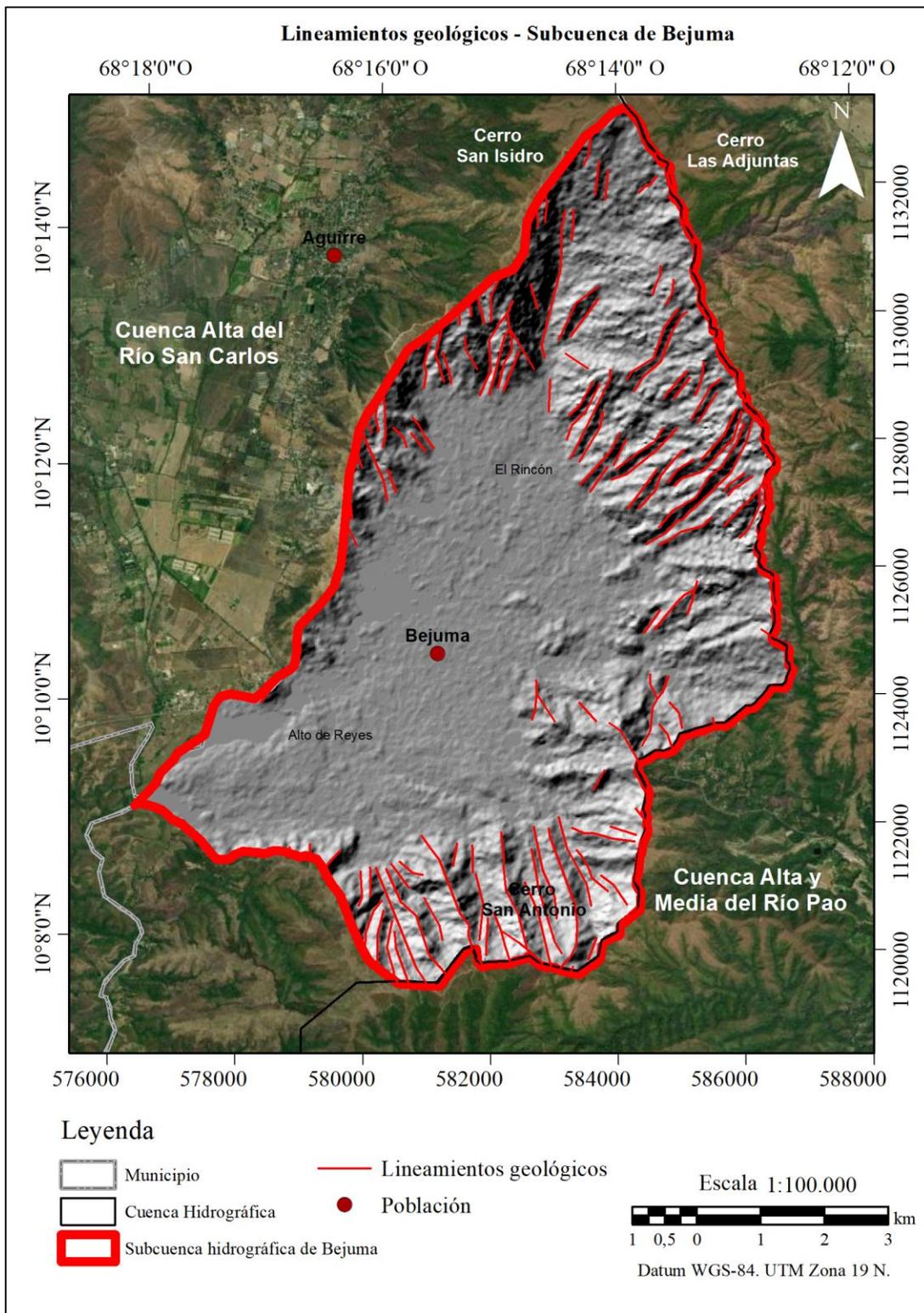


Figura 5.5 Extracción de lineamientos geológicos (mapa base modificado de ESRI, 2019).

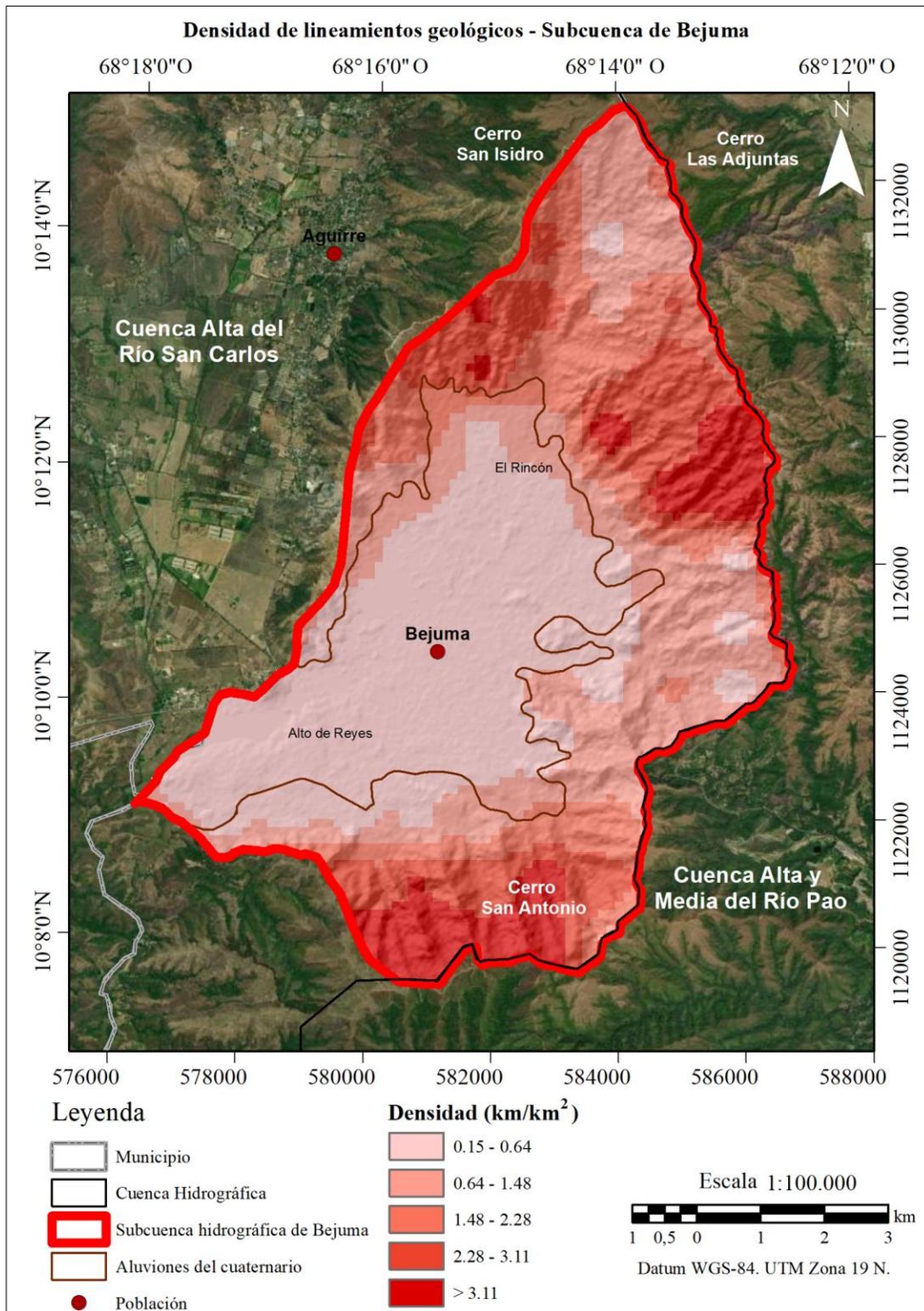


Figura 5.6 Densidad de lineamientos geológicos (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2.4.1 Proceso de Análisis Jerárquico (PAJ)

El mapa de permeabilidad se realizó empleando el SIG ArcMap 10.5 en función de las capas temáticas generadas previamente (litología y densidad de lineamientos). Las variables se pre-procesaron de acuerdo a su naturaleza y sobre ellas se aplicó el método de Evaluación Multicriterio mediante PAJ para determinar el peso normalizado de cada una (Saaty, 1980; Espinosa y Lopez, 2018).

Esta técnica es comúnmente usada en el campo del manejo de los recursos naturales y la comunidad científica la ha descrito como uno de los métodos más avanzados en el análisis de problemas de decisión espacial complejos (Rahmati *et al.* 2015).

5.2.4.2 Matriz de comparaciones pareadas

Se generó una comparación entre pares de capas temáticas (tabla 5.4) en la cual se estableció la jerarquía entre cada capa temática basada en la escala de preferencias para PAJ (tabla 4.5).

Tabla 5.4 Matriz de comparaciones pareadas.

| Capa temática | Litología | Densidad de Lineamientos |
|--------------------------|-----------|--------------------------|
| Litología | 1 | 9 |
| Densidad de Lineamientos | 1/9 | 1 |

La designación de las jerarquías en las comparaciones se basó en el hecho de que la capa temática de densidad de lineamientos geológicos presentó un mayor fracturamiento hacia la zona montañosa del área de estudio (indicativo de una alta permeabilidad y mayor probabilidad de recarga). Por su parte, en la capa litológica se observó la presencia de aluviones del cuaternario en las zonas de baja pendiente (de acuerdo con la tabla 4.6 estos aluviones presentan una alta permeabilidad). Tomando en cuenta lo anterior y debido a que Rahmatti *et al.* (2015) establecen que la presencia de aguas subterráneas es común en sedimentos aluvionales del cuaternario, se fijó una mayor importancia a la composición litológica de la zona de estudio. Es por ello que

en la matriz de comparaciones pareadas se asignó un valor de extrema importancia (9) a la litología con respecto a la densidad de lineamientos.

5.2.4.3 Síntesis

Para determinar los pesos normalizados de cada capa temática se definió el vector de prioridades (ecuación 4.4) a través del proceso de síntesis de la matriz de comparaciones pareadas, generando así la matriz de comparaciones pareadas normalizada presentada en la tabla 5.5 (Machiwal *et al.* 2011; Rahmati *et al.* 2015; Chowdary *et al.* 2013; Razandi *et al.* 2015).

Debido a que se utilizaron dos capas temáticas, la matriz resultante comprendió el orden $n = 2$ y por ello no fue necesario verificar la relación de consistencia (todas las matrices de orden 2 son consistentes).

Al calcular la matriz de comparación pareada normalizada (tabla 5.5) se definió un peso de 0.90 para la capa de litología y de 0.10 para la capa de densidad de lineamientos.

Tabla 5.5 Matriz de comparación pareada normalizada y pesos normalizados.

| Capa temática | Litología | Densidad de Lineamientos | Peso normalizado (W) |
|---------------------------------|-----------|--------------------------|----------------------|
| Litología | 0.1 | 0.9 | 0.90 |
| Densidad de Lineamientos | 0.9 | 0.1 | 0.10 |

5.2.4.4 Creación del mapa de permeabilidad

Para generar este mapa se introdujeron los pesos normalizados obtenidos (tabla 5.5) en la herramienta *weighted overlay* del SIG ArcMap 10.5. Se definió un porcentaje de influencia del 90% a la capa temática litológica y de 10% a la capa temática de densidad de lineamientos (figura 5.7). De igual forma, se asignaron los rangos de clasificación para cada capa temática planteados en las tablas 5.2 y 5.3.

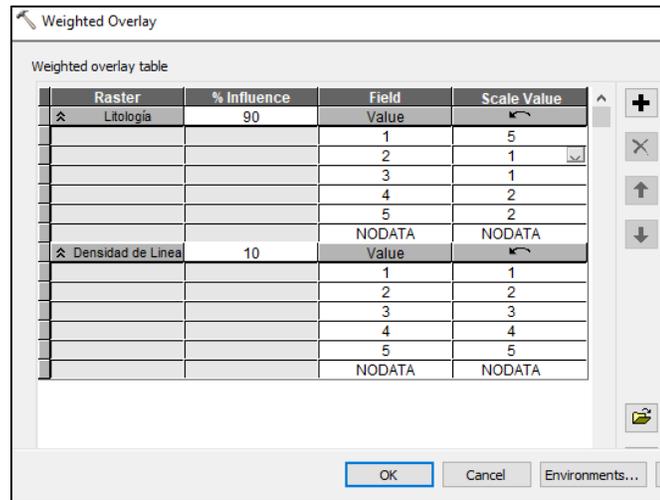


Figura 5.7 Designación de pesos por cada capa temática.

Finalmente se generó el mapa de permeabilidad de la roca (figura 5.8). Ayazi *et al.* (2010) y Espinosa y López (2018) aseveran que la permeabilidad está altamente influenciada por la litología y que la presencia de aguas subterráneas es muy común en sedimentos aluvionales del cuaternario, los cuales, a su vez, presentan altas permeabilidades. Es por ello que este mapa se reclasificó en 5 clases y se asignó el mayor rango (5) a las zonas de permeabilidad muy alta y el menor rango (1) a las zonas impermeables.

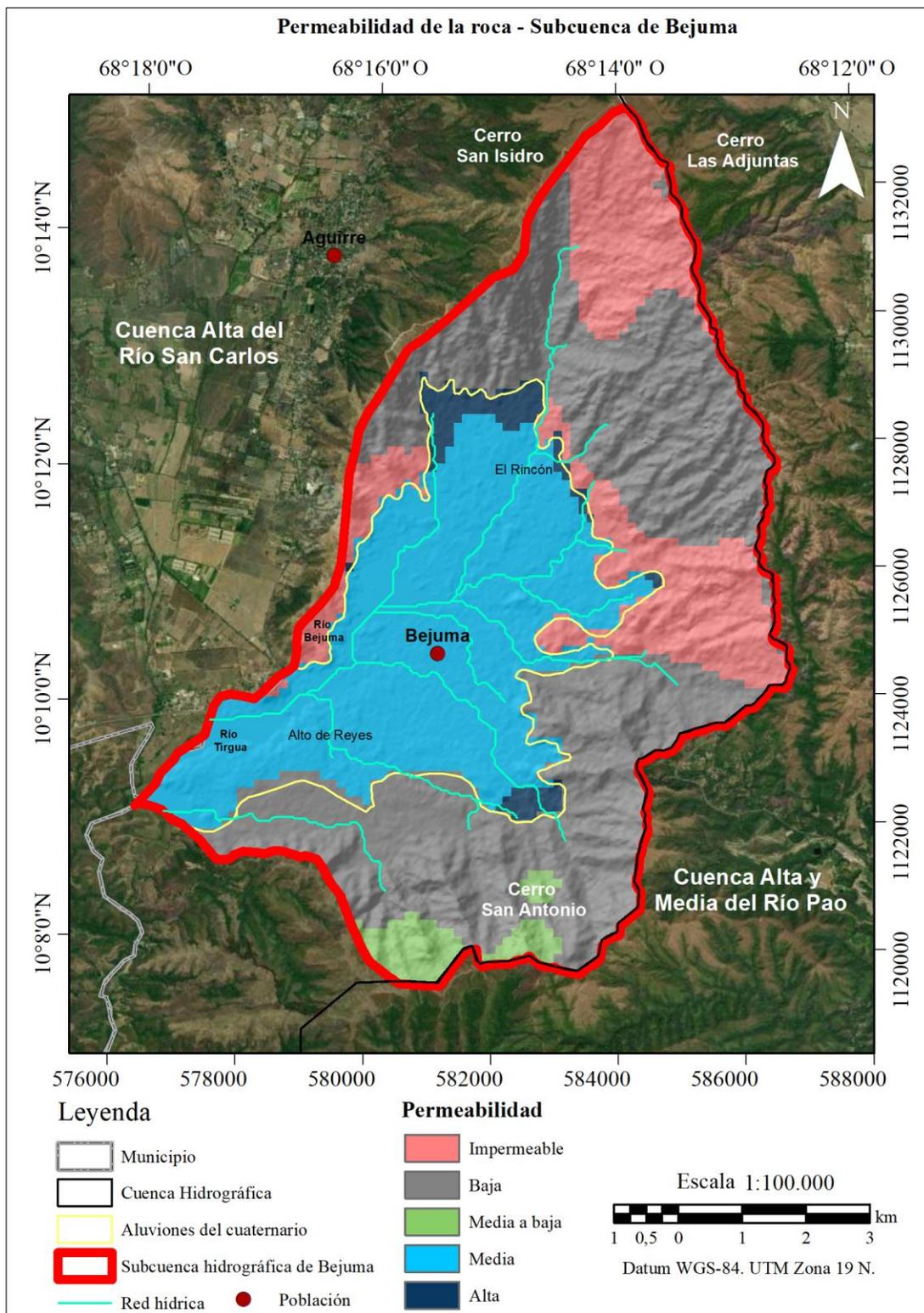


Figura 5.8 Mapa temático de permeabilidad de la roca (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2.5 Densidad de drenajes

Para generar el mapa de densidad de drenajes fue necesario construir primero la red de drenajes de la zona de estudio (figura 5.9). Una vez generada, se procedió a determinar su densidad aplicando el Método de Red de Malla. Este método establece que la densidad equivale a la relación entre la suma de las longitudes de los ríos y el tamaño del área de la cuadrícula estudiada (Adiat *et al.* 2012). De esta forma se diseñó una red de malla en la zona, se calculó la densidad de drenajes (ecuación 5.2) y se obtuvo el mapa de densidad de drenajes (figura 5.10).

$$Dd = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{D_i}{A} \text{ (km}^{-1}\text{)} \quad (5.2)$$

Donde $\sum D_i$ es la longitud total de los ríos en la malla (km) y A es el área de la cuadrícula (km²).

Los valores de alta densidad de drenaje indican una baja posibilidad de existencia de agua subterránea (Agarwal y Garg, 2016). En caso contrario, las áreas con baja densidad de drenaje indican una alta posibilidad de existencia de agua subterránea debido a que esta característica permite una mayor infiltración y disminuye la escorrentía superficial (Rahmati, 2015). En vista de lo anterior, los valores de este mapa se reclasificaron en 5 rangos: asignando mayor rango a las zonas de baja densidad de drenaje (5) y menor rango a las zonas de alta densidad (1).

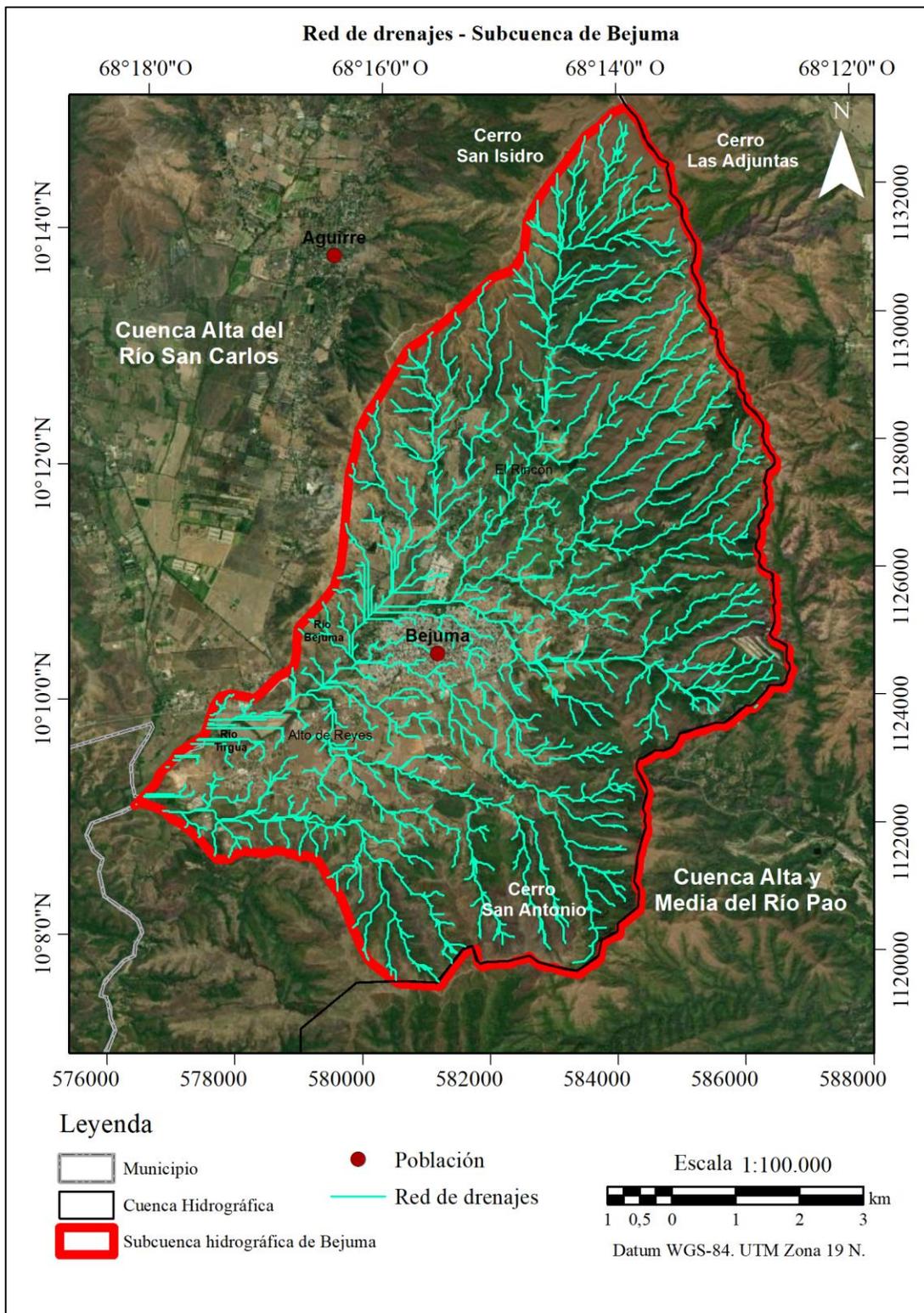


Figura 5.9 Red de drenajes (mapa base modificado de ESRI, 2019).

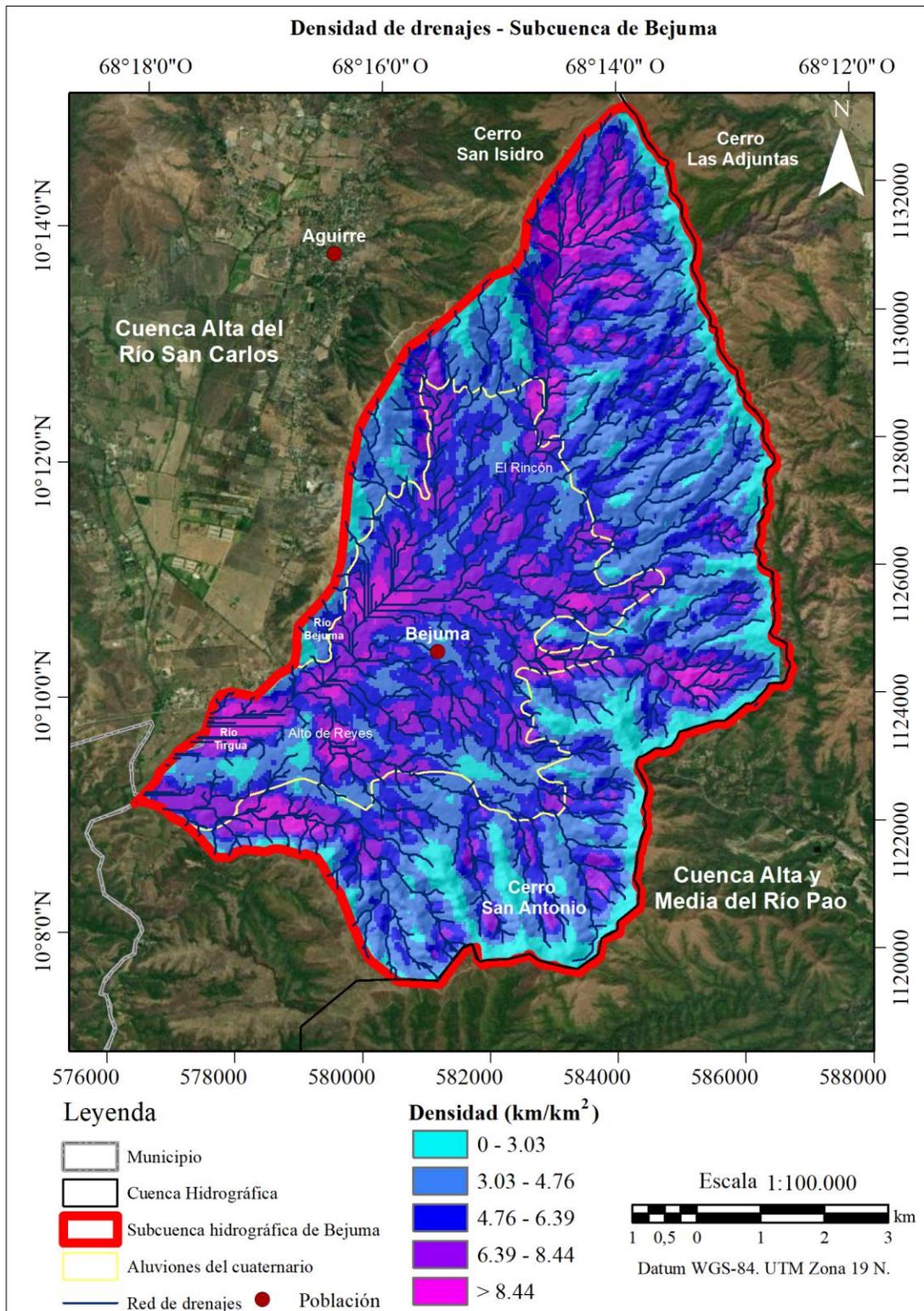


Figura 5.10 Mapa temático de densidad de drenajes (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2.6 Pendientes del terreno

El mapa correspondiente a las pendientes del terreno se obtuvo procesando el MDE en el SIG ArcMap 10.5. A través de este software se identificaron las pendientes (gradiente o máximo valor de cota) de cada celda perteneciente a la superficie del MDE y se obtuvo el mapa de pendientes del terreno (figura 5.11).

Finalmente, se reclasificaron los valores de pendiente en 5 rangos. Debido a que las zonas con menor pendiente son las más adecuadas para la recarga de aguas subterráneas (Rahamti *et al.* 2015; Sener *et al.* 2005), se asignaron los mayores rangos de clasificación a las zonas de menor pendiente (5) y los menores rangos de clasificación a las zonas de mayor pendiente (1).

5.2.7 Índice de vegetación de diferencia normalizada (IVDN)

En esta investigación el mapa de IVDN (figura 5.12) se obtuvo a partir de una escena de imágenes de los satélites Sentinel-2 con corrección atmosférica (L2A). Para determinarlo se aplicó la ecuación 4.7 empleando las bandas 4 y 8 de la imagen satelital (estas bandas corresponden a los colores rojo e infrarrojo cercano respectivamente).

Catonha *et al.* (2014) aseveran que los valores más altos de IVDN corresponden a zonas con mayor vigor y densidad de vegetación y se asocian con una mayor acumulación de humedad en el suelo. Por tanto, al reclasificar esta capa temática en 5 clases, se asignaron los mayores rangos (5) a los valores más altos de IVDN.

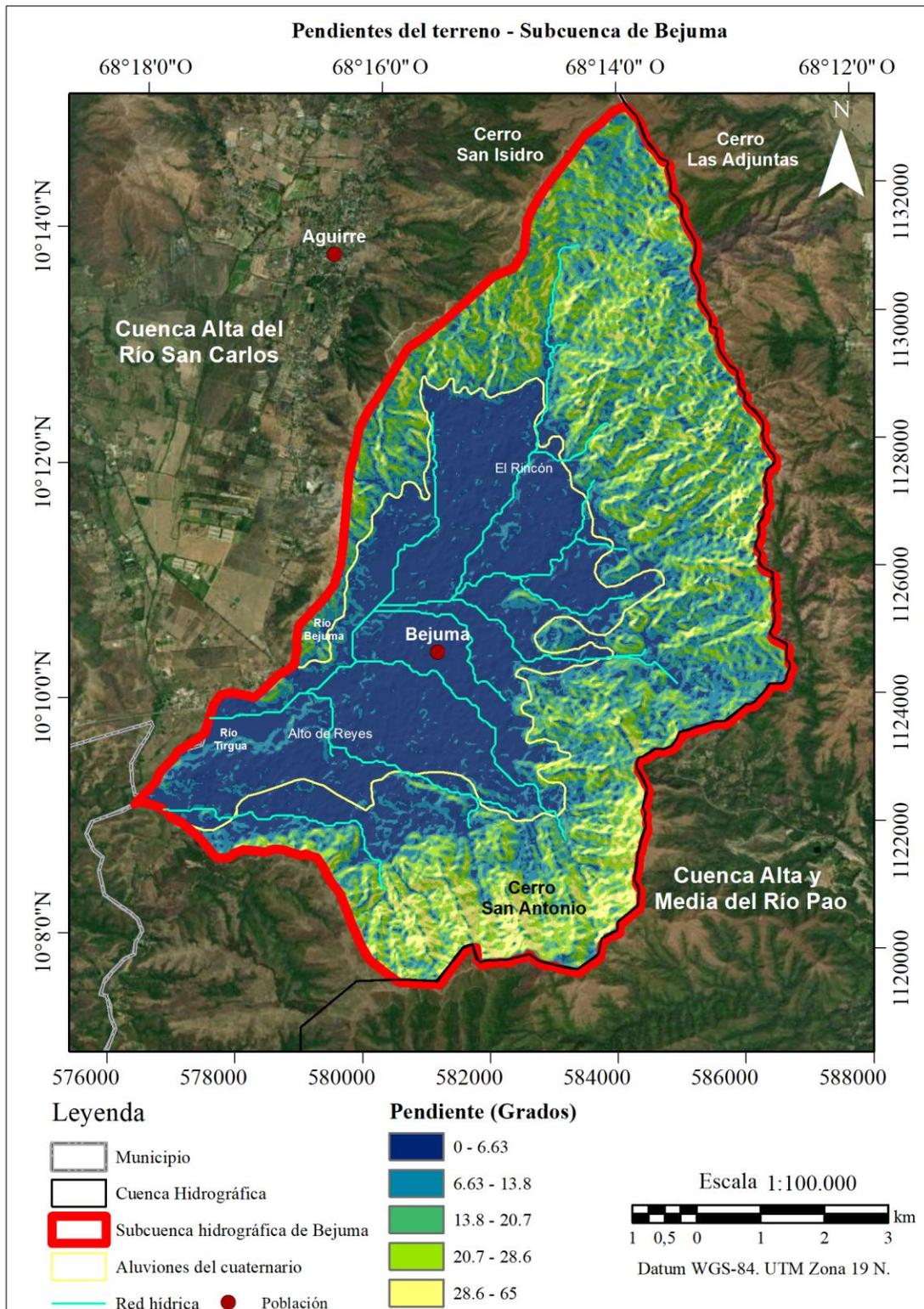


Figura 5.11 Mapa temático de pendientes del terreno (mapa base modificado de ESRI, 2019).

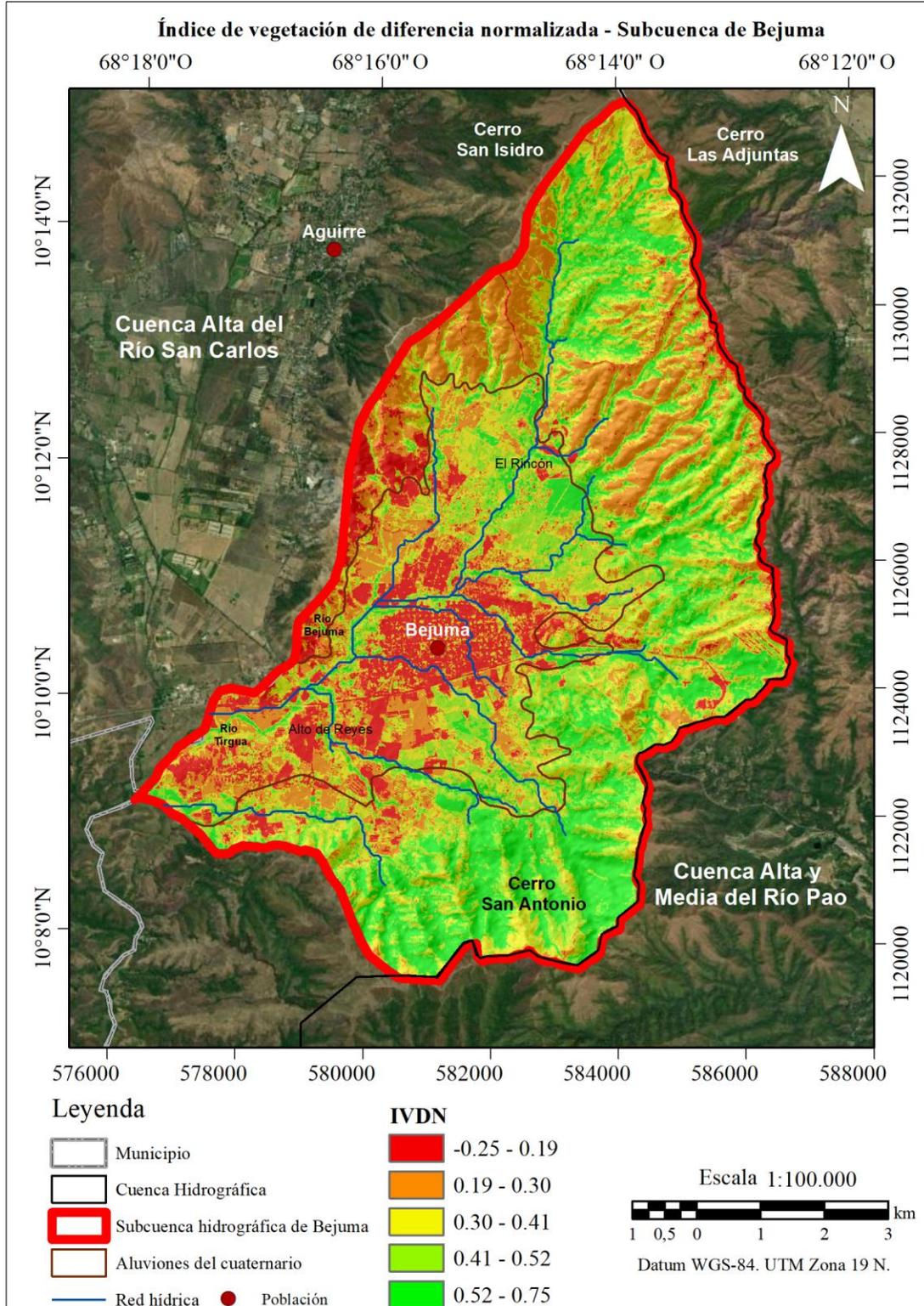


Figura 5.12 Mapa temático de IVDN (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2.8 Precipitación media anual

Se recopilaron series históricas de precipitación mensual provenientes de las estaciones meteorológicas administradas por el INAMEH que se encuentran distribuidas en las proximidades de la subcuenca hidrográfica de Bejuma (figura 8.1A). Debido a la calidad de la información obtenida no se pudo utilizar un período de tiempo continuo para todas las estaciones, ya que una cantidad importante de las mismas presentaron períodos muy cortos en sus registros o vacíos de información.

Con la finalidad de incluir el mayor número de estaciones para este estudio, se seleccionaron estaciones que contaron con la mayor cantidad de registros mensuales posibles. Por tanto, se utilizaron un total de 9 estaciones meteorológicas (tabla 5.6) con un registro de precipitaciones de 8 años (2011-2019). Posteriormente se determinó el promedio anual de precipitación para cada estación y mediante el SIG ArcMap 10.5 se generó el mapa de precipitación media anual (figura 5.13).

Tabla 5.6 Ubicación de estaciones meteorológicas.

| Serial | Nombre | Latitud (N) | Longitud (O) | Precipitación media anual (mm) |
|------------|-------------------------|-------------|--------------|--------------------------------|
| YA07322AP1 | Salón Universidad | 10°08'24" | 68°30'36" | 309.520 |
| YA01380AP1 | Temerla | 10°16'25" | 68°25'47" | 745.10 |
| CA01385AP1 | Miranda. La Trinidad | 10°10'31" | 68°25'22" | 879.30 |
| CA01375AP1 | Prefectura de Bejuma | 10°10'43" | 68°15'39" | 1151.65 |
| CA01335AC1 | Morón Pequiven | 10°18'39" | 68°06'46" | 692.20 |
| CA01310AP1 | Guaparo El Café | 10°15'59" | 68°03'24" | 1104.20 |
| CA00461AP1 | Valencia Oficina | 10°13'50" | 68°00'44" | 953.50 |
| CA07346AP1 | Guataparo Campo de Golf | 10°10'32" | 68°05'56" | 1310.67 |
| CA01397AP1 | Campo Carabobo | 10°00'43" | 68°09'14" | 896.85 |

*Coordenadas referidas al datum geodésico WGS-84.

Nampak *et al.* (2014) establecen que la precipitación es la principal fuente de recarga de aguas subterráneas y determina la cantidad de agua que podría percolar en una zona de estudio. Es por ello que, al reclasificar este mapa en 5 clases, se asignaron los mayores rangos a las zonas con mayor precipitación media anual (5).

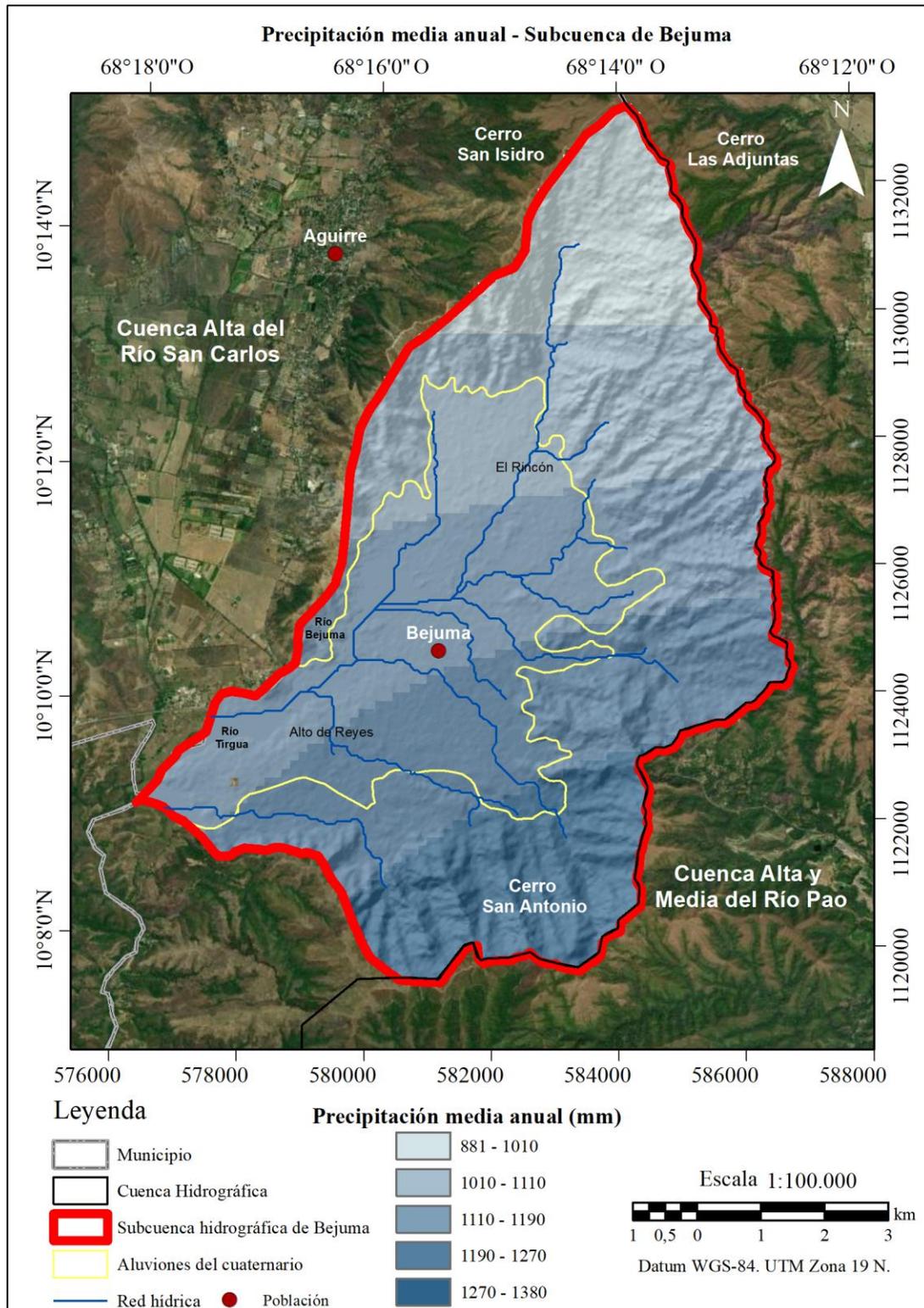


Figura 5.13 Mapa temático de precipitación media anual (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.2.9 Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos

El proceso para generar este mapa fue similar al utilizado para el mapa de permeabilidad. Se aplicó el método de Evaluación Multicriterio mediante PAJ y se determinaron los pesos normalizados por capa temática (W).

5.2.9.1 Matriz de comparaciones pareadas

Empleando la escala de preferencias para PAJ presentada en la tabla 4.5 se establecieron las comparaciones entre pares de capas temáticas (tabla 5.7).

Tabla 5.7 Matriz de comparaciones pareadas.

| Capa temática | Permeabilidad | Densidad de Drenaje | Pendiente | Precipitación | IVDN |
|----------------------------|---------------|---------------------|-----------|---------------|------|
| Permeabilidad | 1 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Densidad de Drenaje | 1/5 | 1 | 4 | 5 | 6 |
| Pendiente | 1/6 | 1/4 | 1 | 2 | 4 |
| Precipitación | 1/7 | 1/5 | 1/2 | 1 | 3 |
| IVDN | 1/8 | 1/6 | 1/3 | 1/3 | 1 |

Se utilizaron las comparaciones entre capas temáticas propuestas por Espinosa y López (2018) para la realización de esta matriz (tabla 5.7). Sin embargo, se hicieron modificaciones basadas en la información y los datos disponibles para este estudio y se asignó un orden jerárquico diferente a la capa temática de precipitación debido a que los datos correspondientes conformaron una de las capas con peor resolución. Esto se debió principalmente a la poca presencia de estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio y el corto periodo de adquisición entre dichos datos.

5.2.9.2 Síntesis

En la tabla 5.8 se presenta la matriz de comparaciones pareadas normalizada y los pesos normalizados obtenidos a partir del proceso de síntesis aplicado a la matriz de comparaciones pareadas de la tabla 5.7 (Machiwal *et al.* 2011; Rahmati *et al.* 2015; Chowdary *et al.* 2013; Razandi *et al.* 2015).

Tabla 5.8 Matriz de comparación pareada normalizada y pesos normalizados.

| Capa temática | Permeabilidad | Densidad de Drenaje | Pendiente | Precipitación | IVDN | Peso normalizado (W) |
|----------------------------|---------------|---------------------|-----------|---------------|------|----------------------|
| Permeabilidad | 0.61 | 0.76 | 0.51 | 0.46 | 0.38 | 0.54 |
| Densidad de Drenaje | 0.12 | 0.15 | 0.34 | 0.33 | 0.29 | 0.24 |
| Pendiente | 0.10 | 0.04 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.11 |
| Precipitación | 0.09 | 0.03 | 0.04 | 0.07 | 0.14 | 0.07 |
| IVDN | 0.08 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 |

5.2.9.3 Relación de consistencia (RC)

Al calcular la relación de consistencia se obtuvo un valor de IA = 1.12 debido a que se utilizó una matriz de orden $n = 5$ (tabla 8.2A). Empleando las ecuaciones 4.5 y 4.6 se determinó un IC = 0.11 y RC = 0.09. De acuerdo con Saaty (1980), el valor de la RC debe ser menor a 0.10 para que los pesos normalizados sean consistentes. Debido a que el valor obtenido en este caso fue 0.09, se comprobó que la relación de consistencia es adecuada y que los pesos normalizados son consistentes.

5.2.9.4 Generación del mapa

Todas las capas temáticas se reprocesaron con una resolución espacial de 12.5 m y se reclasificaron de acuerdo a un rango de 5 clases. Los valores de peso normalizado obtenidos en la tabla 5.8 se ingresaron mediante el comando *weighted sum* en el SIG Arcmap 10.5. De esta forma se asignaron pesos normalizados como se muestra en la figura 5.14, presentando una influencia muy alta para permeabilidad (54), alta para densidad de drenajes (24), moderada para pendientes (11), baja para precipitación (7) y muy baja para IVDN (4).

Una vez ingresados los pesos normalizados se generó el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 6.1).

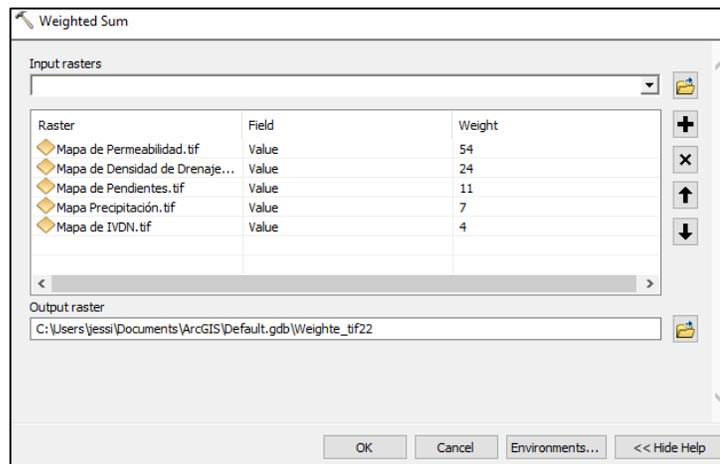


Figura 5.14 Suma ponderada de capas temáticas.

5.3 Morfometría e hipsometría

Los parámetros morfométricos de una cuenca desempeñan un papel fundamental en el estudio de los comportamientos y componentes del ciclo hidrológico (Gaspari, 2002). El análisis de características morfológicas y funcionales de la subcuenca de Bejuma se basó en establecer los parámetros morfométricos de forma, relieve y red de drenaje aplicando las ecuaciones de la sección 4.3 y los softwares ArcMap 10.5 y Microsoft Excel.

Inicialmente se clasificaron los órdenes de los cauces de la red de drenajes (figura 5.9) y posteriormente se procedió a determinar con herramientas del software ArcMap 10.5 el área, perímetro, longitud axial, longitud del cauce principal, ancho de la subcuenca, altura máxima, altura media, altura mínima, desnivel altitudinal y número de cauces de orden uno. Luego, aplicando las ecuaciones mencionadas previamente, se determinaron parámetros como factor de forma de Horton, coeficiente de compacidad, coeficiente de circularidad, relación de elongación, pendiente promedio y densidad de drenaje (tabla 6.1). Finalmente, se utilizó el software ArcMap 10.5 para determinar la curva hipsométrica. Para ello se reclasificaron los valores de altura más frecuentes en 20 intervalos y utilizando la altura máxima y el área de cada uno (tabla 8.3A) se generó la curva correspondiente (figura 6.2).

5.4 Adquisición

La campaña de adquisición de métodos sísmicos y eléctricos se llevó a cabo entre el 21 de agosto y el 11 de septiembre de 2019 en las zonas de la subcuenca hidrográfica de Bejuma que presentaron un potencial de exploración alto a muy alto (figura 5.15).

Se realizaron un total de 15 puntos de adquisición (E) que comprendieron 15 sondeos eléctricos verticales (SEV) y 15 refracciones sísmicas (RS). Tanto los sondeos eléctricos verticales como las refracciones sísmicas se ejecutaron en la misma ubicación geográfica, coincidiendo dos tipos de estudio geofísico en un mismo punto (tabla 5.9 y figura 5.16).

Tabla 5.9 Ubicación geográfica de sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas.

| Identificador | Lugar | Longitud (O) | Latitud (N) | Cota (m) | Rumbo |
|-----------------------------|--------------------------|--------------|-------------|----------|-------|
| E01 (SEV01/RS01) | Calle Agustín Betancourt | 68 °15'03" | 10°09'53" | 697 | N26°O |
| E02 (SEV02/RS02) | Hacienda La Fortuna | 68 °15'59" | 10°09'46" | 668 | N11°E |
| E03 (SEV03/RS03) | Vía Hacienda La Calceta | 68 °14'53" | 10°12'22" | 695 | N26°E |
| E04 (SEV04/RS04) | Carretera La Caballeriza | 68 °15'20" | 10°12'04" | 661 | N6°E |
| E05 (SEV05/RS05) | Vía Hacienda La Calceta | 68 °15'00" | 10°12'08" | 669 | N26°E |
| E06 (SEV06/RS06) | Las Manzanitas | 68 °15'08" | 10°10'52" | 673 | N80°O |
| E07 (SEV07/RS07) | Hacienda Doña Sira | 68 °15'41" | 10°09'25" | 687 | N86°O |
| E08 (SEV08/RS08) | Finca Herrera | 68 °14'28" | 10°11'38" | 696 | N37°E |
| E09 (SEV09/RS09) | Alto de Reyes | 68 °16'51" | 10°09'22" | 634 | N34°E |
| E10 (SEV10/RS10) | Manga de Coleo | 68 °14'50" | 10°10'41" | 676 | N87°O |
| E11 (SEV11/RS11) | Alto de Reyes | 68 °16'24" | 10°09'15" | 681 | N49°O |
| E12 (SEV12/RS12) | Banco Largo | 68 °15'16" | 10°09'24" | 670 | N54°O |
| E13 (SEV13/RS13) | Finca La Caracara | 68 °16'02" | 10°10'55" | 661 | N85°O |
| E14 (SEV14/RS14) | Hacienda Las Manzanas | 68 °14'47" | 10°11'29" | 694 | N88°O |
| E15 (SEV15/RS15) | Agropecuaria Mala Ranch | 68 °14'32" | 10°11'19" | 691 | N79°O |

*Coordenadas referidas al datum geodésico WGS-84.

La etapa de adquisición para métodos gravimétricos se realizó entre el 4 y el 11 de noviembre de 2019. La estación base utilizada para abrir y cerrar los circuitos gravimétricos se ubicó en la Plaza Bolívar del municipio Montalbán (figura 8.2A) y se levantó a partir de la estación San Blas (2do orden) localizada en Valencia (figura 8.3A).

En la tabla 8.4A de la sección de apéndices y en la figura 5.17 se presenta la ubicación geográfica de cada estación gravimétrica.

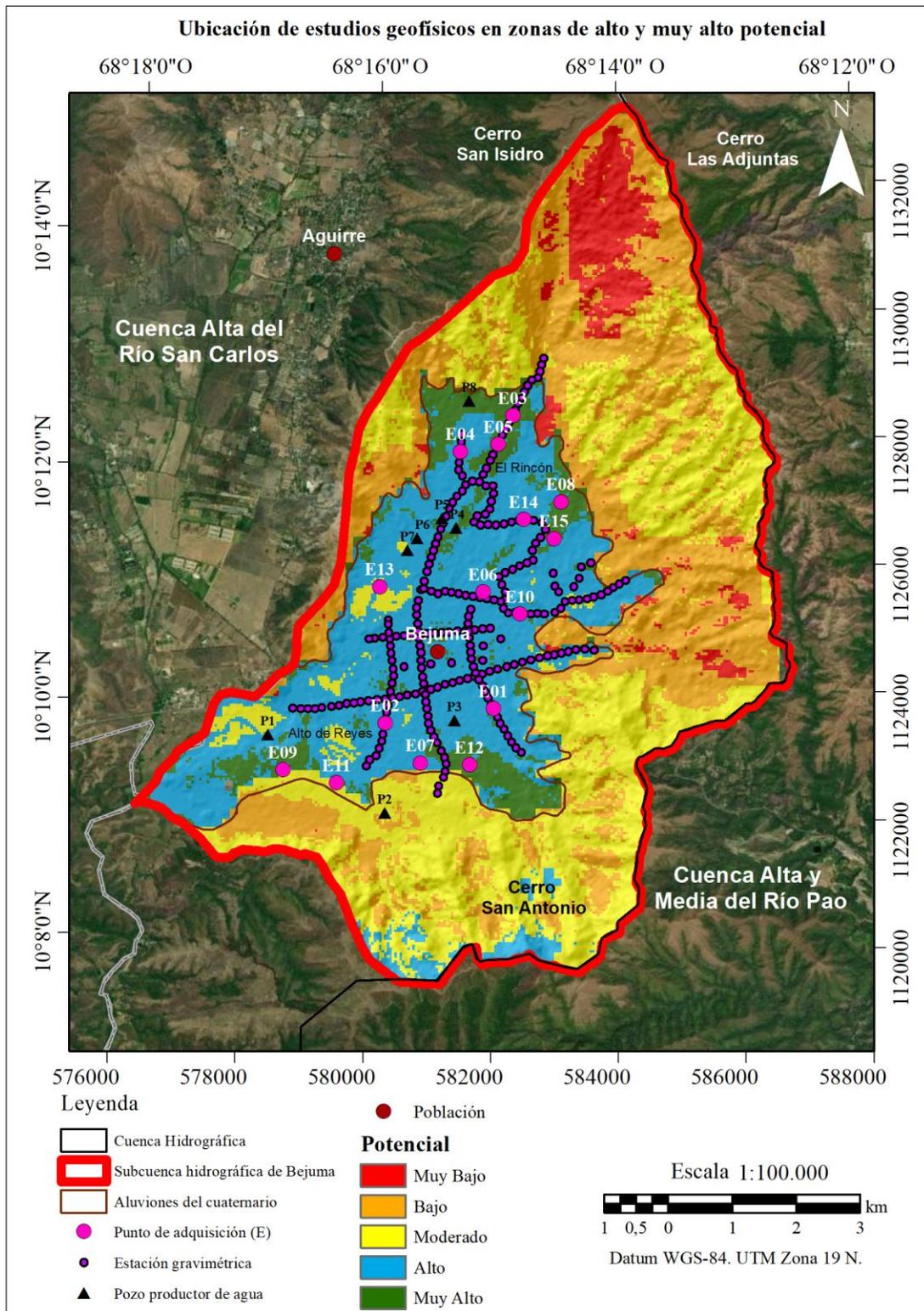


Figura 5.15 Ubicación de estudios geofísicos en zonas potenciales (mapa base modificado de ESRI, 2019).

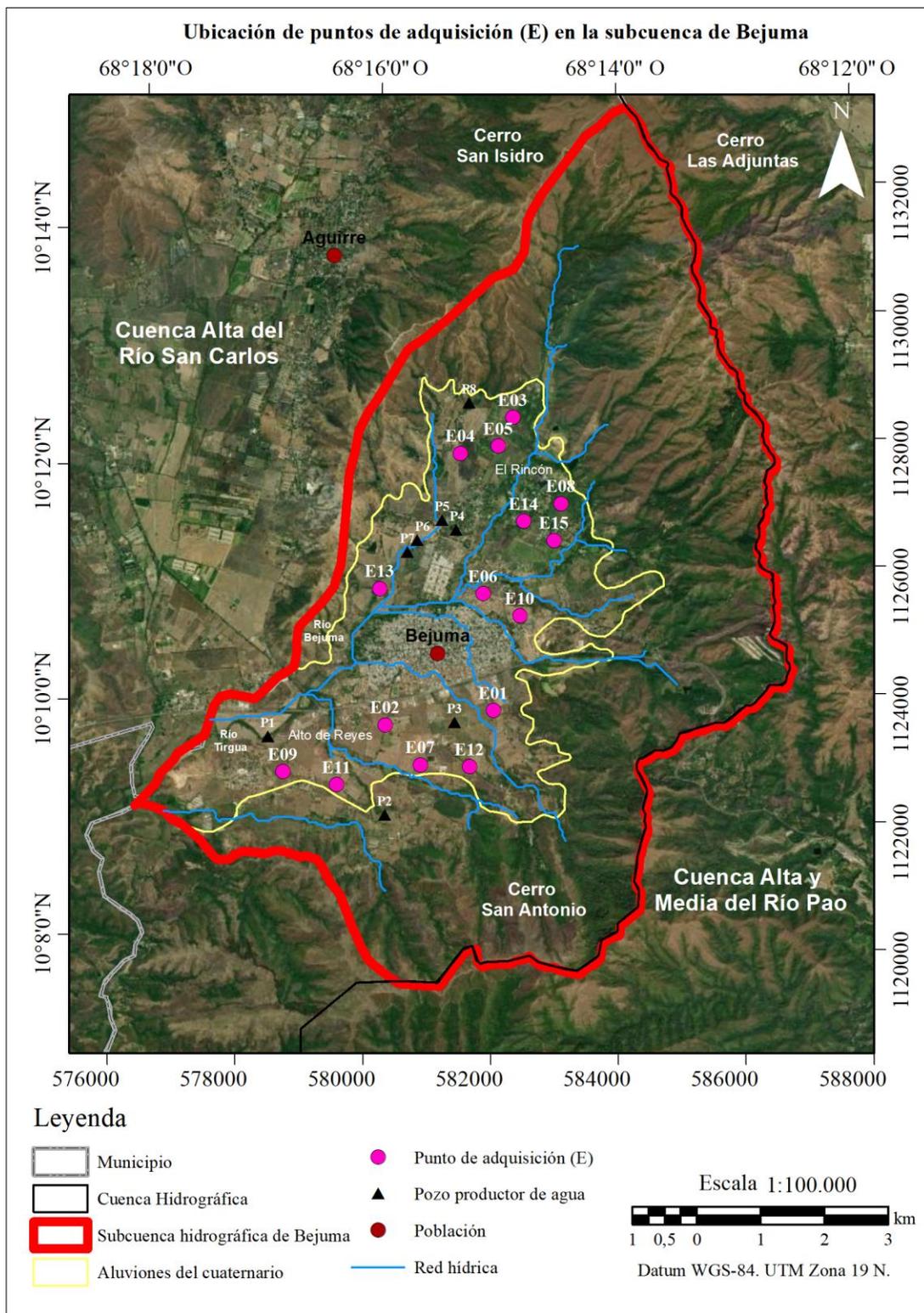


Figura 5.16 Ubicación de puntos de adquisición (mapa base modificado de ESRI, 2019).

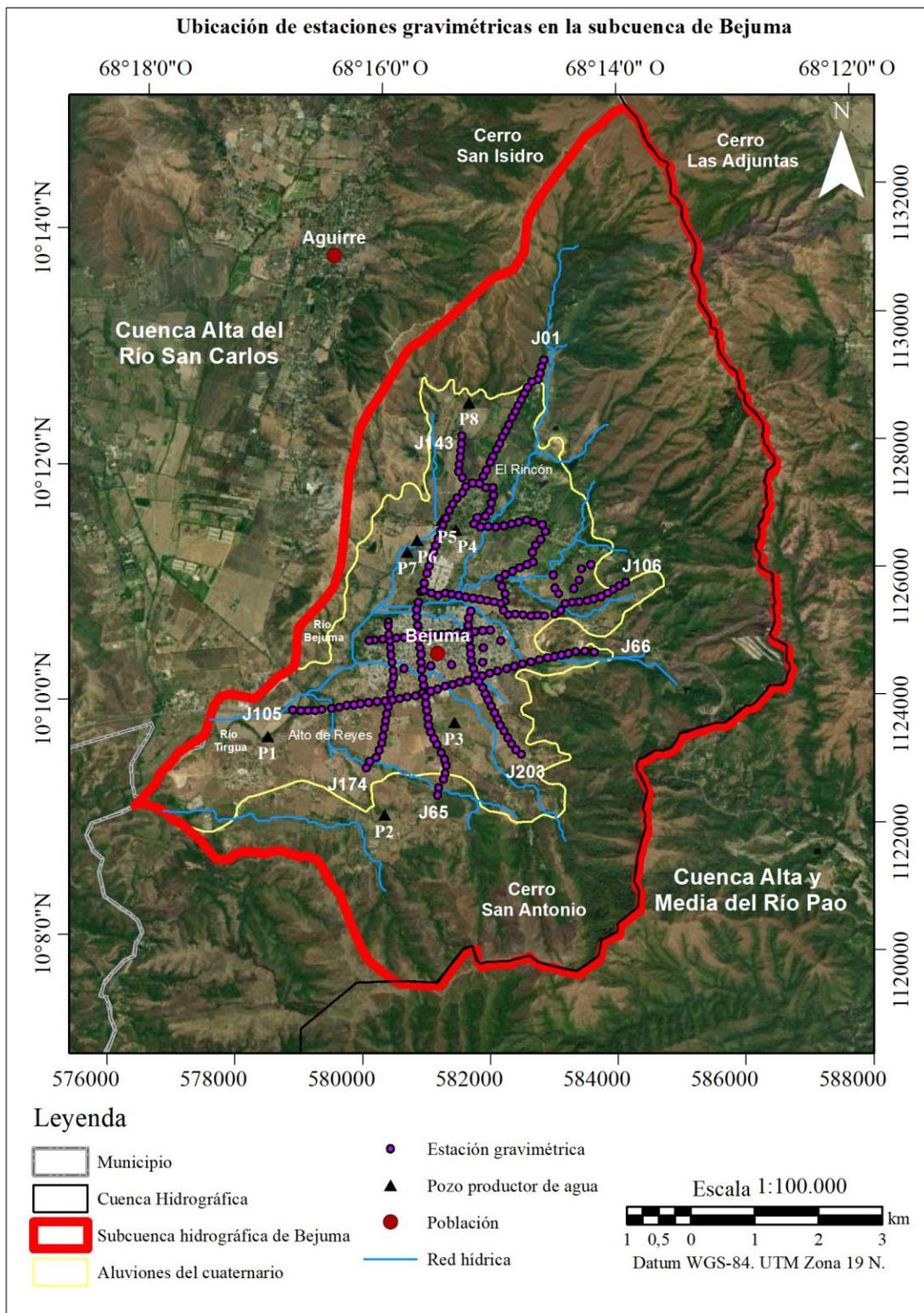


Figura 5.17 Ubicación de estaciones gravimétricas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

5.4.1 Métodos eléctricos

Se realizó un total de 15 sondeos eléctricos verticales (SEV) empleando un dispositivo tipo Wenner-Alfa (figura 5.19). Durante la adquisición se utilizaron los equipos e instrumentos presentados en la tabla 8.5A.

La presencia de pozos productores de agua en la zona de estudio representa un indicio de la existencia de sistemas acuíferos. En función de ello, de los resultados obtenidos en el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) y de la facilidad de acceso a los sitios elegidos para las mediciones, se realizaron sondeos eléctricos verticales con la finalidad de identificar las capas idóneas para la prospección de aguas subterráneas dentro de la zona de estudio. Para ello, se aplicó la metodología de adquisición presentada en la figura 5.18.

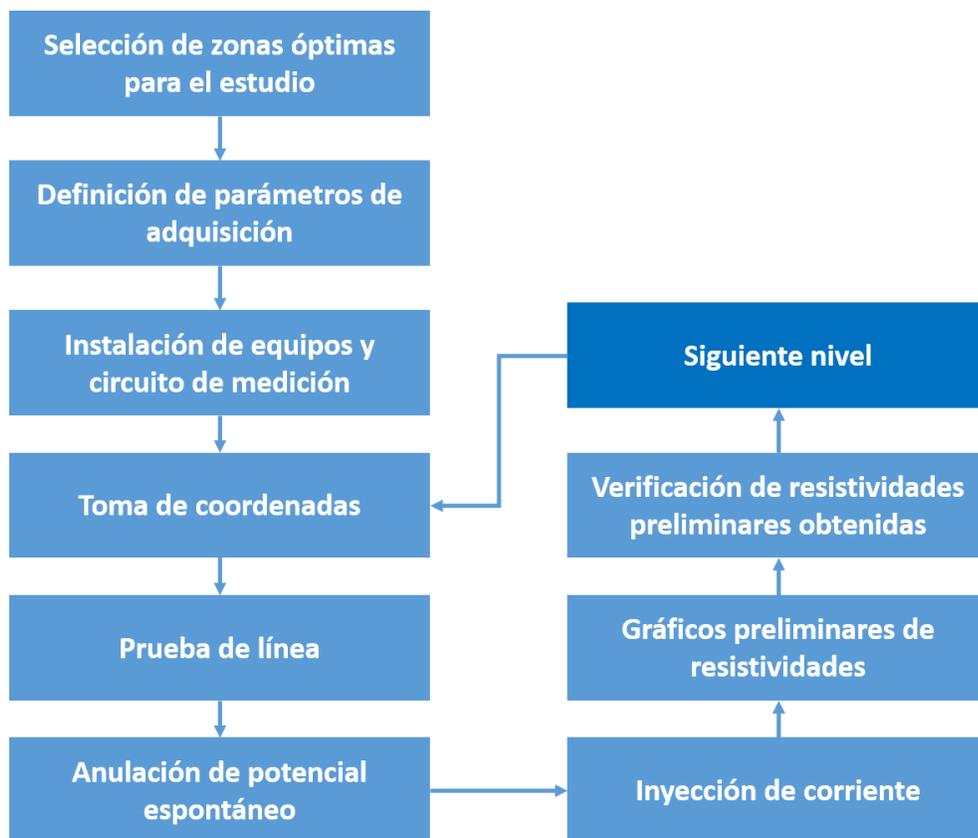


Figura 5.18 Metodología de adquisición de métodos eléctricos.

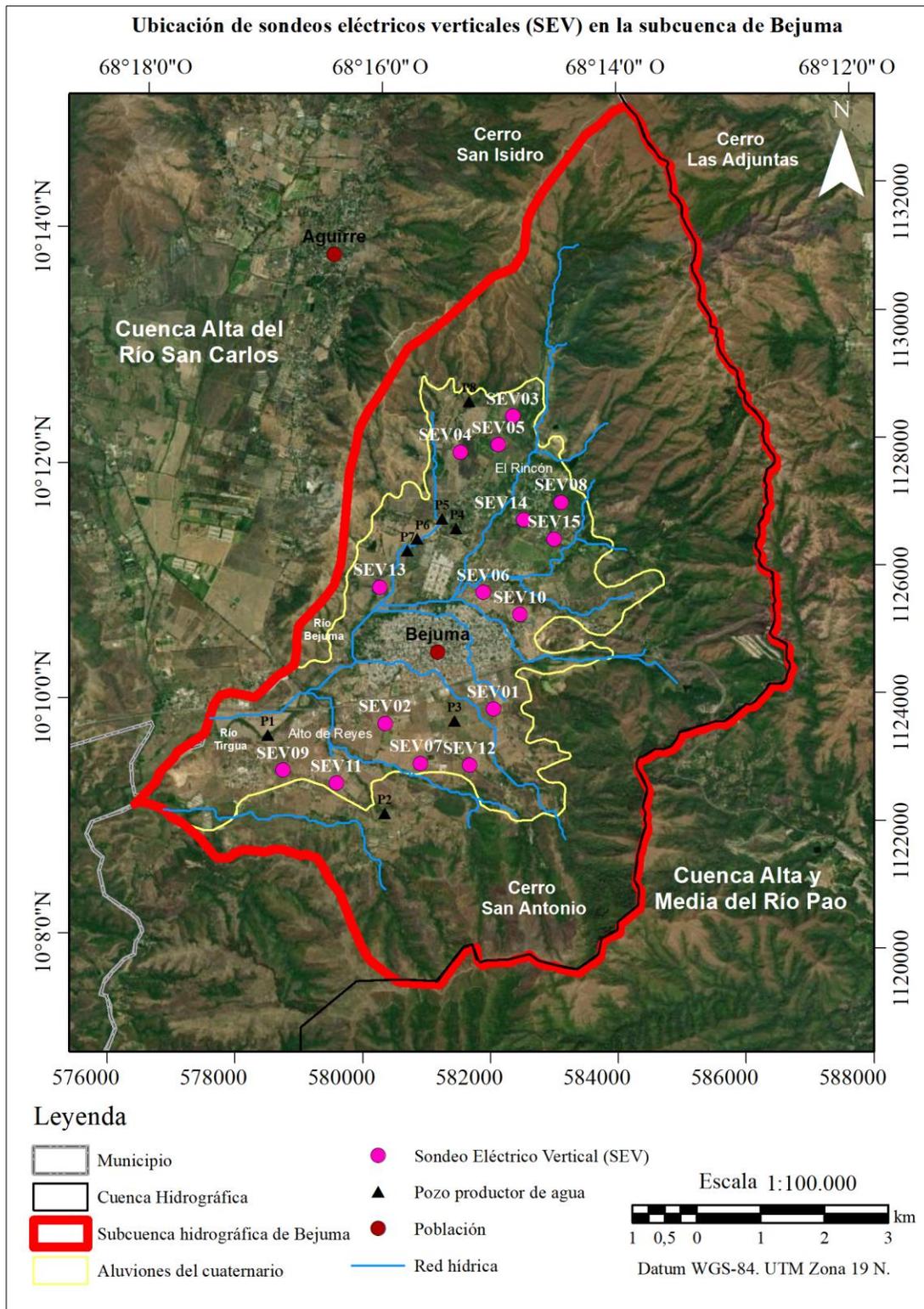


Figura 5.19 Ubicación de SEV (mapa base modificado de ESRI, 2019).

A continuación, se detalla el proceso de adquisición:

1. Definición de parámetros de adquisición: se determinaron parámetros de adquisición tales como longitud del sondeo, AB/2 mínimo y AB/2 máximo (tabla 5.10). De igual forma se definió la progresión geométrica a utilizar.

Tabla 5.10 Parámetros de adquisición de sondeos eléctricos verticales.

| Identificador | AB/2 mínimo (m) | AB/2 máximo (m) | Longitud de sondeo (m) |
|---------------|-----------------|-----------------|------------------------|
| SEV01 | 2 | 316.98 | 633.96 |
| SEV02 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV03 | | 502.38 | 1004.76 |
| SEV04 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV05 | | 502.38 | 1004.76 |
| SEV06 | | 385.005 | 770.01 |
| SEV07 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV08 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV09 | | 251.79 | 503.58 |
| SEV10 | | 199.96 | 399.9 |
| SEV11 | | 186.99 | 373.98 |
| SEV12 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV13 | | 316.98 | 633.96 |
| SEV14 | | 502.38 | 1004.76 |
| SEV15 | | 399.045 | 798.09 |

2. Instalación de equipos: se ubicaron en el terreno los electrodos AB (corriente) y MN (potencial) empleando la geometría correspondiente a un dispositivo Wenner-Alfa. Se utilizó una distancia $MN = AB/3$ y la progresión geométrica establecida.

3. Instalación del circuito: se conectó un multímetro en paralelo con el anulador de potencial con la finalidad de medir el voltaje. De igual forma, se conectó un multímetro en serie a la rectificadora y dos electrodos con el objetivo de medir el amperaje.

4. Coordenadas: una vez instalado el circuito se procedió a adquirir las coordenadas geográficas de los extremos del sondeo, el centro y la cota con un posicionador satelital.

5. Prueba de línea: se realizó con el objetivo de comprobar la continuidad del circuito.

Dicha prueba consistió en ingresar corriente en el terreno mientras la rectificadora estaba apagada para verificar si los electrodos A y B recibían corriente.

6. Potencial espontáneo: sin encender la rectificadora se anuló el potencial espontáneo, se verificó que la medida del multímetro fuera cero y se tomaron lecturas de potencial espontáneo.

7. Medición: se encendió la rectificadora inyectando corriente al terreno para obtener lecturas de corriente y voltaje. Se hicieron 4 mediciones rápidas (< 5 s) por cada distancia $AB/2$: 2 con corriente positiva y 2 con corriente negativa para disminuir la posibilidad de que se polarizara el terreno. Posteriormente se promedió el valor absoluto de las 4 mediciones.

8. Resistividad aparente: se calcularon los valores de resistividad aparente aplicando la ecuación 4.19. Estos valores se emplearon para graficar una curva de resistividad aparente. Este procedimiento permitió detectar datos anómalos y definir la necesidad de repetición de alguna medición.

Al finalizar el proceso, se midió el siguiente nivel y se realizó la conexión de los equipos a los electrodos correspondientes de acuerdo con la progresión geométrica establecida (figura 5.20).

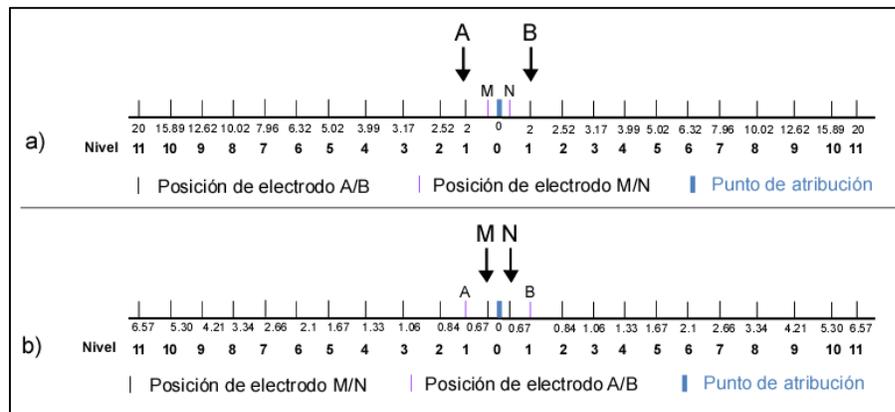


Figura 5.20 Esquema general de adquisición de SEV tipo Wenner-Alfa: a) Posición de electrodos A y B para 11 niveles b) Posición de electrodos M y N para 11 niveles.

5.4.2 Métodos sísmicos

Se realizó un total de 15 refracciones sísmicas (RS). Durante la adquisición se utilizaron los equipos e instrumentos presentados en la tabla 8.6A de la sección de apéndices. En la figura 5.22 se presenta la ubicación de las refracciones sísmicas.

Con base en los resultados obtenidos en el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) y de la facilidad de acceso a los sitios elegidos para las mediciones, se realizaron refracciones sísmicas con la finalidad de determinar las zonas saturadas. Para ello se aplicó la metodología de adquisición presentada en la figura 5.21.

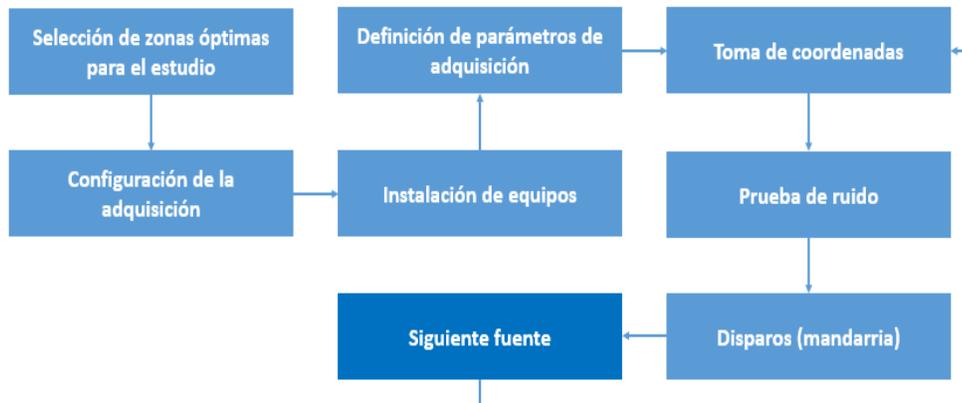


Figura 5.21 Metodología de adquisición de métodos sísmicos.

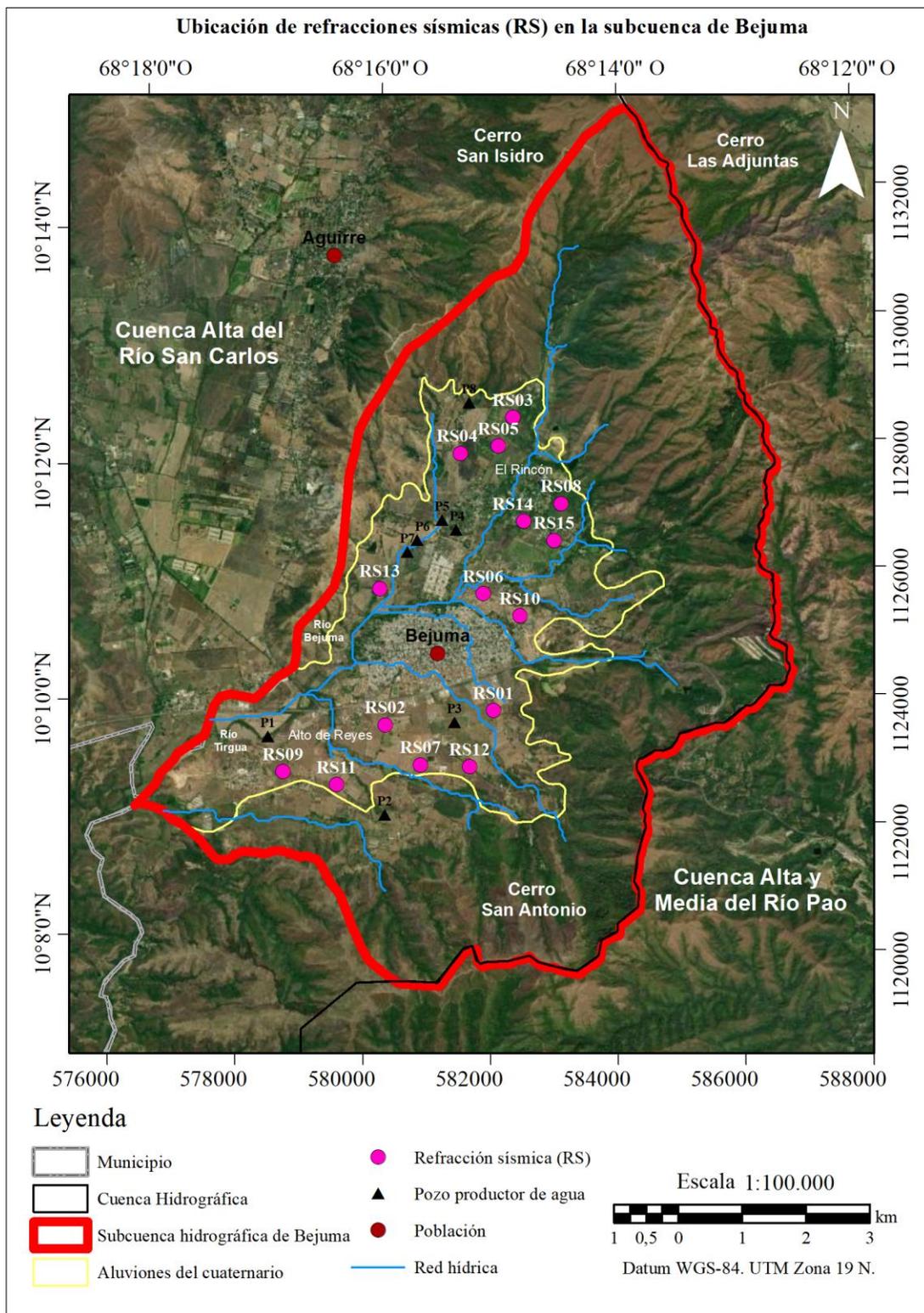


Figura 5.22 Ubicación de refracciones sísmicas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

A continuación, se detalla el proceso de adquisición:

1. Configuración de la adquisición: en función del terreno y los objetivos planteados se determinaron la longitud del tendido (200 m), distancia entre geófonos (5 m), distancia mínima fuente-receptor (2.5 m) y posición de las fuentes, las cuales inicialmente fueron de 0, 50, 100, 150 y 200 m y posteriormente se reconfiguraron a 0, 60, 100, 140 y 200 m.

2. Instalación de los equipos: se ubicaron los geófonos de acuerdo a la configuración establecida y se realizaron las conexiones pertinentes con el sismógrafo.

3. Parámetros de adquisición: en el software de adquisición (*Seismodule Control* de la empresa *Geometrics*) se configuraron los parámetros de adquisición como longitud de grabación, intervalo de muestreo, apilamiento, separación de geófonos, distancia fuente-receptor y posición de fuente (tabla 5.11 y figura 5.23).

Tabla 5.11 Parámetros de adquisición de refracciones sísmicas.

| Identificador | Longitud de la refracción (m) | Duración del registro (ms) | Intervalo de muestreo (ms) | Muestras por traza | Fuentes (m) | Apilamiento (disparos) | | |
|---------------|-------------------------------|----------------------------|----------------------------|--------------------|-------------|------------------------|-----|----|
| RS01-RS09 | 200 | 1024 | 0.5 | 2048 | 0 | 10 | | |
| | | | | | 50 | | | |
| | | | | | 100 | 5 | | |
| | | | | | 150 | 10 | | |
| | | | | | 200 | | | |
| RS10-RS15 | | | | | 0 | 10 | | |
| | | | | | | | 60 | 5 |
| | | | | | | | 100 | 10 |
| | | | | | | | 140 | |
| | | | | | | | 200 | |

4. Coordenadas: una vez instalados los equipos y configurados los parámetros se procedió a adquirir las coordenadas geográficas en cada fuente con un posicionador satelital.

5. Prueba de ruido: antes de iniciar la medición se golpearon levemente las zonas cercanas a cada uno de los geófonos para verificar su correcto funcionamiento. Los geófonos o canales defectuosos que se detectaron fueron anulados en el software.

6. Medición: se realizaron los disparos correspondientes variando la posición de la fuente hasta completar la longitud total de la refracción sísmica (figura 5.23).

Durante la adquisición de las refracciones sísmicas se utilizó un cable sísmico de 24 canales, sin embargo, solo 20 funcionaron adecuadamente. La configuración de posición de las fuentes se basó en el establecimiento de fuentes lejanas a 0 y 200 m de distancia, fuentes cercanas a 50 y 150 m y el centro de la refracción a 100 m (figura 5.23 a). Esta configuración inicial se utilizó hasta la refracción sísmica RS09, debido a que el cable sísmico presentó problemas y dejaron de funcionar 4 canales. Por tal motivo, se realizó una reconfiguración de la posición de las fuentes (figura 5.23 b) con la finalidad de trabajar con los canales disponibles manteniendo la longitud de las refracciones anteriores (0, 60, 100, 140 y 200 m).

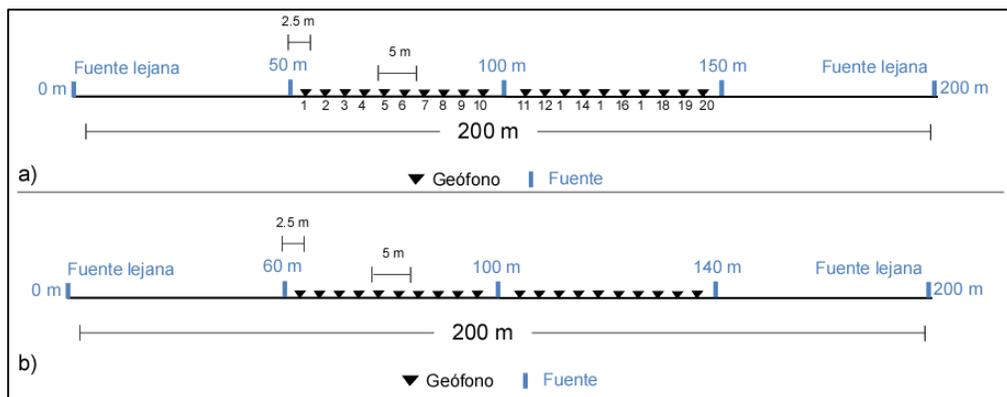


Figura 5.23 Esquema general de adquisición de refracción sísmica:
a) Refracciones RS01-RS09 b) Refracciones RS10-RS15.

5.4.3 Métodos gravimétricos

Se levantaron un total de 245 estaciones gravimétricas divididas en 6 circuitos (J01-J245) empleando un gravímetro *Scintrex CG-5 Autograv*. Las mismas fueron distribuidas a lo largo de la zona de estudio dentro de las áreas con mayor potencial para la exploración de acuíferos (figura 5.15).

En cuanto a los parámetros de adquisición, durante el levantamiento de las estaciones gravimétricas de cada circuito se tomaron lecturas de 3 ciclos en cada estación con una duración de un minuto cada una. Las estaciones tuvieron una separación de 100 m regularmente.

El levantamiento de estaciones gravimétricas se realizó con la finalidad de determinar la estructura y geometría de la subcuenca hidrográfica de Bejuma. Para ello se aplicó la metodología de adquisición presentada en la figura 5.24.

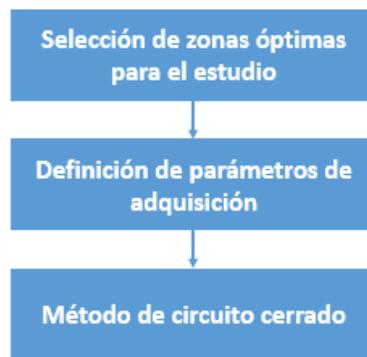


Figura 5.24 Metodología de adquisición de métodos gravimétricos.

A continuación, se detalla el proceso de adquisición:

1. Identificación de la zona de adquisición: antes de iniciar la adquisición se definieron las zonas en las que se realizaría cada circuito de adquisición, tomando en cuenta los objetivos del estudio y las zonas de interés indicadas en el mapa de zonas potenciales para exploración de acuíferos.

2. Método de circuito cerrado: las estaciones ordinarias se levantaron aplicando el método de circuito cerrado (figura 5.25). La adquisición de cada circuito inició en la estación base (Plaza Bolívar de Montalbán), continuó con el levantamiento de estaciones en la zona de estudio y concluyó con el cierre del circuito en la estación base nuevamente. En cada estación se niveló el gravímetro y se tomaron las coordenadas geográficas correspondientes.

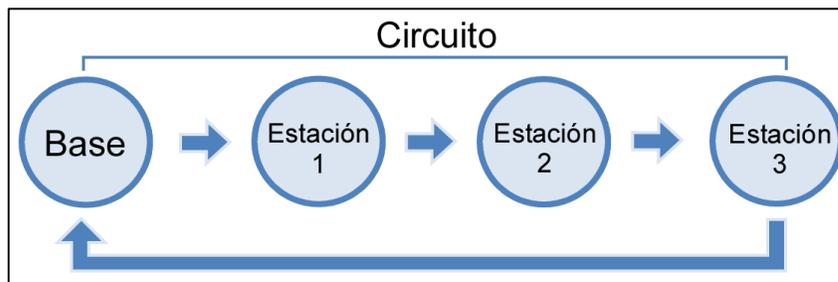


Figura 5.25 Esquema general de adquisición gravimétrica empleando el método de circuito cerrado.

5.5 Procesamiento

5.5.1 Métodos eléctricos

El procesamiento de los datos adquiridos mediante sondeos eléctricos verticales se realizó a través de los softwares Microsoft Excel e IPI2WIN. En la figura 5.26 se presenta un esquema con el procesamiento aplicado a los datos obtenidos.

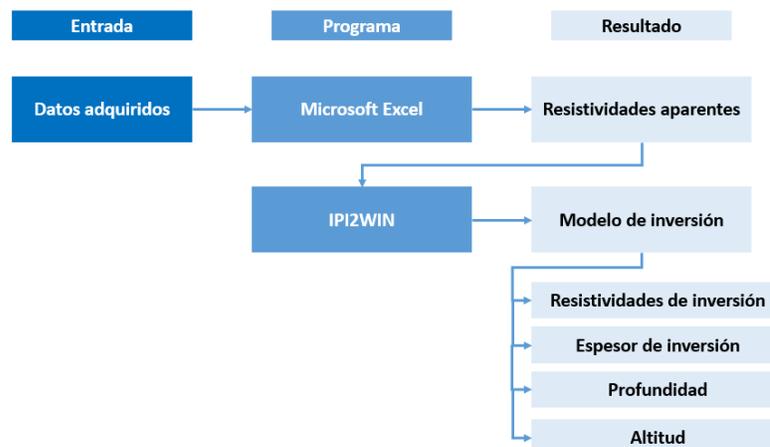


Figura 5.26 Metodología de procesamiento de métodos eléctricos.

5.5.1.1 Base de datos y cálculo de resistividades aparentes

Inicialmente se generó una base de datos en Microsoft Excel (figura 5.27) en la que se reportaron los valores de corriente, voltaje, separación entre electrodos y factor geométrico (ecuaciones 4.18 y 4.21). Posteriormente se calcularon las resistividades aparentes promediando dichos datos a través de la ecuación 4.19. Obtenidas las resistividades aparentes, se generaron gráficos de cada una de las curvas de resistividad con la finalidad de determinar el comportamiento de los valores de resistividad en el área de estudio.

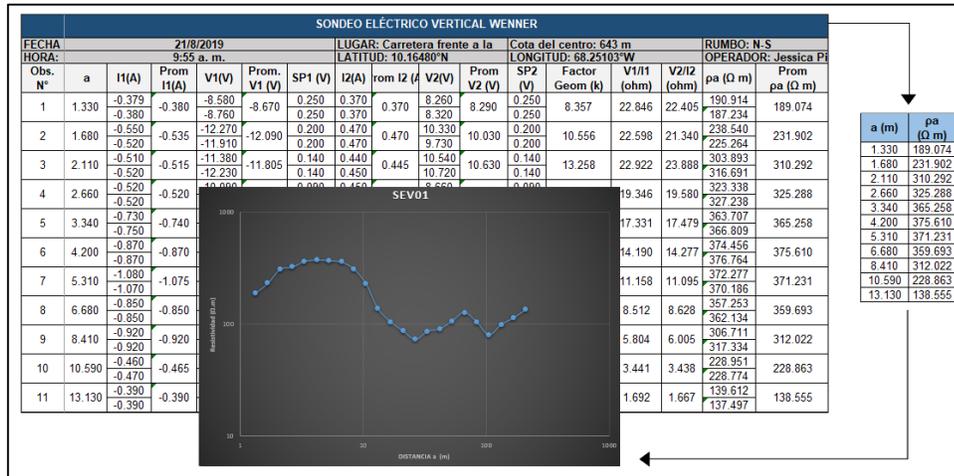


Figura 5.27 Base de datos utilizada para el procesamiento de sondeos eléctricos verticales.

5.5.1.2 Modelo de inversión

Una vez determinadas las resistividades aparentes se procesaron los sondeos eléctricos verticales empleando el software IPI2WIN. Para ello se seleccionó el tipo de dispositivo usado (Wenner-Alfa), se ingresaron los valores de separación entre electrodos (a) y las resistividades aparentes obtenidas generando simultáneamente un gráfico de resistividades en función de la separación entre electrodos (figura 5.28).

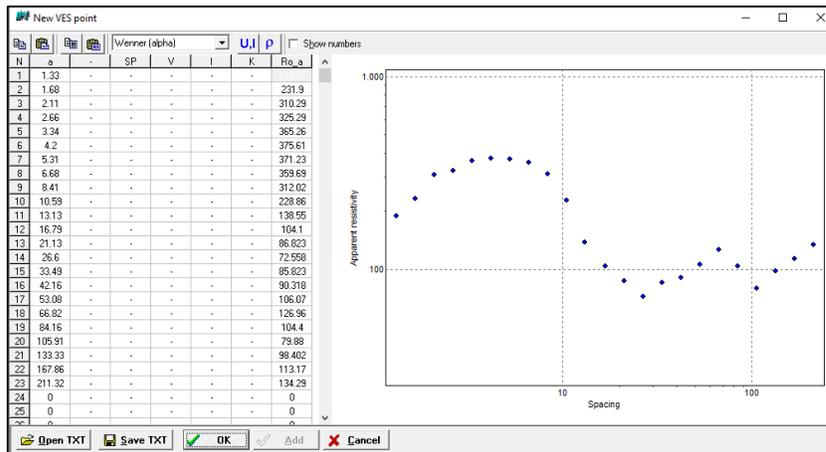


Figura 5.28 Carga de datos para el procesamiento de un sondeo eléctrico vertical.

Se ingresó la cota correspondiente al centro del sondeo eléctrico y se generó el modelo de inversión. Posteriormente, se inició el ajuste del modelo (figura 5.29). Durante este proceso se aplicaron métodos de ajuste automático y ajuste manual con la finalidad de obtener el mejor modelo de inversión con el menor porcentaje de error.

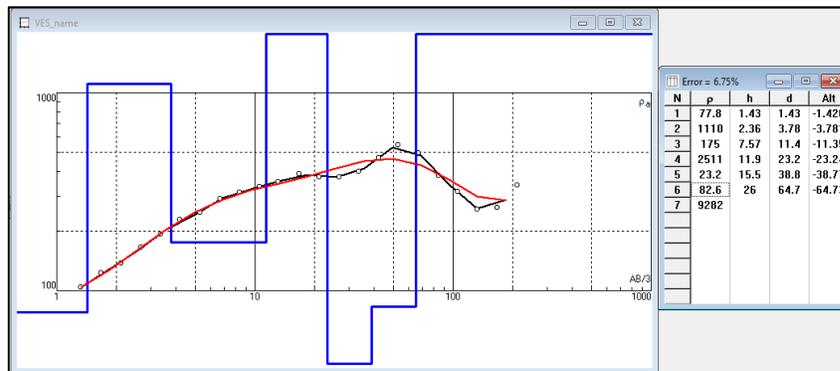


Figura 5.29 Ajuste del modelo de inversión durante el procesamiento de un sondeo eléctrico vertical.

De este modelo se obtuvieron valores que representaron el número de capas (N), la resistividad calculada por inversión (ρ), los espesores de inversión de cada capa (h), la profundidad de las capas (d), la altitud de cada interfaz con respecto al nivel del mar y la curva de resistividad correspondiente.

Se generó un total de 15 curvas de resistividad (figuras 8.20A a 8.21A), los resultados correspondientes a cada curva se presentan en las tablas 8.7A a 8.21A de la sección de apéndices.

5.5.2 Métodos sísmicos

El procesamiento de los datos adquiridos por refracción sísmica se realizó a través de los softwares Pickwin y Plotrefa del paquete Seisimager. En la figura 5.30 se presenta un esquema con el procesamiento aplicado a los datos obtenidos.

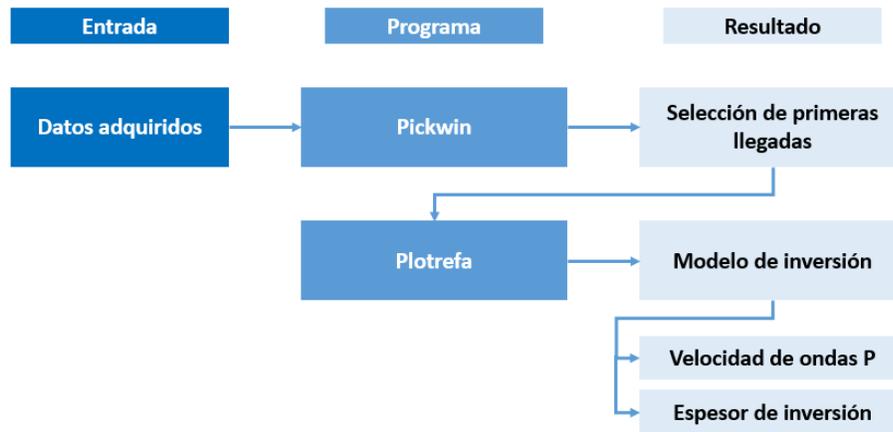


Figura 5.30 Metodología de procesamiento de métodos sísmicos.

5.5.2.1 Selección de primeras llegadas

La primera fase del procesamiento se basó en la selección de primeras llegadas. Inicialmente se cargaron los archivos en el software Pickwin y posteriormente se inició la selección de las primeras llegadas (figura 5.31). Se desplegaron todos los archivos correspondientes a cada fuente y se seleccionaron las primeras llegadas (figuras 8.22A a 8.36A de la sección de apéndices).

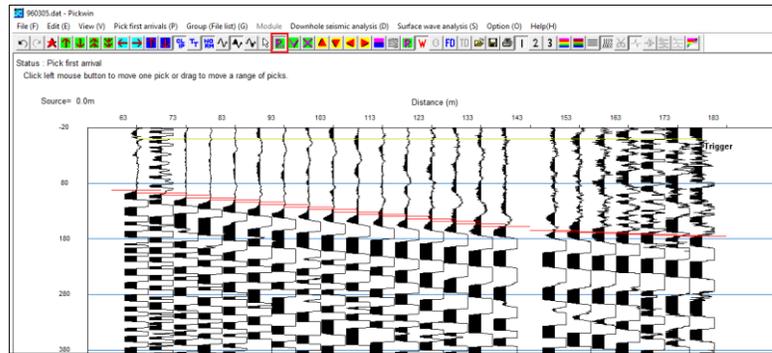


Figura 5.31 Selección de primeras llegadas de un registro sísmico.

Debido a que algunos registros se adquirieron cerca de zonas pobladas o industriales, algunas trazas se grabaron con mucho ruido, por lo cual fueron eliminadas para asegurar una selección de primera llegada más precisa. En algunos casos, incluso fue necesario eliminar los registros de fuentes lejanas.

5.5.2.2 Modelo de inversión

La segunda fase del procesamiento de refracciones sísmicas consistió en la generación del modelo de inversión. Para ello se cargaron los archivos con primeras llegadas seleccionadas en el software Plotrefa, se obtuvieron curvas distancia-tiempo (dromocrónicas) y se determinó la cantidad de capas presentes en cada curva (figura 5.32).

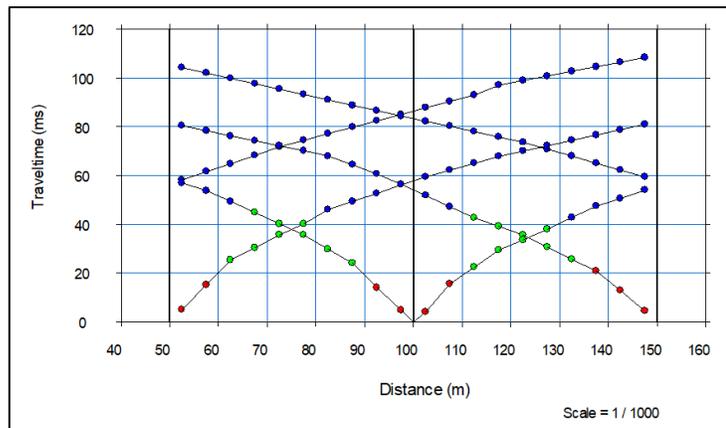


Figura 5.32 Dromocrónica con asignación de capas (diferentes colores) y selección de tiempos para cada interfaz.

Finalmente, se generó el modelo de inversión con el objetivo de determinar las velocidades de ondas P y los espesores para cada capa del subsuelo (figura 5.33). Los modelos obtenidos se presentan en las figuras 8.37A a 8.39A de la sección de apéndices y los resultados correspondientes a espesor, velocidad de ondas P y profundidad de saturación se presentan en las tablas 8.7A a 8.21A.

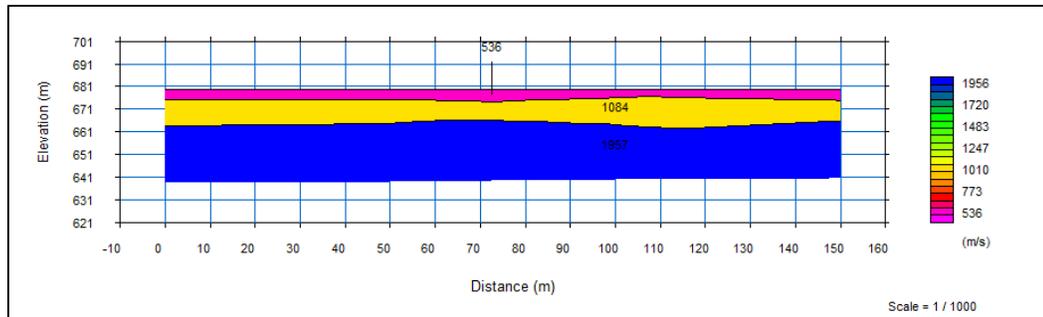


Figura 5.33 Modelo del subsuelo generado mediante inversión.

5.5.3 Elaboración de mapas a partir del procesamiento de métodos eléctricos y métodos sísmicos

Con la finalidad de facilitar la visualización y análisis de los resultados obtenidos del procesamiento de cada método, se realizaron mapas de polígonos de Thiessen (figura 6.7), resistividad (figura 6.8), profundidad (figura 6.9) y conductancia longitudinal unitaria (figura 6.10) de las capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas, así como mapas de profundidad de zonas saturadas (figura 6.12) y velocidades de onda P de la primera capa (figura 6.13).

Es menester señalar que los mapas obtenidos de los estudios geoelectrónicos y sísmicos presentados en este trabajo especial de grado solo muestran tendencias generales, puesto que únicamente fue posible la realización de 15 puntos de adquisición (figura 5.16) debido a la dificultad de acceso a algunas propiedades y al tiempo y recursos disponibles para ejecutar la adquisición.

5.5.3.1 Selección de capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas

El procesamiento de los datos de sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas permitió obtener resultados de resistividad y zonas saturadas de cada punto de adquisición (E01 a E15). En función de ello, se procedió a realizar una selección de las capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas.

Inicialmente se generó una base de datos en el software Microsoft Excel en la que se ingresó la información correspondiente a resistividad, espesor, profundidad y velocidad de cada capa de acuerdo con los resultados obtenidos del procesamiento de cada método (tablas 8.7A a 8.21A).

Es importante destacar que los resultados obtenidos por sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas pueden llegar a correlacionarse únicamente en condiciones ideales, ya que para que esto ocurra debería existir una relación perfecta entre las propiedades eléctricas y las propiedades elásticas del subsuelo. Por tanto, es posible visualizar capas litológicas, geoelectricas y geosísmicas que no necesariamente se correlacionen entre sí. Esto sin contar con que ambos métodos tienen resoluciones diferentes, por lo cual, uno de los métodos podría diferenciar mejor algunas capas. A su vez, el método sísmico de refracción no detalla capas con inversión de velocidad. Debido a ello la refracción sísmica pudiera identificar una cantidad de capas diferente al sondeo eléctrico vertical.

Adicionalmente, a pesar de que los sondeos eléctricos verticales y las refracciones sísmicas se realizaron en las mismas ubicaciones para poder establecer una mejor correlación, es preciso señalar que no existe ninguna relación directa entre la profundidad y la litología de las capas estudiadas por cada método por separado. Debido a esto, una primera capa identificada por el método eléctrico no necesariamente va a ser identificada a la misma profundidad o con el mismo espesor por el método sísmico. Por consiguiente, estas capas representan, de manera general, la respectiva

distribución en profundidad de las resistividades eléctricas y velocidades de ondas P para las diferentes rocas que conforman el subsuelo en una zona determinada.

En vista de lo anterior, se procedió a seleccionar las capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas tomando en cuenta la información correspondiente a los pozos productores de agua más cercanos, las variaciones de resistividad obtenidas por los sondeos eléctricos verticales y la saturación obtenida por refracción sísmica.

Posteriormente se seleccionaron todas las capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas que podrían contener paquetes geológicos potencialmente acuíferos y se procedió a interpretar cada resultado y a elaborar mapas que permitieran visualizarlos.

5.5.3.2 Columnas y perfiles de clasificación hidrológica

Para facilitar la visualización de los resultados obtenidos en cada punto de adquisición, se realizaron columnas litológicas empleando el software Strater 5 y la información de pozos productores de agua. Posteriormente, se crearon perfiles entre los puntos de adquisición más cercanos con la finalidad de poder identificar una posible correlación entre las litológicas litológicas (figuras 6.5 y 6.6).

5.5.3.3 Elaboración de mapa de Polígonos de Thiessen

Una vez generados los modelos de inversión de métodos eléctricos (figuras 8.20A a 8.21A) se realizó una interpretación cualitativa del tipo de curva de resistividad de acuerdo a cada modelo obtenido (tabla 5.12).

Tabla 5.12 Interpretación cualitativa de cada tipo de curva de resistividad.

| Identificador | Tipo de Curva | Identificador | Tipo de Curva |
|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SEV01 | KHKH | SEV09 | KH |
| SEV02 | AKH | SEV10 | KQH |
| SEV03 | KH | SEV11 | KQH |
| SEV04 | KQH | SEV12 | K |
| SEV05 | KH | SEV13 | HKH |

| Identificador | Tipo de Curva | Identificador | Tipo de Curva |
|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SEV06 | KHKH | SEV14 | HKHK |
| SEV07 | AKH | SEV15 | KQH |
| SEV08 | KQH | | |

Posteriormente se generaron polígonos de Thiessen para dividir y distribuir proporcionalmente la cobertura de puntos con base en los tipos de curva de cada uno de los 15 sondeos eléctricos verticales realizados en la zona de estudio. Para ello, se utilizó la herramienta *Crear Polígono de Thiessen* del software ArcMap 10.5.

Inicialmente, se generó una capa vectorial (*shape*) de puntos con la ubicación y tipo de curva asignado a cada sondeo. Luego, mediante el programa, se crearon mediatrices perpendiculares para cada borde de triángulo, formando así el mapa de polígonos de Thiessen (figura 6.7).

5.5.3.4 Mapas de resistividad, profundidad y conductancia longitudinal unitaria

Se generaron mapas de resistividades y profundidades del tope de las capas óptimas para la prospección de aguas subterráneas (figuras 6.8 y 6.9), a partir de los resultados obtenidos en los modelos de inversión de métodos eléctricos (tablas 8.7A a 8.21A). Las capas consideradas como óptimas están representadas por paquetes geológicos potencialmente acuíferos.

Posteriormente, se importaron los resultados obtenidos (tabla 8.22A) al software Surfer 16 y se interpolaron los datos correspondientes aplicando el método de mínima curvatura.

En cuanto al mapa de conductancia longitudinal unitaria, este se generó con la finalidad de determinar las zonas con mejor protección ante la contaminación en el área de estudio (figura 6.10). Para lograr esto se calculó el valor de conductancia longitudinal unitaria aplicando la ecuación 4.23 a las capas suprayacentes a la capa seleccionada como capa óptima. Una vez obtenido este parámetro (tabla 5.13), se generó una tabla

con la identificación y coordenadas correspondientes a cada SEV y se importó dicha información al software Surfer 16. Finalmente, se interpolaron los resultados correspondientes a cada parámetro a través del método de mínima curvatura.

Tabla 5.13 Conductancia longitudinal unitaria de capas suprayacentes a capa óptima.

| Identificador | Conductancia longitudinal unitaria (Siemens) | Identificador | Conductancia longitudinal unitaria (Siemens) |
|---------------|--|---------------|--|
| SEV01 | 2.48 | SEV08 | 0.18 |
| SEV02 | 0.08 | SEV10 | 0.01 |
| SEV03 | 0.013 | SEV11 | 0.07 |
| SEV04 | 0.119 | SEV13 | 0.04 |
| SEV06 | 0.05 | SEV14 | 0.09 |
| SEV07 | 0.149 | SEV15 | 1.38 |

5.5.3.5 Mapas de zonas saturadas y velocidades de ondas P de la primera capa

A partir de los resultados obtenidos en los modelos de inversión de métodos sísmicos, se seleccionaron las capas con velocidades que pudieran estar asociadas a saturación (tablas 8.7A a 8.21A) y se generaron mapas de zonas saturadas y velocidad de primera capa (figuras 6.12 y 6.13). Para ello, se importaron los resultados obtenidos (tabla 8.23A) en el software Surfer 16 y se interpolaron los datos correspondientes aplicando el método de mínima curvatura.

5.5.3.6 Modelo topográfico 3D con integración de datos de pozos y nivel freático

Este modelo se realizó con la finalidad de visualizar la ubicación y la saturación obtenida por refracción sísmica (tabla 8.23A) con los datos de pozos productores de agua ubicados en la zona de estudio (tabla 8.1A).

Empleando el software Microsoft Excel, se generaron 3 bases de datos:

- **Topografía:** esta base de datos se generó a partir de la extracción de los datos topográficos del MDE (figura 5.2) en la zona aluvional y a través del software Arcmap 10.5.

- **Saturación:** se calculó en función de los resultados obtenidos de la adquisición por refracción sísmica.
- **Litología de pozos:** esta base de datos se construyó en función de la información de pozos disponible. Se seleccionaron únicamente las capas que pudieran estar asociadas a la presencia de acuíferos, para ello se tomaron en cuenta litologías compuestas de gravas y arenas principalmente.

Una vez realizadas las bases de datos, se procedió a ingresarlas en el software Surfer 18. Posteriormente, se generó un mapa topográfico, un mapa de zonas saturadas y se proyectó la ubicación correspondiente a cada pozo empleando las herramientas *data grid* y *contours*. Luego, se superpusieron todos los mapas y puntos y, mediante la herramienta *3D View*, se generó el modelo 3D (figuras 6.14 y 6.15).

5.5.4 Métodos gravimétricos

El procesamiento de los datos adquiridos se realizó mediante los softwares Microsoft Excel y Oasis Montaj. Empleando el software Microsoft Excel se creó una base de datos en la que se reportaron las lecturas obtenidas, la hora de adquisición y la cota. Se realizó la corrección por deriva de cada circuito, se determinó la gravedad observada correspondiente a cada estación y se referenciaron todos los circuitos obtenidos con respecto a la base gravimétrica (figura 5.34).

| Identificador | Latitud (N) | Longitud (O) | Cota (m) | Lectura (mGal) | Hora (hh:mm:ss) | Lectura promedio (mGal) | Tiempo promedio (hh:mm:ss) | Tiempo (Minutos) | Tiempo relativo (s) | VARMIN | Corrección por deriva | Lectura corregida por deriva (mGal) | Lectura relativa (mGal) | Gravedad absoluta (Montalban) | Gravedad observada (mGal) |
|---------------|-------------|--------------|----------|----------------|-----------------|-------------------------|----------------------------|------------------|---------------------|-------------|-----------------------|-------------------------------------|-------------------------|-------------------------------|---------------------------|
| BASE | 10.21476 | 68.32898 | 698.00 | 3759.96 | 8:32:26 | 3759.961 | 8:33:34 | 513.566667 | 0 | 0.000112233 | 0.000000 | 3759.961 | 0.000 | 978026.235 | 978026.235 |
| | | | | 3759.962 | 8:33:35 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3759.961 | 8:34:41 | | | | | | | | | | |
| J01 | 10.21444 | 68.24375 | 690.00 | 3753.031 | 9:20:16 | 3753.031 | 9:21:24 | 561.4 | 48 | 0.000112233 | 0.005368 | 3753.037 | -6.924 | 978019.311 | 978019.311 |
| | | | | 3753.031 | 9:21:25 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3753.032 | 9:22:31 | | | | | | | | | | |
| J02 | 10.21350 | 68.24403 | 693.00 | 3752.736 | 9:37:02 | 3752.740 | 9:38:10 | 578.166667 | 65 | 0.000112233 | 0.007250 | 3752.748 | -7.213 | 978019.022 | 978019.022 |
| | | | | 3752.741 | 9:38:11 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3752.744 | 9:39:17 | | | | | | | | | | |
| J03 | 10.21259 | 68.24431 | 681.00 | 3753.233 | 9:45:47 | 3753.236 | 9:46:55 | 586.916667 | 73 | 0.000112233 | 0.008232 | 3753.245 | -6.716 | 978019.519 | 978019.519 |
| | | | | 3753.237 | 9:46:56 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3753.239 | 9:48:02 | | | | | | | | | | |
| J04 | 10.21166 | 68.24461 | 682.00 | 3753.578 | 9:55:15 | 3753.579 | 9:55:48 | 595.8 | 82 | 0.000112233 | 0.009229 | 3753.588 | -6.373 | 978019.862 | 978019.862 |
| | | | | 3753.58 | 9:56:21 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3752.989 | 10:07:45 | | | | | | | | | | |
| J05 | 10.21137 | 68.24547 | 686.00 | 3752.988 | 10:08:54 | 3752.989 | 10:08:53 | 608.883333 | 95 | 0.000112233 | 0.010698 | 3753.000 | -6.961 | 978019.274 | 978019.274 |
| | | | | 3752.99 | 10:10:00 | | | | | | | | | | |
| | | | | 3753.285 | 10:17:19 | | | | | | | | | | |
| J06 | 10.21062 | 68.26110 | 674.00 | 3753.287 | 10:18:28 | 3753.286 | 10:18:27 | 618.45 | 105 | 0.000112233 | 0.011771 | 3753.298 | -6.663 | 978019.572 | 978019.572 |
| | | | | 3753.287 | 10:18:28 | | | | | | | | | | |

Figura 5.34 Fragmento de la base de datos para el procesamiento de datos gravimétricos.

Debido a que uno de los objetivos de este estudio es modelar la geometría y la estructura de la subcuenca, el nivel de referencia fue fijado a un valor de cota representativa de las alturas obtenidas para cada estación gravimétrica (680 m). Sin embargo, es importante destacar que no se seleccionó el valor de cota mínimo de las estaciones porque al aplicar la corrección de Bouguer se eliminaría la porción de masa que se encuentra por encima del nivel de referencia y, en este caso, esto no hubiera permitido detallar con mejor definición la geometría de la subcuenca.

Por otro lado, se utilizó una densidad promedio de 2.30 gr/cm^3 , debido a que este es un valor de densidad representativo del tipo de material predominante en superficie (arcillas, arenas y gravas).

Adicionalmente, se generó un mapa topográfico utilizando el software *Oasis Montaj* para visualizar la variación de cotas asociadas a cada estación gravimétrica adquirida (figura 6.17).

En la figura 5.35 se presenta un esquema general con el procesamiento aplicado a los datos.

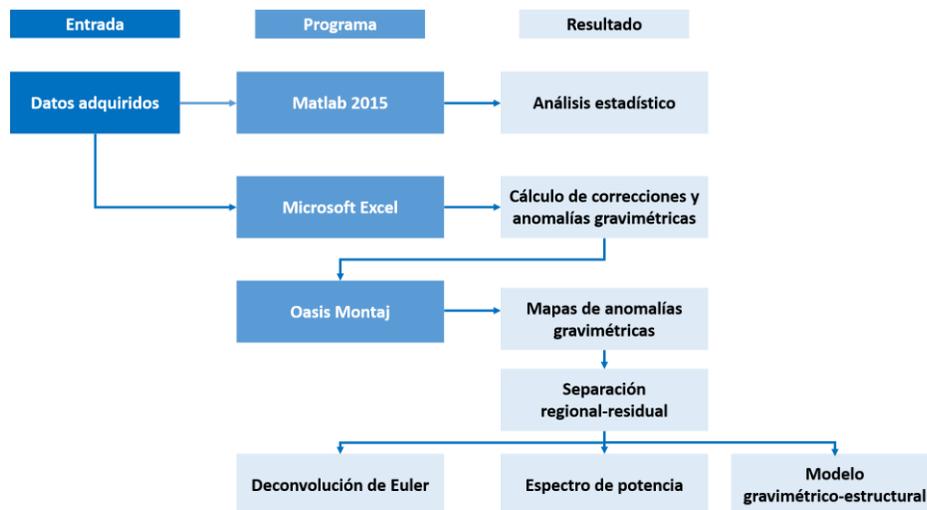


Figura 5.35 Metodología de procesamiento de métodos gravimétricos.

5.5.4.1 Análisis estadístico

Se realizó un análisis estadístico empleando el software Matlab 2015 (figura 6.16 y tabla 6.3), con la finalidad de determinar la calidad, dispersión y tendencia general de los datos de anomalía de Bouguer total a partir de la generación de histogramas de frecuencias, diagramas de caja y bigotes, gráfico normal Q-Q y medidas de tendencia central.

5.5.4.2 Correcciones gravimétricas

Se calcularon todas las correcciones gravimétricas usando las ecuaciones 4.28, 4.29 y 4.30 (tabla 8.4A). Para realizar la corrección topográfica se generó un mallado topográfico regional y uno local en el software Oasis Montaj. El mallado regional se extrajo a partir de un modelo digital de elevación (ETOPO1) del *International Center for Global Gravity Fields Models (ICGEM)* para una ventana 1° mayor a la zona de estudio. Adicionalmente, se utilizó el MDE obtenido del satélite Alos Palsar para generar el mallado local.

5.5.4.3 Anomalías gravimétricas

Aplicadas las correcciones gravimétricas, se determinaron anomalías de aire libre (figura 6.18), Bouguer simple y anomalía de Bouguer total (figura 6.19) empleando las ecuaciones 4.31 a 4.34 (tabla 8.4A). Mediante el software Oasis Montaj se generaron los mapas correspondientes a cada anomalía, aplicando el método de mínima curvatura.

5.5.4.4 Separación regional-residual

La siguiente fase del procesamiento consistió en el uso de métodos de separación regional-residual de anomalías gravimétricas (ecuación 4.35). Para efectos de este estudio, se aplicaron diversas pruebas con diferentes filtros, pero finalmente se seleccionó la continuación analítica hacia arriba (CAHA). La selección de este filtro se realizó en función de la capacidad que tiene de atenuar las anomalías residuales, representando desde cierta altura las anomalías de carácter profundo (regional).

Se realizaron varias pruebas de CAHA que abarcaron 4 mapas regionales (figuras 8.8A a 8.11A) con diferentes alturas (100, 300, 600 y 900 m) y sus correspondientes mapas de anomalía de Bouguer residual (figuras 8.12A a 8.15A). Posteriormente, se compararon las superficies obtenidas y se determinó que en los primeros dos mapas (100 y 300 m) aún podían observarse la presencia de anomalías residuales asociadas a contrastes de densidad y sedimentos. A los 600 m aún se observó un mínimo muy notable de -174 mGal. A partir de los 900 m comenzaron a opacarse estas influencias someras y a notarse la presencia del basamento, mostrando una respuesta mucho más regional. En función de lo anterior, se seleccionó la separación a 900 m (CAHA 900 m) debido a que representó el mejor ajuste geológico (figura 6.20). Finalmente se generó el mapa residual correspondiente (figura 6.21).

5.5.4.5 Espectro de potencia

El espectro de potencia se realizó utilizando el software Oasis Montaj y mediante el software Microsoft Excel y la ecuación 4.36 se aplicó el método de regresión lineal para el cálculo de las respectivas pendientes y número de onda (figura 6.22). El análisis espectral se realizó sobre el mapa de anomalía de Bouguer residual de CAHA 900 m para verificar con mayor exactitud las profundidades de las distintas interfaces asociadas a estructuras geológicas (tabla 6.4). Se seleccionó el mapa mencionado previamente debido a que, para efectos de este estudio, se requiere modelar la estructura y geometría de la subcuenca y este tipo de anomalías permite visualizar con mejor detalle los efectos de las estructuras y cuerpos geológicos más someros.

5.5.4.6 Deconvolución de Euler

Este método permitió determinar las profundidades de las diferentes fuentes someras y profundas (figura 6.23). Se realizaron varias pruebas sobre el mapa anomalía de Bouguer Residual CAHA 900 m (figuras 8.16A a 8.19A) y se seleccionó un índice estructural de 1, un tamaño de ventana correspondiente a 8 km y una tolerancia del 20% (tabla 4.15). Se seleccionó este índice porque su solución presentó las

agrupaciones que mejor representaron a las estructuras responsables de la expresión gravimétrica.

5.5.4.7 Modelado gravimétrico-estructural

Finalmente, se construyeron dos modelos gravimétrico-estructurales con base en la información geológica y geofísica disponible. Para generar dichos modelos se definieron dos perfiles con orientación SO-NE (AA' y BB') condicionados por el control geológico del área y las respuestas obtenidas a partir del mapa de anomalía de Bouguer residual (figuras 6.24 y 6.25). Ambos perfiles se trazaron sobre las zonas donde se ubican los mínimos gravimétricos, con la finalidad de identificar y modelar los principales depocentros de la subcuenca. Además, estos perfiles atraviesan algunos puntos de adquisición y pozos productores de agua para tener un control que ayude a definir la profundidad que alcanzan los sedimentos.

Para la realización de estos modelos se tomó en cuenta la densidad de las principales formaciones presentes en la zona y sus respectivos espesores (tabla 5.14). Estas densidades se determinaron a partir de los valores teóricos de densidad de las rocas presentes en cada formación (tabla 4.14) y con base en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1999).

Tabla 5.14 Parámetros para la realización de los modelos gravimétrico-estructurales.

| Unidad | Espesor (m) | Densidad (gr/cm ³) |
|---------------------------------|-------------|--------------------------------|
| Aluvión | 80 | 2.30 |
| Complejo Nirgua | 1000 | 2.70 |
| Esquisto de Las Mercedes | 1800 | 2.64 |
| Complejo San Julián | 2000 | 2.75 |
| Corteza superior | - | 2.78 |
| Corteza inferior | - | 2.79 |

Una vez definidos los valores de espesores y densidades pertenecientes a cada formación, se procedió a generar los perfiles geológicos empleando el software Oasis Montaj. Para ello, se ubicaron los perfiles en las posiciones deseadas (figura 5.36) y se

utilizó el módulo *GMSYS* para realizar el modelo gravimétrico-estructural. En este módulo se editó el perfil geológico en función a la información previamente obtenida.

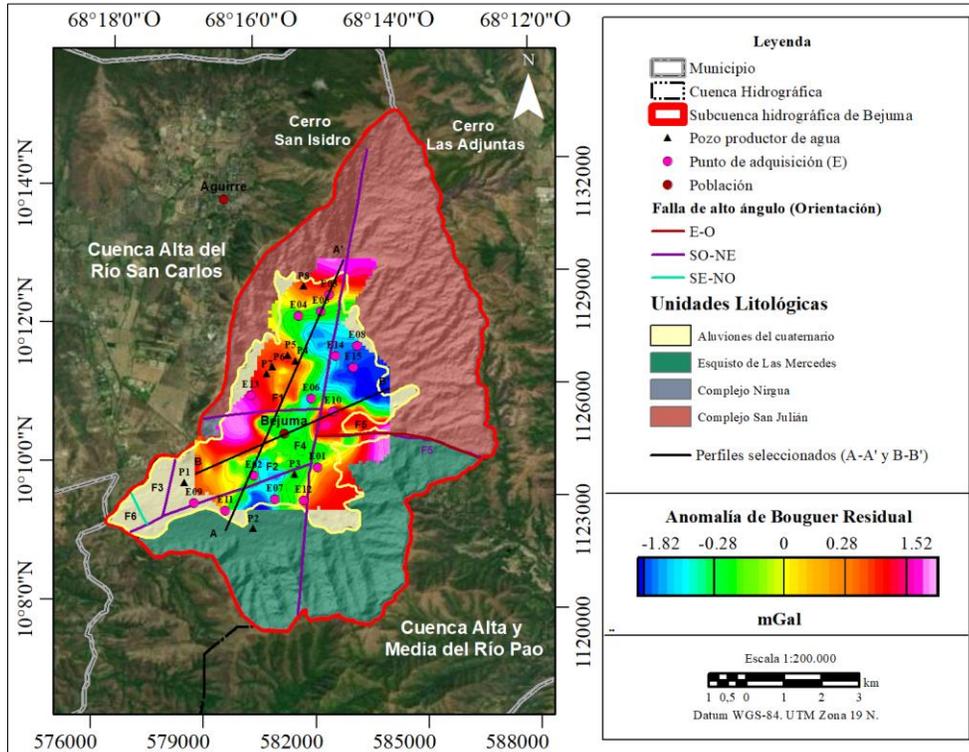


Figura 5.36 Selección de perfiles para la realización de modelos gravimétricos.

5.6 Base de datos geoespacial

Como parte de los objetivos de esta investigación, se generó una base de datos geoespacial en la que se incluyeron todas las capas temáticas y tablas realizadas. La base de datos fue creada con el software ArcMap 10.5 y cuenta con tablas de datos procesados, mapas geológicos, mapas de ubicación de estudios geofísicos, mapas temáticos usados para crear el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos, mapas de resistividades y nivel freático, entre otros (figura 5.37).

Esta base de datos geoespacial se realizó con la finalidad de facilitar el acceso a los resultados obtenidos durante este trabajo de investigación. Además, se espera que sirva de soporte para la toma de decisiones, así como de referencia e incentivo para estudios similares que se realicen en esta o en otras regiones.

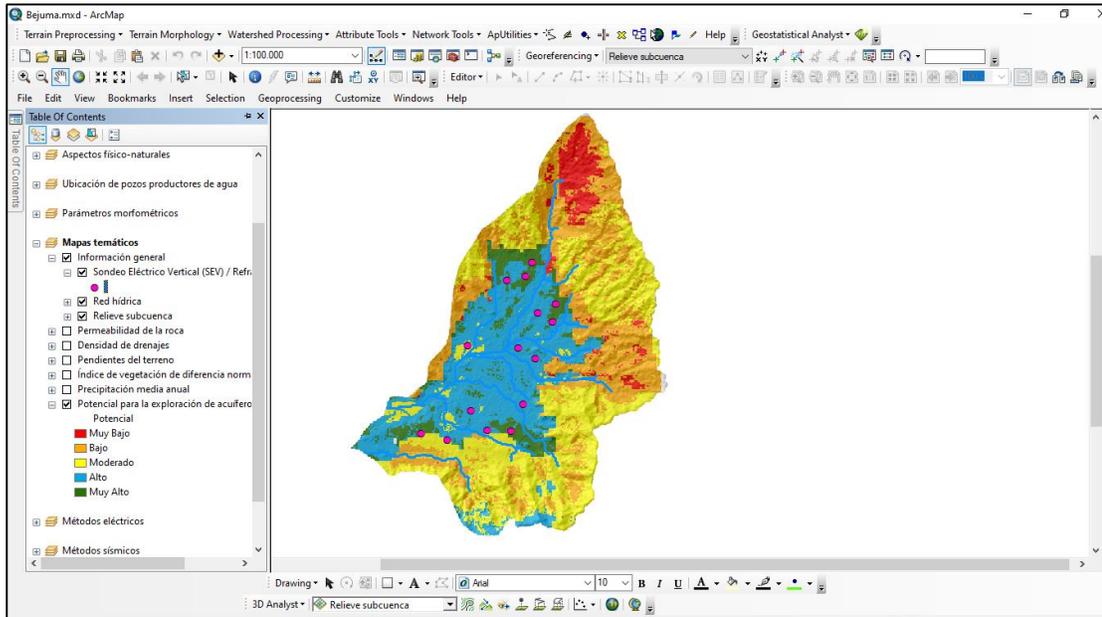


Figura 5.37 Base de datos geoespacial.

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS Y RESULTADOS

6.1 Teledetección y Sistemas de Información Geográfica

El mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 6.1) fue realizado mediante análisis multicriterio y PAJ a partir de cinco mapas temáticos diferentes (permeabilidad de la roca, densidad de drenajes, pendientes del terreno, índice de vegetación de diferencia normalizada y precipitación media anual). Se hizo un análisis integrado de todos los mapas mencionados previamente para evaluar e identificar las características que determinan las diferentes potencialidades para la exploración de acuíferos en la zona.

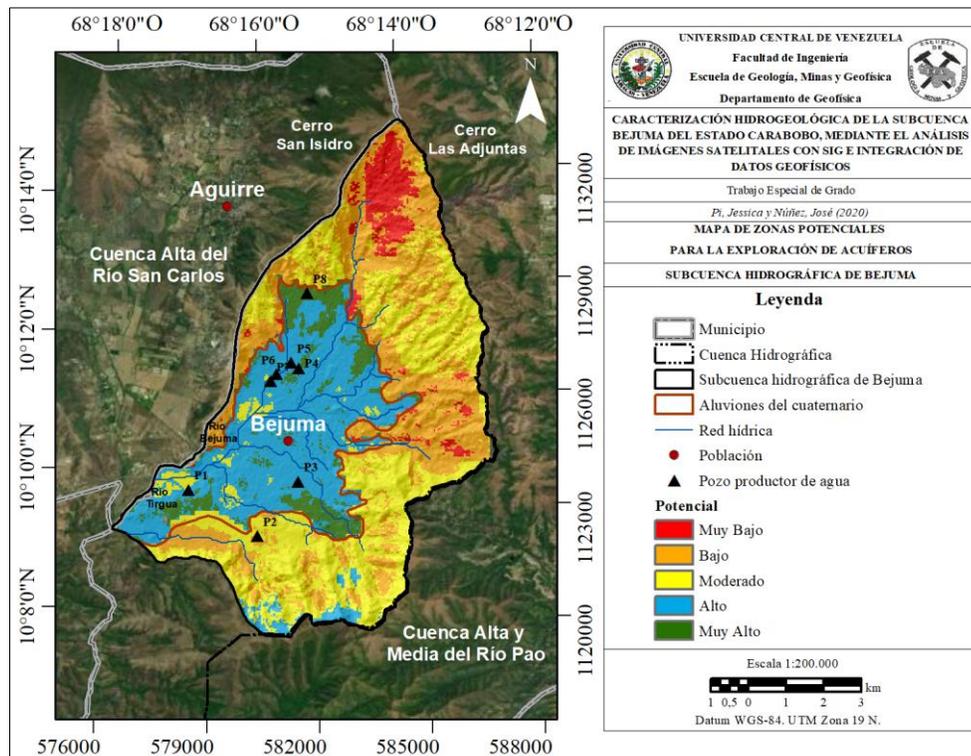


Figura 6.1 Mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos

(mapa modificado de ESRI, 2019).

6.1.1 Zona de potencial muy bajo para la exploración de acuíferos

La zona de potencial muy bajo para la exploración de acuíferos se ubica principalmente al norte. Este rango cubre el 5% del área de estudio y está influenciado por zonas impermeables, con alta densidad de drenaje, pocas precipitaciones y altas pendientes.

Al analizar el mapa de densidad de lineamientos (figura 5.6) y el mapa de permeabilidad de la roca (figura 5.8), se ha determinado que en la zona norte hay una baja densidad de lineamientos geológicos con valores que oscilan entre 0.15 y 1.48 km/km² y litologías asociadas principalmente a esquistos y granitos que pueden considerarse como zonas impermeables. La baja densidad de lineamientos geológicos en esta zona puede indicar un menor grado de fracturamiento y, por tanto, una menor probabilidad de recarga (Tapia *et al.* 2019).

En el mapa de densidad de drenajes (figura 5.10) se identifica una mayor densidad de drenajes en el norte (4.76 km/km²), lo cual podría sugerir una baja posibilidad de existencia de agua subterránea (Agarwal y Garg, 2016).

En cuanto a la influencia de la precipitación en esta zona (figura 5.13), se observan valores muy bajos que varían desde 881 a 1010 mm por año. De acuerdo con Nampak *et al.* (2014), las precipitaciones determinan la cantidad de agua que puede percolar en el sistema, siendo la principal fuente de recarga. En vista de lo anterior, esta no es una de las mejores zonas de recarga de aguas.

En el mapa de pendientes del terreno (figura 5.11) se observan valores superiores a 6.63°. Sin embargo, las pendientes más representativas se ubican a partir de 13.8°. Estos valores pudieran estar asociados a terrenos con presencia de colinas, pendientes accidentadas y muy fuertes (tabla 4.10). Con base en lo anterior y en lo establecido por Rahmati *et al.* (2015), se estima que esta zona de pendientes con un alto grado de inclinación es poco adecuada para la recarga de aguas subterráneas.

El mapa de IVDN (figura 5.12) muestra altos valores en la zona norte (0.52 – 0.75). Esto podría indicar que es una zona con una alta acumulación de humedad que beneficiaría a la recarga de aguas. Sin embargo, los demás mapas temáticos presentan características que no se relacionan con un potencial de exploración alto. Es importante mencionar que a este mapa se le asignó un peso ponderado de 4%, por lo cual no tiene una influencia tan representativa como los demás mapas.

6.1.2 Zonas de potencial bajo y moderado para la exploración de acuíferos

Los potenciales bajo y moderado para la exploración de acuíferos (figura 6.1) representan un 63% de la zona de estudio, relacionándose con áreas de baja permeabilidad, altas pendientes y valores de IVDN y precipitación intermedios.

En este caso, el mapa de densidad de lineamientos geológicos (figura 5.6) presenta valores superiores a 2.28 km/km², esta alta densidad de lineamientos geológicos es un indicativo de una buena probabilidad de recarga. Debido a que el mapa de permeabilidad (figura 5.8) se generó a partir de la densidad de lineamientos y la geología de la zona, se ha determinado que las zonas de potencial bajo a moderado pudieran estar asociadas con áreas impermeables y de baja permeabilidad.

En cuanto al mapa de densidad de drenajes (figura 5.10), predominan valores que oscilan entre 3.03 a 6.39 km/km², indicando una posibilidad moderada de recarga de agua subterránea.

La precipitación media anual en estas zonas es muy variable, ya que cubre la mayor parte de la zona de estudio (figura 5.13) con precipitaciones que varían entre 1020 a 1380 mm. Esto significa que a lo largo de la subcuenca y dependiendo de los factores previamente mencionados, existen zonas con mejor posibilidad de recarga que otras.

Las pendientes del terreno en estas zonas (figura 5.11) tienen una inclinación que varía entre 6.63 hasta 65°, presentando colinas, pendientes accidentadas, pendientes muy

fuertes y terrenos escarpados (tabla 4.10). Por lo tanto, existirán zonas con condiciones y características más favorables que otras para la recarga de aguas subterráneas.

El índice de vegetación de diferencia normalizada (figura 5.12), al igual que la precipitación (figura 5.13), presenta una gran variación asociada a la cobertura de las zonas mencionadas. Pueden observarse índices que oscilan entre 0.2 a 0.75, representados por cobertura vegetal no saludable a muy saludable. Catanha *et al.* (2014), aseveran que las zonas de mayor vigor y densidad de vegetación se asocian con la acumulación de mayor humedad en el suelo. Esto se refleja en la naturaleza baja a moderada del mapa potencial para estas zonas.

6.1.3 Zonas de potencial alto y muy alto para la exploración de acuíferos

Las zonas de potencial alto y muy alto para la exploración de acuíferos (figura 6.1), son las más importantes para fines de esta investigación, pues representan el 25% y 7% (respectivamente) de la zona de estudio y están ubicadas dentro del área aluvional. Además, su ubicación coincide con la presencia de pozos productores de agua y con la red hídrica de la subcuenca (figura 5.1).

Al analizar el mapa de densidad lineamientos geológicos (figura 5.6) se infiere que existe una baja densidad de los mismos (0.15 a 0.64 km/km²) debido a que esta zona está geológicamente compuesta por aluviones del cuaternario. A pesar de esto, al realizar el mapa de permeabilidad (figura 5.8), se asignó una mayor importancia a la información geológica debido a que los sedimentos tienen la capacidad de permitir el paso y almacenamiento de líquidos a mayor escala que las rocas ígneo-metamórficas. Por lo tanto, el mapa de permeabilidad de la roca presenta permeabilidades medias y altas en toda la zona aluvional.

La densidad de drenajes (figura 5.10) es muy variable en esta zona, oscilando entre 3.03 a 6.39 km/km² en las áreas que coinciden con un alto potencial, siendo este un buen indicio para la presencia de aguas subterráneas. En contraste, se han identificado

zonas con una densidad superior a 8.44 km/km^2 que se asocian a la red hídrica principal.

En cuanto a la precipitación media anual (figura 5.13), se observan valores que varían entre 1010 a 1380 mm, presentando mayores precipitaciones hacia el sur de la zona.

En estas zonas se observan pendientes con una inclinación de 0 a 13.8° , siendo el rango de 0 a 6.63° el más representativo (figura 5.11). Estas pendientes del terreno pueden asociarse a terrenos muy planos, planos, suaves y con presencia de algunas colinas (tabla 4.10).

El IVDN (figura 5.12) presenta muy bajos valores (-0.25 a 0.19) en las áreas asociadas a las principales poblaciones y a la actividad humana (El Rincón, Alto de Reyes y el pueblo de Bejuma). Por otro lado, la zona norte del área aluvional, presenta los mayores índices (0.19 a 0.75). Estos índices se asocian a cobertura vegetal no saludable (IVDN bajo), sana (IVDN intermedio) y muy saludable (IVDN alto).

6.2 Morfometría e hipsometría

Para caracterizar y profundizar el estudio de la subcuenca de Bejuma se ha realizado un análisis general de sus parámetros morfométricos (tabla 6.1). Este análisis indica que la subcuenca de Bejuma cubre una superficie de 72.5 km^2 y presenta una altura media de 837 m.s.n.m. con una cota máxima de 1440 m y una cota mínima de 640 m. Esta zona se caracteriza por presentar una depresión hacia el suroeste, permitiendo que los ríos fluyan en esa dirección con una pendiente promedio de 5.8%.

Los parámetros morfométricos obtenidos indican que la subcuenca de Bejuma posee una geometría ligeramente alargada ($IF = 0.37$) y oval-redonda a oval-oblonga ($K_c = 1.35$) con una superficie plana de porciones accidentadas ($R_e = 0.69$). Esto indica que la subcuenca no es muy vulnerable a inundaciones ante la ocurrencia de lluvias

intensas; sin embargo, posee una buena capacidad para concentrar volúmenes de agua moderados.

Debido a la baja pendiente de la subcuenca ($P_m = 5.8\%$ y $S_c = 0.4\%$), se puede inferir que es propensa a presentar limitaciones para descargar aguas superficiales y escorrentías. Sin embargo, el valor de densidad de drenaje obtenido ($D_d = 1.5 \text{ km/km}^2$), al ser moderado, puede facilitar la escorrentía ante posibles precipitaciones intensas.

Se ha generado una curva hipsométrica para estimar el grado de evolución de la subcuenca. En la figura 6.2 se puede observar que el 25% de la curva hipsométrica presenta una forma cóncava, mientras que el 75% restante tiene un comportamiento horizontal con tendencia a decrecer. Esto puede reflejar que la subcuenca muestra un estado de evolución avanzado en el que la mayor parte de los aportes erosivos han sido alcanzados, por lo que se encuentra en una fase de vejez (figura 4.20).

Tabla 6.1 Parámetros morfométricos de la subcuenca de Bejuma.

| Parámetro | Símbolo | Valor | Parámetro | Símbolo | Valor |
|-------------------------------|-----------|-------|--|---------|-------|
| Perímetro (km) | P | 40.6 | Factor forma de Horton | IF | 0.37 |
| Área (km^2) | A | 72.5 | Coficiente de compacidad | Kc | 1.35 |
| Longitud máxima (km) | L_{max} | 13.8 | Coficiente de circularidad | Cc | 0.55 |
| Longitud cauce principal (km) | L_{cp} | 5 | Relación de elongación | Re | 0.69 |
| Ancho de la cuenca (km) | A_c | 5.2 | Pendiente promedio (%) | P_m | 5.8 |
| Altura máxima (m.s.n.m.) | H_{max} | 1440 | Longitud total de drenajes (km) | L_n | 109 |
| Altura mínima (m.s.n.m.) | H_{min} | 640 | Densidad de drenaje (km/km^2) | D_d | 1.50 |
| Altura media (m.s.n.m.) | H_m | 837 | Número de cauces de orden 1 | N_c | 65 |
| Desnivel altitudinal (m) | D_a | 800 | Pendiente del cauce (%) | S_c | 0.4 |

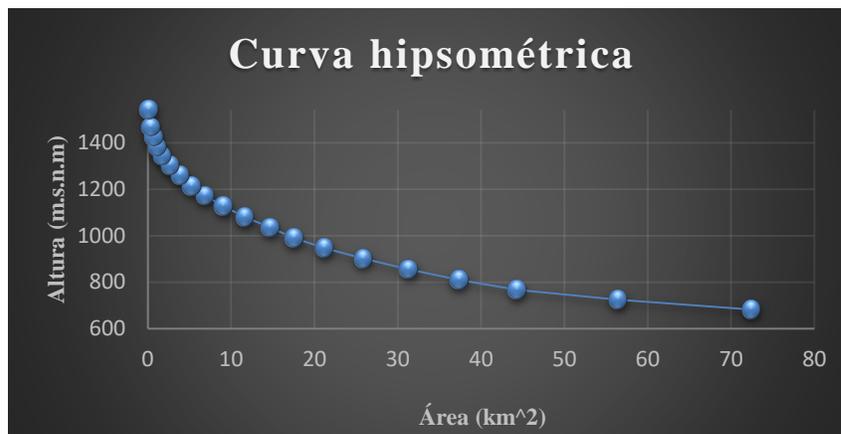


Figura 6.2 Curva hipsométrica.

6.3 Métodos geofísicos

6.3.1 Sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas

Con base en los resultados obtenidos en el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se ha analizado cada punto de adquisición (E) y se ha propuesto una litología asociada a litología de los pozos productores de agua de la zona de estudio (tabla 8.1A), la profundidad de saturación obtenida a partir de los valores de velocidad de ondas P y una clasificación de los puntos de adquisición según el índice de vulnerabilidad GOD. En la tabla 6.2 y la figura 6.3 se muestra un ejemplo del procedimiento y la clasificación litológica, y en las tablas 8.7A a 8.21A y las figuras 8.4A a 8.8A se presentan los resultados para cada punto de adquisición.

En los puntos de adquisición analizados se han asociado las capas más someras (menos de 1 m de profundidad) y de menor espesor a capas vegetales, como lo indican los registros de pozos de la zona. Estas capas suelen presentar resistividades relacionadas a gravas y arenas, pero por su poca profundidad y espesor se han descartado como acuíferos. De igual forma, estos valores de resistividad pueden deberse a terrenos húmedos o de cultivo.

6.3.1.1 Punto de adquisición E01: SEV01/RS01

Tabla 6.2 Punto de adquisición E01: SEV01/RS01.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 01 | | | Error: 6.76% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS01 | | | |
|----------------------------------|-------------------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Nivel freático: 18.41 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 89.3 | 0.66 | 0.66 | Capa vegetal | 1 | 516 | 4.41 | 4.41 |
| 2 | 2213 | 1.15 | 1.81 | Gravas | 2 | 1161 | 14 | 18.41 |
| 3 | 17.7 | 6.52 | 8.33 | Arcillas | 3 | 1887 | | |
| 4 | 374 | 21.1 | 29.50 | Arenas limosas | | | | |
| 5 | 16.2 | 33.3 | 62.80 | Gravas | | | | |
| 6 | 6178 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

*Donde N: número de capa, Ro: resistividad, h: espesor, d: profundidad, v: velocidad y N/I: no identificado.

El punto de adquisición E01 se ubica en la calle Agustín Betancourt a una elevación de 697 m.s.n.m. y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de alto potencial. En este punto de adquisición se realizó el SEV01 y la RS01 con un rumbo N26°O.

En función de la información obtenida del pozo productor de agua P3 y de las resistividades asociadas a información bibliográfica y geológica se ha identificado un contraste de resistividades entre la capa 2 (2213 ohm.m), ubicada a 0.66 m y la capa 3 (17.7 ohm.m), ubicada a 1.8 m de profundidad. Esta alta resistividad de la capa 2 podría relacionarse con la presencia de gravas y material posiblemente poroso proveniente del Esquisto de Las Mercedes. A su vez, la refracción sísmica RS01 presenta un contraste de velocidades a partir de 18.4 m (1887 m/s) que podría indicar la saturación del estrato.

La capa 4 presenta una resistividad de 374 ohm.m asociada a la presencia de posibles arenas limosas saturadas parcialmente que suprayacen a una capa con resistividad de 16.2 ohm.m (capa 5) ubicada a partir de 29.5 m de profundidad. Este contraste de resistividad en los últimos 30 m de profundidad identificados por el SEV01 podría indicar la presencia de un posible paquete geológico potencialmente acuífero completamente saturado que estaría compuesto principalmente por gravas.

Adicionalmente, se ha identificado una resistividad de 6178 ohm.m a 62.8 m de profundidad que podría dar indicios de basamento.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a una densa capa de arenas limosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento 1. Además, tomando en cuenta la litología presente, la cual comprende mayormente arenas y arcillas, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico

potencialmente acuífero podría presentar un índice de vulnerabilidad de 0.48 asociado a una vulnerabilidad media.

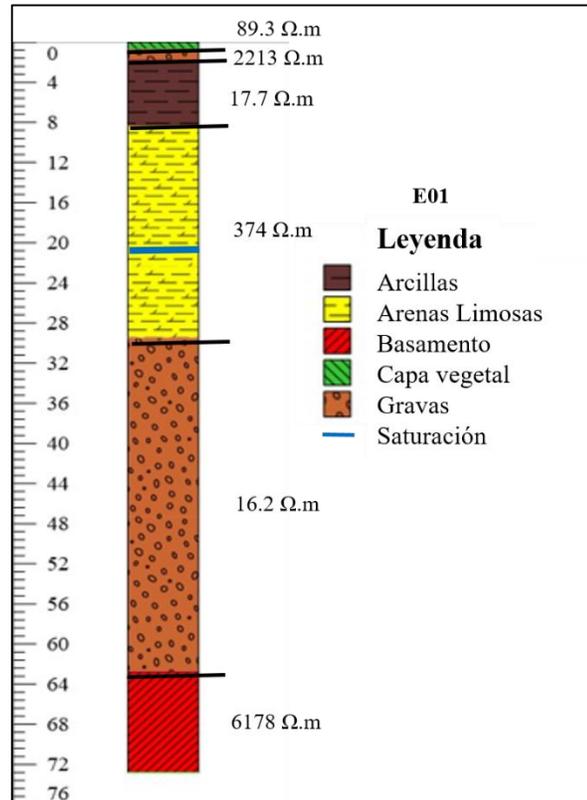


Figura 6.3 Clasificación litológica y nivel freático (E01).

6.3.1.2 Punto de adquisición E02: SEV02/RS02

El punto de adquisición E02 se ubica en la Hacienda La Fortuna a una elevación de 668 m.s.n.m., a 1 km de distancia del pozo P3 y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de alto potencial. En este punto de adquisición se realizó el SEV02 y la RS02 con un rumbo de N11°E.

En función de la información obtenida del pozo productor de agua P3 y de las resistividades asociadas a información bibliográfica y geológica se ha identificado un contraste de resistividades entre la capa 3 (1283 ohm.m), ubicada a 21.3 m y la capa 4

(28.2 ohm.m), ubicada a 40 m de profundidad. En vista de la litología presentada por el pozo más cercano, esta alta resistividad de la capa 3 podría relacionarse con la presencia de un paquete con intercalación de arenas, limos y gravas a partir de 21.3 m de profundidad.

El contraste entre la capa 3 y la capa 4 podría ser un indicio de un paquete geológico potencialmente acuífero ubicado a partir de 40.8 m de profundidad que podría contener gravas saturadas con material limoso en función de lo establecido por la información del pozo P3.

Adicionalmente, se ha identificado resistividad que podría estar asociada a basamento a 69.1 m (ohm.m).

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a paquetes de arenas acilosas, arenas, limos y gravas, por lo que se asignó un grado de confinamiento 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, la cual comprende mayormente arenas y arcillas, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.19 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.3 Punto de adquisición E03: SEV03/RS03

El punto de adquisición E03 se ubica en la vía hacia la Hacienda La Calceta a una elevación de 695 m.s.n.m., a 700 m de distancia del pozo P8, y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV03 y la RS03 con un rumbo N26°E.

En este punto de adquisición se observó un alto valor de resistividad en la capa 2 ubicada a 0.79 m que posiblemente pueda estar asociado a la presencia de gravas con intercalaciones de arcillas no saturadas y material altamente resistivo proveniente del Complejo San Julián de acuerdo con lo establecido por la información del pozo P8.

Además, el contraste de resistividad entre la capa 2 y la capa 3 podría indicar la presencia de un posible paquete geológico potencialmente acuífero a partir de 8.28 m de profundidad, el cual se encontrará saturado desde 35.76 m y se podría correlacionar con la intercalación arenas, gravas y arcillas identificadas a partir de 12 m de profundidad.

El paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra sobre una capa que podría estar asociada a basamento con un valor de resistividad de 75038 ohm.m a una profundidad de 64.6 m.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a una capa de posibles gravas arcillosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 1. Además, tomando en cuenta la litología presente, la cual comprende mayormente las gravas arcillosas mencionadas, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.7. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero podría presentar un índice de vulnerabilidad de 0.49 asociado a una vulnerabilidad media.

6.3.1.4 Punto de adquisición E04: SEV04/RS04

El punto de adquisición E04 se ubica en la carretera La Caballeriza a una elevación de 661 m.s.n.m., 790 m de distancia del pozo P8 y de acuerdo con el mapa potencial para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV04 y la RS04 con un rumbo N6°E.

En este punto de adquisición se observa una capa altamente resistiva ubicada a 0.78 m de profundidad (1766 ohm.m), la cual podría asociarse con la presencia de gravas arcillosas y materiales altamente resistivos provenientes del Complejo San Julián que no están saturados debido a que la refracción sísmica indica una saturación a partir de 20 m de profundidad.

Por su parte, la capa 3 presenta arenas y arcillas que muestran un contraste de resistividad con su capa infrayacente que podría ser indicativo de la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero ubicado entre 40 y 81.5 m de profundidad posiblemente asociado a gravas arenosas que podrían estar saturadas completamente.

De igual forma, se ha identificado basamento con una resistividad de 13160 ohm.m a 81.5 m de profundidad.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a una capa de arcillas gravosas y arenas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.168 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.5 Punto de adquisición E05: SEV05/RS05

El punto de adquisición E05 se ubica en la vía hacia la Hacienda La Calceta a una elevación de 669 m.s.n.m., a 800 m de distancia del pozo P8 y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV05 y la RS05 con un rumbo N26°E.

En este punto de adquisición se identificó un contraste de resistividades entre la capa 2 (839 ohm.m) y la capa 3 (21.8 ohm.m) que podría ser un indicio de la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero a partir de 42 m de profundidad.

La capa 2 presenta una alta resistividad que podría estar influenciada por la presencia de arenas, arcillas, material altamente resistivo proveniente del Complejo San Julián y la saturación parcial de la capa a partir de 36 m.

En contraste, la capa 3, de acuerdo con la información del pozo P8 podría presentar gravas arenosas que representen un paquete geológico potencialmente acuífero a partir de 42 m de profundidad. De acuerdo con la información obtenida por refracción sísmica la velocidad de ondas P a 1686 m/s sería un indicativo de la saturación para este punto de adquisición a partir de 36.18 m de profundidad, por lo cual el paquete geológico potencialmente acuífero podría estar completamente saturado.

Adicionalmente, se identificó una resistividad de 48236 ohm.m asociada a basamento a partir de 84 m.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a una capa de arenas, arcillas y arenas finas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.168 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.6 Punto de adquisición E06: SEV06/RS06

El punto de adquisición E06 se ubica en Las Manzanitas a una elevación de 673 m.s.n.m., a 1 km del pozo P4, de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la

exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV06 y la RS06 con un rumbo N80°O.

En este punto de adquisición se identificó un contraste de resistividades entre la capa 4 y la capa 5 que osciló entre 285 ohm.m y 14.9 ohm.m. La capa 4 presentó un paquete de 8 m de espesor asociado a la presencia de arenas gravosas y arcillas indicadas por el pozo P4 que además se encuentran parcialmente saturadas. En contraste, la capa 5 podría indicar la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero con una resistividad de 14.9 ohm.m influenciada por la intercalación de paquetes de arenas gravosas, arcillas y arcillas arenosas, el cual podría estar completamente saturado ya que la refracción sísmica RS06 indica velocidades de ondas P de 1941 m/s a partir de 8.71 m de profundidad.

En la capa 6 se puede observar una alta resistividad de 13066 ohm.m asociada a la presencia del basamento.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a una capa de arenas arcillosas, arcillas arenosas y arenas gravosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.5. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero podría presentar un índice de vulnerabilidad de 0.16 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.7 Punto de adquisición E07: SEV07/RS07

El punto de adquisición E07 se ubica en la Hacienda Doña Sira a una elevación de 687 m.s.n.m., a 840 m del pozo P3 y de acuerdo con el mapa potencial para la exploración

de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV07 y la RS07 con un rumbo N86°O.

En este punto de adquisición se identificó un contraste de resistividades entre la capa 3 (1293 ohm.m) y la capa 4 (61.3 ohm.m) que podría ser un indicio de la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero a partir de 37 m de profundidad.

La capa 3 tiene una alta resistividad asociada a la intercalación de paquetes de arenas, limos y gravas parcialmente saturadas a partir de 17 m de profundidad.

Por su parte, la capa 4 presenta una resistividad de 61.2 ohm.m que podría estar asociada a gravas que se correlacionan con lo establecido en el pozo P3, según el cual el paquete se ubica a partir de 30 m aproximadamente. Además, la refracción sísmica con una velocidad de ondas P de 2070 m/s indica que esta capa podría estar completamente saturada ya que la refracción sísmica indica saturación a partir de 17 m.

Adicionalmente, se identificó una resistividad de 42909 ohm.m asociada a basamento a partir de 78.3 m.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a una capa de arenas, limos y gravas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero podría presentar un índice de vulnerabilidad de 0.192 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.8 Punto de adquisición E08: SEV08/RS08

El punto de adquisición E08 se ubica en la Finca Herrera a una elevación de 696 m.s.n.m. y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV08 y la RS08 con un rumbo N37°E.

Este punto de adquisición se correlacionó con los puntos E14 y E15 ya que no se encuentra cerca de ningún pozo productor de agua.

Se identificó un contraste de resistividad entre la capa 3 (253 ohm.m) y la capa 4 (52.6 ohm.m) posiblemente asociado a una intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa. Debido a que la capa 3 está parcialmente saturada según la refracción sísmica RS08 (30.16 m), no se tomó como el mejor prospecto. En contraste la capa 4 indica una resistividad de 52.6 ohm.m asociada al mismo material suprayacente que además podría estar completamente saturado y sugerir la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero.

Adicionalmente, se identificó una resistividad de 41014 ohm.m a partir de 92.3 m de profundidad que está asociada a basamento.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a paquetes con intercalación de arcillas, arenas gravosas, arcillas arenosas y gravas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.168 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.9 Punto de adquisición E09: SEV09/RS09

El punto de adquisición E09 se ubica en Alto de Reyes a una elevación de 634 m.s.n.m., a 560 m del pozo P1 y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en el límite entre zonas de potencial muy alto y moderado. En este punto de adquisición se realizó el SEV09 y la RS09 con un rumbo N34°E.

Se ha identificado un contraste de resistividades entre la capa 2 y la capa 3 que podría indicar la presencia de un paquete geológico potencialmente acuífero. La capa 2 podría contener gravas parcialmente saturadas a partir de 8.29 m de profundidad según la velocidad de ondas P identificada por la RS09 (1775 m/s).

Por otro lado, la capa 3 se ha correlacionado con la información litológica del pozo P1, la cual indica la presencia de un posible paquete de arenas de 27 m de espesor, ubicado a partir de 31 m de profundidad que podría estar completamente saturado y representar el paquete geológico potencialmente acuífero en esta zona.

En cuanto al basamento, este se ubica a 59 m de profundidad y está influenciado por una alta resistividad de 11609 ohm.m. Además, esta capa asociada a basamento puede observarse en el pozo P1 a partir de 50 m de profundidad.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a un paquete de arenas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 1. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.7. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.56 asociado a una vulnerabilidad alta.

6.3.1.10 Punto de adquisición E10: SEV10/RS10

El punto de adquisición E10 se ubica en la manga de coleo de Bejuma a una elevación de 676 m.s.n.m. y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV10 y la RS10 con un rumbo N87°O.

El pozo productor de agua más cercano a este punto se ubica aproximadamente a 2 km de distancia por lo que se correlacionó con el punto de adquisición más cercano, es decir, el punto E06.

Se identificó una capa de alta resistividad asociada a arena no saturada a 0.7 m de profundidad (Capa 2) y a partir de la capa 3 se determinó un contraste de resistividades entre 255 y 21 ohm.m posiblemente asociado a la presencia de arenas gravosas con arcillas no saturadas a partir de 2.6 m de profundidad (Capa 3) y a una intercalación entre arenas gravosas, arcillas y arcillas arenosas completamente saturadas en la capa 4 que podrían presentar un paquete geológico potencialmente acuífero a partir de 21.3 m de profundidad, lo cual es coherente con las velocidades de ondas P obtenidas por refracción sísmica, según las cuales podría existir saturación en esta zona a partir de 29.2 m de profundidad.

Por otro lado, el basamento podría ubicarse a partir de 49.3 m de profundidad ya que presenta una resistividad de 26488 ohm.m.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a paquetes arenas, arenas gravosas y arcillas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 1. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.5. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.6. En

vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.30 asociado a una vulnerabilidad media.

6.3.1.11 Punto de adquisición E011: SEV11/RS11

El punto de adquisición E11 se ubica en Alto de Reyes a una elevación de 681 m.s.n.m. y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial moderado. En este punto de adquisición se realizó el SEV11 y la RS11 con un rumbo N49°O.

En el punto de adquisición E11 se identifica un paquete geológico con potencial acuífero a partir de 71 m de profundidad, con una resistividad de 322 Ω .m y un espesor indeterminado (tabla 8.17A). Es importante mencionar que para que en un SEV se pueda identificar un paquete geológico a esta profundidad, este debe presentar un espesor considerable. Adicionalmente, existe un segundo paquete con potencialidad acuífera a 21.8 m de profundidad, con un espesor de 49.2 m y una resistividad de 62 Ω .m.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero no se encuentra confinado ya que infrayace a paquetes de arenas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 1. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.7. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.49 asociado a una vulnerabilidad media.

6.3.1.12 Punto de adquisición E12: SEV12/RS12

El punto de adquisición E12 se ubica en Banco Largo a una elevación de 670 m.s.n.m., a 750 m del pozo P3, y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración

de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV12 y la RS12 con un rumbo N54°O.

Los resultados del SEV12 (tabla 8.18A) no presentan valores que puedan asociarse a algún paquete geológico potencialmente acuífero a pesar de que se ubica en una zona de muy alta potencialidad para la exploración de acuíferos. De igual forma, la RS12 no presenta valores que indiquen saturación (figura 8.6A).

La discrepancia entre los estudios geofísicos y el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos puede deberse a la cercanía de este punto de adquisición con el afloramiento del Esquisto de Las Mercedes. Además, el SEV12 es el sondeo eléctrico vertical con mayor porcentaje de error (20%).

Es importante mencionar que también existe una incompatibilidad entre los estudios geofísicos debido a que la refracción sísmica indica que a partir de 15.3 m de profundidad hay una velocidad de onda P de 963 m/s asociada a material no consolidado. En contraste, el SEV12 indica que el basamento podría encontrarse a partir de 6.8 m de profundidad.

6.3.1.13 Punto de adquisición E13: SEV13/RS13

El punto de adquisición E13 se ubica en la Finca La Caracara a una elevación de 661 m.s.n.m., a 700 m del pozo P7 y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial moderado. En este punto de adquisición se realizó el SEV13 y la RS13 con un rumbo N85°O.

En este punto de adquisición puede observarse un contraste de resistividad entre la capa 3 y la capa 4 que oscila entre 261 ohm.m y 37.7 ohm.m. La baja resistividad de la capa 4 puede deberse a la intercalación con arcillas de los paquetes de arenas y gravas presentados en el pozo P7. Adicionalmente, la refracción sísmica RS13 indica una

saturación a partir de 4.91 m lo cual sugiere que la capa 4 podría estar completamente saturada y representar un paquete geológico potencialmente acuífero.

Por otro lado, a 59.9 m de profundidad se ha identificado una alta resistividad asociada a basamento.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a paquetes de arcillas y arenas arcillosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.9 En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.216 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.14 Punto de adquisición E14: SEV14/RS14

El punto de adquisición E14 se ubica en la Hacienda Las Manzanas a una elevación de 694 m.s.n.m., a 1 km del pozo P4, y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en el límite entre zonas de potencial alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV14 y la RS14 con un rumbo N88°O.

En este punto de adquisición se ha identificado una resistividad de 307 ohm.m que se correlaciona con la intercalación de arcillas, arenas gravosas y arcillas arenosas del pozo P4. Además, esta capa podría estar completamente saturada ya que la velocidad de ondas P de la RS14 indica saturación a partir de 18.4 m. En vista de lo anterior, este podría ser un paquete geológico potencialmente acuífero.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a paquetes de arcillas y arcillas arenosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología

presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.8. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.192 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.15 Punto de adquisición E15: SEV15/RS15

El punto de adquisición E15 se ubica en la agropecuaria Mala Ranch a una elevación de 691 m.s.n.m. y de acuerdo con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 5.15) se encuentra en una zona de potencial muy alto. En este punto de adquisición se realizó el SEV15 y la RS15 con un rumbo N79°O.

Debido a que este punto de adquisición no se encuentra cerca de ningún pozo productor de agua, se correlacionó con el punto de adquisición E14.

En este punto puede observarse un contraste de resistividad entre la capa 2, asociada a arcillas arenosas no saturadas y la capa 3, asociada a la intercalación entre arcillas, arenas gravosas y arcillas arenosas. Esta capa 3 podría estar saturada a partir de 22.2 m de profundidad según la refracción RS15, por lo cual no representaría el mejor prospecto.

En contraste, la capa 4 presenta una resistividad de 33.6 ohm.m asociada a la misma intercalación de materiales que su capa suprayacente y podría estar completamente saturada por lo que puede contener un paquete geológico potencialmente acuífero.

El paquete geológico potencialmente acuífero suprayace a una capa de resistividad 1663 ohm.m que podría estar asociada a basamento.

Al aplicar el método GOD para definir la vulnerabilidad del punto de adquisición se tomó en cuenta que el paquete geológico potencialmente acuífero se encuentra semiconfinado ya que infrayace a intercalaciones entre arcillas, arenas gravosas y

arcillas arenosas, por lo que se asignó un grado de confinamiento de 0.4. Además, tomando en cuenta la litología presente, se determinó una ocurrencia del sustrato suprayacente de 0.6. Finalmente, considerando la distancia al nivel del agua subterránea, se asignó un valor de 0.7. En vista de lo anterior, este paquete geológico potencialmente acuífero presentó un índice de vulnerabilidad de 0.168 asociado a una vulnerabilidad baja.

6.3.1.16 Clasificación de acuíferos propuestos según el método GOD

En líneas generales, los resultados previamente analizados indican que podría existir un acuífero que se extienda por todo el valle representado por un paquete de gravas saturadas que generalmente se localizan a partir de 30 m de profundidad y que han reflejado importantes contrastes de resistividad con sus capas suprayacentes producidos por el material, la saturación y la disminución en la diferencia de potencial durante la adquisición.

En función de los resultados reportados en la sección anterior se infiere que existen 14 puntos de adquisición que indican posibles paquetes geológicos potencialmente acuíferos.

El paquete geológico potencialmente acuífero del punto de adquisición E09 presenta una baja vulnerabilidad debido a las condiciones litológicas y a la distancia del agua subterránea que presenta. Debido a esto, este punto de adquisición podría tener muy baja protección ante posibles contaminantes.

Los puntos de adquisición E03, E11, E01 y E10 presentan índices de vulnerabilidad medios asociados a la presencia de estratos no confinados que suprayacen a los paquetes geológicos potencialmente acuíferos y cuyo espesor y distancia del nivel de agua podrían beneficiar en la protección del paquete acuífero.

Los puntos de adquisición E04, E05, E08, E14, E15, E13, E06 y E07 cumplen con las características suficientes para presentar paquetes geológicos potencialmente acuíferos con una baja vulnerabilidad, ya que se encuentra semiconfinados por estratos compuestos de materiales más finos que podrían dificultar la contaminación del paquete.

En general, los puntos analizados demuestran que podría existir una menor vulnerabilidad de los paquetes geológicos potencialmente acuíferos ubicados hacia el norte de la zona aluvional y un incremento de la vulnerabilidad hacia el suroeste cerca de Alto de Reyes. En la figura 6.4 se presenta el mapa de zonas potenciales para exploración de acuíferos con la clasificación de acuíferos según el método GOD.

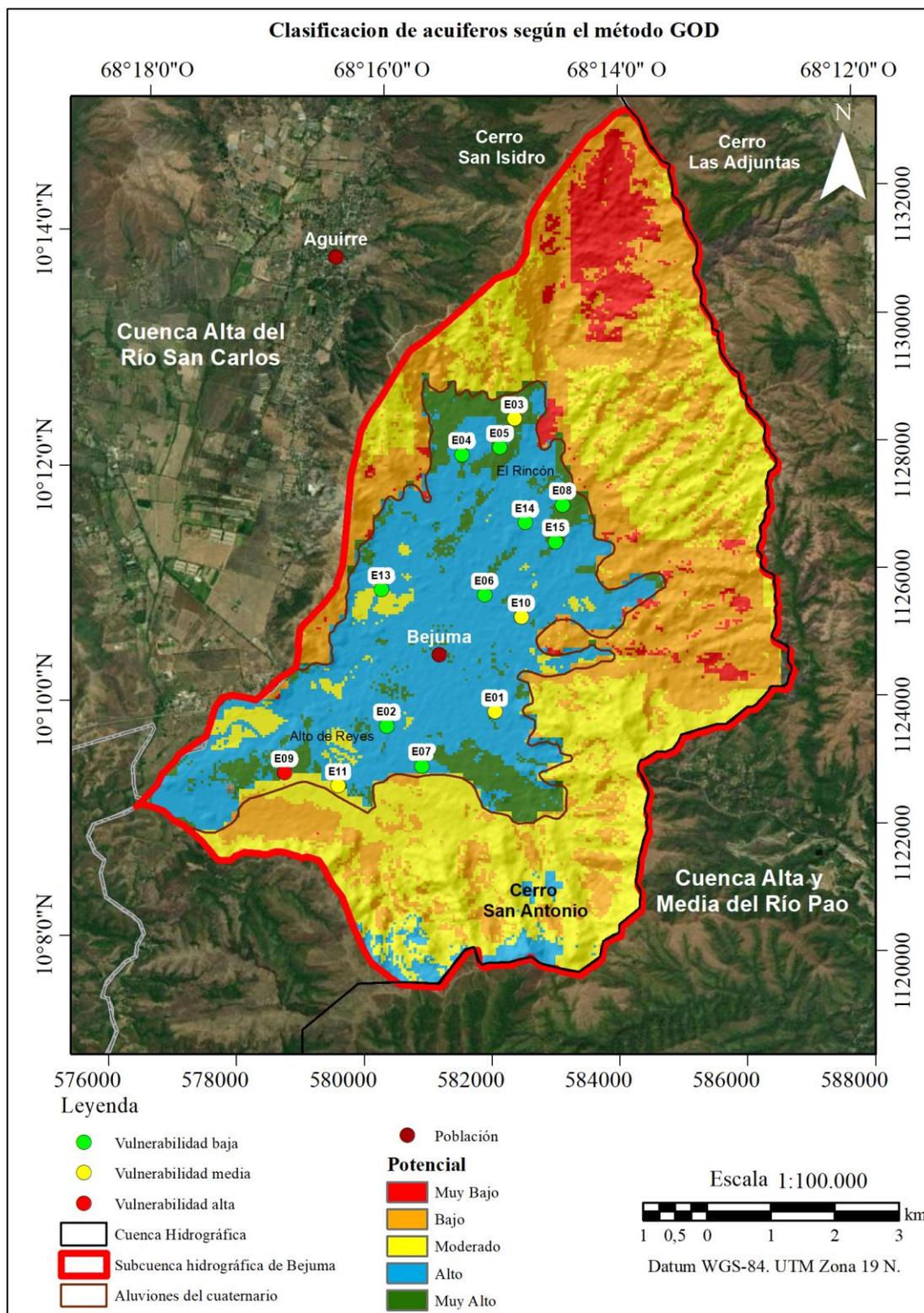


Figura 6.4 Clasificación acuíferos propuestos según el método GOD
(mapa base modificado de ESRI, 2020).

6.3.1.1 Perfiles de clasificación litológica

Se han realizado perfiles con las columnas litológicas para poder estudiar la correlación entre las distintas capas propuestas (figuras 6.5 y 6.6).

El perfil 1 se ubica al norte de la zona aluvional y está conformado por los sondeos eléctricos verticales SEV04, SEV05 y SEV03. Por su parte, el perfil 2 abarca los sondeos eléctricos verticales SEV06 y SEV10.

En el perfil 1 se observa una variación en la profundidad del basamento, lo que indica que el basamento disminuye a lo largo de los 503 m de distancia que hay entre el SEV05 y el SEV03. Debido a que los SEV03 y SEV04 se encuentran más cerca del afloramiento del Complejo San Julián, es de esperar que exista una disminución de la profundidad de basamento hacia esas zonas. Adicionalmente, se ha determinado que en los 3 sondeos eléctricos verticales existen paquetes geológicos potencialmente acuíferos asociados a la presencia de gravas con posibles intercalaciones de arenas y arcillas saturadas a partir de 30 m aproximadamente.

En el perfil 2 existe un incremento de la profundidad al basamento hacia el SEV06. Además, se identifican paquetes geológicos potencialmente acuíferos asociados principalmente a la presencia de gravas a partir de 14 m de profundidad.

El perfil 3 se ubica al sur de la zona aluvional y está conformado por los sondeos eléctricos verticales SEV09, SEV11, SEV02, SEV07, SEV12 y SEV01. En cuanto al perfil 4, este se ubica al noreste de la zona aluvional y comprende los sondeos eléctricos verticales SEV15, SEV14 y SEV08.

De acuerdo a lo establecido por el perfil 3 existe una buena correlación en esta zona, ya que en ella se determinaron paquetes geológicos potencialmente acuíferos asociados a grava y ubicados a partir de 30 m de profundidad. Adicionalmente, se identificaron paquetes de arenas a partir de aproximadamente 2 m de profundidad con mayor

contenido de arcillas en los SEV02, SEV07, SEV12 y SEV01. En contraste, los SEV09 y SEV11 contienen principalmente material arenoso, por lo cual podrían presentar vulnerabilidades más altas.

En el perfil 4 se evidencia la presencia de paquetes geológicos potencialmente acuíferos con intercalaciones de arenas, gravas y arcillas. Adicionalmente, se diferencia la profundidad del basamento hacia los sondeos SEV08 y SEV15, superando 90 m de profundidad.

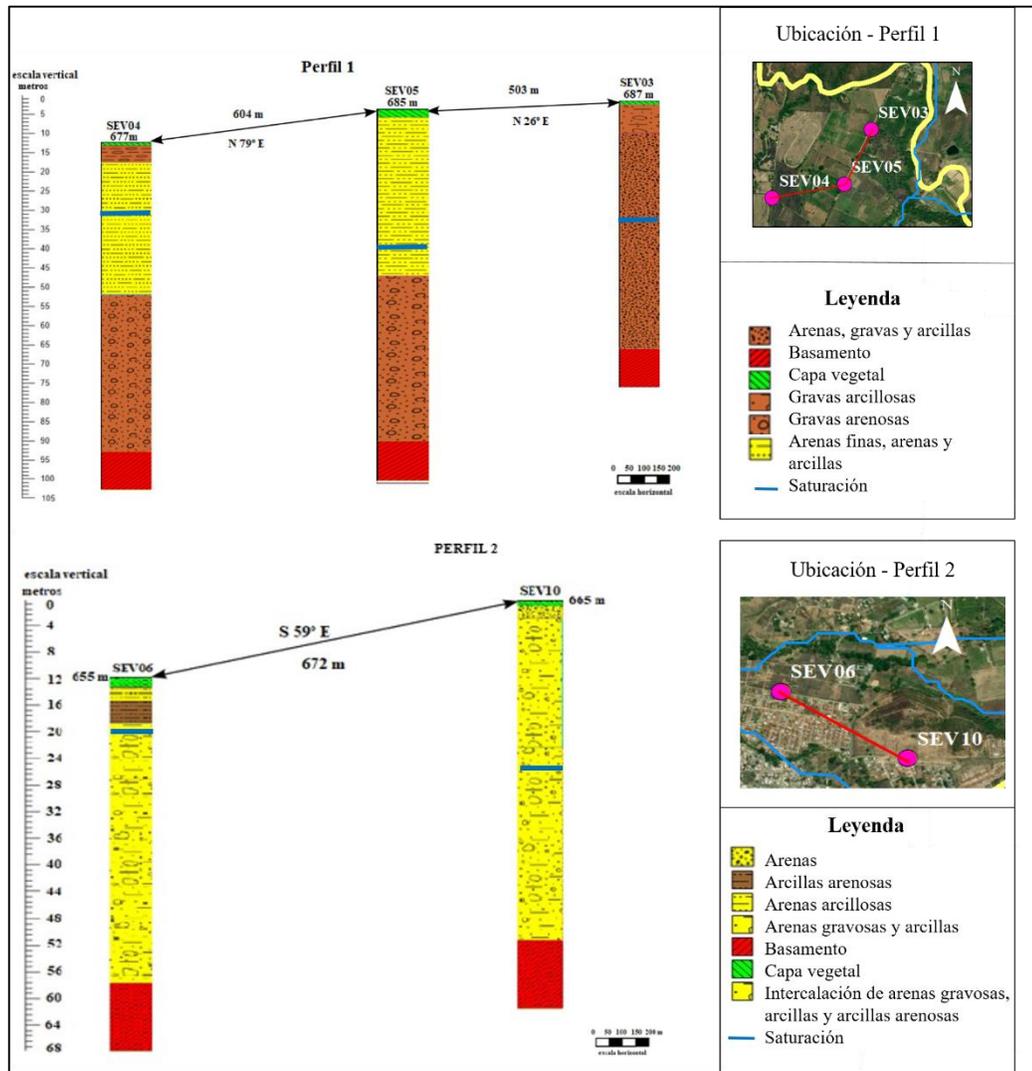


Figura 6.5 Perfiles de columnas litológicas (perfiles 1 y 2).

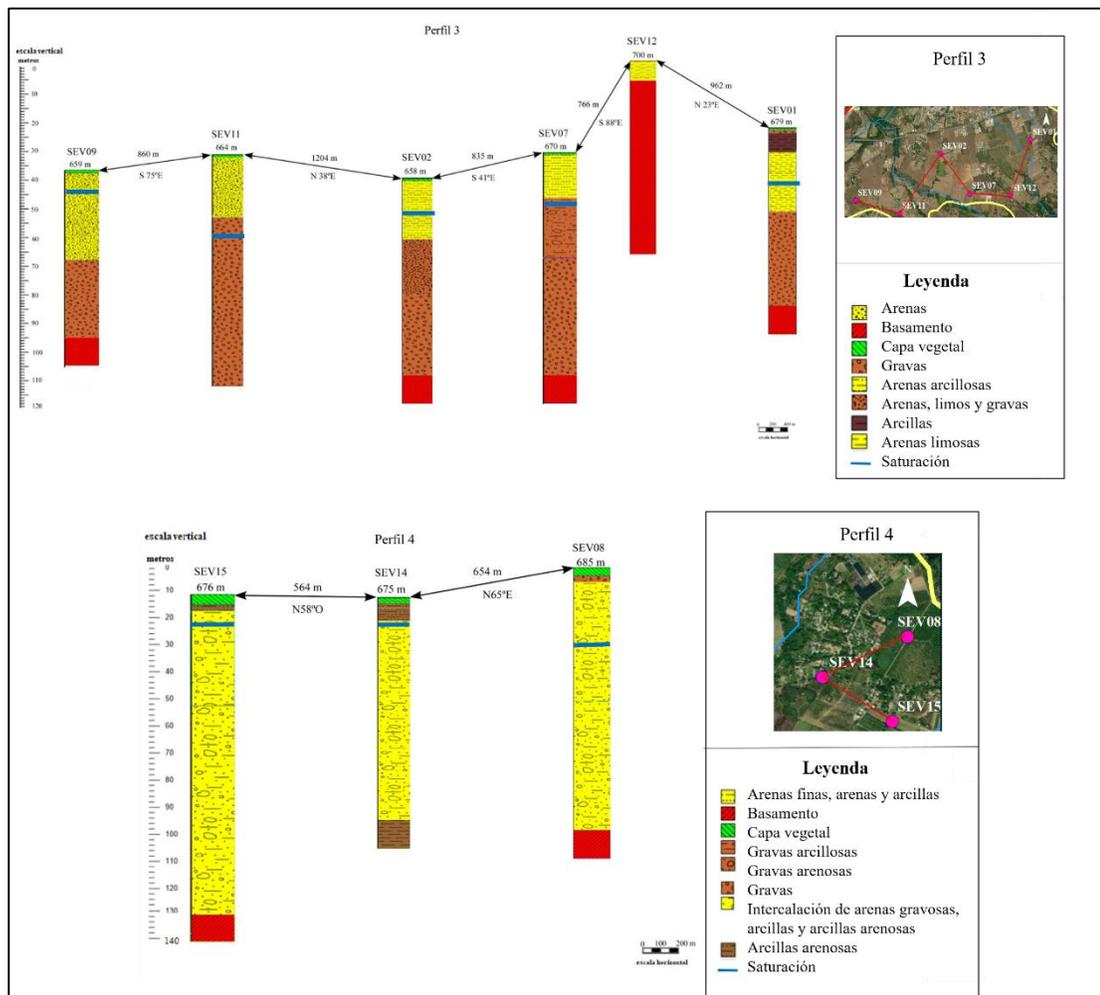


Figura 6.6 Perfiles de columnas litológicas (perfiles 3 y 4).

6.3.1.2 Polígonos de Thiessen

Se ha realizado un análisis por polígonos de Thiessen para considerar el área de influencia horizontal de cada punto de adquisición (figura 6.7). Los polígonos se han restringido a la zona aluvional puesto a que ningún sondeo fue realizado en zonas con pendiente pronunciada.

Con base en la información suministrada por pozos productores de agua en la zona aluvional (tabla 8.1A), las primeras capas de cada uno de los SEV fueron asumidas como capa vegetal. En tal sentido, es importante destacar que, en la mayoría de los casos, la primera capa indica resistividades que podrían asociarse a acuíferos. Sin

embargo, debido a su poca profundidad y a la posibilidad de estar asociadas a suelos húmedos por riego o precipitaciones recientes, no han sido tomadas en consideración como paquetes geológicos potencialmente acuíferos.

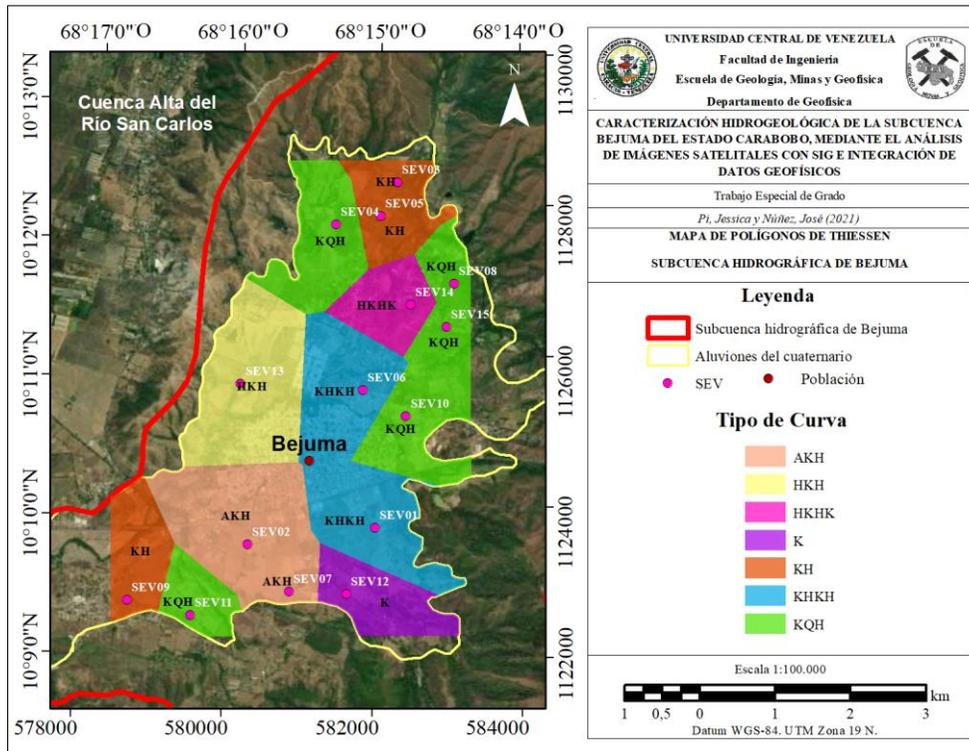


Figura 6.7 Mapa de polígonos de Thiessen (mapa base modificado de ESRI, 2019).

En este mapa se identifican patrones relacionados con el mismo tipo de curva hacia los límites de la zona aluvial, destacándose 5 SEVS del tipo KQH y 3 SEV del tipo KH.

Las curvas del tipo KQH presentan una buena correlación en los sondeos SEV08, SEV10 y SEV15, indicando la presencia de paquetes geológicos potencialmente acuíferos a partir de 40 m de profundidad. En contraste, los SEV11 y SEV04 presentan paquetes a partir de 20 m de profundidad. Este cambio en la profundidad del paquete geológico puede deberse a que los SEV04 y SEV11 se ubican al noroeste y suroeste de la zona aluvial y hacia estas zonas comienzan a aflorar tanto el Complejo San Julián

como el Esquisto Las Mercedes, causando un adelgazamiento del espesor sedimentario.

Entre los tipos de curva KH (SEV 03, SEV05 y SEV09) se identificaron capas de alta resistividad a pocos metros de profundidad que podrían estar asociadas a la presencia de arcillas o arenas arcillosas parcialmente no saturadas que suprayacen a paquetes geológicos potencialmente acuíferos.

De igual forma, existe una buena correlación entre los SEV02 y SEV07 (AKH), ya que ambos presentan paquetes geológicos potencialmente acuíferos a gran profundidad (aproximadamente a partir de 30 m) y espesores considerables.

Los sondeos SEV06 y SEV01 (KHKH) presentan el mismo tipo de curva, pero no existe una buena correlación debido a que uno se ubica en el centro de la zona aluvional y el otro está cerca del afloramiento del Esquisto de Las Mercedes. Sin embargo, ambos presentan paquetes geológicos potencialmente acuíferos a gran profundidad.

Por otra parte, el SEV12 presenta un tipo de curva K. Es importante señalar que este tipo de curva suele ser un buen indicativo para presencia de acuíferos, sin embargo, el resultado de la tabla 8.18A demuestra que en esta zona no hay paquetes acuíferos.

6.3.1.3 Resistividad y profundidad de capas óptimas

Los mapas de resistividad y profundidad (figuras 6.8 y 6.9) incluyen SEV con valores de resistividad (14 a 307 Ω .m) asociados a paquetes geológicos potencialmente acuíferos (tablas 8.7A a 8.21A).

En el mapa de resistividad se observa que los mayores valores de resistividad se ubican al noreste de la zona aluvional, presentando valores que podrían alcanzar 300 Ω .m alrededor del punto de adquisición E14. Por otro lado, en el eje central se identifican menores valores de resistividad que incrementan hacia el sur.

En el mapa de profundidad de capas óptimas (figura 6.9), los paquetes potencialmente acuíferos se ubican a mayor profundidad hacia los flancos noreste, noroeste, sureste y suroeste de la zona aluvional, alcanzando profundidades que superan los 20 m. En contraste, los paquetes menos profundos se observan hacia el centro de la subcuenca (a partir de 4 m de profundidad).

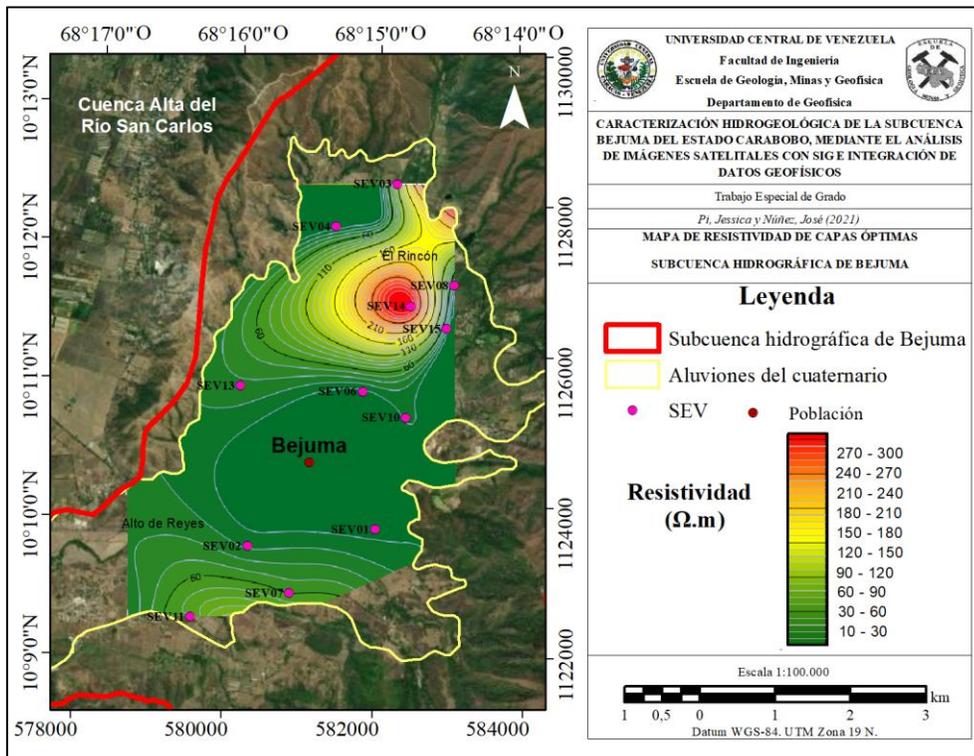


Figura 6.8 Mapa de resistividad de capas óptimas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

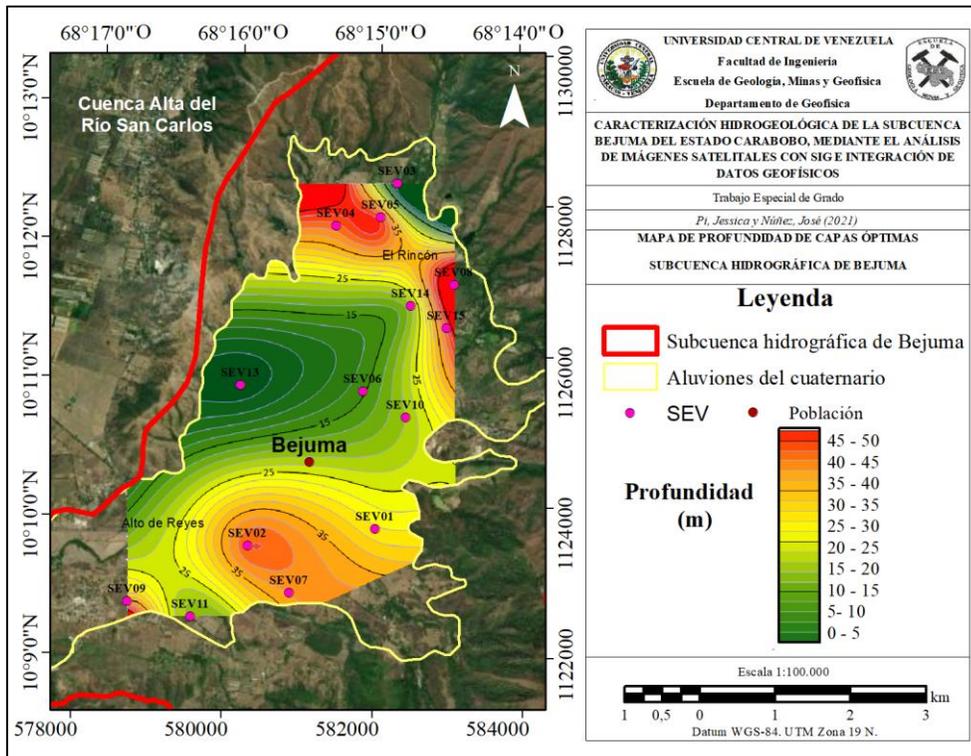


Figura 6.9 Mapa de profundidad de capas óptimas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.1.4 Conductancia longitudinal unitaria de las capas óptimas

Fundación Empresas Polar (2007), estableció que los suelos de la región que abarca los municipios Miranda, Montalbán, Bejuma, Naguanagua, San Diego, Guacara, San Joaquín y Mariara se caracterizan por ser de los más ricos en nutrientes de todo el país, presentando una cantidad importante de sedimentos y arenas que forman una cobertura principalmente de origen aluvial y secundariamente de origen lacustre que constituyen los escenarios propicios para el desarrollo de actividades agrícolas.

Salas y Castillo (2012) aseguraron en su informe sobre gestión integrada de cuencas hidrográficas del estado Carabobo, que para el año 2011 había aumentado la contaminación en casi todos los cursos de agua de la región en comparación con los años anteriores. Esto como consecuencia de la disposición inadecuada de desechos sólidos en los cuerpos de agua, descargas directas de aguas servidas a los ríos provenientes de asentamientos rurales y urbanos, descargas provenientes de granjas

porcinas y avícolas, entre otros. De igual forma aumentaron las tomas ilegales de agua y los desvíos de los cauces para su uso doméstico y agropecuario. Además, se incrementó la construcción de viviendas y conucos dentro de los límites de seguridad establecidos para la protección de los cursos de agua, de acuerdo a la Ley de Aguas vigente. Los autores enfatizaron la magnitud del reto que significa la gestión integral de los recursos hídricos y señalaron su interés por conocer el impacto de estas actividades en las aguas subterráneas de los acuíferos de la región, ya que, para la fecha, el monitoreo solo se había realizado en aguas superficiales.

Hernández *et al.* (2016) aseveran que en la actualidad la mayor parte de esta región presenta graves problemas de contaminación y degradación ambiental, siendo clasificada como Área Crítica con Prioridad de Tratamiento (ACPT) con una superficie de 303.500 ha y coexistiendo con la Zona Protectora de la Cuenca alta del río Cojedes.

En vista de lo anterior, se ha realizado un mapa de conductancia longitudinal unitaria en la zona aluvional del área de estudio (figura 6.10) en el que se observa que los mayores valores de conductancia se encuentran al sureste (SEV01), mientras que en la zona noreste hay valores moderados (SEV14). Debido a que esta es una zona agrícola, ganadera y rural en la que es común la presencia de pozos sépticos, podría inferirse que las áreas mencionadas previamente podrían presentar paquetes geológicos potencialmente acuíferos con una mejor protección debido al espesor y al posible material fino de sus capas suprayacentes. Sin embargo, es importante considerar que el SEV01 presenta una vulnerabilidad moderada asociada al índice de vulnerabilidad GOD que podría indicar que quizás esta sea una zona con un gran espesor en sus capas suprayacentes al paquete geológico potencialmente acuífero, pero con características que posiblemente no permitan su completa protección.

En contraste, el SEV14, a pesar de estar en una zona moderada de acuerdo al mapa de conductancia longitudinal unitaria, presenta una baja vulnerabilidad ante

contaminación, lo cual sería un buen indicio de que la zona cercana a este punto de adquisición pueda contener una buena protección ante contaminantes externos.

El SEV09 se correlacionó de forma positiva con la vulnerabilidad calculada por método GOD, ya que presenta una baja conductancia longitudinal unitaria y una alta vulnerabilidad ante contaminación. Esto indicaría que posiblemente el sur de la zona aluvional sea más propenso a contaminación.

Al comparar los resultados obtenidos por método GOD con el mapa de conductancia longitudinal unitaria se determinaron ciertas diferencias hacia las zonas de baja conductancia longitudinal unitaria ubicadas en el área central y norte de la zona aluvional. Sin embargo, se determinó que el método GOD sería más preciso para definir la posible protección que pueda tener un paquete geológico potencialmente acuífero ante contaminación, ya que considera diversos factores que puedan influenciar en la vulnerabilidad de un paquete mientras que la conductancia longitudinal unitaria únicamente considera el espesor y la resistividad de las capas suprayacentes.

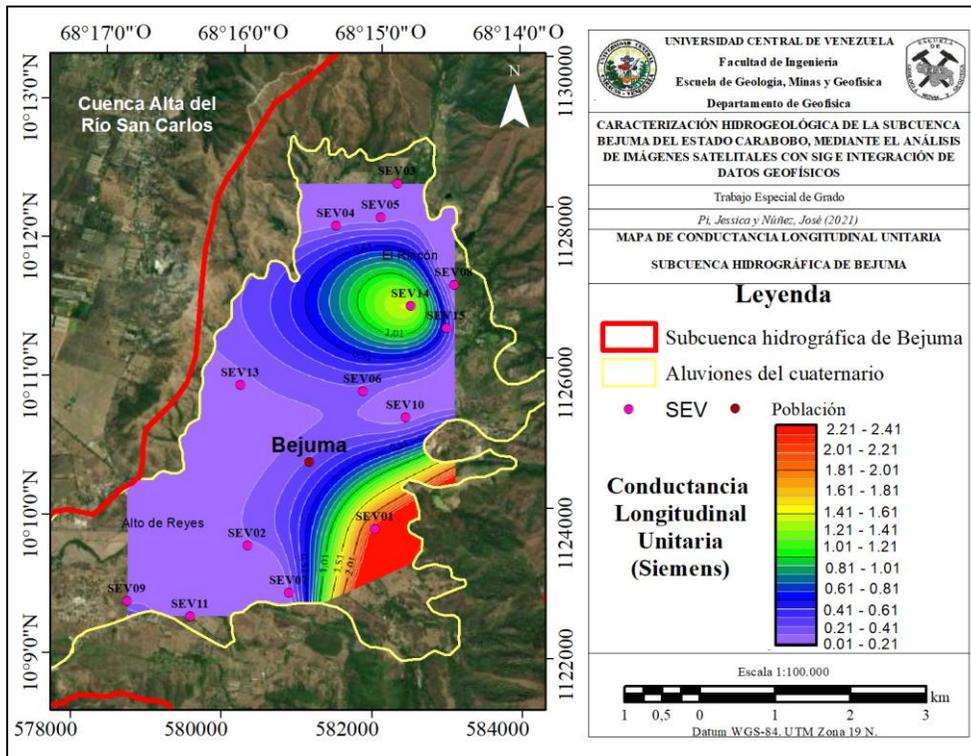


Figura 6.10 Mapa de conductancia longitudinal unitaria (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.1.5 Profundidad de zonas saturadas y velocidad de la primera capa

Los resultados de profundidad de zonas saturadas y velocidad de primera capa se obtuvieron a partir del análisis de los perfiles sísmicos de refracción. En la figura 6.11 se muestra el modelo de inversión para la RS01 y su tabla de resultados correspondiente. Los modelos de inversión y tablas de resultados obtenidos a partir de las demás refracciones se encuentran en las figuras 8.37A a 8.39A y las tablas 8.7A a 8.21A de la sección de apéndices.

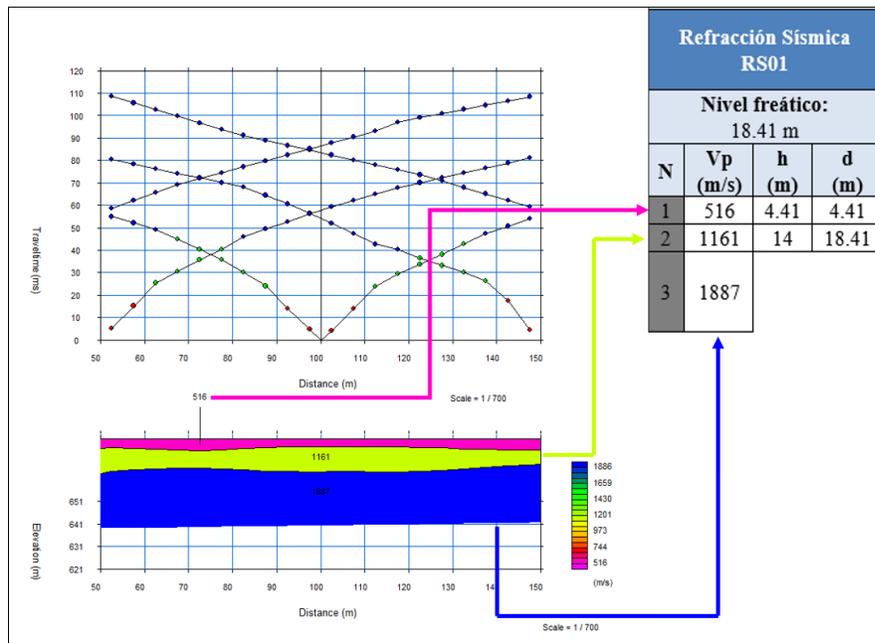


Figura 6.11 Análisis y resultados de la refracción sísmica RS01.

En el mapa de la figura 6.12 puede observarse que la saturación se encuentra a una mayor profundidad al noreste (RS03, RS05 y RS08), al este (RS10) y al suroeste (RS11) alcanzando valores que superan los 20 m de profundidad en la zona aluvial. Por otro lado, la saturación se encuentra a menor profundidad en el eje central de la zona, presentando valores de 4 a 10 m de profundidad aproximadamente (tablas 8.7A a 8.21A).

En vista de que los resultados del mapa de profundidad de capas óptimas asociadas a resistividades (figura 6.8) oscilan entre 1 a 50 m y a que la profundidad las zonas saturadas varía entre 4 y 36 m, se podría inferir que los paquetes geológicos potencialmente acuíferos identificados estarían saturados parcial o completamente.

Por otro lado, en el mapa de velocidades de ondas P de la primera capa (figura 6.13) se observan valores que varían entre 400 a 700 m/s. Los valores más bajos se encuentran al noroeste y al sur de la zona aluvial (400 – 520 m/s), esto podría indicar la posible presencia de materiales menos consolidados hacia esas zonas.

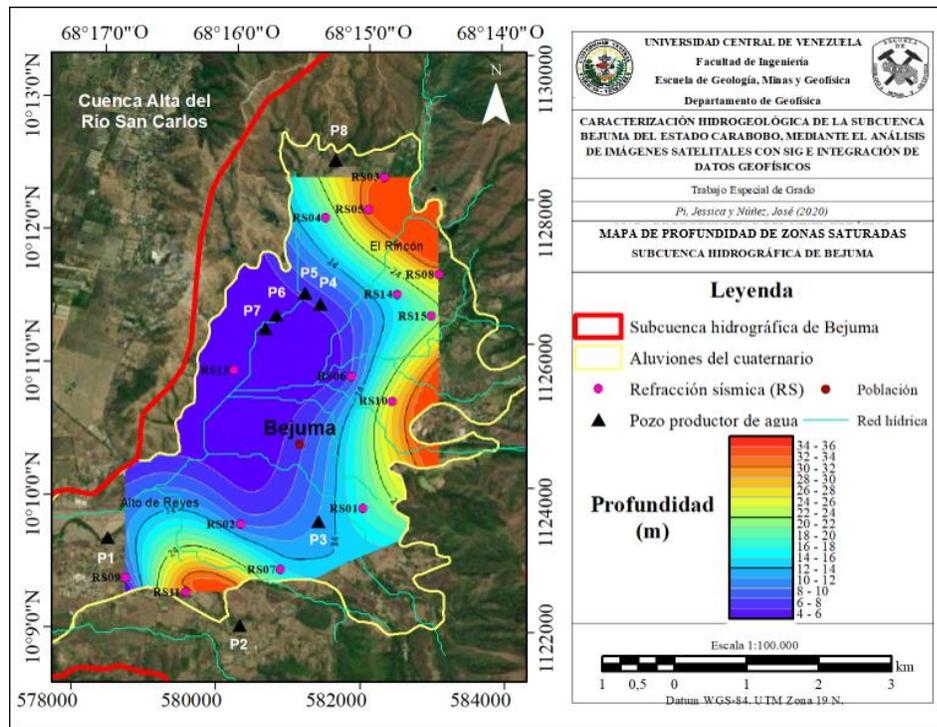


Figura 6.12 Mapa de profundidad de profundidad de zonas saturadas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

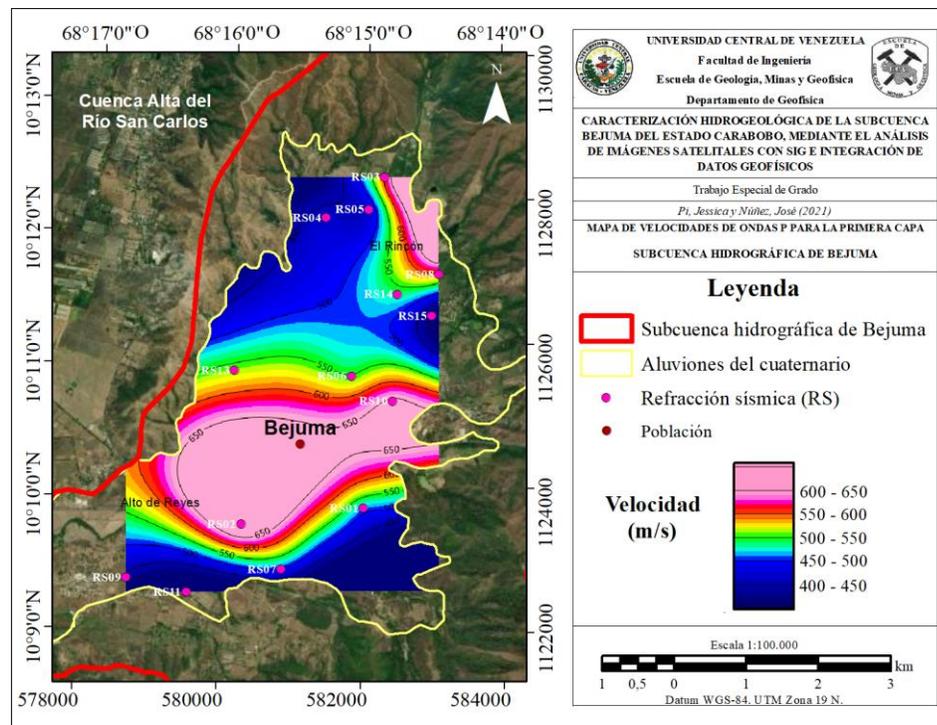


Figura 6.13 Mapa de velocidades de ondas P para la primera capa (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.1.6 Modelo topográfico 3D con integración de datos de pozos y saturación

Tomando en cuenta que la información de pozos productores de agua no especifica la profundidad del nivel freático, se ha realizado un modelo 3D (figuras 6.14 y 6.15) para establecer una comparación entre las zonas saturadas obtenidas por refracción sísmica y las profundidades a las que se encuentran paquetes de arenas, gravas y/o cantos rodados presentes en los pozos productores de agua de la zona (tabla 8.1A).

Al analizar la ubicación de los pozos productores de agua con respecto al mapa de zonas saturadas (figura 6.12), se observa que la saturación de los pozos P4, P5, P6 y P7 podría encontrarse aproximadamente entre 4 y 10 m de profundidad, mientras que en el P3 se ubicaría aproximadamente a 11 m de profundidad.

Comparando lo anterior con el modelo 3D:

- El pozo P3 presenta un paquete de arenas entre 12 y 20 m y un paquete de grava entre 30 y 60 m de profundidad.
- El pozo P4 presenta dos paquetes de arena gravosa entre 12 y 23.5 m y 26.5 y 59 m de profundidad respectivamente.
- El pozo P5 tiene dos paquetes de arenas y gravas entre 9.1 y 14.2 m y, 28 y 33 m de profundidad respectivamente. De igual forma, presenta cantos rodados y arenas a partir de 52 y 74 m de profundidad.
- El pozo P6 presenta un paquete de gravas y cantos rodados entre 49 y 65 m de profundidad.
- El pozo P7 presenta litologías de arenas y gravas en paquetes ubicados de 12 a 16.5 m, 19.5 a 24 m y 27.5 a 36 m de profundidad.

En líneas generales, la mayoría de los paquetes de arena y grava de los pozos productores de agua se podrían encontrar saturados completamente a partir de los 10 m de profundidad en los pozos P3, P4, P6 y P7. En contraste, es posible que el P3 presente 1 m de material no saturado entre los 9 y 10 m de profundidad para su primer paquete y una posible saturación completa para su segundo paquete (tabla 8.1A).

Es preciso mencionar que la capa inferior presentada en el modelo 3D no representa la profundidad a basamento, sino una proyección de la topografía. Además, es importante aclarar que este modelo no representa un acuífero continuo a lo largo del subsuelo, sino un estimado de la profundidad a la cual podría encontrarse la saturación en cada punto y su comparación con lo establecido por la información de pozos productores de agua. De igual forma, tampoco representa de manera exacta la geometría de la subcuenca. Únicamente permite la visualización de los espesores litológicos de los pozos existentes y su posible saturación para fines interpretativos.

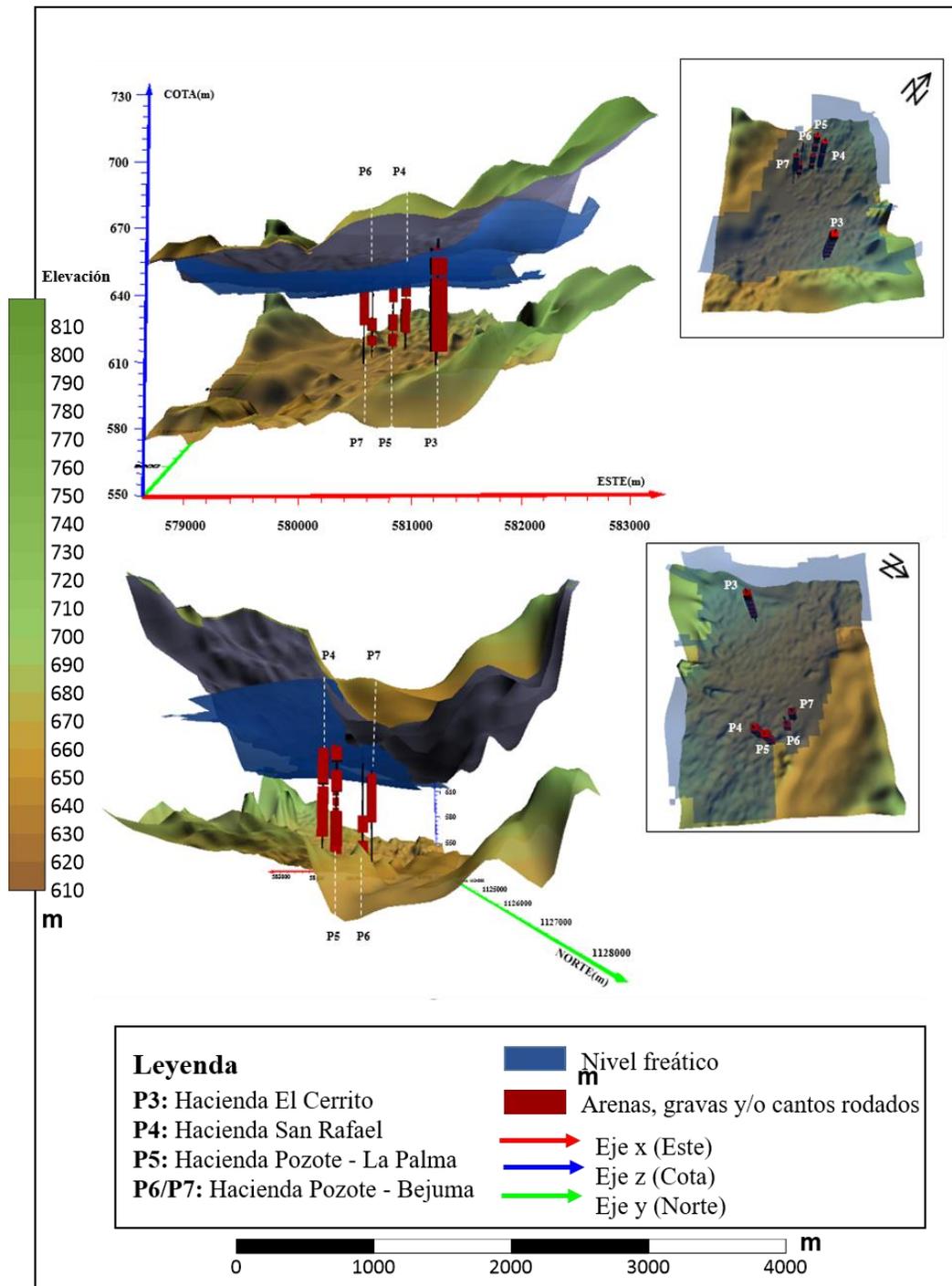


Figura 6.14 Modelo 3D con integración de datos de pozo y nivel freático.

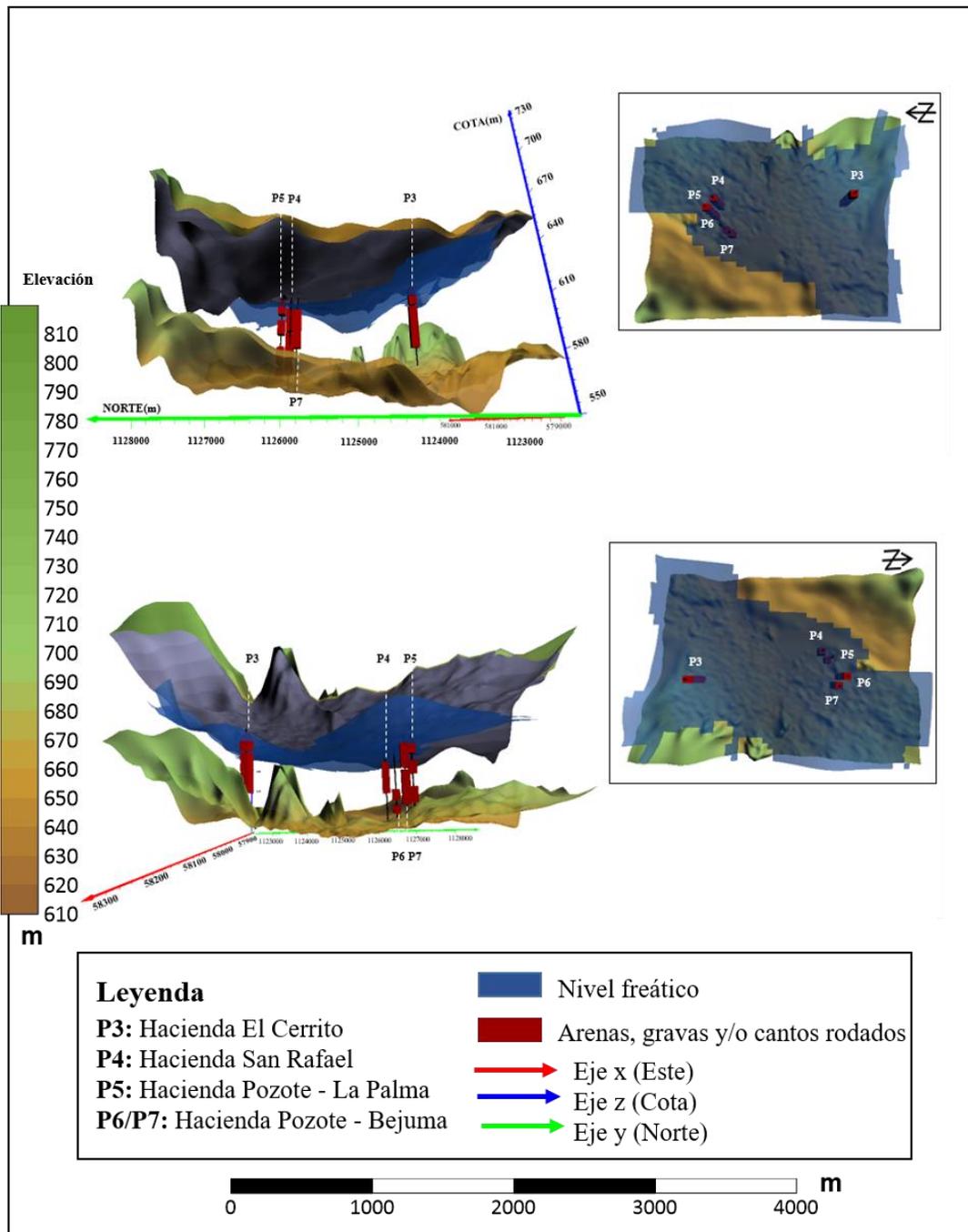


Figura 6.15 Modelo 3D con integración de datos de pozo y nivel freático.

6.3.2 Gravimetría

6.3.2.1 Análisis estadístico

Se ha realizado un histograma de frecuencias para la anomalía de Bouguer total (ABT), la cual comprende entre -176.2128 a -170.3762 mGal (tabla 6.3) con una distribución asimétrica sesgada a la derecha, debido a que el valor de la media es superior al de la mediana. Esto puede ser causado por el contraste litológico entre las distintas formaciones presentes en la zona aluvional. La frecuencia más significativa se encuentra ubicada en el intervalo representado por valores que están alrededor de -174 mGal asociados al eje central de la subcuenca.

El diagrama de caja y bigotes ha permitido la eliminación de datos atípicos, por tanto, en la figura 6.16 se observa un diagrama con datos dentro del rango aceptable. En este diagrama se observa una media de -173.7253 mGal y la mayoría de los datos se encuentran entre -174.2731 y -172.6987 mGal, pero hay mayor acumulación en el porcentaje de anomalía entre -174.2731 y -173.7253 mGal debido a que el diagrama tiene un sesgo positivo.

En el gráfico normal QQ se observan datos con un buen ajuste con respecto a la curva teórica normal debido a una desviación estándar de 1.2925. En contraste, los datos mayores a -172 mGal y menores a -176 mGal presentan una dispersión que podría estar asociada al contraste producido por el afloramiento de las formaciones y a los depocentros de la subcuenca respectivamente.

Tabla 6.3 Resumen de valores estadísticos observados en el área de estudio (anomalía de Bouguer total).

| Valores estadísticos | ABT | Valores estadísticos | ABT |
|----------------------|-----------|----------------------|-----------|
| Muestras | 240 | Rango | 5.8366 |
| Promedio | -173.5338 | Q1 | -174.2731 |
| Mediana | -173.7253 | Q2 | -173.7253 |
| Moda | -176.2128 | Q3 | -172.6987 |
| Mínimo | -176.2128 | Desviación | 1.2925 |
| Máximo | -170.3762 | Varianza | 1.6706 |

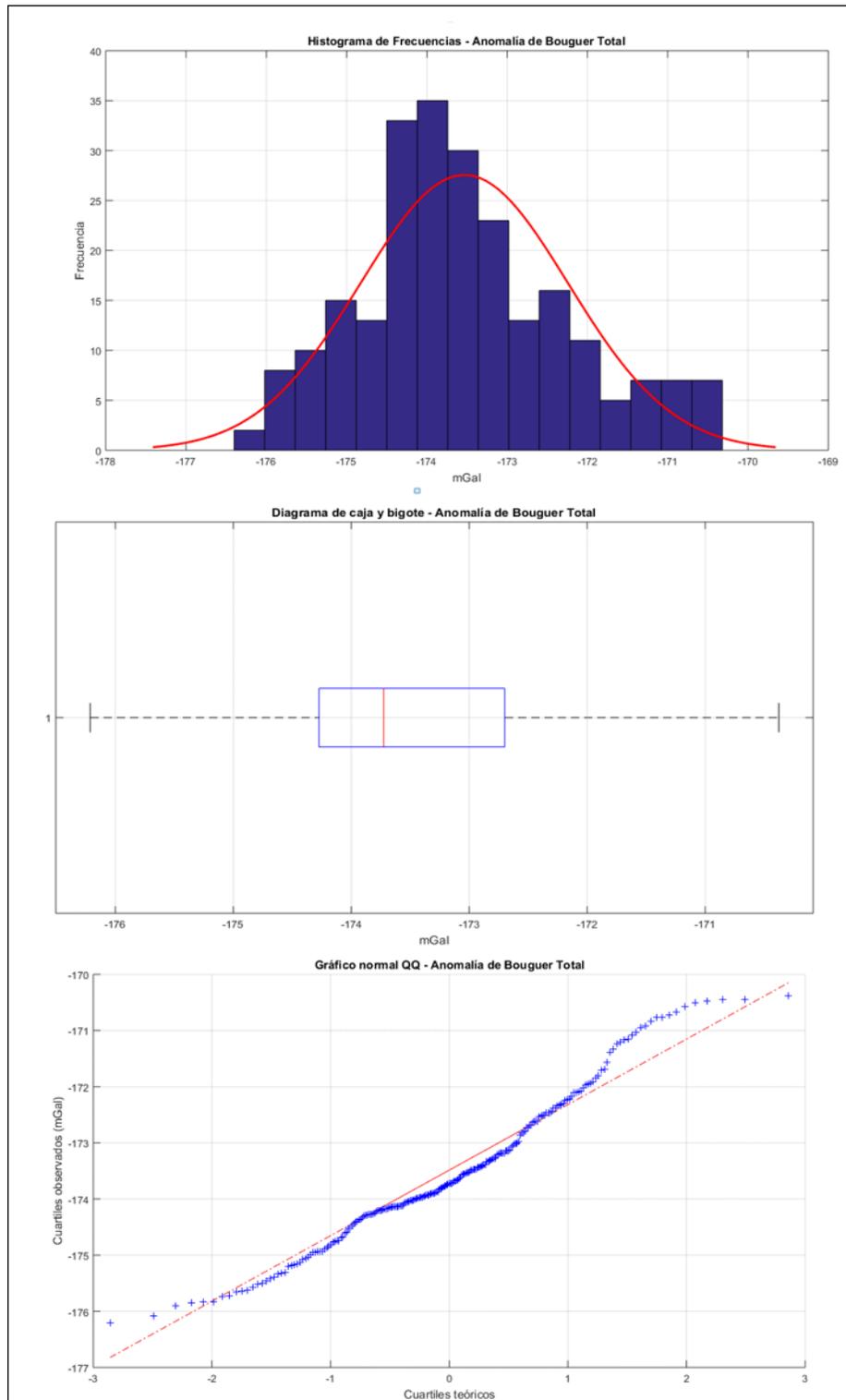


Figura 6.16 Histograma de frecuencia, diagrama de caja y bigote, y gráfico Q-Q de datos de anomalía de Bouguer total.

6.3.2.2 Mapa topográfico

Este mapa se ha generado para definir la variación topográfica de la zona aluvional en función de las estaciones gravimétricas adquiridas (figura 6.17). De forma general, la topografía indica una zona de valle con una variación de 642 a 695 m cuya depresión se extiende hacia el suroeste y se correlaciona con la zona hacia donde convergen los drenajes. Hacia el noreste, este y sureste se identifican máximos topográficos que superan los 680 m y se asocian al afloramiento del Complejo San Julián y el Esquistos de Las Mercedes.

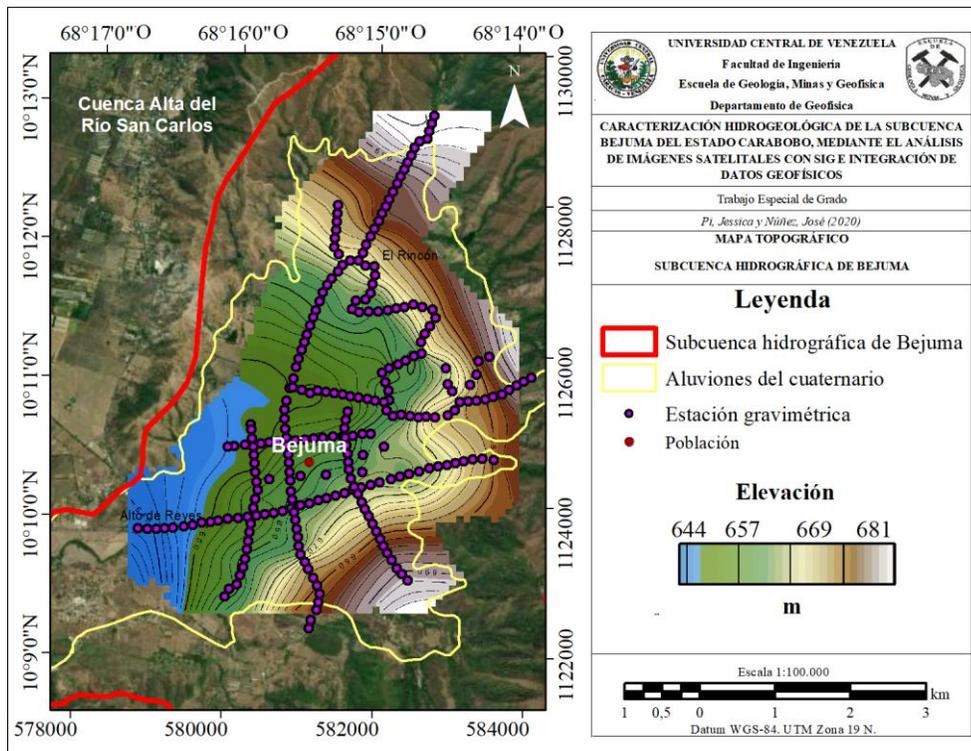


Figura 6.17 Mapa topográfico asociado a estaciones gravimétricas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.2.3 Mapa de anomalía de aire libre

Presenta valores que varían entre -178 a -170 mGal (figura 6.18). Los valores más altos (superiores a -174 mGal) se relacionan con las zonas de topografía más pronunciada (690 m de elevación) asociadas al Cerro San Isidro (norte de la zona de aluvional). Por otro lado, los menores valores (inferiores a -177 mGal) asocian con la depresión

topográfica del valle, ubicada hacia el suroeste (Alto de Reyes) y que presenta valores inferiores a 649 m.

En el área central de este mapa se reconoce una tendencia de mínimos gravimétricos (-177 a -178 mGal) que al ser comparados con el mapa topográfico no coinciden con la topografía más baja, esto puede deberse a la composición geológica de esta zona en específico, lo cual sugiere la presencia de una roca menos densa asociada a una baja porosidad, diferente composición o menor grado de compactación. Hacia el norte de la zona se observan contornos de -174 mGal con una orientación E-O. En contraste, se presentan contornos de -178 mGal hacia el suroeste con una orientación noroeste y de -177 mGal con orientación noreste en el eje central.

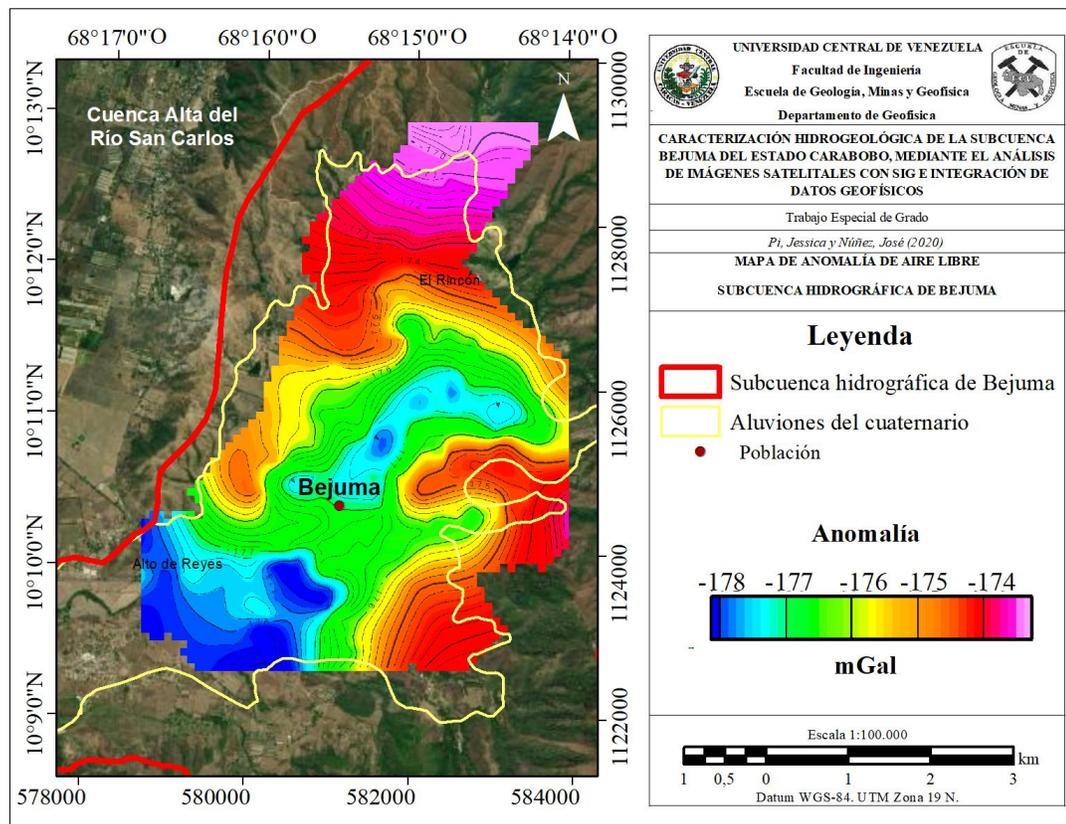


Figura 6.18 Mapa de anomalía de aire libre (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.2.4 Mapa de anomalía de Bouguer total

El mapa de anomalía de Bouguer total presenta líneas isoanómalas con un rumbo preferencial N30°E y valores que oscilan entre -176 y -172 mGal (figura 6.19). En este mapa se identifican dos máximos de importancia con valores superiores a -172 mGal: El primero se ubica al noreste de la zona aluvional y presenta una orientación E-O. En cuanto al segundo máximo, este se ubica al oeste de la zona aluvional y presenta valores superiores a -173 mGal con una orientación N10°O. Ambos máximos se correlacionan con altos topográficos ubicados al noreste y este, los cuales pudieran estar asociados con los esquistos de San Julián que comienzan a aflorar hacia el norte y noroeste de la zona, y con el contraste de densidades entre San Julián y Nirgua.

De igual forma, se han determinado dos mínimos con valores inferiores a -175 mGal. El primero al este de la zona aluvional con orientación N80°E y el segundo al suroeste de la subcuenca con una orientación N25°E. Estos mínimos coinciden con los depocentros de la subcuenca, los cuales comprenden depósitos aluvionales compuestos principalmente por arenas, arcillas y gravas.

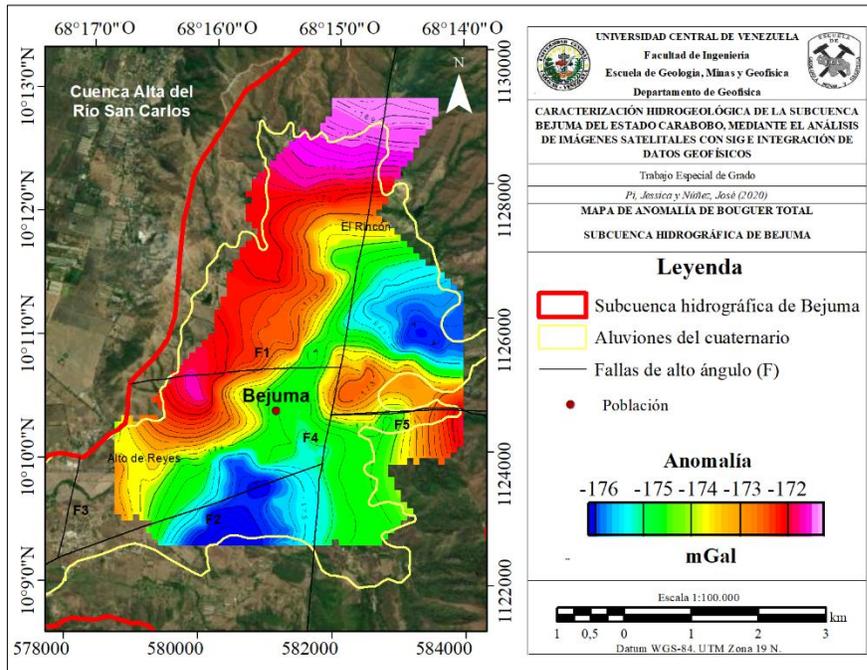


Figura 6.19 Mapa de anomalía de Bouguer total (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.2.5 Mapas de separación regional y residual

El mapa de anomalía de Bouguer regional (figura 6.20) presenta tres tendencias de contornos: una con valores máximos superiores a -172 mGal y orientación E-O, otra con valores que varían entre -173 y -171 mGal y orientación $N45^{\circ}E$ y mínimos inferiores a -177 mGal con orientación E-O. De forma general, se observa una orientación preferencial $N45^{\circ}E$, lo cual sugiere una tendencia regional del basamento en sentido oeste-este, con una suave profundización hacia el sur que también presenta una buena correlación entre el mapa regional seleccionado para este estudio (CAHA 900 m) y el mapa de anomalía de Bouguer regional con CAHA 1000 m propuesto por Mederos (2009), ya que se evidencian tendencias generales similares y con incrementos en la magnitud de los contornos hacia el norte.

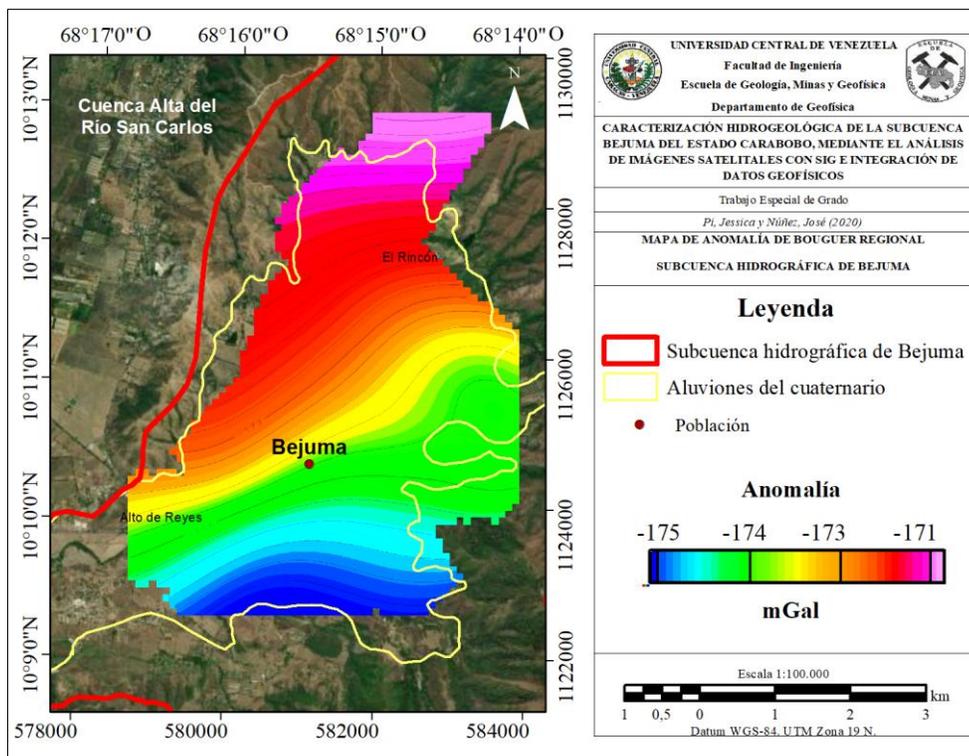


Figura 6.20 Mapa de anomalía de Bouguer regional (mapa base modificado de ESRI, 2019).

En el mapa de anomalía de Bouguer residual se identifican tres máximos de importancia (figura 6.21), por medio de los cuales se puede inferir que existe una

geometría irregular del basamento de la subcuenca y por ende, una irregular distribución de sedimentos a lo largo de la zona aluvional.

El primero se ubica al noreste de la zona aluvional y presenta contornos con orientación E-O. Este máximo se encuentra asociado a los esquistos y los gneis del Complejo San Julián que afloran en esta zona. En cuanto al segundo máximo, ubicado al oeste de la zona aluvional, este podría estar relacionado con la falla F1 (figura 6.21) y con el contraste de densidades existente entre el Complejo Nirgua y el Complejo San Julián. El tercer valor máximo se ubica al este de la zona aluvional y puede estar asociado a la presencia de una falla geológica (F5) y al contraste entre los esquistos y gneis del Complejo San Julián y el Esquisto de Las Mercedes.

Por otra parte, las menores magnitudes se correlacionan con los depocentros de la subcuenca, tal como se mencionó previamente. Esto podría indicar que los mayores espesores sedimentarios se ubican al noreste y suroeste de la zona. Ambos depocentros presentan direcciones preferenciales hacia el noroeste.

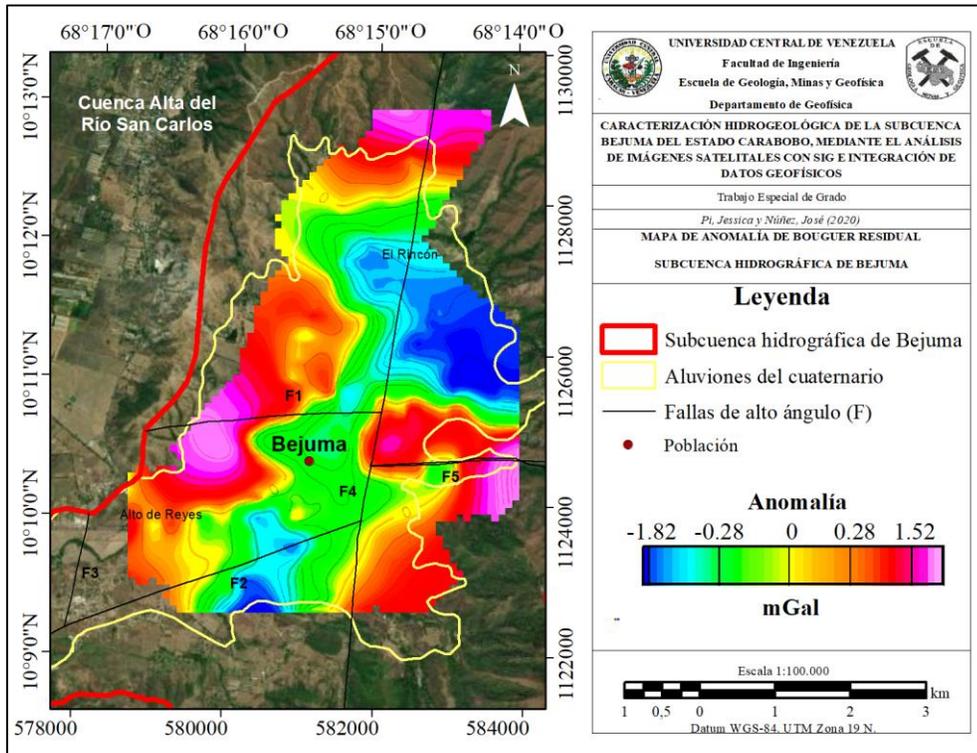


Figura 6.21 Mapa de anomalía de Bouguer residual (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.2.6 Espectro de potencia

Las profundidades obtenidas por el espectro de potencia (tabla 6.4) indican que hay una respuesta somera a 88.569 m de profundidad, la cual coincide con la profundidad del basamento de la zona aluvional (figura 6.22). Cabe destacar que la información de pozos productores de agua señala que se encuentra roca dura a una profundidad aproximada de 80 m y los sondeos eléctricos verticales ejecutados indican altos valores de resistividad para profundidades mayores a 80 m (representadas por acuífugos que podrían estar asociados a basamento). Por tanto, se infiere entonces que esta profundidad representada por el espectro de potencia pudiera asociarse a espesor aluvional.

Las fuentes intermedia y profunda indican profundidades de 206.01 y 483.26 m, respectivamente, que podrían representar el contraste entre densidades de las formaciones subyacentes (tabla 6.4).

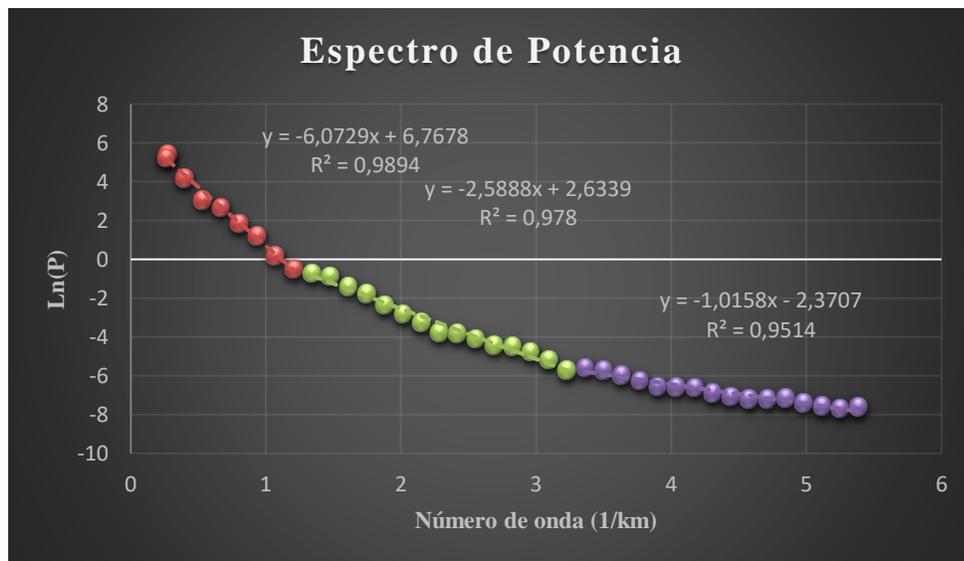


Figura 6.22 Espectro de potencia.

Tabla 6.4 Fuentes y profundidades obtenidas del espectro de potencia.

| Fuente | Profundidad (m) |
|------------|-----------------|
| Profunda | 483.26 |
| Intermedia | 206.01 |
| Somera | 88.56 |

6.3.2.7 Deconvolución de Euler

Para el mapa de deconvolución de Euler se realizaron diversas pruebas y la presentada a continuación fue la más representativa (figura 6.23). El resto de las pruebas se muestran en la sección de apéndices (figuras 8.16A a 8.19A).

En este mapa se observan estructuras a partir de 100 m de profundidad. De igual forma, se presenta una alineación de soluciones de Euler con las fallas de alto ángulo presentes en la zona aluvial.

La deconvolución de Euler muestra la agrupación de algunas soluciones que no están cartografiadas y que presentan orientaciones preferenciales hacia el noroeste y profundidades que varían entre 100 y 300 m, lo cual sugiere la posible existencia de algunos fallamientos en dichas localidades, que podrían ser verificados a través de estudios geológicos y geofísicos complementarios. Las estructuras propuestas que están asociadas a estas soluciones se encuentran al suroeste, noreste y este de la zona aluvial.

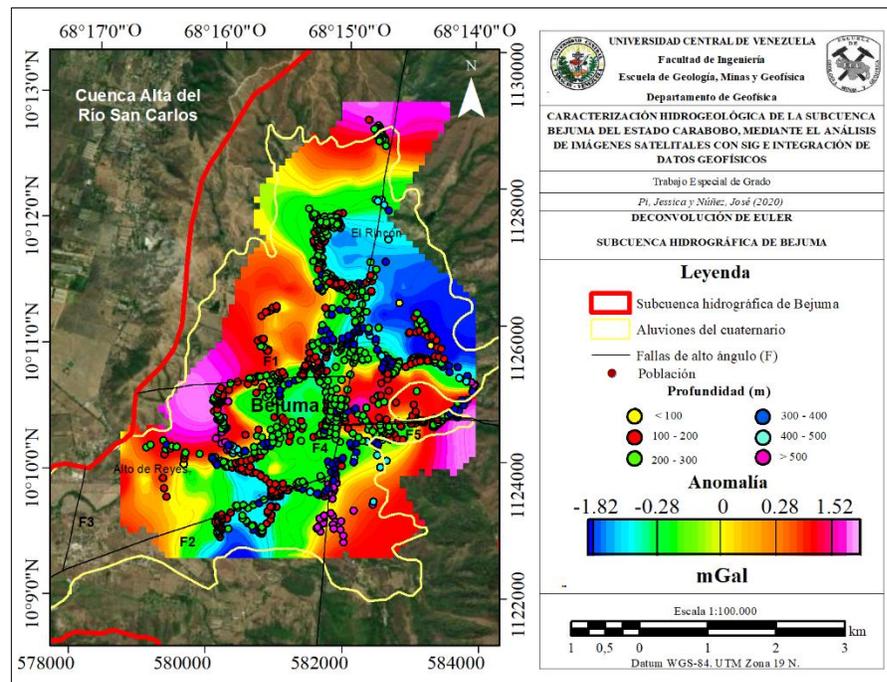


Figura 6.23 Mapa de deconvolución de Euler (mapa base modificado de ESRI, 2019).

6.3.2.8 Modelos gravimétrico-estructurales

El modelo gravimétrico del perfil A-A' (figura 6.24) tiene un ajuste de error de 0.313 y está representado estructuralmente de suroeste a noreste. Se observan dos fallas de alto ángulo que representan el contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Complejo Nirgua al sur, y el Complejo San Julián y el Esquisto de Las Mercedes al norte. Estas fallas presentan un rumbo N70°E para F2 y N80°E para F1.

Este modelo presenta dos depocentros, uno hacia el suroeste que alcanza 69 m de profundidad de acuerdo con el SEV02 y el mínimo gravimétrico obtenido, y otro al noreste que alcanza una profundidad aproximada de 100 m. Adicionalmente, el pozo productor de agua (P4) indica una profundidad de roca dura a 72 m (tabla 8.1A). Lo anterior, es congruente con los resultados obtenidos por espectro de potencia y deconvolución de Euler, según los cuales se encuentran estructuras y una fuente somera a partir de 80 m de profundidad.

Hacia el norte del perfil se observa el afloramiento del basamento debido a la alta respuesta gravimétrica de la zona (superior a 0.75 mGal) y la disminución del espesor sedimentario evidenciada por los resultados de los sondeos eléctricos verticales SEV05 y SEV03 (84 y 64 m respectivamente). De acuerdo con la respuesta gravimétrica, el basamento tiende a disminuir su profundidad hacia el centro del perfil, alcanzando 30 m.

Por otro lado, las refracciones sísmicas no presentan velocidades de ondas P atribuidas a roca. Sin embargo, indican la saturación en cada punto de adquisición, la cual varía de 10.31 m en la RS02, 35 m en la RS03 y 36 m en la RS05. Esto indica que la saturación tiene una mayor profundidad al norte del perfil.

Adicionalmente, a partir del análisis de los sondeos eléctricos verticales, los pozos productores de agua y la geología disponible, se identifica una capa que podría estar

asociada a gravas. Esta capa podría estar ubicada aproximadamente a partir de 15 m de profundidad y representar un paquete geológico potencialmente acuífero.

El modelo del perfil B-B' (figura 6.25) tiene un ajuste de error de 0.196 y está representado estructuralmente de suroeste a noreste. Se observa una falla de alto ángulo que indica el contacto entre el Complejo Nirgua y el Complejo San Julián con un rumbo N10°E.

Este modelo presenta un depocentro que alcanza aproximadamente 80 m hacia el norte del perfil, lo cual es congruente con los resultados obtenidos por espectro de potencia y deconvolución de Euler.

Por otro lado, el SEV10 indica una profundidad de 49 m al basamento. Al analizar el mapa de anomalía de Bouguer residual se evidencia una alta respuesta gravimétrica para esta zona. En cuanto a la refracción sísmica RS10, la saturación se encuentra a una profundidad de 29 m.

A su vez, al noreste del perfil se observa un alto gravimétrico que puede estar asociado al afloramiento del Complejo San Julián y al contraste entre densidades entre el Complejo San Julián y el Complejo Nirgua.

Adicionalmente, en este perfil también se ha identificado la presencia de un paquete de gravas potencialmente acuíferas aproximadamente a partir de 21 m de acuerdo con la información obtenida por sondeos eléctricos verticales, pozos productores de agua y geología disponible.

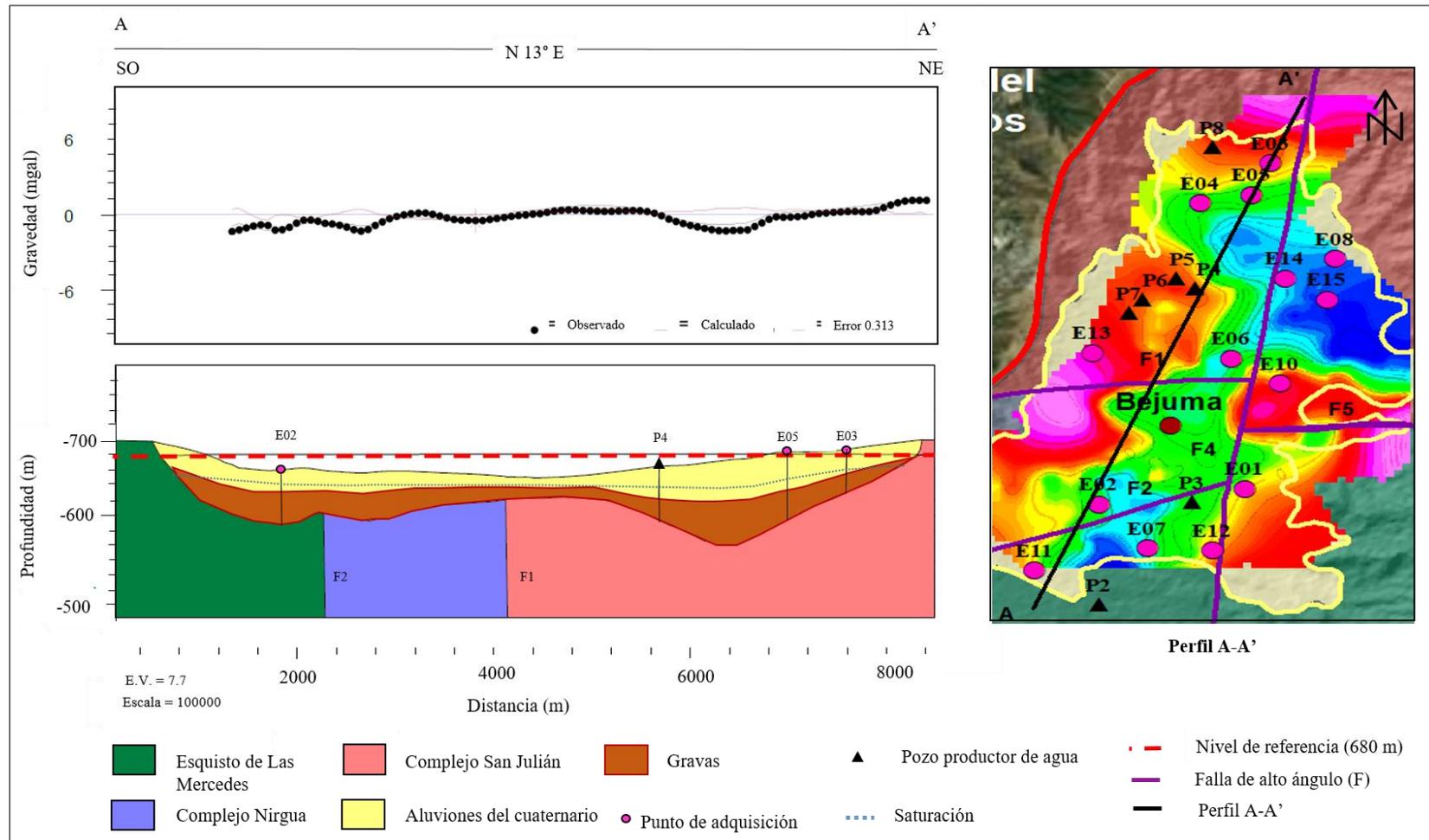


Figura 6.24 Modelo gravimétrico-estructural A-A'.

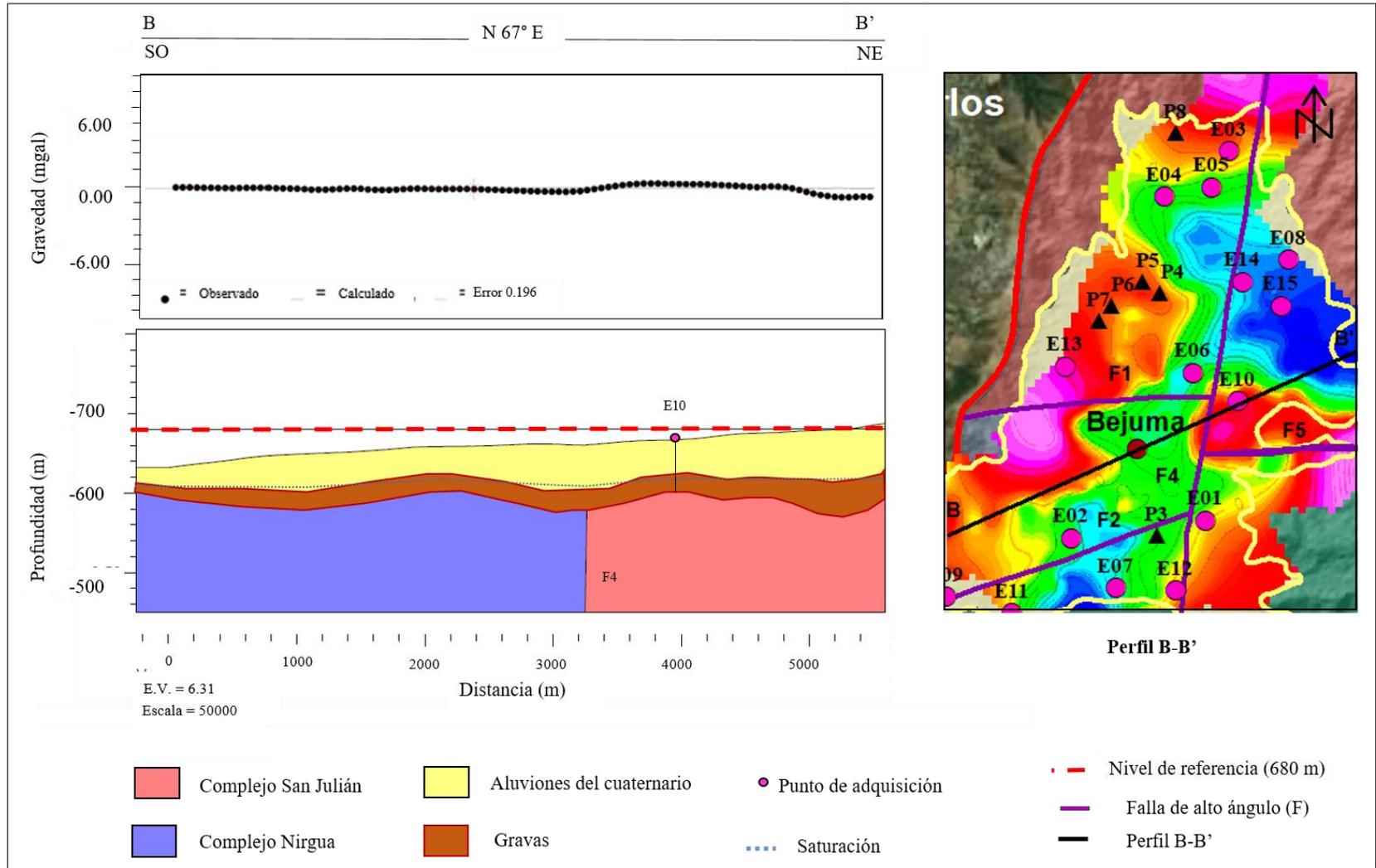


Figura 6.25 Modelo gravimétrico-estructural B-B'.

6.3. Integración de métodos geofísicos y teledetección

En líneas generales, el mapa de anomalía de Bouguer residual (figura 6.21) sugiere que en la zona aluvional de la subcuenca hidrográfica de Bejuma pueden existir dos depocentros sedimentarios principales: uno se ubica al suroeste y otro al noreste de la zona.

El depocentro ubicado al noreste posee una profundidad superior a 119 m de acuerdo con la información obtenida del análisis del SEV15 (tabla 8.21A). Al complementar lo anterior con los resultados de los sondeos SEV14 (tabla 8.20A) y SEV08 (tabla 8.14A) se observa que en el mapa de profundidad de las capas óptimas aumentaría la profundidad desde el SEV14 hasta el SEV08 por lo que podría existir correlación con el depocentro (figura 6.9). Lo mismo pudo observarse en el mapa de zonas saturadas (figura 6.12), según el cual la saturación comenzaría a aumentar su profundidad desde la RS15 a la RS08. Por su parte, el mapa de velocidades de onda P presenta bajas velocidades alrededor de la RS15, lo que podría representar una buena característica que ayude a complementar o definir la capacidad de recarga por infiltración directa de la zona (figura 6.13). En cuanto al mapa de resistividades (figura 6.8), este presenta una variación de resistividades que incrementan hacia $307 \Omega.m$ en esta zona, lo que indica que podría existir un aumento en la granulometría de las capas óptimas desde el centro de la subcuenca hacia el noreste y suroeste. Adicionalmente, en la clasificación litológica realizada para los puntos de adquisición que contienen estos sondeos se puede observar que en los puntos E15, E14 y E08 (tablas 8.21A y 8.14A) podrían existir paquetes geológicos potencialmente acuíferos que se ubican en zonas de alto y muy alto potencial del mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos que además presentarían bajas vulnerabilidades ante posibles contaminantes.

Se ha establecido una buena correlación entre la zona noreste y el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 6.1), ya que esta zona presenta potenciales altos y muy altos influenciados por una posible permeabilidad de la roca media a alta (figura 5.8), pendientes planas que podrían favorecer la infiltración (figura

5.11), una tendencia baja para densidad de drenajes (figura 5.10) y un alto IVDN asociado a vegetación sana (figura 5.12).

Además de presentar una baja vulnerabilidad contra contaminantes, el punto de adquisición E14 se encuentra en una zona en la que se correlacionan de forma positiva todas las características y estudios mencionados previamente.

En el depocentro ubicado al suroeste de la zona aluvional no se ha identificado una profundidad máxima, pero la información obtenida de los análisis de los sondeos SEV07 y SEV011 (tablas 8.13A y 8.17A), ubicados en los flancos del depocentro, indican que el basamento en esta zona podría encontrarse a partir de 71 m de profundidad, lo cual se verificaría con el incremento de profundidad presentado en el mapa de profundidad de capas óptimas (figura 6.9), en el que se evidencia un incremento de profundidad a partir de 20 m hacia esta zona. Por su parte, el mapa de zonas saturadas (figura 6.12) presenta un aumento de la profundidad de saturación de 17m (RS7) a 29m (RS11), lo que muestra correlación con el comportamiento del basamento en la subcuenca. Por otra parte, se observa una posible disminución de velocidad de ondas P en esta zona (figura 6.13) entre la RS07 a la RS11 que podría representar una buena característica que ayude a complementar o definir la capacidad de recarga por infiltración directa. Por su parte, el mapa de resistividad de capas óptimas (figura 6.8) presenta un incremento entre el SEV07 (61.2 Ω .m) y el SEV11 (62 Ω .m). Adicionalmente, según la clasificación geológica realizada para estos puntos de adquisición (tablas 8.13A y 8.17A), se presentan paquetes geológicos potencialmente acuíferos en los que se podría evidenciar un aumento de la vulnerabilidad hacia el suroeste.

Se ha establecido una buena correlación entre la zona suroeste y el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos (figura 6.1), ya que esta zona presenta potenciales altos y muy altos influenciados por una posible permeabilidad de la roca media (figura 5.8), pendientes planas que podrían favorecer la infiltración (figura

5.11), una tendencia media para densidad de drenajes (figura 5.10) y un bajo IVDN asociado a vegetación no saludable (figura 5.12).

En vista de lo anterior, y tomando en cuenta todos los estudios realizados, se evidencia que la zona noreste podría presentar las mejores características para la exploración de acuíferos. En contraste, la zona suroeste, cercana a Alto de Reyes, podría presentar paquetes geológicos potencialmente acuíferos con mayor riesgo a ser contaminados por agentes externos debido a su índice de vulnerabilidad.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- El mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos indica un potencial muy bajo en la zona norte de la subcuenca y potenciales bajos y moderados en las zonas montañosas. Este resultado está asociado directamente con el afloramiento del Complejo San Julián, el Complejo Nirgua y el Esquistos de Las Mercedes. A pesar de que las zonas noroeste, noreste y sur presentan un potencial muy bajo, bajo y moderado, podrían representar buenas áreas de recarga debido a que tienen mayor densidad de lineamientos geológicos.
- La zona aluvial de la subcuenca tiene potenciales altos y muy altos. Los potenciales altos representan la mayor porción de la zona aluvial. Por su parte, los potenciales muy altos corresponden a las zonas noroeste, noreste, suroeste y sureste. En vista de lo anterior, las zonas mencionadas cumplen con las mejores características para la presencia de paquetes geológicos potencialmente acuíferos.
- A pesar de que la teledetección y los SIG son buenas herramientas para realizar estudios preliminares de una zona de interés, estos no son determinantes sino simplemente orientativos. Pueden ser usados para complementar e indicar las mejores zonas para realizar adquisiciones geofísicas, más no deben sustituirlas.
- Los parámetros de forma indican que la subcuenca hidrográfica de Bejuma tiene un área de 72.5 km², un perímetro de 40.6 km y una longitud de cauce principal de 5 km.

- Los parámetros de relieve indican que la subcuenca posee una geometría ligeramente alargada y con una superficie plana de porciones accidentadas.
- El análisis hipsométrico presenta una curva en fase de vejez que corrobora la naturaleza sedimentaria de la subcuenca.
- Las refracciones sísmicas indican que la zona no saturada que suprayace a los principales paquetes geológicos potencialmente acuíferos varía en espesor.
- Las zonas saturadas tienen una mayor profundidad hacia el noreste, este y suroeste. En contraste, presentan menor profundidad hacia el centro de la zona aluvional.
- A partir del estudio de velocidades de ondas P de la primera capa de la zona aluvional se infiere que existen mayores velocidades hacia el noreste y centro de la zona, representando posible material más consolidado. Por otro lado, se identifican menores valores de velocidad hacia el noroeste, este y sur de la zona, indicando material menos consolidado.
- Los resultados de sondeos eléctricos verticales y refracciones sísmicas indican que las zonas óptimas para perforar pozos productores de agua que sirvan para consumo humano podrían ubicarse principalmente al norte de la zona aluvional debido a su baja vulnerabilidad y alta potencialidad acuífera.
- La refracción sísmica es un buen complemento del sondeo eléctrico vertical para evaluar la saturación de los paquetes geológicos potencialmente acuíferos.
- La anomalía de Bouguer residual indica la presencia de dos depocentros asociados a mínimos gravimétricos inferiores a -0.50 mGal al noreste y suroeste de la zona aluvional. Por otro lado, se han identificado máximos superiores a

0.26 mGal al norte, oeste y este de la zona que podrían asociarse al afloramiento y contraste de densidades de las formaciones presentes.

- Los modelos gravimétrico-estructurales A-A' y B-B' presentan un espesor aluvional que podría superar 100 m. Esto representa una buena correlación entre las profundidades a basamento propuestas por los sondeos eléctricos verticales y los pozos productores de agua de la zona.
- Al comparar los resultados obtenidos por los tres métodos geofísicos aplicados, puede afirmarse que los parámetros utilizados para realizar refracciones sísmicas en este estudio no permitieron alcanzar el basamento de la subcuenca. En contraste, los sondeos eléctricos verticales y el análisis gravimétrico sí representan un buen complemento para verificar la profundidad del basamento.
- La base de datos geoespacial generada a partir de los resultados de este estudio, contiene tablas y mapas que pueden utilizarse como soporte para evaluación y toma de decisiones en aspectos hidrográficos relacionados con la subcuenca de Bejuma. Del mismo modo, servirá de referencia para estudios similares que se lleven a cabo en otras subcuencas hidrográficas.

RECOMENDACIONES

- Este trabajo evidencia la potencialidad de exploración de acuíferos de la subcuenca de Bejuma y es relevante porque busca promover una gestión integral de los recursos de aguas subterráneas. Por tanto, se recomienda el uso del mapa potencial como un recurso fundamental para las instituciones encargadas de la conservación, protección y manejo de los recursos hídricos.
- Las zonas noroeste y noreste de la subcuenca presentan un bajo IVDN que podría indicar una cubierta vegetal poco saludable producto de la actividad humana. Debido a que estas son las mejores zonas de recarga por densidad de lineamientos, se recomienda establecer un plan de protección especial para su cuidado.
- En vista de que las zonas de potencial alto y muy alto para exploración de acuíferos se encuentran cercanas a la población de Bejuma, se recomienda su conservación y protección ya que podrían asegurar los mejores puntos para prospectar agua.
- Se recomienda realizar un análisis químico de nitratos, cloruros e incluso iones de sodio, potasio, calcio, magnesio, sulfatos, carbonatos y salinidad de los paquetes geológicos potencialmente acuíferos propuestos para verificar que se encuentren dentro de los límites máximos o rangos establecidos por el Decreto N°883 de Normas para la Clasificación y el Control de Calidad de los Cuerpos de Agua y Vertidos o Efluentes Líquidos.
- Se recomienda perforar pozos exploratorios cerca de los puntos de adquisición propuestos.

- En vista de que el SEV12 tiene el porcentaje de error más alto de todos los sondeos eléctricos verticales realizados (20%) y presenta una clara contradicción con el mapa de zonas potenciales para la exploración de acuíferos, se recomienda repetir el sondeo y realizar tomografías eléctricas en la zona.
- Se recomienda ejecutar más sondeos eléctricos verticales, tomografías eléctricas, refracciones sísmicas y estaciones gravimétricas en la zona aluvional de la subcuenca de Bejuma para tener un mejor detalle de los sistemas acuíferos, las zonas de saturación y la geometría del basamento.
- Se recomienda utilizar la base de datos geoespacial creada en este trabajo como base o complemento para futuros estudios en la región.

BIBLIOGRAFÍA

- ACFIMAN-SACC. (2018). Primer reporte académico de cambio climático 2018: contribución de los grupos de trabajo I, II y III. Ecosistemas terrestres y biodiversidad. 91-206.
- Adiat, K., Nawawi, M. y Abdullah, K. (2012). Assessing the accuracy of GIS-based elementary multi criteria decision analysis as a spatial prediction tool—a case of predicting potential zones of sustainable groundwater resources. *Journal of Hydrology*, 440, 75–89.
- Agarwal, R., y Garg, P. (2016). Remote sensing and GIS based groundwater potential y recharge zones mapping using multi-criteria decision making technique. *Water Resources Management*, 30 (1), 243-260.
- Aguas Manizales e INGESAM. (2006). Fallas y lineamientos geológicos en el área urbana y pre-urbana de la ciudad. Recuperado de: <https://bit.ly/2KxH2i3>. Consultado: 14/03/20.
- Aguerrevere, S y Zuloaga, G. (1937). Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol. y Min.*, 1(2-4), 8-24.
- Al Farajat, M., Schaefer, B., Al Hassanat, H., Al Atteyat, N., Al Jahed, N. y Khataibeh, J. (2015). Using of GIS and geophysics in selecting suitable basins with freshwater aquifers for an efficient exploration strategy – a case study from Petra-Region, Jordan. *Earth Sci. Res. J*, 19, 1, 39-50.
- Al Saud, M. (2010). Mapping potential areas for groundwater storage in Wadi Aumah Basin, western Arabian Peninsula, using remote sensing and geographic information system techniques. *Hydrogeol J*, 18(148), 1481-1495.
- Alonso, D. (2013). NDVI: ¿Qué es y cómo calcularlo con SAGA desde QGIS? Recuperado de: <https://bit.ly/2xRIFVb>. Consultado: 10/ 03/20.
- Asociación Venezolana para el Agua. (2011). Situación de los recursos hídricos en Venezuela. Caracas, Venezuela: Zoyla Martínez y Diego Díaz. 21 p.
- Astier, J. (1975). Geofísica aplicada a la hidrogeología. Madrid: Paraninfo. 258 p.

- Audemard, F. (1993). Néotectonique sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Ancón). Tesis de PhD, University of Montpellier II. 369 p.
- Audemard, F. (2002). Syn-sedimentary extensional tectonics in the River Tuy Basin, northern Venezuela: implications on basin génesis and southern Caribbean Geodynamics. XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela. 7 p.
- Audemard, F. (2010). Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean Plate boundary. Geological Society, London, Special Publications 2009. 328, 569-596.
- Audemard, F. y Singer, A. (1997). La ingeniería de fallas activas en Venezuela: historia y estado de arte. Seminario Internacional de Ingeniería Sísmica: Aniversario del Terremoto de Caracas de 1967. Universidad Católica Andrés Bello, Caracas, 11 – 27 pp.
- Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Hart, R. y Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults, in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey Open-File-Report. 00-18. 79 p.
- Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Hart, R. y Haller, K. (2000). Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. 1:1.000.000. Programa internacional de la litósfera. Recuperado de: <https://bit.ly/2Ladven>. Consultado: 29/04/20.
- Audemard, F., Romero, G., Rendón, H. y Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69, 181-233.
- Auge, M. (2008). Métodos geoelectricos para la prospección de aguas subterráneas. Recuperado de: <https://bit.ly/3dBcbhW> Consultado: 19/03/20.
- Ayazi, M., Piratesh, S., Pili, A., Biswajeet, P., Nokouravan, B. y Mansor, S. (2010). Disasters and risk reduction in groundwater: Zagros mountain southwest Iran using geoinformatics techniques. *Disaster Advances*, 3(1), 51-57.
- Banks, D. y Robins, N. (2002). An introduction to groundwater in crystalline bedrock. Trondheim, Noruega: Servicio Geológico de Noruega (NGU). 64 p.

- Bellizia, A. (1976). Sistema Montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. Sociedad Venezolana de Geólogos, Memorias VI Congreso Geológico Venezolano. 6657-6836.
- Bello, A. e Ichaso, A. (1999). Estudio geológico y de factibilidad de materiales a ser usados como agregados gruesos para concreto, Hacienda El Cedro, Distrito Montalbán, Estado Carabobo. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 145 p.
- Bertoni, J. y Lombardi, F. (2008). Conservação do solo. Sao Paulo, Brasil: Ícone. 355 p.
- Bravo, N. (2017). Teoría – Teledetección especial. Landast, Sentinel-2, Aster L1T y Modis. Huánuco, Perú: Geomática Ambiental S.R.L. 103 p.
- Campanella, O., Uva, M., Maldonado, G. y Origilia, H. (2010). Thiessen restricted: Control por polígonos preexistentes de la extensión areal de datos puntuales. MundoGEO. Recuperado de: <https://bit.ly/314kuxK>. Consultado: 21/03/21.
- Campbell, J. y Wynne, R. (2011). Introduction to remote sensing. Virginia, Estados Unidos: The GuilfordPress. 662 p.
- Campos, A. (1992). Procesos del ciclo hidrológico. México: Universidad Autónoma de San Luis de Potosí. 33-34.
- Cantos, J. (1974). Tratado de geofísica aplicada. Madrid, España: Litoprint. 515 p.
- Cañizales, A., Peñuela, S., Díaz Martín, M., Febres, E., Caldera, O., Valderrama, L. y Mujica, E. (2006). Gestión integrada de los recursos hídricos en Venezuela. Informe del Proyecto de Gestión Integrada de Hídricos. Vitales. Caracas, 60 pp.
- Cárdenas, P., Martelo, M., García, L. y Gil, A. (2003). Impacto de los eventos El Niño-Oscilación del sur en Venezuela. Parte II. Caracas, Venezuela: Corporación Andina de Fomento. 32-37.
- Cárdenas, P., Martelo, M., García, L. y Gil, A. (2003). Mapa de regiones de Venezuela con base en el régimen de lluvias. 1:1.000.000. Impacto de los eventos El Niño-Oscilación del sur en Venezuela. Parte II. Caracas, Venezuela: Corporación Andina de Fomento.

- Carver, S., Cornelius, S. y Heywood, D. (2006). An introduction to geographical information systems. Estados Unidos: Pearson. 446 p.
- Casas, A., Himi, M., Díaz, Y., Pinto, V., Font, X y Tapias, J. (2008). Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environmental Geology*, 54m 515-520.
- Catonha, M., Sacasas-León, C. y Pérez-Lazo, J. (2014). Criterios para localizar zonas acuíferas en Caimbambo, Angola. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, XXXV (3), 20-32.
- Cavada, J. (2000). Guía de prospección sísmica por refracción. Universidad Central de Venezuela. Versión 1. 29 p.
- Celik, Recep. (2019). Evaluation of groundwater potential by GIS-based multicriteria decision making as a spatial prediction tool: Case study in the Tigris River Batman-Hasankeyf Sub-Basin, Turkey. *Water*, 11, 2630, 16 p.
- Chowdary, V., Chakraborty, D., Jeyaram, A., Krishna, Y., Sharma, J. y Dadhwal, V. (2013). Multi-criteria decision making approach for watershed prioritization using analytic hierarchy process technique and GIS. *Water Resources Management*, (27), 3555-3571.
- Chuvieco, E. (1995). Fundamentos de teledetección espacial. Madrid, España: Ediciones Rialp. 451 p.
- Comerma, J. (1986). Pedogénesis de dos asociaciones de suelo en el Centro Norte de Venezuela. *Agronomía Tropical*, 18 (1), 3-35.
- Consortio Pomca Quindío. (2018). Plan de ordenación y manejo de la cuenca del Río La Vieja. Bogotá, Colombia: Minambiente. 214 p.
- Córdova, J. y González, M. (2015). La geografía del agua. En Gabaldón, A., Rosales, A., Buroz, E., Córdova, J., Uzcátegui, G e Iskandar, L. Agua en Venezuela: una riqueza escaza. Caracas, Venezuela: Fundación Empresas Polar. 145-147.
- Coronel, A. y González, M. (2015). Las aguas subterráneas. En Gabaldón, A., Rosales, A., Buroz, E., Córdova, J., Uzcátegui, G e Iskandar, L. Agua en Venezuela: una riqueza escaza. Caracas, Venezuela: Fundación Empresas Polar. 105-130.

- Cruickshank, C. (1992). Relación entre las aguas superficiales y las subterráneas en una cuenca. *Ingeniería hidráulica en México*. 56-62.
- Cumbre Mundial para el Desarrollo Sostenible. *Reseña de España*. (2002). Desarrollo sostenible. Johannesburgo, Sudáfrica: Naciones Unidas. 89p.
- Decarli, F. (2009). Mapa de regiones hidrogeológicas de Venezuela. 1:1.000.000. Aguas subterráneas en Venezuela. Caracas, Venezuela: Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Gerencia de Redes Hidrometeorológicas. 5 p.
- Decreto Nro. 2647 (1978). *Gaceta Oficial de la República de Venezuela*, No. 31485, mayo 12, 1978.
- Del Bosque, I., Fernández Freire, C., Martín-Forero, L. y Pérez, E. (2012). Los sistemas de información geográfica y la investigación en ciencias humanas y sociales. Madrid: Confederación Española de Centros de Estudios Locales (CSIC). 143 p.
- Delgadillo, A. y Páez, G. (2008). Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo por crecidas. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), inédito.
- Desarrollos hidráulicos Cojedes, Canago Internacional y Ministerio de Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. (1997). Diagnóstico de la calidad de las aguas superficiales en el Estado Cojedes. Cojedes, Venezuela: Empresa Regional DHC.
- Dobrin, M. (1961). *Introducción a la prospección geofísica*. Barcelona: Omega S.A. 483 p.
- Eastman, J. (2003). *IDRISI Kilimanjaro guide to GIS image processing*. Massachusetts, Estados Unidos: Clark University. 305 p.
- Edet, A., Okereke, C., Teme, C. y Esu, E. (1998). Application of remote-sensing data to groundwater exploration: a case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeologic Journal*, 6, 394–404.
- Espinosa, V. y López, K. (2018). Potencial para la exploración de aguas subterráneas en la demarcación hidrográfica Puyango Catamayo, Ecuador, utilizando procesos de análisis jerárquico basado en SIG y teledetección. *Revista de Teledetección*, 51, 135-145.
- ESRI. (2010). *Learning ArcGis Desktop for ArcGis 10.0*. [Curso virtual]. Consultado: 9/01/20.

- ESRI. (2015). *The ArcGis Book*. California, Estados Unidos: Esri Press. 146 p.
- ESRI. (2016). ¿Qué son los datos ráster? California: Esri Press. Recuperado de: <https://bit.ly/2W3Ho5r>. Consultado: 9/03/20.
- ESRI. (2019). Basemap. 1:50.000. World Imagery. Consultado: 2/05/19. Recuperado de: <https://bit.ly/2Ai7oTq>.
- ESRI. (2020). Basemap. 1:50.000. World Imagery. Consultado: 26/05/20. Recuperado de: <https://bit.ly/2Ai7oTq>.
- Estes, J. y Simonett, S. (1975). *Fundamentals of image interpretation. Manual of remote sensing*, 869-1076.
- Fabregat, V. (1999). Fundamentos teóricos del control de las extracciones mediante teledetección. *Medida y evaluación de las extracciones de agua subterránea*, 89-104.
- Fairfield, J. y Leymarie, P. (1991). Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27 (5), 709-717.
- Fetter, C. (2000). *Applied hidrogeology*. Nueva Jersey, Estados Unidos: Prentice Hall. 615 p.
- Fitts, C. (2002). *Groundwater science*. California, Estados Unidos: Academic Press. 435 p.
- Foster, S. (1987). Fundamental concepts in aquifer vulnerability pollution risk and protection strategy. *Proceedings of International Conference: Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants*.
- Foster, S., Hirata, R., Gomes, D., D'Elia, M y Paris, M. (2003). *Protección de la calidad del agua subterránea*. Estados Unidos, Washington, D.C.: Banco Mundial. 128 p.
- Freeze, R. y Cherry, J. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliff, Estados Unidos: Prentice Hall. 604 p.
- Friend, P. (1978). Distinctive features of some ancient river systems. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5, 531-542.
- Fundación Empresas Polar. (2007). *Colección Geo Venezuela*. Caracas, Venezuela: Fundación Polar. 752 p.
- Gabrecht, J. y Martz, L. (1993). Network and subwatershed parameters extracted from digital elevation models: the bills creek experience. *Journal of the American Water Association*, 29 (6), 909-916.

- Ganapuram, S., Vijaya, G., Murali, I., Kahya, E. y Cuneyd, M. (2009). Mapping of groundwater potential zones in the Musi basin using remote sensing and GIS. *Advances in engineering software*, 40, 506-518.
- Garay, D. y Agüero, N. (2018). Delimitación hidrográfica y caracterización morfométrica de la cuenca del río Anzulón. La Rioja, Argentina: Ediciones INTA. 32 p.
- Gaspari, F. (2002). Plan de ordenamiento territorial en cuencas serranas degradadas. Aplicación de sistemas de información geográfica. Huelva, España: Ediciones Cooperativas. 179 p.
- Gaspari, F., Rodríguez, A., Senisterra, G., Denegri, G., Delgado, M. y Besteiro, S. (2012). Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. *AUGMDOMUS*, 4, 143-158.
- Gaspari, F., Senisterra, G., Delgado, M., Rodríguez, A. y Besteiro, S. (2009). Manual de manejo integral de cuencas hidrográficas. La Plata, Argentina: Editorial Autores. 321 p.
- Gavotti, R. (1973). Estudio preliminar sobre condiciones de aguas subterráneas en la región de Bejuma-Montalbán, Estado Carabobo. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 71 p.
- Geomática Ambiental. (2019). Precipitación media de una cuenca hidrográfica utilizando ArcGIS y HIDROESTA. Recuperado de: <https://bit.ly/3r5k707>. Consultado: 21/03/21.
- Gleeson, T., Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H., Manning, A., Beek, L. y Jellinek, M. (2011). Mapping permeability over the surface of the earth. *Geophysical research letters*, 38, L02401.
- González De Juana, C., Iturralde, J. y Picard, X. (1980). Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Caracas, Venezuela: Foninves. 1031p.
- González, A. y Tabare, T. (2007). Estudio geofísico integrado del Bloque C ubicado en el estado Monagas, perteneciente al proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D a partir de datos geoelectrónicos y sísmicos de refracción somera. Trabajo especial de grado.

Departamento de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 166 p.

Griffiths, D. (1972). Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos. Madrid, España: Editorial Paraninfo. 231p.

Gutiérrez, J. y Gould, M. (2000). SIG: Sistemas de Información Geográfica. Madrid, España: Editorial Síntesis, S.A. 241 p.

Gutiérrez, J., Osorio, R. y Andrade, J. (2013). Detección automática de lineamientos geológicos utilizando imágenes satelitales, un aporte a la geoexploración y zonificación de amenaza natural, Mérida, Venezuela. Revista Forestal Latinoamericana, 28 (1), 107-130.

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A. y Garrity, C. (2005). Escala 1:750.000. Geological shaded relief map of Venezuela. Recuperado de: <https://bit.ly/3h7vd02>. Consultado: 20/07/2019.

Hartley, A., Weissman, G., Nichols, G. y Scuderi, L. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. Geological Society of America, Geology Forum. 38(2): e231.

Henaos, J. (1988). Introducción al manejo de cuencas hidrográficas. Bogotá, Colombia: Universidad Santo Tomás, Centro de enseñanza desescolarizada. 396 p.

Hendi, E. (2008). Electrical prospecting methods. Recuperado de: <https://bit.ly/2ybbdsd>. Consultado: 20/03/20.

Herman, R. (2001). An introduction to electrical resistivity in geophysics. American Association of Physics Teachers, 69 (9).

Hernández, R., Pereira, Y., Molina, J., Coelho, R., Olivares, B. y Rodríguez, K. (2016). Calendario de siembra para las zonas agrícolas del estado Carabobo en la República Bolivariana de Venezuela. Andalucía, España: Universidad Internacional de Andalucía. 128 p.

Hinze, W., C., Aiken, J., Brozena, B., Coakley, D., Dater, G., Flanagan, R., Forsberg, T., Hildenbrand, G., Randy, J., Kellogg, R., Kucks, X., Li, A., Mainville, R., Morin, M., Pilkington, D., Plouff, D., Ravat, D., Roman, J., Urrutia-Fucugauchi, M.,

- Veronneau, M., Webring y D. Winester. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70 (4), J25-J32.
- Hispagua. (2021). Hidrogeología: acuíferos. Hispagua Sistema Español de Información sobre el Agua. Consultado: 14/04/21. Recuperado de: <https://bit.ly/2QrdYis>.
- Horton, R. (1932). Drainage-basin characteristics. Washington, Estados Unidos: Transactions American Geophysical Union. 13, 350-361.
- Huber, O. y Alarcón, C. (1988). Mapa de vegetación de Venezuela. MARNR.
- Huber, O. y Oliveira-Miranda, M. (2010). Escala 1:50.000. Mapa de las formaciones vegetales de Venezuela. Recuperado de: <https://bit.ly/2X5z45m>. Consultado: 01/05/20.
- Huber, O. y Oliveira-Miranda, M. (2010). Representación de las formaciones vegetales de Venezuela. Recuperado de: <https://bit.ly/2X5z45m>. Consultado: 01/05/20.
- INAMEH. (s.f.). Base de datos de precipitaciones mensuales del Estado Carabobo. Caracas, Venezuela.
- Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña. (2011). Sísmica activa. Recuperado de: <https://bit.ly/2Jmvq0B>. Consultado: 22/03/20.
- Instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar. (2016). Red gravimétrica venezolana.
- Instituto Nacional de Estadística. (2011). Informe Geoambiental 2011, estado Carabobo. Recuperado de: <https://bit.ly/2Tlh7yF>. Consultado: 10/05/20.
- Jardí, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. Barcelona, España: *Revista de Geografía*. 19, 41-68.
- JAXA/METI ALOS PALSAR. (2019). Modelo digital de elevación. Recuperado de: <https://bit.ly/3eQyAs1>. Consultado: 20/07/19.
- Jha, M., Chowdary, V. y Chowdhury, A. (2010). Groundwater assessment in Salboni Block, West Bengal (India) using remote sensing, geographical information system and multi-criteria decision analysis techniques. *Hydrogeology Journal*, 18(7), 1713-1728. Recuperado de: <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0631-z>.
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). An introduction to geophysical exploration. Reino Unido, Oxford: Blackwell Science Ltd. 257 p.

- Kirsch, R. (2009). Groundwater geophysics a tool for hydrogeology. Berlín, Alemania: Springer. 541 p.
- Kumar, G. y Srinivasan, D. (2016). Evaluation of Groundwater Potential Index (GWPI) using geophysical survey in Kallar Watershed, Tamil Nadu, India. International Journal of Earth Sciences and Engineering, 09, 05, 0974-5904.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V). (1999). Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA).
- Liang, S. y Wang, J. (2019). Advanced remote sensing. Terrestrial information extraction and applications. Academic Press. 800 p.
- Lillie, R. (1999). Whole earth geophysics: an introductory textbook for geologists and geophysicists. Prentice Hall. 361 p.
- Liu, Jian-Guo. y Mason, Philippa. (2009). Essential image processing and GIS for remote sensing. Estados Unidos: Wiley-Blackwell. 437 p.
- Loke, M. (2016). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Recuperado de: <https://bit.ly/2HSmCQh>. Consultado: 20/03/20.
- López Cadenas de Llano, F. (1998). Restauración hidrológica forestal de cuencas y control de la erosión. Madrid, España: ingeniería medioambiental, TRAGSATEC, Ministerio de Medio Ambiente. 945 p.
- López, L. (2015). Diccionario de geografía aplicada y profesional. Terminología de análisis, planificación y gestión del territorio. España: Universidad de León. 567-568 p.
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of geophysics. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press. 393 p.
- Machiwal, D., Jha, M. y Mal, B. (2011). Assesment of groundwater potential in a semi-arid region of India using remote sensing, GIS and MCDM techniques. Water Resources Managemente, (25), 1359-1386.
- Magesh, N., Chandrasekar, N y Soundranayagan, J. (2012). Delineation of groundwater potential zones in Theni district, Tamil Nadu, using hierarchy process, and statistical index models and assessment of their performances. Nata hazards, 69, 749-779.

- Maillet, R. (1947). The fundamental equation of electrical prospecting. *Geophysics*, 12m 529-666.
- Malczewski, J. (1999). *Gis and multicriteria decision analysis*. Estados Unidos, Nueva York: Wiley. 408 p.
- Mancebo, S., Ortega, E., Martin, L. y Valentin, A. (2008). *Libro SIG: Aprendiendo a manejar los SIG en la gestión ambiental*. Madrid, España. 108 p.
- Marescot, L., Monnet, R. y Chapellier, D. (2009). Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98, 18–28.
- Mariñez, F. (2017). *Venezuela: un país hídrico*. Gente, Comunicación y Ambiente. Caracas, Venezuela: Proyecto Observatorio Ambiental de Venezuela. 25 p.
- Martelo, M. (2003). *La precipitación en Venezuela y su relación con el sistema climático*. Caracas, Venezuela: Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales. 58 p.
- Martínez, Z. (2011). *Situación de los Recursos Hídricos en Venezuela*. Asociación Venezolana para el Agua AveAgua). Caracas. 53p.
- Mattheß, K. y Ubell, G. (1981). *Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt*. Berlín, Alemania. 575p.
- Mederos, I. (2009). *Modelaje geofísico de la region Farriar-Morón estados Yaracuy y Carabobo*. Trabajo especial de grado. Departamento de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 134 p.
- Meijerink, A., Bannert, D., Batelaan, O., Lubczynski, M. y Pointet, T. (2007). *Remote sensing applications to groundwater*. Paris, Francia: UNESCO.
- Mijailov, L. (1985). *Hidrogeología*. Moscú, Rusia: Editorial Mir. 285 p.
- MINEC. (2010). *GeoVenezuela: Perspectivas del Medio Ambiente en Venezuela*. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente. Caracas, Venezuela: Ministerio del Poder Popular para el Ecosocialismo. Recuperado: 19/07/2019. Disponible en: <https://bit.ly/32vKYJB>. 226 p.

- Monreal, R., Rangel, M., Minjarez, I., Castillo, J y Morales, M. (2003). Estudio de actualización geohidrológica del acuíferos valle del Yaqui, Municipio Cajeme, Sonora: Hermosillo. Sonora, México: Universidad de Sonora, Informe Técnico. 146 p.
- Morgan, B. (1969). Geología de la región de Valencia, Estado Carabobo, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 10(20): 3-13.
- Morisawa, M. (1985). Rivers: forms and process. Londres, Inglaterra: Longman. 222 p.
- Muchingami, I., Hlatywayo, D., Nel, J. y Chuma, C. Electrical resistivity survey for groundwater investigations and shallow subsurface evaluation of the basaltic-greenstone formation of the urban Bulawayo aquifer. Physics and Chemistry of the Earth, 50, 52, 44-51.
- Musa, K., Akhir, J. y Abdullah, I. (2009). Groundwater prediction potential zone in Langat basin using the integration of Remote Sensing and GIS. Recuperado de: <https://bit.ly/330LeQ4>. Consultado: 12/04/20.
- Nampak, H., Pradhan, B. y Manap, M. (2014). Application of GIS based data driven evidential belief function model to predict groundwater potential zonation. Journal of Hidrology, 513, 283-300.
- NASA. (2015). Fundamentals of remote sensing training. Recuperado de: <https://go.nasa.gov/356iENX>. Consultado: 12/03/20
- Nespereira, J., Monterrubio, S., Fernández, B., Yenes, M. y Alonso, J. (2014). El nivel piezométrico y sus implicaciones técnicas. Bilbao, España: XVIII Simposio sobre la enseñanza de la geología. 33-44.
- Nichols, G. y Fisher, J. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. Sedimentary Geology, 195, 1, 75-90.
- Nolorbe, J. y Acuña, J. (2013). Clasificación de imágenes ETM+ y ASTER GDEM por el método árbol de decisiones para la detección de aguas subterránea en Perú. Caso Estudio: Lambayeque. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 8 p.

- Okabe, A., Boots, B. y Sugihara, K. (1992). Spatial tellesations: concepts and applications of Voronoi diagrams. Chichester, Inglaterra: Jhon Wiley & Sons. 696 p.
- Olaya, V. (2014). Sistemas de Información Geográfica. Recuperado de: <https://bit.ly/2Sbjfse>. Consultado: 8/01/20
- Olivares, B., Hernández, R., Coelho, R., Molina, J. y Pereira Y. (2018). Análisis espacial del índice hídrico: avances en la adopción de decisiones sostenibles en territorios agrícolas de Carabobo, Venezuela. *Revista Geográfica de América Central*, 60, 277-299.
- Omaña, L. (2002). Integración de la geología de la zona Morón-Valencia-Ocumare de la Costa, estados Carabobo y Aragua. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 323 p.
- OMS. (2020). Contexto general de la República Bolivariana de Venezuela. Consultad: 02/02/2020. Recuperado de: <https://bit.ly/3d3qyfh>.
- Ordoñez, J. (2011). Cartilla técnica: aguas subterráneas-acuíferos. Lima, Perú: Sociedad Geográfica de Lima. 41 p.
- Orellana, E. (1982). Prospección geoelectrica. Madrid, España: Paraninfo. 288 p.
- Ortunio, E. (2011). Aspectos territoriales, geocológicos y demográficos del Estado Carabobo: bases para la comprensión de las desigualdades en salud. *Red de revistas científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal*, 9(2), 15-33. Recuperado de: <https://bit.ly/3cMY2gJ>. Consultado: 16/05/20.
- Osawa, Y. (2004). Optical and microwave sensor son Japanese mapping satellite – ALOS. Estambul, Turquía: Congreso ISPRS.
- Peñuela, L. y Rivera, J. (2012). Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (81). 18 – 32.
- Pérez, L. (2006). Los sistemas de información geográfica y la teledetección espacial en el análisis de la información geológica de la región Todasana-Cabo Codera-Capaya, Cordillera de la Costa. Trabajo de grado de maestría. Departamento de Geología,

- Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 110 p.
- Pindell, J., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Lebreque, J. y Haxby, A. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155m 121-138.
- PNUD. (2015). Agua limpia y saneamiento: por qué es importante. Consultado: 5/01/20. Recuperado de: <https://bit.ly/36KMXKN>.
- Porto, E. (2015). Mapa de Cuencas hidrográficas de Venezuela. 1:1.000.000. Recuperado de: <https://bit.ly/2zmWlba> Consultado: 15/05/20.
- Prasad, J., Gupta, N. y Daiman, A. (2014). Hydrogeomorphological studies for exploring ground water potential of Bammel Watershed in Sagar, Madhya Pradesh. 10p.
- Prost, G. (2001). Remote sensing for geologists: A guide to image interpretation. Estados Unidos: Gordon and Breach Science Publishers. 674 p.
- Pucha-Cofrep, F., Fries, A., Cánocas-García, F., Oñate-Valdivieso, F., González-Jaramillo, V. y Pucha-Cofrep, D. (2017). Fundamentos de Sig. España: Ediloja Cia. Ltda. 82 p.
- Quijada, S. y Figuera, Y. (2021). Caracterización hidrogeológica de la subcuenca Miranda de los estados Carabobo y Yaracuy, mediante el análisis de imágenes satelitales con SIG e integración de datos geofísicos. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 322 p.
- Rahmati, O., Nazari Samani, A., Mahdavi, M., Pourghasemi, H. y Zeinivand, H. (2015). Groundwater potential mapping at Kurdistan region of Iran using analytic hierarchy process and GIS. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(9), 7059-7071.
- Ramírez, G. (2011). Estudio geoelectrónica con fines de prospección de aguas subterráneas en zonas aledañas a la estación terrena de control del satélite Simón Bolívar, estado Guárico. Trabajo especial de grado. Departamento de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 109 p.

- Razandi, Y., Pourghasemi, H., Neisani, N. y Rahmati, O. (2015) Application of analítica hierarchy process, frequency ratio, and certainty factor models for groundwater potential mapping using GIS. *Earth Science Informatics*, 8(4), 867-883.
- Reid, A., Allsop, J., Granser, H., Millet, A. y Somerton, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Reyes, H. y Chirinos, Z. (2020). Determinación por métodos geofísicos de la profundidad del nivel freático y espesor del acuíferos en el pueblo de Temblador, estado Monagas, República Bolivariana de Venezuela. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*, 11, (2), 59-69.
- Reyes, J. (2020). Caracterización hidrogeológica de la subcuenca Montalbán mediante el análisis multicriterio de imágenes satelitales y la interpretación de datos geoeléctricos. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*, 11(2), 162-183.
- Reynolds, J. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. West Sussex, Inglaterra: John Wiley & Sons. 800 p.
- Ribeiro, C., Pires, J., Nascimento, M. y Santana, R. (2005). Análise da exatidão de diferentes métodos de interpolação para geração de modelos digitais de elevação e obtenção de características morfométricas em bacias hidrográficas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10(2), 39-47.
- Rubio, F. y Ayala, C. (2009). Establecimiento de bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica 1:50.000. Aplicación a la modelización 2D y 3D en varias zonas de la península ibérica. Revisión de los procedimientos y del software de cálculo y tratamiento de las anomalías gravimétricas. España: IGME. 61 p.
- Ruíz, J. (1990). Principales características morfométricas de cinco cuencas del Estado Cojedes, su correlación e inferencias en el aspecto cualitativo del escurrimiento. Cojedes, Venezuela: Universidad Nacional Experimental de los Llanos Ezequiel Zamora. 22-24.
- Ryan, S. y Nimick, E. (2019). Multi-Criteria Decision Analysis and Gis. Recuperado de: <https://bit.ly/3e2IZQR>. Consultado: 7/04/20.
- Saaty, T. (1977). A scaling method for priorities hierarchical structures. *Journal Math Psychol*, 1977(15), 234-281.

- Saaty, T. (1980). The analytic hierarchy process: planning priority setting, resource allocation. Nueva York, Estados Unidos: McGraw-Hill. 287 p.
- Saaty, T. (1990). How to make a decision? *European Journal of Operational Research*, 48, 9-26.
- Salas, V. y Castillo, R. (2012). Mapa de cuencas hidrográficas del Estado Carabobo. 1:50.000. Venezuela: gestión de cuencas hidrográficas en el Estado Carabobo. Caracas, Venezuela: Global Water Partnership South America. 14 p.
- Salas, V. y Castillo, R. (2012). Venezuela: gestión de cuencas hidrográficas en el Estado Carabobo. Caracas, Venezuela: Global Water Partnership South America. 14 p.
- Samayoa, J. (2013). Suministro de agua I, obras para la captación de materiales. Curso de capacitación de sistemas para suministro de agua potable, drenajes y tratamiento de aguas servidas. Antigua Guatemala, Guatemala. Recuperado: <https://bit.ly/2x5UJBA>. Consultado: 4/04/20.
- Sánchez, F. (2017). Hidrología superficial y subterránea. Salamanca, España: Createspace Independent. 414 p.
- Sánchez, Jorge., González, R., García, C., Escalante, R., Pineda, L. y Semadeni, I. (2003). Manejo de residuos industriales. Aguascalientes, México: Colegio de Ingenieros Ambientales de México. 215 p.
- Santamarta, J., Cabrera, M. y Custodio E. (2013). Hidrología y recursos hídricos en islas y terrenos volcánicos. Tenerife, España: Colegio de ingenieros de Montes. 554 p.
- Sastre, P. (2010). Sistemas de Información Geográfica. Técnicas básicas para estudios de biodiversidad. I Taller conjunto sobre técnicas básicas de SIG y la herramienta de georreferenciación GEOLOCATE. Madrid, España: Instituto Geológico y Minero de España. 58p.
- Schuck, A. y Lange, G. (2007). *Environmental Geology*. Berlín, Alemania: Springer. 389 p.
- Schumm, S. (1956). The evolution of drainage system and slopes at Pearth Amboy, New Jersey. *Bulletin of Geological Society of America*, 67, 597-646.

- Sendrós, A. (2012). Aplicación de parámetros geoelectricos en el estudio de las aguas subterráneas (Cuenca de Valls, Tarragona). Tesis de maestría. Barcelona, España: Universitat de Barcelona.
- Sener, E., Davraz, A. y Ozcelik, M. (2005). An integration of GIS and remote sensing in groundwater investigations: A case of study in Burdur, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 13(5), 826-834.
- Sentinels Scientific Data Hub. (2019). Imagen satelital. Recuperado de: <https://bit.ly/3fG36F2>. Consultado: 5/08/2019.
- Serway, R. (1998). Física. Tomo I. James Madison University: McGraw Hill. 540 p.
- Shekhar, S. y Xiong, H. (2008). Encyclopedia of GIS. Boston, Estados Unidos: Springer. 2507 p.
- Society of Exploration Geophysicists. (2018). SEG Wiki. Recuperado de: <https://bit.ly/3dDtf6D>. Consultado: 08/06/19.
- Sosa, D., Venencio, M. y Palazzo, R. (1999). Utilización de gráficos para expresar las características geoelectricas de las formaciones del subsuelo de la provincia de Santa Fe como base para los estudios hidrogeológicos. *Hidrología subterránea. II Congreso Argentino de Hidrogeología*, 13, 443-450.
- Spector, A. y Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Strahler, A. (1974). Geografía física. Barcelona, España: Ediciones Omega, S.A. 765 p.
- Taboton, D., Bras, R. y Rogríguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of canal networks from digital elevation data. *Hydrological processes*, 5, 8-100.
- Tapia, S., Oyarzún, R., Núñez, J. y Oyarzún, J. (2019). Identificación de zonas potenciales de recarga de aguas subterráneas en el sector de la mina Brillador. *Mine Water Environ*, 38, 226-242. Recuperado de: <https://bit.ly/388q4nr>. Consultado: 07/06/19.
- Telford, W., Geldart, L. y Sheriff, R. (1990). Applied Geophysics. Estados Unidos, Nueva York: Cambridge University Press. 770 p.

- Thomas, K. y Lowe, M. (2007). Recharge and discharge áreas for the principal basin-fill aquifer, Beryl-Enterprise Area, Iron, Washington, and Beaver Counties, Utah. Utah, Estados Unidos: Utah Geological Survey. 28 p.
- Toskano, G. (2005). El proceso de análisis jerárquico (AHP) como herramienta para la toma de decisiones en la selección de proveedores (tesis de pregrado). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú. 100p.
- Tuinhof, A., Dumars, C., Foster, S., Kemper, K., Garduño, H. y Nanni, M. (2006). Gestión de recursos de agua subterránea. Gestión sustentable del agua subterránea, conceptos y herramientas. 16 p.
- Ughi, A. (2013). Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31 (1), 93-103. Recuperado: 15/08/2019. Disponible en: <https://bit.ly/2QqvTpm>.
- Ughi, A. (2014). Estudio hidrogeofísico para caracterizar los acuíferos de la cuenca baja del río Guey al noreste del Lago de Valencia, Venezuela. *Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra*, 46, 1, 58-67.
- UNESCO. (2003). Agua para todos, agua para la vida – Informe de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos en el Mundo. París, Francia: UNESCO. 36 p.
- UNESCO. (2020). 2020: Informe mundial de las Naciones Unidas sobre el desarrollo de los recursos hídricos. París, Francia: UNESCO. 259 p.
- Urbani, F. (1997). La minería de oro en la zona de Los Teques en el siglo XVII. *Boletín de Historia de las Geociencias en Venezuela* 61: 23-24.
- Urbani, F. (2018). Una revisión de los terrenos geológicos del sistema montañoso del caribe, norte de Venezuela. *Boletín de Geología*, 23 (36), 216 p.
- Urbani, F. y Ostos, M. (1989). El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- Urbani, F. y Rodríguez, J. (2004). Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Caracas: Fundación Geos-UCV y Funvisis. 156p.

- Urbani, F., Martens, U. y Pindell, J. (2013). U-Pb zircón ages from Yumare, Peña de Mora and San Julián units, Cordillera de la Costa, Venezuela. *Memorias V Simposio Venezolano de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas*, UCV, Caracas. *Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra*, 45, 141-144.
- USGS. (2019). Ciclo hidrológico. Recuperado de: <https://on.doi.gov/2ypnrh9>. Consultado: 31/03/20.
- Van Nostrand, R. y Cook, L. (1966). Interpretation of resistivity data. Estados Unidos, Washington: United States Government Printing Office. 275 p.
- Vandenheuvel, E. (2015). Weighted overlay land suitability análisis. Consultado: 10/02/2020. Recuperado de: <https://bit.ly/2XGTYYYW>.
- Varela, C. y Artigas, M. (2014). Estado actual del conocimiento de la flora vascular del Estado Carabobo, Venezuela. *ERNSTIA*, 24(12), 111-127.
- Villanueva, M. e Iglesias, A. (1984). Pozos y acuíferos. Técnicas de Evaluación. Madrid, España: Instituto geológico y minero de España. 419 p.
- Wehrmann, M. (1972). Geología de la región de Guatire – Colonia Tovar. *Bol. Geol.* (5)4, 2093-2119.
- Weight, W. (2008). Hidrogeology field manual. Montana, Estados Unidos: McGraw Hill. 741 p.
- Weng, Q. (2010). Remote Sensing and GIS Integration. Estados Unidos: The McGraw-Hill Education. 383 p.
- Wolfe, G., Gasper, E., Stoke, J., Kretchman, J., Anderson, D., Czuba, N., Oberoi, S., Pujji, L., Lyublunskaya, I. y Ingram, D. (2015). College physics for AP Courses. Recuperado de: <https://bit.ly/3dBcbhW>. Consultado: 20/03/20.
- Ynfante, M. (2017). Integración geológica de la región comprendida entre Palmasola, Morón y Valencia, estados Yaracuy y Carabobo. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 124 p.

- Ysaccis, R., Cabrera, E. y Del Castillo, H. (2000). El sistema petrolífero de la Blanquilla, costa afuera Venezuela. VII Congreso Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Caracas, Venezuela, pp 411 – 425.
- Zohdy, A., Eaton, G. y Mabey, D. (1990). Application of Surface geophysics to ground-water investigations. Estados Unidos, Denver: U.S Geological Survey. 116 p.

APÉNDICES

Tablas

Tabla 8.1A Espesor y descripción litológica de pozos productores de agua de Bejuma.

| Identificador | Tope (m) | Base (m) | Espesor (m) | Litología | Identificador | Tope (m) | Base (m) | Espesor (m) | Litología |
|---------------|----------|----------|-------------|-----------------|---------------|----------|----------|-------------|--------------------------|
| P1 | 0 | 50 | 50 | Arena | P6 | 0 | 0.3 | 0.3 | Capa vegetal |
| P1 | 50 | 60 | 10 | Esquistos | P6 | 0.3 | 4 | 3.7 | Arcilla |
| P2 | 0 | 1 | 1 | Capa vegetal | P6 | 4 | 9.5 | 5.5 | Arcilla arenosa |
| P2 | 1 | 24 | 23 | Arena | P6 | 9.5 | 13 | 3.5 | Arena |
| P2 | 24 | 45 | 21 | Grava | P6 | 13 | 17 | 4 | Arcilla |
| P2 | 45 | 60 | 15 | Roca | P6 | 17 | 18 | 1 | Arena |
| P3 | 0 | 1 | 1 | Capa vegetal | P6 | 18 | 24 | 6 | Arcilla |
| P3 | 1 | 12 | 11 | Arcilla | P6 | 24 | 25 | 1 | Grava |
| P3 | 12 | 20 | 8 | Arena | P6 | 25 | 37 | 12 | Arcilla |
| P3 | 20 | 30 | 10 | Limo | P6 | 37 | 39.5 | 2.5 | Grava |
| P3 | 30 | 60 | 30 | Grava | P6 | 39.5 | 49 | 9.5 | Arcilla y cantos rodados |
| P4 | 0 | 12 | 12 | Arcilla arenosa | P6 | 49 | 50.5 | 1.5 | Grava |
| P4 | 12 | 13.5 | 1.5 | Arena gravosa | P6 | 50.5 | 52 | 1.5 | Arcilla |
| P4 | 13.5 | 14.5 | 1 | Arcilla | P6 | 52 | 65 | 13 | Cantos rodados |
| P4 | 14.5 | 19 | 4.5 | Arena gravosa | P7 | 0 | 0.5 | 0.5 | Capa vegetal |
| P4 | 19 | 21 | 2 | Arcilla | P7 | 0.5 | 6 | 5.5 | Arcilla |
| P4 | 21 | 23.5 | 2.5 | Arena gravosa | P7 | 6 | 8 | 2 | Arena |
| P4 | 23.5 | 26.5 | 3 | Arcilla | P7 | 8 | 12 | 4 | Arcilla |
| P4 | 26.5 | 36 | 9.5 | Arena gravosa | P7 | 12 | 13 | 1 | Arena |
| P4 | 36 | 37 | 1 | Arcilla | P7 | 13 | 15 | 2 | Arcilla |
| P4 | 37 | 39 | 2 | Arena gravosa | P7 | 15 | 16.5 | 1.5 | Arena |
| P4 | 39 | 42 | 3 | Arcilla arenosa | P7 | 16.5 | 19.5 | 3 | Arcilla |
| P4 | 42 | 43.5 | 1.5 | Arena gravosa | P7 | 19.5 | 21 | 1.5 | Arena |
| P4 | 43.5 | 48 | 4.5 | Arcilla arenosa | P7 | 21 | 22 | 1 | Arcilla |
| P4 | 48 | 49 | 1 | Arena gravosa | P7 | 22 | 24 | 2 | Arena |
| P4 | 49 | 50 | 1 | Arcilla gravosa | P7 | 24 | 27.5 | 3.5 | Arcilla |
| P4 | 50 | 55 | 5 | Arena gravosa | P7 | 27.5 | 28.5 | 1 | Arena |
| P4 | 55 | 57 | 2 | Arcilla gravosa | P7 | 28.5 | 30 | 1.5 | Arcilla |
| P4 | 57 | 59 | 2 | Arena | P7 | 30 | 31 | 1 | Arena |
| P4 | 59 | 61 | 2 | Arcilla arenosa | P7 | 31 | 33.5 | 2.5 | Arcilla |
| P4 | 61 | 63.5 | 2.5 | Arena | P7 | 33.5 | 36.5 | 3 | Grava |
| P4 | 63.5 | 64.5 | 1 | Arena arcillosa | P7 | 36.5 | 42 | 5.5 | Arcilla |
| P4 | 64.5 | 72 | 7.5 | Roca | P7 | 42 | 43 | 1 | Arena |
| P5 | 0 | 1.2 | 1.2 | Capa vegetal | P7 | 43 | 46 | 3 | Arcilla |
| P5 | 1.2 | 9.3 | 8.1 | Arcilla arenosa | P7 | 46 | 49.5 | 3.5 | Grava |
| P5 | 9.3 | 11.1 | 1.8 | Arena | P7 | 49.5 | 54 | 4.5 | Arcilla |
| P5 | 11.1 | 14.2 | 3.1 | Grava fina | P7 | 54 | 57 | 3 | Grava |
| P5 | 14.2 | 17.4 | 3.2 | Arcilla | P7 | 57 | 66 | 9 | Arcilla |
| P5 | 17.4 | 19.8 | 2.4 | Grava | P7 | 66 | 67 | 1 | Arena |
| P5 | 19.8 | 28 | 8.2 | Arcilla | P7 | 67 | 69 | 2 | Arcilla |
| P5 | 28 | 29 | 1 | Arena | P7 | 69 | 73 | 4 | Grava |
| P5 | 29 | 33 | 4 | Grava | P7 | 73 | 76 | 3 | Arcilla |
| P5 | 33 | 36.3 | 3.3 | Arcilla | P8 | 0 | 1 | 1 | Capa vegetal |
| P5 | 36.3 | 37 | 0.7 | Arena gruesa | P8 | 1 | 12 | 11 | Arcilla |
| P5 | 37 | 44 | 7 | Arcilla | P8 | 12 | 20 | 8 | Arena fina |
| P5 | 44 | 48 | 4 | Grava fina | P8 | 20 | 30 | 10 | Arcilla |
| P5 | 48 | 52.2 | 4.2 | Arcilla | P8 | 30 | 50 | 20 | Arena |
| P5 | 52.2 | 57 | 4.8 | Cantos rodados | P8 | 50 | 80 | 30 | Grava |
| P5 | 57 | 59.4 | 2.4 | Arena gruesa | | | | | |
| P5 | 59.4 | 71.1 | 11.7 | Cantos rodados | | | | | |
| P5 | 71.1 | 74.1 | 3 | Arena | | | | | |
| P5 | 74.1 | 80 | 5.9 | Roca | | | | | |

Tabla 8.2A Índice aleatorio (Saaty, 1980).

| Tamaño de la matriz | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------------------|---|------|-----|------|------|------|------|------|------|
| Índice aleatorio | 0 | 0.58 | 0.9 | 1.12 | 1.24 | 1.32 | 1.41 | 1.45 | 1.49 |

Tabla 8.3A Alturas y áreas del MDE de la subcuenca de Bejuma.

| Altura mínima (m.s.n.m.) | Altura máxima (m.s.n.m.) | Altura promedio (m) | Área parcial (km ²) | Área acumulada (km ²) | Área (km ²) |
|--------------------------|--------------------------|---------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|
| 640 | 682 | 661 | 15.99 | 15.99 | 72.50 |
| 682 | 724 | 703 | 12.13 | 28.12 | 56.51 |
| 724 | 767 | 745 | 6.95 | 35.07 | 44.38 |
| 767 | 809 | 788 | 6.03 | 41.10 | 37.43 |
| 809 | 854 | 832 | 5.50 | 46.60 | 31.40 |
| 854 | 900 | 877 | 4.64 | 51.23 | 25.90 |
| 900 | 946 | 923 | 3.62 | 54.85 | 21.27 |
| 946 | 988 | 967 | 2.89 | 57.75 | 17.65 |
| 988 | 1034 | 1011 | 3.00 | 60.75 | 14.75 |
| 1034 | 1079 | 1057 | 2.60 | 63.36 | 11.75 |
| 1079 | 1125 | 1102 | 2.19 | 65.55 | 9.14 |
| 1125 | 1171 | 1148 | 1.64 | 67.19 | 6.95 |
| 1171 | 1213 | 1192 | 1.39 | 68.57 | 5.31 |
| 1213 | 1259 | 1236 | 1.15 | 69.72 | 3.93 |
| 1259 | 1301 | 1280 | 0.98 | 70.70 | 2.78 |
| 1301 | 1343 | 1322 | 0.58 | 71.28 | 1.80 |
| 1343 | 1382 | 1362 | 0.43 | 71.71 | 1.22 |
| 1382 | 1424 | 1403 | 0.38 | 72.09 | 0.79 |
| 1424 | 1466 | 1445 | 0.23 | 72.32 | 0.41 |
| 1466 | 1540 | 1503 | 0.18 | 72.50 | 0.18 |

Tabla 8.4A Base de datos y cálculo de anomalías gravimétricas.

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| Base | 68°19'44" | 10°12'53" | 698 | - | 97826.235 | - | - | - | - | - | - | - |
| Circuito 1 | | | | | | | | | | | | |
| J01 | 68°14'38" | 10°12'52" | 694 | 19 | 978019.311 | 978195.062 | 5.863 | 1.831 | -175.752 | -169.888 | -171.720 | -170.720 |
| J02 | 68°14'39" | 10°12'49" | 702 | 20 | 978019.022 | 978195.033 | 6.172 | 1.928 | -176.011 | -169.839 | -171.767 | -170.767 |
| J03 | 68°14'40" | 10°12'45" | 690 | 18 | 978019.519 | 978195.004 | 5.555 | 1.735 | -175.486 | -169.931 | -171.666 | -170.666 |
| J04 | 68°14'41" | 10°12'42" | 700 | 17 | 978019.862 | 978194.975 | 5.246 | 1.639 | -175.113 | -169.867 | -171.505 | -170.505 |
| J05 | 68°14'44" | 10°12'41" | 697 | 20 | 978019.274 | 978194.966 | 6.172 | 1.928 | -175.692 | -169.520 | -171.448 | -170.448 |
| J06 | 68°14'46" | 10°12'38" | 693 | 17 | 978019.572 | 978194.942 | 5.246 | 1.639 | -175.370 | -170.124 | -171.763 | -170.763 |
| J07 | 68°14'47" | 10°12'35" | 690 | 13 | 978019.992 | 978194.914 | 4.012 | 1.253 | -174.922 | -170.910 | -172.163 | -171.163 |
| J08 | 68°14'49" | 10°12'32" | 685 | 10 | 978020.371 | 978194.886 | 3.086 | 0.964 | -174.515 | -171.429 | -172.393 | -171.393 |
| J09 | 68°14'51" | 10°12'29" | 681 | 9 | 978020.748 | 978194.86 | 2.777 | 0.868 | -174.112 | -171.334 | -172.202 | -171.202 |
| J10 | 68°14'52" | 10°12'26" | 687 | 7 | 978021.118 | 978194.833 | 2.160 | 0.675 | -173.715 | -171.555 | -172.230 | -171.230 |
| J11 | 68°14'54" | 10°12'23" | 682 | 5 | 978021.413 | 978194.806 | 1.543 | 0.482 | -173.394 | -171.851 | -172.333 | -171.333 |
| J12 | 68°14'55" | 10°12'19" | 682 | 4 | 978021.483 | 978194.776 | 1.234 | 0.386 | -173.293 | -172.058 | -172.444 | -170.444 |
| J13 | 68°14'57" | 10°12'16" | 681 | 4 | 978021.33 | 978194.747 | 1.234 | 0.386 | -173.417 | -172.183 | -172.568 | -170.568 |
| J14 | 68°14'59" | 10°12'13" | 683 | 3 | 978021.245 | 978194.721 | 0.926 | 0.289 | -173.475 | -172.550 | -172.839 | -170.839 |
| J15 | 68°15'00" | 10°12'10" | 686 | 4 | 978020.904 | 978194.693 | 1.234 | 0.386 | -173.788 | -172.554 | -172.940 | -170.940 |
| J16 | 68°15'02" | 10°12'06" | 682 | 3 | 978020.88 | 978194.665 | 0.926 | 0.289 | -173.785 | -172.859 | -173.149 | -171.149 |
| J17 | 68°15'04" | 10°12'03" | 678 | 2 | 978021.176 | 978194.635 | 0.617 | 0.193 | -173.459 | -172.842 | -173.035 | -171.035 |
| J18 | 68°15'05" | 10°12'00" | 674 | -2 | 978021.325 | 978194.607 | -0.617 | -0.193 | -173.282 | -173.900 | -173.707 | -171.707 |
| J19 | 68°15'07" | 10°11'56" | 674 | -6 | 978021.462 | 978194.575 | -1.852 | -0.578 | -173.113 | -174.965 | -174.386 | -173.386 |
| J20 | 68°15'09" | 10°11'53" | 678 | -6 | 978021.54 | 978194.546 | -1.852 | -0.578 | -173.006 | -174.857 | -174.279 | -173.279 |
| J21 | 68°15'11" | 10°11'49" | 670 | -8 | 978021.678 | 978194.515 | -2.469 | -0.771 | -172.837 | -175.306 | -174.534 | -173.534 |
| J22 | 68°15'14" | 10°11'49" | 669 | -10 | 978022.19 | 978194.516 | -3.086 | -0.964 | -172.326 | -175.412 | -174.448 | -173.448 |
| J23 | 68°15'18" | 10°11'48" | 668 | -11 | 978022.758 | 978194.5 | -3.395 | -1.060 | -171.743 | -175.137 | -174.077 | -173.077 |
| J24 | 68°15'19" | 10°11'45" | 663 | -12 | 978023.55 | 978194.474 | -3.703 | -1.157 | -170.924 | -174.627 | -173.471 | -172.471 |
| J25 | 68°15'22" | 10°11'42" | 664 | -15 | 978024.413 | 978194.449 | -4.629 | -1.446 | -170.036 | -174.665 | -173.219 | -172.219 |
| J26 | 68°15'24" | 10°11'39" | 662 | -16 | 978024.901 | 978194.424 | -4.938 | -1.542 | -169.523 | -174.460 | -172.918 | -171.918 |
| J27 | 68°15'26" | 10°11'36" | 661 | -18 | 978025.268 | 978194.395 | -5.555 | -1.735 | -169.126 | -174.681 | -172.946 | -171.946 |
| J28 | 68°15'28" | 10°11'32" | 657 | -19 | 978025.591 | 978194.361 | -5.863 | -1.831 | -168.770 | -174.633 | -172.802 | -171.802 |
| J29 | 68°15'29" | 10°11'28" | 660 | -20 | 978025.734 | 978194.328 | -6.172 | -1.928 | -168.594 | -174.766 | -172.838 | -171.838 |
| J30 | 68°15'31" | 10°11'25" | 658 | -20 | 978025.854 | 978194.302 | -6.172 | -1.928 | -168.448 | -174.620 | -172.692 | -171.692 |
| J31 | 68°15'32" | 10°11'21" | 654 | -22 | 978025.979 | 978194.271 | -6.789 | -2.121 | -168.291 | -175.081 | -172.960 | -171.960 |
| J32 | 68°15'33" | 10°11'18" | 654 | -26 | 978026.373 | 978194.238 | -8.024 | -2.506 | -167.866 | -175.889 | -173.383 | -172.383 |
| J33 | 68°15'34" | 10°11'14" | 652 | -26 | 978026.625 | 978194.21 | -8.024 | -2.506 | -167.585 | -175.608 | -173.102 | -172.102 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J34 | 68°15'36" | 10°11'11" | 655 | -28 | 978026.883 | 978194.179 | -8.641 | -2.699 | -167.296 | -175.937 | -173.238 | -172.238 |
| J35 | 68°15'37" | 10°11'07" | 651 | -29 | 978027.003 | 978194.147 | -8.949 | -2.795 | -167.144 | -176.093 | -173.298 | -172.298 |
| J36 | 68°15'38" | 10°11'03" | 652 | -29 | 978027.095 | 978194.115 | -8.949 | -2.795 | -167.020 | -175.969 | -173.174 | -172.174 |
| J37 | 68°15'39" | 10°10'58" | 648 | -30 | 978026.926 | 978194.072 | -9.258 | -2.892 | -167.146 | -176.404 | -173.512 | -172.512 |
| J38 | 68°15'41" | 10°10'54" | 648 | -30 | 978027.168 | 978194.035 | -9.258 | -2.892 | -166.867 | -176.125 | -173.234 | -172.234 |
| J39 | 68°15'42" | 10°10'49" | 646 | -31 | 978027.546 | 978193.987 | -9.567 | -2.988 | -166.442 | -176.008 | -173.020 | -172.020 |
| J40 | 68°15'43" | 10°10'45" | 650 | -30 | 978027.237 | 978193.954 | -9.258 | -2.892 | -166.717 | -175.975 | -173.084 | -172.084 |
| J41 | 68°15'43" | 10°10'41" | 652 | -30 | 978026.65 | 978193.92 | -9.258 | -2.892 | -167.270 | -176.528 | -173.636 | -172.636 |
| J42 | 68°15'43" | 10°10'37" | 652 | -28 | 978025.643 | 978193.882 | -8.641 | -2.699 | -168.240 | -176.881 | -174.182 | -173.182 |
| J43 | 68°15'42" | 10°10'33" | 654 | -28 | 978025.184 | 978193.848 | -8.641 | -2.699 | -168.665 | -177.306 | -174.607 | -173.607 |
| J44 | 68°15'42" | 10°10'29" | 655 | -26 | 978024.91 | 978193.819 | -8.024 | -2.506 | -168.909 | -176.933 | -174.427 | -173.427 |
| J45 | 68°15'41" | 10°10'26" | 657 | -25 | 978024.434 | 978193.785 | -7.715 | -2.410 | -169.351 | -177.066 | -174.656 | -173.656 |
| J46 | 68°15'41" | 10°10'22" | 658 | -23 | 978024.099 | 978193.755 | -7.098 | -2.217 | -169.656 | -176.754 | -174.537 | -173.537 |
| J47 | 68°15'41" | 10°10'18" | 659 | -22 | 978023.909 | 978193.719 | -6.789 | -2.121 | -169.810 | -176.599 | -174.478 | -173.478 |
| J48 | 68°15'41" | 10°10'14" | 659 | -21 | 978023.73 | 978193.688 | -6.481 | -2.024 | -169.958 | -176.439 | -174.415 | -173.415 |
| J49 | 68°15'40" | 10°10'10" | 663 | -21 | 978023.238 | 978193.648 | -6.481 | -2.024 | -170.410 | -176.891 | -174.866 | -173.866 |
| J50 | 68°15'40" | 10°10'06" | 663 | -19 | 978022.829 | 978193.615 | -5.863 | -1.831 | -170.787 | -176.650 | -174.819 | -173.819 |
| Circuito 2 | | | | | | | | | | | | |
| J51 | 68°15'39" | 10°10'01" | 666 | -17 | 978022.276 | 978193.568 | -5.246 | -1.639 | -171.291 | -176.537 | -174.899 | -173.899 |
| J52 | 68°15'38" | 10°09'57" | 665 | -14 | 978021.703 | 978193.538 | -4.320 | -1.350 | -171.835 | -176.155 | -174.806 | -173.806 |
| J53 | 68°15'38" | 10°09'53" | 663 | -15 | 978021.001 | 978193.506 | -4.629 | -1.446 | -172.506 | -177.135 | -175.689 | -174.689 |
| J54 | 68°15'37" | 10°09'50" | 672 | -17 | 978020.453 | 978193.473 | -5.246 | -1.639 | -173.020 | -178.267 | -176.628 | -175.628 |
| J55 | 68°15'37" | 10°09'46" | 672 | -16 | 978020 | 978193.441 | -4.938 | -1.542 | -173.441 | -178.379 | -176.837 | -175.837 |
| J56 | 68°15'36" | 10°09'42" | 675 | -14 | 978019.544 | 978193.41 | -4.320 | -1.350 | -173.866 | -178.186 | -176.837 | -175.837 |
| J57 | 68°15'34" | 10°09'39" | 679 | -5 | 978018.509 | 978193.381 | -1.543 | -0.482 | -174.872 | -176.415 | -175.933 | -174.933 |
| J58 | 68°15'33" | 10°09'36" | 678 | -1 | 978017.577 | 978193.354 | -0.309 | -0.096 | -175.777 | -176.086 | -175.989 | -174.989 |
| J59 | 68°15'31" | 10°09'32" | 680 | -2 | 978017.609 | 978193.32 | -0.617 | -0.193 | -175.711 | -176.328 | -176.136 | -175.136 |
| J60 | 68°15'29" | 10°09'29" | 681 | 0 | 978017.346 | 978193.291 | 0.000 | 0.000 | -175.945 | -175.945 | -175.945 | -174.945 |
| J61 | 68°15'28" | 10°09'25" | 682 | 1 | 978016.635 | 978193.261 | 0.309 | 0.096 | -176.627 | -176.318 | -176.415 | -175.415 |
| J62 | 68°15'29" | 10°09'22" | 678 | 2 | 978016.464 | 978193.229 | 0.617 | 0.193 | -176.765 | -176.147 | -176.340 | -175.340 |
| J63 | 68°15'29" | 10°09'18" | 675 | 1 | 978016.796 | 978193.202 | 0.309 | 0.096 | -176.406 | -176.097 | -176.194 | -175.194 |
| J66 | 68°14'12" | 10°10'23" | 676 | 1 | 978020.036 | 978193.763 | 0.309 | 0.096 | -173.727 | -173.419 | -173.515 | -172.515 |
| J67 | 68°14'17" | 10°10'24" | 676 | -4 | 978020.207 | 978193.767 | -1.234 | -0.386 | -173.561 | -174.795 | -174.410 | -173.410 |
| J68 | 68°14'21" | 10°10'23" | 675 | -4 | 978020.341 | 978193.766 | -1.234 | -0.386 | -173.425 | -174.659 | -174.274 | -173.274 |
| J69 | 68°14'25" | 10°10'23" | 672 | -5 | 978020.8 | 978193.759 | -1.543 | -0.482 | -172.958 | -174.501 | -174.019 | -173.019 |
| J70 | 68°14'29" | 10°10'22" | 671 | -8 | 978020.471 | 978193.751 | -2.469 | -0.771 | -173.281 | -175.749 | -174.978 | -173.978 |
| J71 | 68°14'32" | 10°10'21" | 668 | -9 | 978020.732 | 978193.744 | -2.777 | -0.868 | -173.012 | -175.790 | -174.922 | -173.922 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J72 | 68°14'36" | 10°10'20" | 667 | -10 | 978020.908 | 978193.74 | -3.086 | -0.964 | -172.833 | -175.919 | -174.955 | -173.955 |
| J73 | 68°14'40" | 10°10'19" | 667 | -13 | 978021.314 | 978193.731 | -4.012 | -1.253 | -172.417 | -176.429 | -175.176 | -174.176 |
| J74 | 68°14'44" | 10°10'18" | 665 | -13 | 978021.921 | 978193.721 | -4.012 | -1.253 | -171.800 | -175.812 | -174.559 | -173.559 |
| J75 | 68°14'49" | 10°10'17" | 671 | -15 | 978022.23 | 978193.712 | -4.629 | -1.446 | -171.482 | -176.111 | -174.665 | -173.665 |
| J76 | 68°14'53" | 10°10'16" | 669 | -15 | 978022.096 | 978193.702 | -4.629 | -1.446 | -171.606 | -176.235 | -174.789 | -173.789 |
| J77 | 68°14'57" | 10°10'15" | 665 | -13 | 978021.703 | 978193.692 | -4.012 | -1.253 | -171.989 | -176.001 | -174.748 | -173.748 |
| J78 | 68°15'02" | 10°10'14" | 670 | -13 | 978021.387 | 978193.68 | -4.012 | -1.253 | -172.293 | -176.305 | -175.052 | -174.052 |
| J79 | 68°15'06" | 10°10'12" | 668 | -12 | 978021.153 | 978193.671 | -3.703 | -1.157 | -172.518 | -176.221 | -175.064 | -174.064 |
| J80 | 68°15'10" | 10°10'11" | 666 | -12 | 978021.083 | 978193.66 | -3.703 | -1.157 | -172.577 | -176.280 | -175.123 | -174.123 |
| J81 | 68°15'13" | 10°10'10" | 670 | -11 | 978021.089 | 978193.65 | -3.395 | -1.060 | -172.561 | -175.956 | -174.895 | -173.895 |
| J82 | 68°15'17" | 10°10'09" | 669 | -13 | 978021.127 | 978193.64 | -4.012 | -1.253 | -172.513 | -176.525 | -175.272 | -174.272 |
| J83 | 68°15'21" | 10°10'08" | 666 | -14 | 978021.164 | 978193.63 | -4.320 | -1.350 | -172.466 | -176.787 | -175.437 | -174.437 |
| J84 | 68°15'25" | 10°10'07" | 665 | -15 | 978021.771 | 978193.62 | -4.629 | -1.446 | -171.849 | -176.478 | -175.032 | -174.032 |
| J85 | 68°15'28" | 10°10'06" | 664 | -17 | 978022.17 | 978193.614 | -5.246 | -1.639 | -171.444 | -176.690 | -175.052 | -174.052 |
| J86 | 68°15'32" | 10°10'05" | 667 | -17 | 978022.068 | 978193.602 | -5.246 | -1.639 | -171.534 | -176.780 | -175.142 | -174.142 |
| J87 | 68°15'36" | 10°10'04" | 659 | -17 | 978022.235 | 978193.594 | -5.246 | -1.639 | -171.359 | -176.605 | -174.966 | -173.966 |
| J88 | 68°15'40" | 10°10'02" | 660 | -19 | 978022.474 | 978193.582 | -5.863 | -1.831 | -171.108 | -176.971 | -175.140 | -174.140 |
| J89 | 68°15'44" | 10°10'01" | 657 | -20 | 978022.408 | 978193.572 | -6.172 | -1.928 | -171.164 | -177.336 | -175.408 | -174.408 |
| J90 | 68°15'48" | 10°10'00" | 657 | -23 | 978022.412 | 978193.565 | -7.098 | -2.217 | -171.153 | -178.251 | -176.034 | -175.034 |
| J91 | 68°15'52" | 10°10'00" | 654 | -23 | 978022.629 | 978193.56 | -7.098 | -2.217 | -170.931 | -178.028 | -175.811 | -174.811 |
| J92 | 68°15'55" | 10°09'59" | 654 | -26 | 978022.767 | 978193.555 | -8.024 | -2.506 | -170.788 | -178.812 | -176.306 | -175.306 |
| J93 | 68°15'59" | 10°09'59" | 654 | -26 | 978023.136 | 978193.551 | -8.024 | -2.506 | -170.415 | -178.438 | -175.932 | -174.932 |
| J94 | 68°16'04" | 10°09'58" | 652 | -26 | 978023.79 | 978193.546 | -8.024 | -2.506 | -169.756 | -177.780 | -175.274 | -174.274 |
| J95 | 68°16'08" | 10°09'58" | 650 | -28 | 978024.806 | 978193.544 | -8.641 | -2.699 | -168.738 | -177.379 | -174.680 | -173.680 |
| J96 | 68°16'12" | 10°09'57" | 650 | -29 | 978025.018 | 978193.537 | -8.949 | -2.795 | -168.519 | -177.468 | -174.673 | -173.673 |
| J97 | 68°16'16" | 10°09'56" | 655 | -30 | 978025.026 | 978193.532 | -9.258 | -2.892 | -168.506 | -177.764 | -174.872 | -173.872 |
| J98 | 68°16'19" | 10°09'56" | 650 | -31 | 978025.216 | 978193.53 | -9.567 | -2.988 | -168.314 | -177.880 | -174.892 | -173.892 |
| J99 | 68°16'23" | 10°09'55" | 642 | -32 | 978025.78 | 978193.521 | -9.875 | -3.085 | -167.740 | -177.616 | -174.531 | -173.531 |
| J100 | 68°16'27" | 10°09'55" | 642 | -33 | 978026.035 | 978193.516 | -10.184 | -3.181 | -167.480 | -177.664 | -174.483 | -173.483 |
| J101 | 68°16'32" | 10°09'54" | 646 | -34 | 978026.597 | 978193.511 | -10.492 | -3.277 | -166.914 | -177.407 | -174.129 | -173.129 |
| J102 | 68°16'36" | 10°09'54" | 648 | -36 | 978027.002 | 978193.508 | -11.110 | -3.470 | -166.506 | -177.616 | -174.146 | -173.146 |
| J103 | 68°16'39" | 10°09'54" | 633 | -40 | 978027.442 | 978193.507 | -12.344 | -3.856 | -166.065 | -178.409 | -174.553 | -173.553 |
| J104 | 68°16'43" | 10°09'54" | 638 | -41 | 978027.823 | 978193.507 | -12.653 | -3.952 | -165.684 | -178.337 | -174.385 | -173.385 |
| J105 | 68°16'47" | 10°09'54" | 699 | -41 | 978028.192 | 978193.509 | -12.653 | -3.952 | -165.317 | -177.970 | -174.018 | -173.018 |
| Circuito 3 | | | | | | | | | | | | |
| J109 | 68°14'05" | 10°10'53" | 684 | 7 | 978015.887 | 978194.026 | 2.160 | 0.675 | -178.139 | -175.979 | -176.654 | -175.654 |
| J110 | 68°14'08" | 10°10'51" | 680 | 4 | 978016.661 | 978194.011 | 1.234 | 0.386 | -177.349 | -176.115 | -176.501 | -175.501 |
| J111 | 68°14'12" | 10°10'50" | 680 | 0 | 978017.272 | 978194.001 | 0.000 | 0.000 | -176.729 | -176.729 | -176.729 | -175.729 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|--------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J112 | 68°14'15" | 10°10'49" | 679 | 0 | 978017.598 | 978193.992 | 0.000 | 0.000 | -176.394 | -176.394 | -176.394 | -175.394 |
| J113 | 68°14'19" | 10°10'49" | 671 | -1 | 978018.26 | 978193.987 | -0.309 | -0.096 | -175.727 | -176.036 | -175.939 | -174.939 |
| J114 | 68°14'23" | 10°10'48" | 669 | -2 | 978019.122 | 978193.984 | -0.617 | -0.193 | -174.862 | -175.479 | -175.287 | -174.287 |
| J115 | 68°14'27" | 10°10'48" | 669 | -3 | 978019.682 | 978193.98 | -0.926 | -0.289 | -174.298 | -175.224 | -174.935 | -173.935 |
| J116 | 68°14'29" | 10°10'44" | 676 | -4 | 978020.613 | 978193.95 | -1.234 | -0.386 | -173.337 | -174.572 | -174.186 | -173.186 |
| J117 | 68°14'32" | 10°10'42" | 675 | -4 | 978020.309 | 978193.932 | -1.234 | -0.386 | -173.623 | -174.857 | -174.472 | -173.472 |
| J118 | 68°14'37" | 10°10'42" | 674 | -5 | 978020.846 | 978193.925 | -1.543 | -0.482 | -173.079 | -174.622 | -174.140 | -173.140 |
| J119 | 68°14'41" | 10°10'42" | 669 | -6 | 978021.063 | 978193.927 | -1.852 | -0.578 | -172.865 | -174.716 | -174.138 | -173.138 |
| J120 | 68°14'45" | 10°10'42" | 668 | -11 | 978022.465 | 978193.925 | -3.395 | -1.060 | -171.461 | -174.855 | -173.795 | -172.795 |
| J121 | 68°14'48" | 10°10'42" | 662 | -12 | 978022.853 | 978193.93 | -3.703 | -1.157 | -171.077 | -174.780 | -173.623 | -172.623 |
| J122 | 68°14'52" | 10°10'43" | 663 | -18 | 978023.277 | 978193.933 | -5.555 | -1.735 | -170.657 | -176.211 | -174.476 | -173.476 |
| J123 | 68°14'56" | 10°10'42" | 655 | -17 | 978023.541 | 978193.93 | -5.246 | -1.639 | -170.390 | -175.636 | -173.997 | -172.997 |
| J124 | 68°14'58" | 10°10'45" | 661 | -21 | 978024.16 | 978193.952 | -6.481 | -2.024 | -169.792 | -176.272 | -174.248 | -173.248 |
| J125 | 68°15'00" | 10°10'48" | 658 | -22 | 978024.462 | 978193.982 | -6.789 | -2.121 | -169.520 | -176.309 | -174.188 | -173.188 |
| J126 | 68°15'03" | 10°10'49" | 656 | -22 | 978024.321 | 978193.988 | -6.789 | -2.121 | -169.667 | -176.456 | -174.335 | -173.335 |
| J127 | 68°15'07" | 10°10'49" | 654 | -24 | 978024.102 | 978193.993 | -7.406 | -2.313 | -169.891 | -177.298 | -174.984 | -173.984 |
| J128 | 68°15'11" | 10°10'50" | 651 | -26 | 978024.122 | 978194 | -8.024 | -2.506 | -169.878 | -177.901 | -175.395 | -174.395 |
| J129 | 68°15'14" | 10°10'51" | 653 | -27 | 978024.411 | 978194.005 | -8.332 | -2.603 | -169.594 | -177.926 | -175.324 | -174.324 |
| J130 | 68°15'18" | 10°10'51" | 647 | -28 | 978024.667 | 978194.011 | -8.641 | -2.699 | -169.343 | -177.984 | -175.285 | -174.285 |
| J131 | 68°15'21" | 10°10'52" | 652 | -29 | 978026.351 | 978194.017 | -8.949 | -2.795 | -167.666 | -176.616 | -173.820 | -172.820 |
| J132 | 68°15'25" | 10°10'53" | 649 | -30 | 978026.859 | 978194.022 | -9.258 | -2.892 | -167.163 | -176.421 | -173.529 | -172.529 |
| J133 | 68°15'28" | 10°10'53" | 651 | -30 | 978026.71 | 978194.026 | -9.258 | -2.892 | -167.316 | -176.574 | -173.683 | -172.683 |
| J134 | 68°15'32" | 10°10'52" | 646 | -31 | 978026.904 | 978194.017 | -9.567 | -2.988 | -167.113 | -176.680 | -173.692 | -172.692 |
| J135 | 68°15'36" | 10°10'53" | 648 | -30 | 978026.95 | 978194.027 | -9.258 | -2.892 | -167.077 | -176.335 | -173.443 | -172.443 |
| J136 | 68°15'39" | 10°10'55" | 673 | -29 | 978027.093 | 978194.038 | -8.949 | -2.795 | -166.945 | -175.894 | -173.099 | -172.099 |
| J137 | 68°15'19" | 10°11'52" | 673 | -7 | 978022.65 | 978194.541 | -2.160 | -0.675 | -171.891 | -174.051 | -173.376 | -172.376 |
| J138 | 68°15'21" | 10°11'55" | 674 | -7 | 978022.728 | 978194.567 | -2.160 | -0.675 | -171.838 | -173.999 | -173.324 | -172.324 |
| J139 | 68°15'21" | 10°11'59" | 676 | -6 | 978022.532 | 978194.6 | -1.852 | -0.578 | -172.067 | -173.919 | -173.341 | -172.341 |
| J140 | 68°15'20" | 10°12'03" | 676 | -4 | 978022.384 | 978194.632 | -1.234 | -0.386 | -172.248 | -173.482 | -173.096 | -172.096 |
| J141 | 68°15'20" | 10°12'06" | 677 | -4 | 978022.546 | 978194.662 | -1.234 | -0.386 | -172.116 | -173.350 | -172.964 | -171.964 |
| J142 | 68°15'20" | 10°12'10" | 674 | -3 | 978022.849 | 978194.693 | -0.926 | -0.289 | -171.844 | -172.770 | -172.481 | -170.481 |
| J143 | 68°15'19" | 10°12'13" | 672 | -3 | 978022.985 | 978194.725 | -0.926 | -0.289 | -171.740 | -172.665 | -172.376 | -170.376 |
| J144 | 68°15'07" | 10°11'47" | 675 | -8 | 978021.491 | 978194.496 | -2.469 | -0.771 | -173.005 | -175.473 | -174.702 | -173.702 |
| J145 | 68°15'04" | 10°11'47" | 672 | -7 | 978021.207 | 978194.494 | -2.160 | -0.675 | -173.287 | -175.447 | -174.773 | -173.773 |
| J146 | 68°15'03" | 10°11'43" | 670 | -8 | 978021.422 | 978194.461 | -2.469 | -0.771 | -173.039 | -175.508 | -174.737 | -173.737 |
| J147 | 68°15'05" | 10°11'39" | 665 | -10 | 978021.578 | 978194.428 | -3.086 | -0.964 | -172.850 | -175.936 | -174.972 | -173.972 |
| J148 | 68°15'05" | 10°11'35" | 662 | -15 | 978022.677 | 978194.392 | -4.629 | -1.446 | -171.715 | -176.344 | -174.898 | -173.898 |
| J149 | 68°15'08" | 10°11'33" | 665 | -18 | 978023.193 | 978194.369 | -5.555 | -1.735 | -171.177 | -176.731 | -174.996 | -173.996 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J150 | 68°15'12" | 10°11'32" | 666 | -15 | 978023.213 | 978194.364 | -4.629 | -1.446 | -171.151 | -175.780 | -174.334 | -173.334 |
| J151 | 68°15'13" | 10°11'29" | 664 | -14 | 978023.585 | 978194.334 | -4.320 | -1.350 | -170.749 | -175.070 | -173.720 | -172.720 |
| Circuito 4 | | | | | | | | | | | | |
| J152 | 68°15'10" | 10°11'27" | 658 | -16 | 978024.099 | 978194.321 | -4.938 | -1.542 | -170.222 | -175.159 | -173.617 | -172.617 |
| J153 | 68°15'06" | 10°11'27" | 659 | -16 | 978023.893 | 978194.324 | -4.938 | -1.542 | -170.431 | -175.369 | -173.827 | -172.827 |
| J154 | 68°15'02" | 10°11'27" | 666 | -21 | 978024.053 | 978194.322 | -6.481 | -2.024 | -170.269 | -176.750 | -174.725 | -173.725 |
| J155 | 68°14'58" | 10°11'28" | 670 | -14 | 978022.573 | 978194.327 | -4.320 | -1.350 | -171.754 | -176.074 | -174.725 | -173.725 |
| J156 | 68°14'54" | 10°11'29" | 671 | -10 | 978021.511 | 978194.335 | -3.086 | -0.964 | -172.823 | -175.909 | -174.946 | -173.946 |
| J157 | 68°14'51" | 10°11'29" | 673 | -9 | 978020.897 | 978194.341 | -2.777 | -0.868 | -173.443 | -176.221 | -175.353 | -174.353 |
| J158 | 68°14'47" | 10°11'30" | 676 | -7 | 978020.32 | 978194.349 | -2.160 | -0.675 | -174.029 | -176.190 | -175.515 | -174.515 |
| J159 | 68°14'43" | 10°11'29" | 676 | -4 | 978019.709 | 978194.341 | -1.234 | -0.386 | -174.632 | -175.867 | -175.481 | -174.481 |
| J160 | 68°14'39" | 10°11'28" | 678 | -3 | 978019.19 | 978194.33 | -0.926 | -0.289 | -175.140 | -176.066 | -175.777 | -174.777 |
| J161 | 68°14'37" | 10°11'25" | 673 | -2 | 978018.975 | 978194.299 | -0.617 | -0.193 | -175.325 | -175.942 | -175.749 | -174.749 |
| J162 | 68°14'39" | 10°11'21" | 673 | -7 | 978019.562 | 978194.267 | -2.160 | -0.675 | -174.705 | -176.865 | -176.191 | -175.191 |
| J163 | 68°14'42" | 10°11'18" | 669 | -7 | 978019.974 | 978194.239 | -2.160 | -0.675 | -174.265 | -176.425 | -175.751 | -174.751 |
| J164 | 68°14'43" | 10°11'14" | 666 | -11 | 978020.227 | 978194.208 | -3.395 | -1.060 | -173.981 | -177.376 | -176.316 | -175.316 |
| J165 | 68°14'43" | 10°11'09" | 666 | -10 | 978020.221 | 978194.165 | -3.086 | -0.964 | -173.955 | -177.041 | -176.077 | -175.077 |
| J166 | 68°14'46" | 10°11'08" | 665 | -26 | 978023.779 | 978194.154 | -8.024 | -2.506 | -170.375 | -178.399 | -175.892 | -174.892 |
| J167 | 68°14'50" | 10°11'06" | 663 | -15 | 978021.458 | 978194.139 | -4.629 | -1.446 | -172.681 | -177.310 | -175.864 | -174.864 |
| J168 | 68°14'54" | 10°11'05" | 657 | -17 | 978022.205 | 978194.125 | -5.246 | -1.639 | -171.920 | -177.166 | -175.528 | -174.528 |
| J169 | 68°14'57" | 10°11'03" | 658 | -23 | 978023.386 | 978194.11 | -7.098 | -2.217 | -170.724 | -177.822 | -175.605 | -174.605 |
| J170 | 68°15'01" | 10°11'01" | 661 | -26 | 978024.31 | 978194.092 | -8.024 | -2.506 | -169.782 | -177.805 | -175.299 | -174.299 |
| J171 | 68°14'59" | 10°10'57" | 665 | -19 | 978022.99 | 978194.057 | -5.863 | -1.831 | -171.067 | -176.930 | -175.098 | -174.098 |
| J172 | 68°14'58" | 10°10'53" | 664 | -18 | 978023.209 | 978194.025 | -5.555 | -1.735 | -170.815 | -176.370 | -174.635 | -173.635 |
| J173 | 68°14'57" | 10°10'49" | 660 | -18 | 978023.377 | 978193.989 | -5.555 | -1.735 | -170.613 | -176.167 | -174.432 | -173.432 |
| J174 | 68°16'09" | 10°09'24" | 657 | -20 | 978020.851 | 978193.252 | -6.172 | -1.928 | -172.402 | -178.574 | -176.646 | -175.646 |
| J175 | 68°16'08" | 10°09'28" | 661 | -23 | 978022.104 | 978193.28 | -7.098 | -2.217 | -171.177 | -178.274 | -176.057 | -175.057 |
| J176 | 68°16'04" | 10°09'29" | 669 | -21 | 978020.541 | 978193.297 | -6.481 | -2.024 | -172.756 | -179.237 | -177.213 | -176.213 |
| J177 | 68°16'03" | 10°09'33" | 662 | -20 | 978020.667 | 978193.331 | -6.172 | -1.928 | -172.664 | -178.836 | -176.908 | -175.908 |
| J178 | 68°16'01" | 10°09'37" | 662 | -18 | 978021.018 | 978193.363 | -5.555 | -1.735 | -172.345 | -177.900 | -176.165 | -175.165 |
| J179 | 68°16'01" | 10°09'41" | 658 | -18 | 978021.619 | 978193.394 | -5.555 | -1.735 | -171.775 | -177.330 | -175.595 | -174.595 |
| J180 | 68°16'00" | 10°09'45" | 657 | -22 | 978022.148 | 978193.429 | -6.789 | -2.121 | -171.282 | -178.071 | -175.950 | -174.950 |
| J181 | 68°15'59" | 10°09'48" | 653 | -23 | 978022.6 | 978193.461 | -7.098 | -2.217 | -170.861 | -177.959 | -175.742 | -174.742 |
| J182 | 68°15'59" | 10°09'52" | 655 | -24 | 978022.905 | 978193.493 | -7.406 | -2.313 | -170.587 | -177.994 | -175.680 | -174.680 |
| J183 | 68°15'58" | 10°09'56" | 656 | -25 | 978022.992 | 978193.524 | -7.715 | -2.410 | -170.532 | -178.247 | -175.837 | -174.837 |
| J184 | 68°15'57" | 10°10'02" | 658 | -24 | 978023.654 | 978193.584 | -7.406 | -2.313 | -169.930 | -177.336 | -175.023 | -174.023 |
| J185 | 68°15'56" | 10°10'06" | 656 | -22 | 978024.099 | 978193.619 | -6.789 | -2.121 | -169.520 | -176.309 | -174.188 | -173.188 |
| J186 | 68°15'55" | 10°10'10" | 652 | -24 | 978024.454 | 978193.652 | -7.406 | -2.313 | -169.198 | -176.605 | -174.291 | -173.291 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J188 | 68°15'56" | 10°10'18" | 648 | -30 | 978026.628 | 978193.72 | -9.258 | -2.892 | -167.092 | -176.350 | -173.458 | -172.458 |
| J189 | 68°15'56" | 10°10'22" | 650 | -30 | 978026.396 | 978193.753 | -9.258 | -2.892 | -167.357 | -176.615 | -173.724 | -172.724 |
| J190 | 68°15'56" | 10°10'26" | 647 | -30 | 978026.53 | 978193.785 | -9.258 | -2.892 | -167.255 | -176.513 | -173.621 | -172.621 |
| J191 | 68°15'57" | 10°10'29" | 648 | -31 | 978026.417 | 978193.815 | -9.567 | -2.988 | -167.398 | -176.965 | -173.976 | -172.976 |
| J192 | 68°15'57" | 10°10'32" | 649 | -31 | 978026.559 | 978193.845 | -9.567 | -2.988 | -167.286 | -176.853 | -173.865 | -172.865 |
| J193 | 68°15'58" | 10°10'36" | 650 | -31 | 978027.141 | 978193.88 | -9.567 | -2.988 | -166.740 | -176.306 | -173.318 | -172.318 |
| J194 | 68°15'58" | 10°10'39" | 655 | -30 | 978027.695 | 978193.9 | -9.258 | -2.892 | -166.206 | -175.464 | -172.572 | -171.572 |
| J195 | 68°15'38" | 10°10'32" | 654 | -25 | 978024.628 | 978193.84 | -7.715 | -2.410 | -169.212 | -176.927 | -174.517 | -173.517 |
| J196 | 68°15'34" | 10°10'32" | 655 | -26 | 978024.441 | 978193.842 | -8.024 | -2.506 | -169.401 | -177.425 | -174.919 | -173.919 |
| J197 | 68°15'30" | 10°10'32" | 657 | -25 | 978024.227 | 978193.845 | -7.715 | -2.410 | -169.618 | -177.333 | -174.924 | -173.924 |
| J198 | 68°15'26" | 10°10'33" | 658 | -25 | 978024.128 | 978193.847 | -7.715 | -2.410 | -169.719 | -177.434 | -175.024 | -174.024 |
| J199 | 68°15'22" | 10°10'33" | 655 | -24 | 978023.975 | 978193.852 | -7.406 | -2.313 | -169.877 | -177.284 | -174.970 | -173.970 |
| J200 | 68°15'18" | 10°10'33" | 660 | -22 | 978023.761 | 978193.853 | -6.789 | -2.121 | -170.092 | -176.882 | -174.761 | -173.761 |
| Circuito 5 | | | | | | | | | | | | |
| J203 | 68°14'52" | 10°09'34" | 702 | 11 | 978015.728 | 978193.333 | 3.395 | 1.060 | -177.606 | -174.211 | -175.271 | -174.271 |
| J204 | 68°14'54" | 10°09'36" | 690 | 9 | 978016.201 | 978193.356 | 2.777 | 0.868 | -177.155 | -174.377 | -175.245 | -174.245 |
| J205 | 68°14'56" | 10°09'40" | 700 | 7 | 978016.73 | 978193.386 | 2.160 | 0.675 | -176.656 | -174.495 | -175.170 | -174.170 |
| J206 | 68°14'58" | 10°09'43" | 697 | 5 | 978017.144 | 978193.414 | 1.543 | 0.482 | -176.270 | -174.727 | -175.209 | -174.209 |
| J207 | 68°15'00" | 10°09'46" | 693 | 3 | 978017.639 | 978193.44 | 0.926 | 0.289 | -175.801 | -174.875 | -175.164 | -174.164 |
| J208 | 68°15'02" | 10°09'49" | 690 | 1 | 978018.117 | 978193.467 | 0.309 | 0.096 | -175.349 | -175.041 | -175.137 | -174.137 |
| J209 | 68°15'03" | 10°09'52" | 685 | -1 | 978018.559 | 978193.495 | -0.309 | -0.096 | -174.937 | -175.245 | -175.149 | -174.149 |
| J210 | 68°15'05" | 10°09'56" | 681 | -5 | 978019.364 | 978193.524 | -1.543 | -0.482 | -174.160 | -175.703 | -175.221 | -174.221 |
| J211 | 68°15'06" | 10°09'59" | 687 | -11 | 978020.569 | 978193.607 | -3.395 | -1.060 | -173.038 | -176.433 | -175.372 | -174.372 |
| J214 | 68°15'11" | 10°10'08" | 681 | -12 | 978020.978 | 978193.636 | -3.703 | -1.157 | -172.658 | -176.361 | -175.205 | -174.205 |
| J215 | 68°15'13" | 10°10'12" | 683 | -14 | 978021.437 | 978193.663 | -4.320 | -1.350 | -172.227 | -176.547 | -175.197 | -174.197 |
| J216 | 68°15'14" | 10°10'15" | 686 | -15 | 978021.684 | 978193.694 | -4.629 | -1.446 | -172.010 | -176.639 | -175.193 | -174.193 |
| J217 | 68°15'15" | 10°10'19" | 682 | -16 | 978022.095 | 978193.727 | -4.938 | -1.542 | -171.632 | -176.569 | -175.027 | -174.027 |
| J218 | 68°15'15" | 10°10'22" | 678 | -20 | 978022.852 | 978193.758 | -6.172 | -1.928 | -170.906 | -177.078 | -175.150 | -174.150 |
| J219 | 68°15'16" | 10°10'26" | 674 | -21 | 978023.128 | 978193.787 | -6.481 | -2.024 | -170.659 | -177.139 | -175.115 | -174.115 |
| J220 | 68°15'16" | 10°10'30" | 674 | -23 | 978023.442 | 978193.82 | -7.098 | -2.217 | -170.379 | -177.476 | -175.259 | -174.259 |
| J221 | 68°15'17" | 10°10'33" | 678 | -23 | 978023.589 | 978193.849 | -7.098 | -2.217 | -170.260 | -177.358 | -175.141 | -174.141 |
| J222 | 68°15'17" | 10°10'37" | 670 | -25 | 978024.018 | 978193.883 | -7.715 | -2.410 | -169.865 | -177.580 | -175.170 | -174.170 |
| J223 | 68°15'16" | 10°10'41" | 669 | -27 | 978024.628 | 978193.915 | -8.332 | -2.603 | -169.287 | -177.619 | -175.017 | -174.017 |
| J224 | 68°15'15" | 10°10'44" | 668 | -31 | 978025.399 | 978193.947 | -9.567 | -2.988 | -168.548 | -178.115 | -175.127 | -174.127 |
| J225 | 68°15'46" | 10°10'31" | 663 | -29 | 978025.425 | 978193.834 | -8.949 | -2.795 | -168.409 | -177.358 | -174.563 | -173.563 |
| J226 | 68°15'50" | 10°10'31" | 664 | -30 | 978025.709 | 978193.831 | -9.258 | -2.892 | -168.123 | -177.381 | -174.489 | -173.489 |
| J227 | 68°15'53" | 10°10'31" | 662 | -31 | 978026.104 | 978193.828 | -9.567 | -2.988 | -167.724 | -177.290 | -174.302 | -173.302 |
| J228 | 68°16'00" | 10°10'30" | 661 | -31 | 978026.901 | 978193.822 | -9.567 | -2.988 | -166.922 | -176.488 | -173.500 | -172.500 |

| Nombre | Coordenadas | | Cota (m) | Cota relativa (m) | Gravedad | | Corrección | | | Anomalía | | |
|-------------------|--------------|-------------|----------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|----------------|---------------------|-------------------|-----------------------|----------------------|
| | Longitud (O) | Latitud (N) | | | Observada (mGal) | Teórica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer (mGal) | Gravimétrica (mGal) | Aire libre (mGal) | Bouguer simple (mGal) | Bouguer Total (mGal) |
| J229 | 68°16'05" | 10°10'29" | 657 | -31 | 978028.316 | 978193.818 | -9.567 | -2.988 | -165.502 | -175.069 | -172.081 | -171.081 |
| J230 | 68°16'08" | 10°10'29" | 660 | -32 | 978028.696 | 978193.817 | -9.875 | -3.085 | -165.121 | -174.996 | -171.912 | -170.912 |
| J231 | 68°15'09" | 10°10'34" | 658 | -18 | 978023.474 | 978193.861 | -5.555 | -1.735 | -170.387 | -175.942 | -174.207 | -173.207 |
| J232 | 68°15'05" | 10°10'34" | 654 | -18 | 978023.486 | 978193.863 | -5.555 | -1.735 | -170.376 | -175.931 | -174.196 | -173.196 |
| Circuito 6 | | | | | | | | | | | | |
| J233 | 68°14'33" | 10°11'03" | 654 | -12 | 978020.497 | 978194.108 | -3.703 | -1.157 | -173.612 | -177.315 | -176.158 | -175.158 |
| J234 | 68°14'32" | 10°10'56" | 652 | -9 | 978019.504 | 978194.05 | -2.777 | -0.868 | -174.546 | -177.324 | -176.456 | -175.456 |
| J235 | 68°14'30" | 10°10'53" | 655 | -10 | 978019.579 | 978194.024 | -3.086 | -0.964 | -174.445 | -177.531 | -176.567 | -175.567 |
| J236 | 68°14'22" | 10°10'56" | 651 | -5 | 978018.266 | 978194.047 | -1.543 | -0.482 | -175.781 | -177.324 | -176.842 | -175.842 |
| J237 | 68°14'19" | 10°11'00" | 652 | -2 | 978017.426 | 978194.084 | -0.617 | -0.193 | -176.658 | -177.275 | -177.082 | -176.082 |
| J238 | 68°14'18" | 10°11'06" | 648 | 2 | 978016.974 | 978194.134 | 0.617 | 0.193 | -177.160 | -176.543 | -176.736 | -175.736 |
| J239 | 68°14'14" | 10°11'08" | 648 | 7 | 978016.156 | 978194.153 | 2.160 | 0.675 | -177.996 | -175.836 | -176.511 | -175.511 |
| J240 | 68°15'00" | 10°10'29" | 646 | -13 | 978023.103 | 978193.814 | -4.012 | -1.253 | -170.711 | -174.723 | -173.470 | -172.470 |
| J241 | 68°15'09" | 10°10'25" | 650 | -17 | 978023.068 | 978193.784 | -5.246 | -1.639 | -170.715 | -175.962 | -174.323 | -173.323 |
| J242 | 68°15'09" | 10°10'18" | 652 | -15 | 978022.182 | 978193.718 | -4.629 | -1.446 | -171.536 | -176.165 | -174.720 | -173.720 |
| J243 | 68°15'25" | 10°10'17" | 652 | -17 | 978022.185 | 978193.71 | -5.246 | -1.639 | -171.525 | -176.771 | -175.133 | -174.133 |
| J244 | 68°15'36" | 10°10'16" | 654 | -21 | 978023.334 | 978193.705 | -6.481 | -2.024 | -170.371 | -176.851 | -174.827 | -173.827 |
| J245 | 68°15'50" | 10°10'15" | 655 | -24 | 978024.735 | 978193.692 | -7.406 | -2.313 | -168.957 | -176.364 | -174.050 | -173.050 |

*Coordenadas referidas al datum geodésico WGS84

Tabla 8.5A Inventario del equipo de adquisición de sondeos eléctricos verticales.

| Ítem | Cantidad | Observación |
|---------------------------------------|----------|---|
| Anuladores de potencial | 2 | - |
| Cable fuente | 1 | Incluye tercera línea para tierra |
| Cable multímetro (par) | 4 | - |
| Carrete de cable a tierra | 1 | Longitud: 10 m |
| Carrete de cable AB | 2 | Longitud: 500 m |
| Carrete de cable MN | 2 | Longitud: 200 m |
| Caja de herramientas | 1 | Destornillador estría, alicate, cinta adhesiva, pinza, cinta métrica, sal, sulfato cúprico, espátula. |
| Electrodos | 10 | Acero con galvanizado de cobre |
| Loseta plástica aislante | 4 | Utilizada para aislamiento eléctrico |
| Mandarrias | 4 | - |
| Multímetro | 3 | 2 marca <i>UNI-T</i> modelo <i>UT33C</i> y 1 marca <i>UNI-T</i> modelo <i>UT60B</i> |
| Posicionador satelital | 1 | Modelo: <i>Garmin GPSmap 76Cx</i> |
| Planta eléctrica. | 1 | Modelo: <i>Porter Cable</i> / Capacidad: 5250 Watts |
| Radiotransmisores y cargadores | 6 | Modelo: <i>Baofeng</i> |
| Rectificadora | 1 | Entrada: 110 VCA / Salida: 1500 VCC |

Tabla 8.6A Inventario del equipo de adquisición de refracciones sísmicas.

| Ítem | Cantidad | Observación |
|---------------------------------------|----------|---|
| Batería | 2 | Capacidad: 12 V |
| Cables | 1 de c/u | Trigger, ethernet, alimentación, sísmico. |
| Caja de herramientas | 1 | Alicate, cinta adhesiva, cinta métrica. |
| Geófonos P | 25 | Marca: <i>Geospace</i> . |
| Laptop | 1 | Marca: <i>Dell</i> |
| Loseta plástica aislante | 1 | - |
| Mandarria | 1 | Fuente sísmica (9 kg). |
| Placa metálica | 1 | - |
| Posicionador satelital | 1 | Modelo: <i>Garmin eTrex 10</i> |
| Radiotransmisores y cargadores | 4 | Marca: <i>Baofeng</i> |
| Sismógrafo | 1 | Marca: <i>Geometrics</i> / 24 canales |

Tabla 8.7A Punto de adquisición E01: SEV01/RS01.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 01 | | | Error: 6.76% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS01 | | | |
|----------------------------------|-------------------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 18.41 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 89.3 | 0.66 | 0.66 | Capa vegetal | 1 | 516 | 4.41 | 4.41 |
| 2 | 2213 | 1.15 | 1.81 | Gravas | 2 | 1161 | 14 | 18.41 |
| 3 | 17.7 | 6.52 | 8.33 | Arcillas | 3 | 1887 | | |
| 4 | 374 | 21.1 | 29.50 | Arenas limosas | | | | |
| 5 | 16.2 | 33.3 | 62.80 | Gravas | | | | |
| 6 | 6178 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.8A Punto de adquisición E02: SEV02/RS02.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 02 | | | Error: 7.12% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS02 | | | |
|----------------------------------|-------------------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 10.31 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 51.3 | 0.72 | 0.72 | Capa vegetal | 1 | 699 | 10.31 | 10.31 |
| 2 | 400 | 20.60 | 21.30 | Arenas arcillosas | 2 | 1598 | | |
| 3 | 1283 | 19.40 | 40.80 | Arenas, limos y gravas | | | | |
| 4 | 28.2 | 28.40 | 69.10 | Gravas | | | | |
| 5 | 10597 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.9A Punto de adquisición E03: SEV03/RS03.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 03 | | | Error: 10.5% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS03 | | | |
|----------------------------------|-------------------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 35.76 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 88.5 | 0.79 | 0.79 | Capa vegetal | 1 | 592 | 5.53 | 5.53 |
| 2 | 1609 | 7.49 | 8.28 | Gravas arcillosas | 2 | 861 | 30.23 | 35.76 |
| 3 | 105 | 56.40 | 64.68 | Arenas, gravas y arcillas | 3 | 1909 | | |
| 4 | 75038 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.10A Punto de adquisición E04: SEV04/RS04.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 04 | | | Error: 3.32% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS04 | | | |
|----------------------------------|----------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 20.09 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 217 | 0.783 | 0.783 | Capa vegetal | 1 | 465 | 3.55 | 3.55 |
| 2 | 1766 | 4.47 | 5.25 | Grava arcillosa | 2 | 735 | 16.54 | 20.09 |
| 3 | 305 | 34.7 | 40 | Arenas finas, arenas y arcillas | 3 | 1898 | | |
| 4 | 16.6 | 41.5 | 81.5 | Gravas arenosas | | | | |
| 5 | 13160 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.11A Punto de adquisición E05: SEV05/RS05.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 05 | | | Error: 14.4% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS05 | | | |
|----------------------------------|----------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 36.18 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 291 | 1.93 | 1.93 | Capa vegetal | 1 | 470 | 9.44 | 9.44 |
| 2 | 839 | 40.3 | 42.3 | Arenas, arcillas y arenas finas | 2 | 914 | 26.74 | 36.18 |
| 3 | 21.8 | 42.1 | 84.4 | Gravas arenosas | 3 | 1686 | | |
| 4 | 48236 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.12A Punto de adquisición E06: SEV06/RS06.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 06 | | | Error: 4.53% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS06 | | |
|----------------------------------|----------|-------|--------------|---|-------------------------|----------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 8.71 m | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) |
| 1 | 182 | 1.61 | 1.61 | Capa vegetal | 1 | 555 | 8.71 |
| 2 | 384 | 1.84 | 3.45 | Arena arcillosa | 2 | 1941 | |
| 3 | 31.1 | 3.36 | 6.81 | Arcilla arenosa | | | |
| 4 | 285 | 8.01 | 14.80 | Arena gravosa y arcilla | | | |
| 5 | 14.9 | 29.70 | 44.50 | Intercalación entre arenas gravosas, arcillas y arcillas arenosas | | | |
| 6 | 13066 | N/I | N/I | Basamento | | | |

Tabla 8.13A Punto de adquisición E07: SEV07/RS07.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 07 | | | Error: 6.33% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS07 | | | |
|-------------------------------------|-------------------|----------|-----------------|--|----------------------------|-------------|----------|----------|
| N | Ro (Ω .m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 16.98 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 91.9 | 0.67 | 0.67 | Capa vegetal | 1 | 491 | 3.89 | 3.89 |
| 2 | 275 | 15 | 15.70 | Arena arcillosa | 2 | 865 | 13.09 | 16.98 |
| 3 | 1293 | 21.3 | 36.90 | Arenas, limos y gravas | 3 | 2070 | | |
| 4 | 61.2 | 41.4 | 78.30 | Gravas | | | | |
| 5 | 42909 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.14A Punto de adquisición E08: SEV08/RS08.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 08 | | | Error: 6.54% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS08 | | | |
|--|-------------------|----------|-----------------|---|----------------------------|-------------|----------|----------|
| N | Ro (Ω .m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 30.16 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 179 | 2.86 | 2.86 | Capa vegetal | 1 | 586 | 7.56 | 7.56 |
| 2 | 2264 | 2.02 | 4.88 | Gravas | 2 | 784 | 22.60 | 30.16 |
| 3 | 253 | 42.00 | 46.9 | Intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa | 3 | 1761 | | |
| 4 | 52.6 | 45.40 | 92.3 | Intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa | | | | |
| 5 | 41014 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.15A Punto de adquisición E09: SEV09/RS09.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV09 | | | Error: 4.86% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS09 | | |
|------------------------------------|-------------------|----------|-----------------|--|----------------------------|------------|----------|
| N | Ro (Ω .m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 8.29 m | | |
| | | | | | N | v (m/s) | h (m) |
| 1 | 388 | 1.08 | 1.08 | Capa vegetal | 1 | 452 | 8.29 |
| 2 | 3629 | 30.5 | 31.6 | Arena | 2 | 1775 | |
| 3 | 30.4 | 27.2 | 58.8 | Grava | | | |
| 4 | 11609 | N/I | N/I | Basamento | | | |

Tabla 8.16A Punto de adquisición E10: SEV10/RS10.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV 10 | | | Error: 3.89% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS10 | | | |
|-------------------------------------|----------|-------|-----------------|---|----------------------------|---------|-------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 29.28 m | | | |
| | | | | | N | v (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 335 | 0.72 | 0.717 | Capa vegetal | 1 | 661 | 4.46 | 4.46 |
| 2 | 944 | 1.95 | 2.67 | Arenas | 2 | 1004 | 24.82 | 29.28 |
| 3 | 255 | 18.60 | 21.3 | Arenas gravosas y arcilla | 3 | 2052 | | |
| 4 | 21 | 28.00 | 49.30 | Intercalación entre arenas gravosas, arcillas y arcillas arenosas | | | | |
| 5 | 26488 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.17A Punto de adquisición E11: SEV11/RS11.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV11 | | | Error: 2.95% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS11 | | | |
|------------------------------------|----------|-------|-----------------|------------------------------------|----------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 28.57 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 123 | 0.79 | 0.79 | Capa vegetal | 1 | 410 | 14.89 | 14.89 |
| 2 | 2556 | 1.83 | 2.62 | Arenas | 2 | 904 | 13.68 | 28.57 |
| 3 | 552 | 19.20 | 21.80 | Arenas | 3 | 1953 | | |
| 4 | 62 | 49.20 | 71 | Grava | | | | |
| 5 | 322 | N/I | N/I | Grava | | | | |

Tabla 8.18A Punto de adquisición E12: SEV12/RS12.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV12 | | | Error: 20% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS12 | | | |
|------------------------------------|----------|-------|---------------|------------------------------------|----------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro (Ω.m) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: N/I | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 767 | 6.87 | 6.87 | Arena arcillosa | 1 | 417 | 3.27 | 3.27 |
| 2 | 11610 | 57.60 | 57.6 | Basamento | 2 | 820 | 12.11 | 15.38 |
| 3 | 2.7 | N/I | N/I | N/I | 3 | 963 | | |

Tabla 8.19A Punto de adquisición E13: SEV13/RS13.

| Sondeo eléctrico Vertical SEV13 | | | Error: 4.66% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS13 | | |
|---------------------------------|-------------------|-------|--------------|------------------------------------|-------------------------|----------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 4.91 m | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) |
| 1 | 79.6 | 1.71 | 1.71 | Capa vegetal | 1 | 562 | 4.91 |
| 2 | 25.2 | 1.65 | 3.36 | Arcillas | 2 | 1625 | |
| 3 | 261 | 2.23 | 5.59 | Arenas arcillosas | | | |
| 4 | 37.7 | 54.3 | 59.90 | Arenas, gravas y arcillas | | | |
| 5 | 12511 | N/I | N/I | Basamento | | | |

Tabla 8.20A Punto de adquisición E14: SEV14/RS14.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV14 | | | Error: 4.19% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS14 | | | |
|---------------------------------|-------------------|-------|--------------|--|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 18.46 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 77 | 1.84 | 1.84 | Capa vegetal | 1 | 535 | 4.71 | 4.71 |
| 2 | 26.1 | 1.80 | 3.64 | Arcilla arenosa | 2 | 848 | 13.75 | 18.46 |
| 3 | 477 | 4.36 | 8 | Arcilla arenosa | 3 | 1803 | | |
| 4 | 10.2 | 13.10 | 21.1 | Arena gravosa y arcilla | | | | |
| 5 | 307 | 57.10 | 78.30 | Intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa | | | | |
| 6 | 2.5 | N/I | N/I | Arcilla | | | | |

Tabla 8.21A Punto de adquisición E15: SEV15/RS15.

| Sondeo Eléctrico Vertical SEV15 | | | Error: 2.16% | Clasificaciones | Refracción Sísmica RS15 | | | |
|---------------------------------|-------------------|-------|--------------|--|-------------------------|----------|-------|-------|
| N | Ro ($\Omega.m$) | h (m) | d (m) | Clasificación litológica propuesta | Saturación: 15 m | | | |
| | | | | | N | Vp (m/s) | h (m) | d (m) |
| 1 | 152 | 3.78 | 3.78 | Capa vegetal | 1 | 414 | 6.90 | 6.90 |
| 2 | 364 | 2.25 | 6.03 | Arcilla arenosa | 2 | 838 | 15.30 | 22.2 |
| 3 | 87.4 | 35.30 | 41.4 | Intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa | 3 | 1629 | | |
| 4 | 33.6 | 77.30 | 119 | Intercalación entre arcilla, arena gravosa y arcilla arenosa | | | | |
| 5 | 1663 | N/I | N/I | Basamento | | | | |

Tabla 8.22A Valores de resistividad y profundidad de capas óptimas para prospección.

| Longitud (O) | Latitud (N) | Identificador | Resistividad ($\Omega.m$) | Profundidad (m) |
|--------------|-------------|---------------|-----------------------------|-----------------|
| -68.25103 | 10.1648 | SEV01 | 16.2 | 29.5 |
| -68.26651 | 10.16284 | SEV02 | 28.2 | 40.8 |
| -68.2482 | 10.20633 | SEV03 | 105 | 8.28 |
| -68.25566 | 10.20125 | SEV04 | 16.6 | 40 |
| -68.25249 | 10.18137 | SEV05 | 21 | 42 |
| -68.26149 | 10.15716 | SEV06 | 14.9 | 14.8 |
| -68.24135 | 10.19409 | SEV07 | 61.2 | 36.9 |
| -68.24725 | 10.17821 | SEV08 | 52.6 | 46.9 |
| -68.27348 | 10.15436 | SEV09 | 30.4 | 31.6 |
| -68.26726 | 10.18214 | SEV10 | 21 | 21.3 |
| -68.24665 | 10.19162 | SEV11 | 62 | 21.8 |
| -68.24231 | 10.18888 | SEV13 | 37.7 | 5.59 |
| -68.24665 | 10.19162 | SEV14 | 307 | 211 |
| -68.24231 | 10.18888 | SEV15 | 33.6 | 41.1 |

Tabla 8.23A Valores de profundidad de zona saturada y velocidad de primera capa.

| Longitud (O) | Latitud (N) | Identificador | Profundidad Zona saturada (m) | Velocidad de ondas P (m/s) | Velocidad de primera capa (m/s) |
|--------------|-------------|---------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------------|
| -68.25103 | 10.1648 | RS01 | 18.41 | 1887 | 516 |
| -68.26651 | 10.16284 | RS02 | 10.31 | 1598 | 699 |
| -68.2482 | 10.20633 | RS03 | 35.76 | 1909 | 592 |
| -68.25566 | 10.20125 | RS04 | 20.09 | 1898 | 465 |
| -68.25024 | 10.20226 | RS05 | 36.18 | 1686 | 470 |
| -68.25249 | 10.18137 | RS06 | 8.71 | 1941 | 555 |
| -68.26149 | 10.15716 | RS07 | 16.98 | 2070 | 491 |
| -68.24135 | 10.19409 | RS08 | 30.16 | 1761 | 586 |
| -68.2811 | 10.15623 | RS09 | 8.29 | 1775 | 452 |
| -68.24725 | 10.17821 | RS10 | 29.28 | 2052 | 661 |
| -68.27348 | 10.15436 | RS11 | 28.57 | 1953 | 410 |
| -68.26726 | 10.18214 | RS13 | 4.91 | 1625 | 562 |
| -68.24665 | 10.19162 | RS14 | 18.46 | 1803 | 535 |
| -68.24231 | 10.18888 | RS15 | 22.2 | 1629 | 414 |

Mapas complementarios

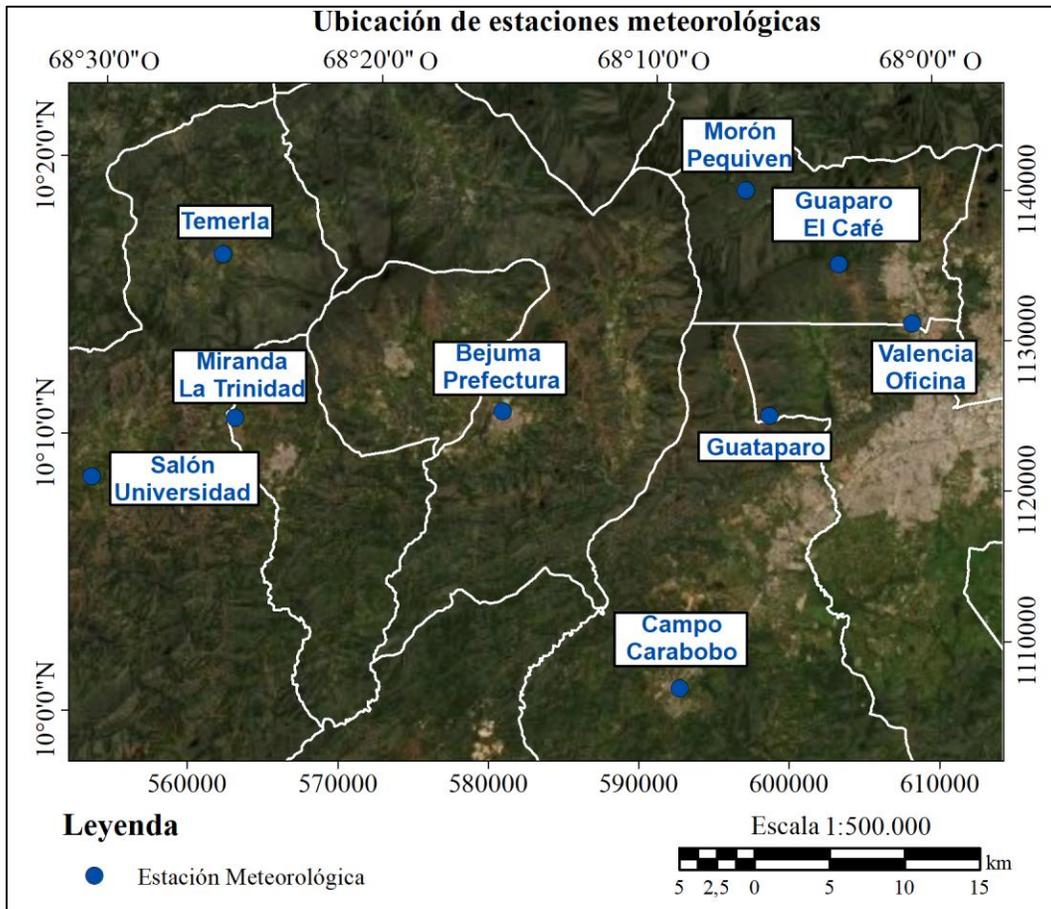


Figura 8.1A Ubicación de estaciones meteorológicas (mapa base modificado de ESRI, 2019).

Estaciones gravimétricas de Montalbán y San Blas

| ESTACIÓN GRAVIMÉTRICA DE MONTALBÁN | | | | | |
|---|-------------------|----------|--|------------|--------------------|
| ESTACIÓN: Plaza Bolívar | | | PAÍS: Venezuela | | |
| MUNICIPIO: Montalbán | | | ESTADO: Carabobo | | |
| Fecha de levantamiento: 06 de abril de 2019 | | | ORDEN: 3 | | |
| COORDENADAS GEODESICAS | | | COORDENADAS UTM (SATUM WGS-84) | | GRAVEDAD (mgal) |
| LATITUD | 10° 12' 53.136" N | COTA (m) | NORTE (m) | 1129233.58 | |
| LONGITUD | 68° 19' 44.328" W | 662 | ESTE (m) | 573493.561 | 19P |
| CROQUIS | | | ACCESO | | |
|  | | | Descripción: La estación está ubicada en la Plaza Bolívar de Montalbán, frente a la parroquia de la Iglesia. Justo encima de la Placa de la red geodésica municipal. | | |
| | | | MONUMENTO DE REFERENCIA | | |
| | | | Red Geodesica Municipal 2012 | | |
| FOTOGRAFÍA PANORÁMICA | | | FOTOGRAFÍA ESTACIÓN | | |
|  | | |  | | |
| OPERADORES: ESTUDIANTES DE GEOFÍSICA DE CAMPO 2019 | | | | | |
| EQUIPO: CG-5 | | | | | |
| INSCRIPCIÓN PLACA: RED GEODESICA MUNICIPAL IGVSB PLAZA BOLIVAR 2012 | | | | | |

Figura 8.2A Registro del levantamiento de la estación Montalbán.

|  INSTITUTO GEOGRÁFICO DE VENEZUELA SIMÓN BOLÍVAR | | | | | | | | | |
|--|-----|-----|------------|--------|---|------------|------|-----------------|--|
| RED GRAVIMÉTRICA VENEZOLANA | | | | | | | | | |
| ESTACION: San Blas | | | | | PAIS: Venezuela ESTADO: Carabobo | | | | |
| MUNICIPIO: Valencia | | | | | ORDEN: 2 | | | | |
| Fecha de levantamiento: Noviembre 2014 | | | | | Fecha de publicación: 1er trimestre de 2016 | | | | |
| COORDENADAS GEODESICAS | | | | | COORDENADAS UTM (DATUM SIRGAS-REGVEN) | | | GRAVEDAD (mgal) | |
| LATITUD: | 10° | 09' | 1,2421" N | h (m) | NORTE (m) | ESTE (m) | HUSO | | |
| LONGITUD: | 68° | 02' | 16,3424" W | 454,09 | 1122191,212 | 605400,654 | 19 | 978047,411 | |
| CROQUIS | | | | | ACCESO | | | | |
|  | | | | | DESCRIPCIÓN: El monumento se encuentra saliendo de la redoma San Blas via tocuyito, se llega al distribuidor La Florida a 7 Km. El punto se encuentra en los restos de la plaza monumento José Antonio Páez. El punto es una placa empotrada en el piso de la plaza. | | | | |
| | | | | | ALTURA DEL SENSOR : 0,26 m | | | | |
| | | | | | ALTURA DEL MONUMENTO : 0,15 m | | | | |
| | | | | | NOTA: El valor de gravedad reflejado en esta ficha está referido al sensor del equipo. | | | | |
| | | | | | MONUMENTO DE REFERENCIA | | | | |
| | | | | | Red Geocéntrica de Venezuela, Orden C (REGVEN C). | | | | |
| FOTOGRAFIA PANORAMICA | | | | | FOTOGRAFIA ESTACION | | | | |
|  | | | | |  | | | | |
| OPERADORES: Ana Silva | | | | | SERIAL: 482 / 412 / 469 | | | | |
| EQUIPO: CG-3 | | | | | | | | | |
| INSCRIPCION PLACA: GPS Excentrica del BM IV 4.4.85 | | | | | | | | | |

Figura 8.3A Registro del levantamiento de la estación San Blas (IGVSB, 2016).

Columnas de clasificación litológica para puntos de adquisición

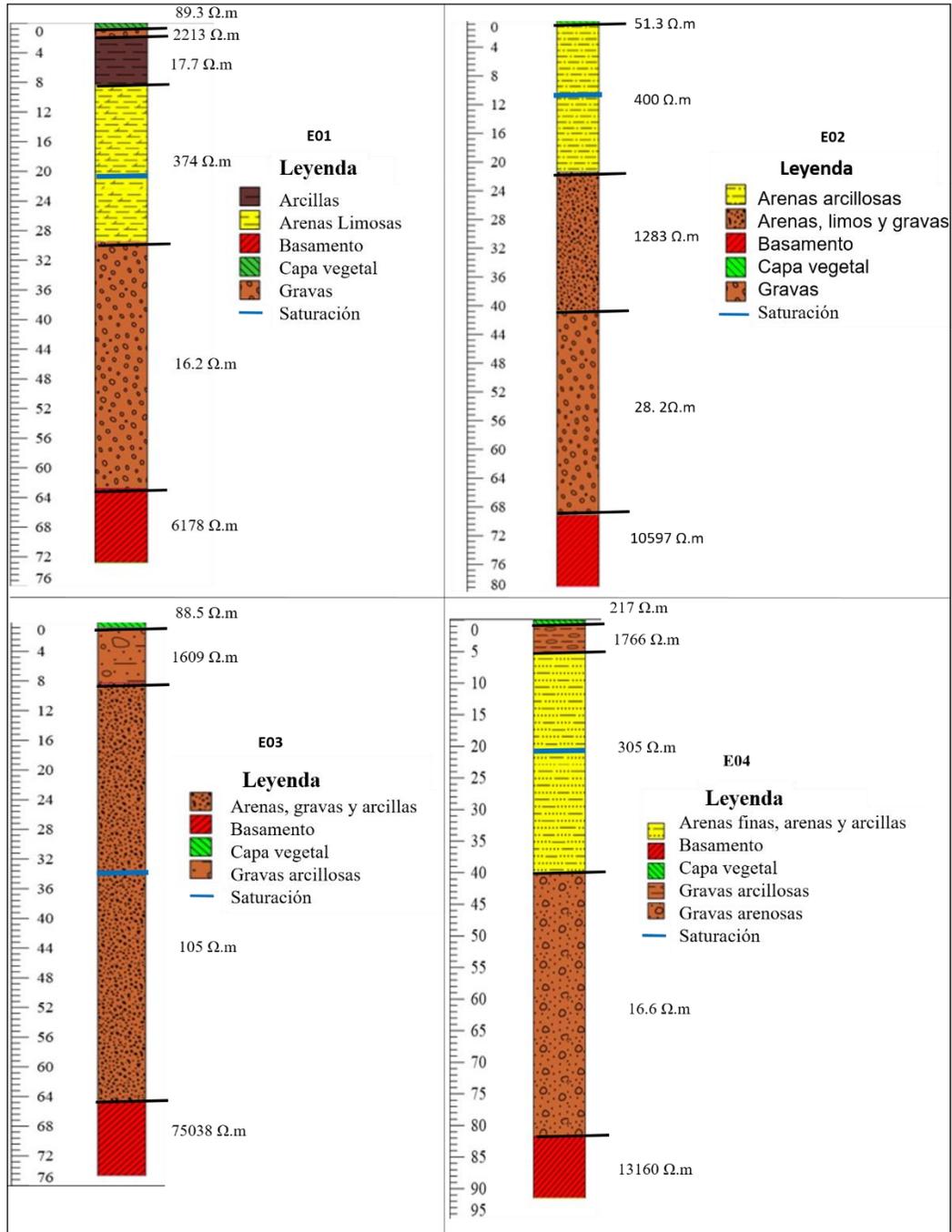


Figura 8.4A Clasificación litológica y nivel freático (E01 a E04).

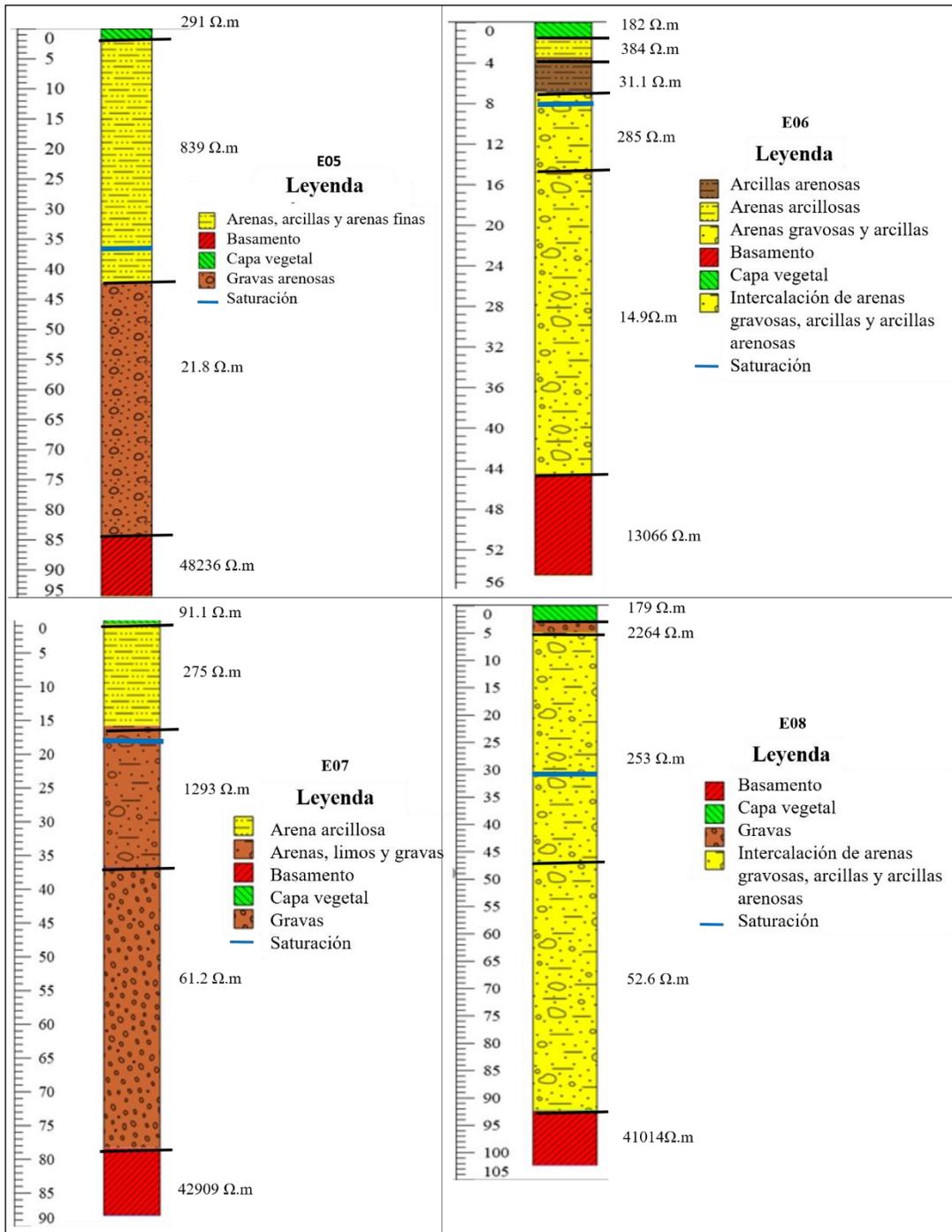


Figura 8.5A Clasificación litológica y nivel freático (E05 a E08).

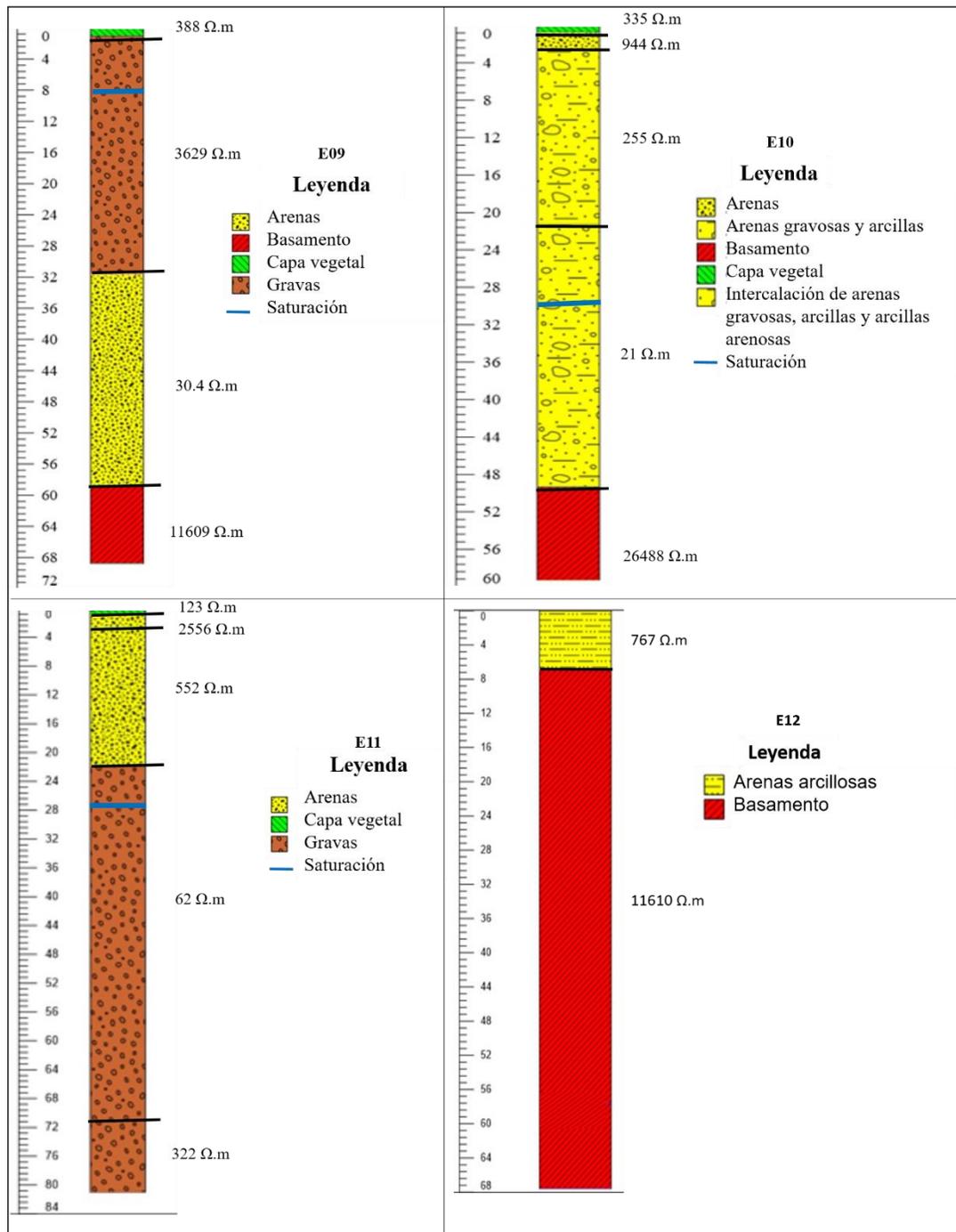


Figura 8.6A Clasificación litológica y nivel freático (E09 a E12).

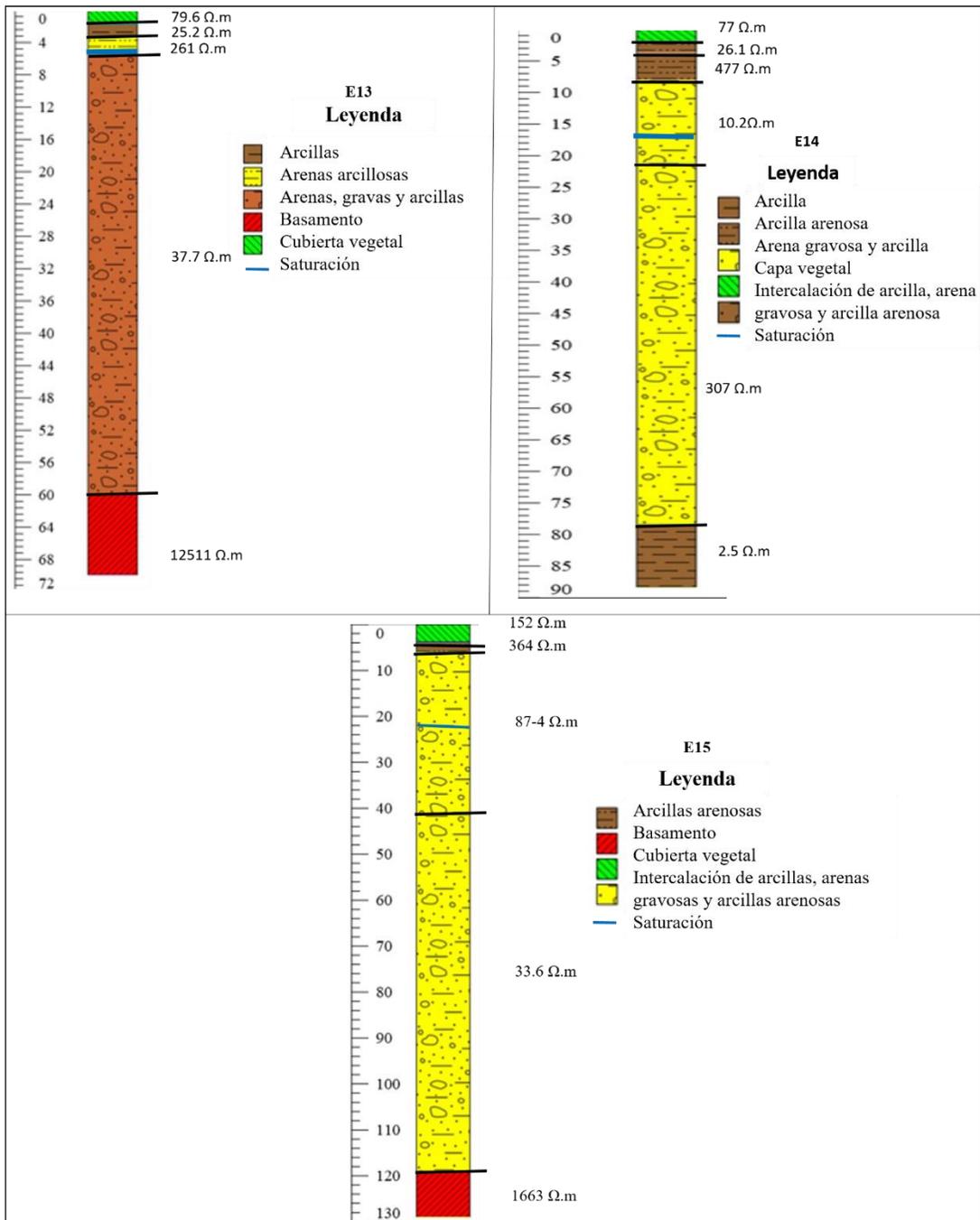


Figura 8.7A Clasificación litológica y nivel freático (E13 a E15).

Pruebas de mapas para separación residual y regional

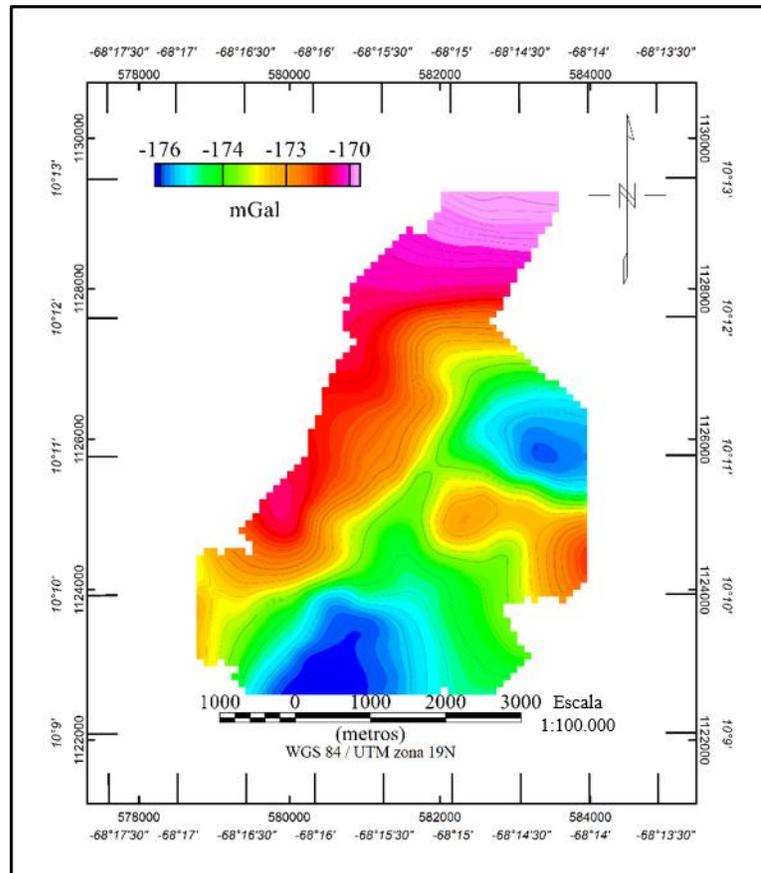


Figura 8.8A Pruebas de anomalía de Bouguer regional con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 100 m.

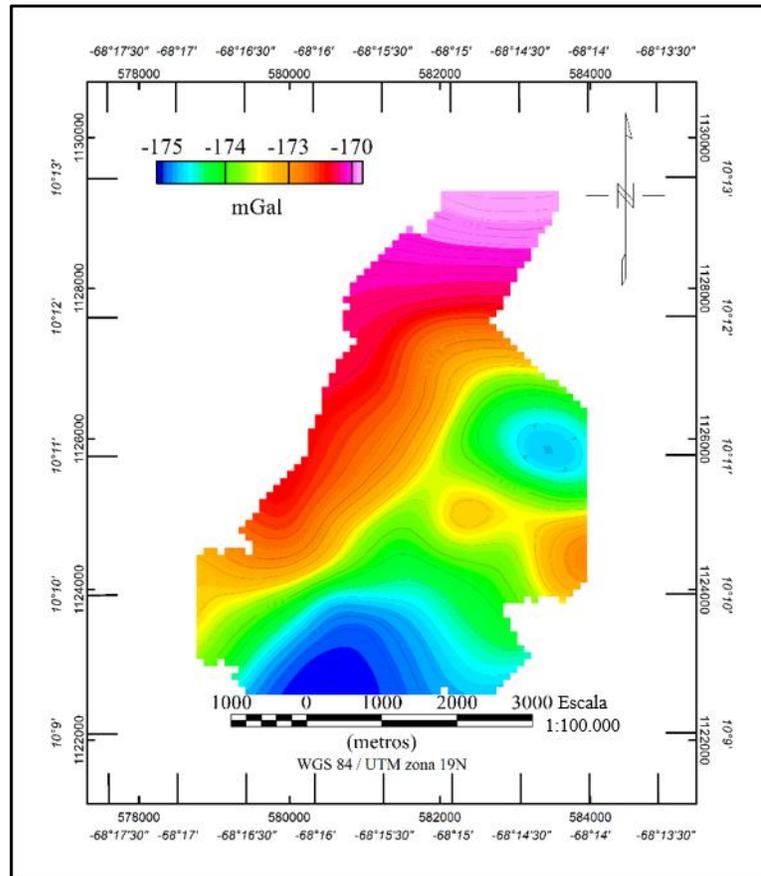


Figura 8.9A Pruebas de anomalía de Bouguer regional con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 300 m.

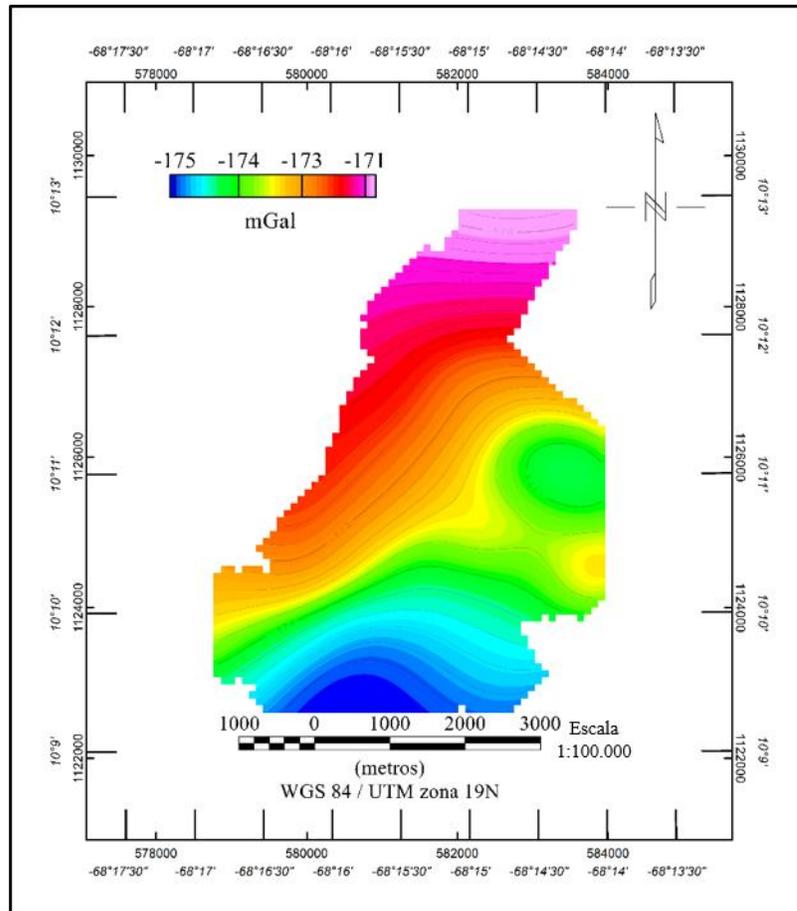


Figura 8.10A Pruebas de anomalía de Bouguer regional con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 600 m.

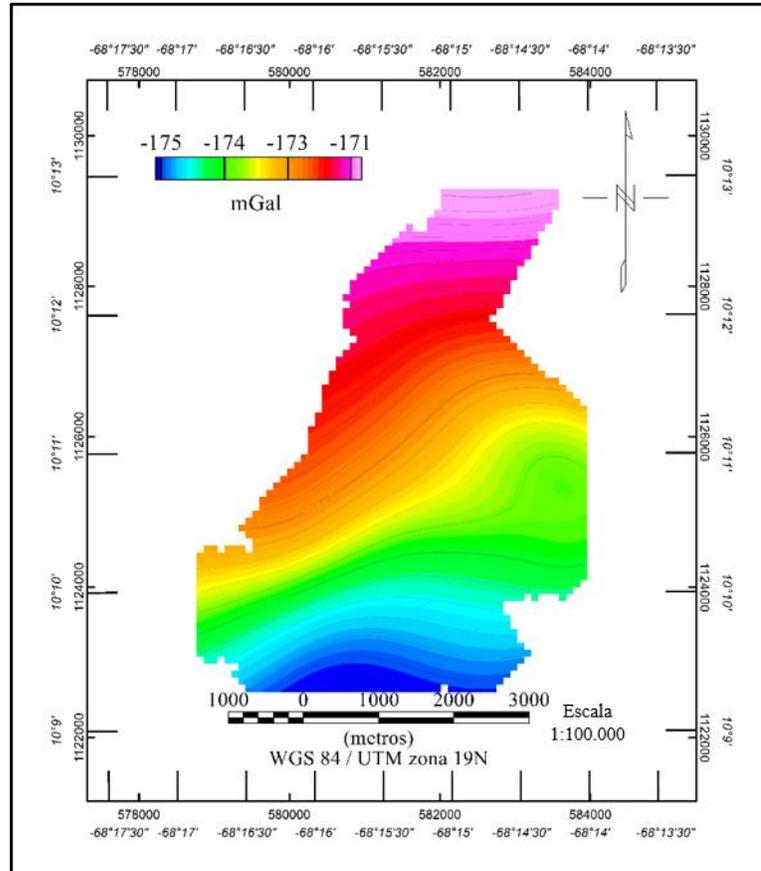


Figura 8.11A Pruebas de anomalía de Bouguer regional con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) 900 m.

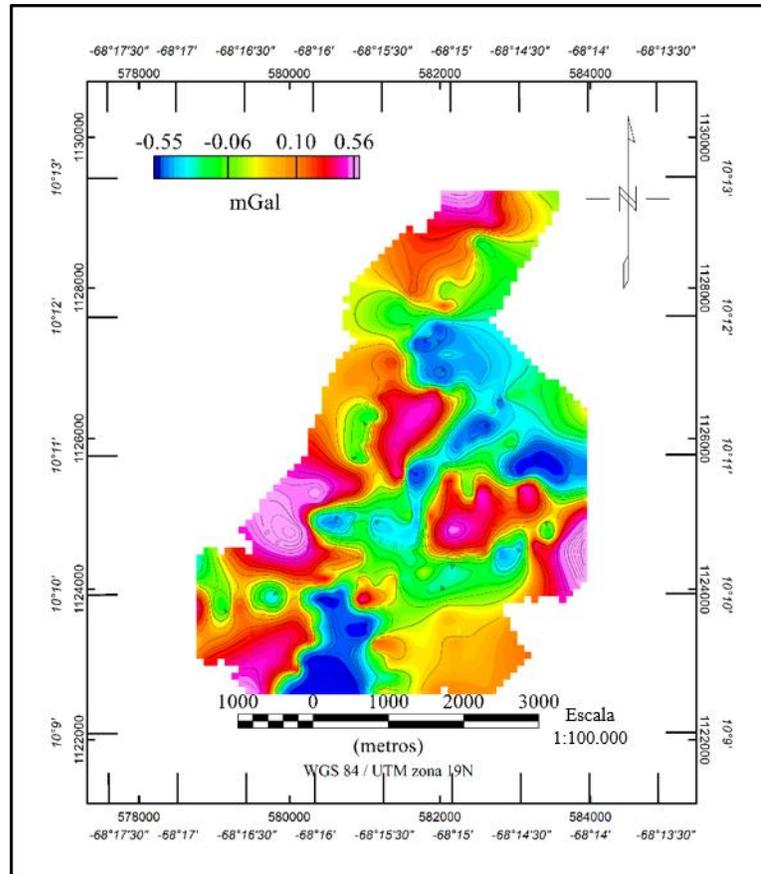


Figura 8.12A Pruebas de anomalía de Bouguer residual con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 100 m.

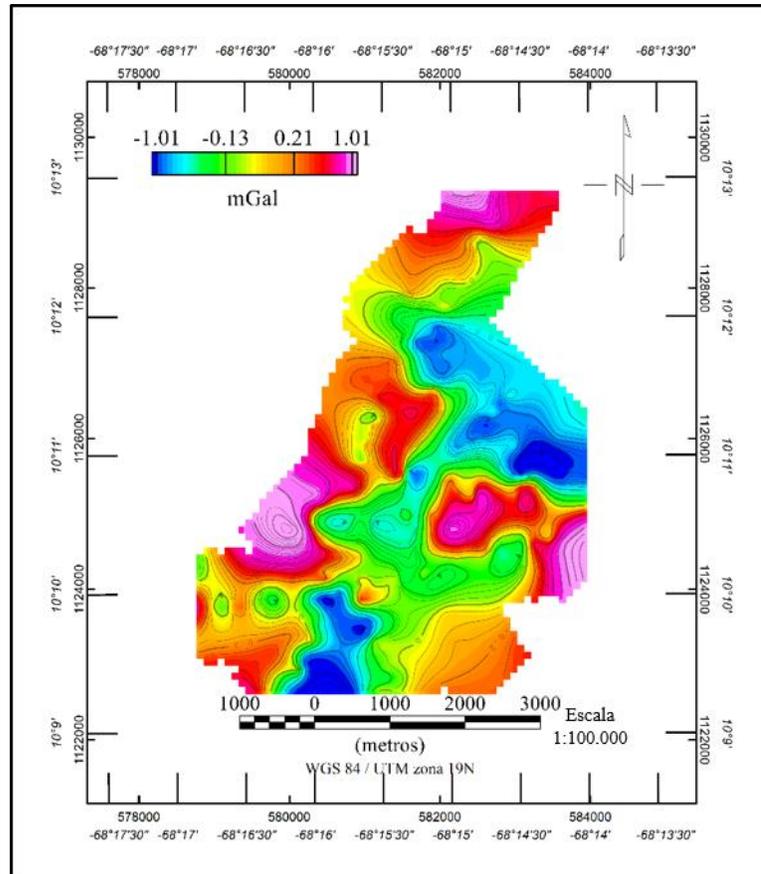


Figura 8.13A Pruebas de anomalía de Bouguer residual con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 300 m.

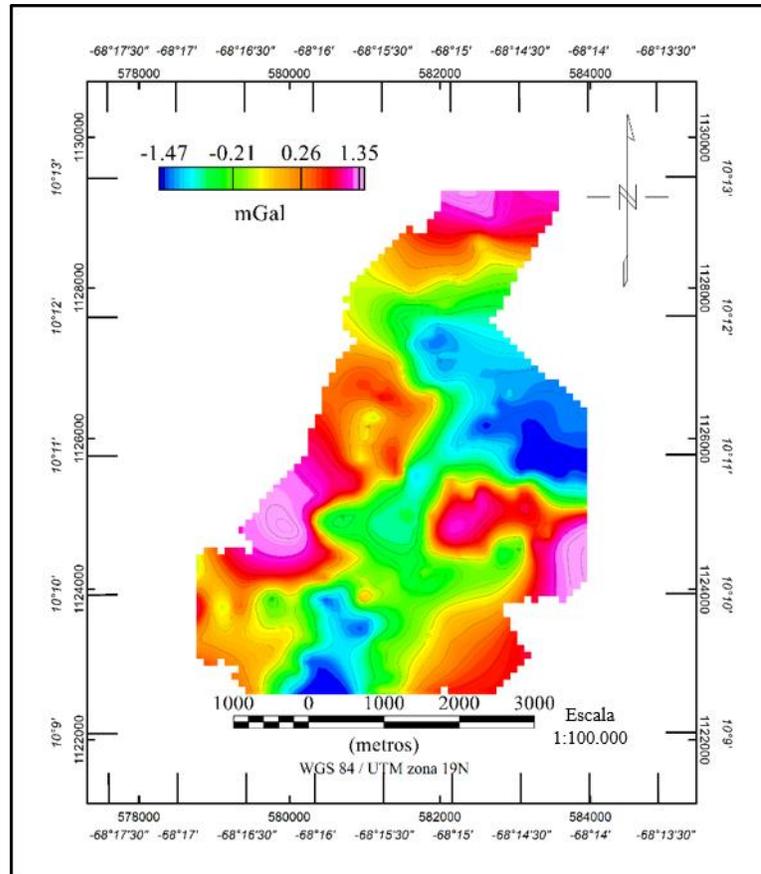


Figura 8.14A Pruebas de anomalía de Bouguer residual con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 600 m.

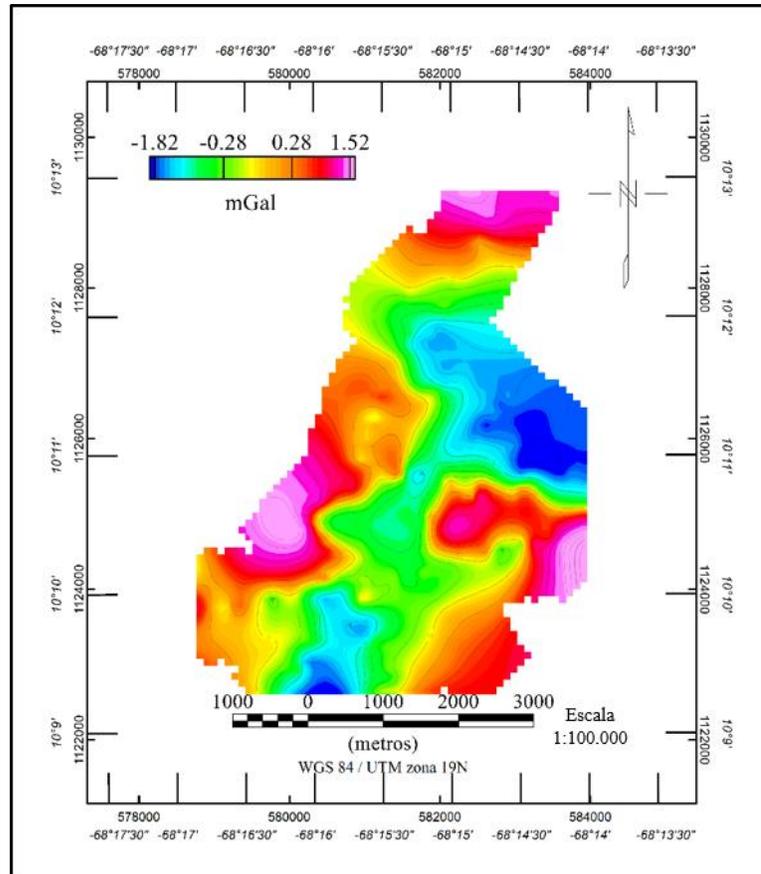


Figura 8.15A Pruebas de anomalía de Bouguer residual con continuidad analítica hacia arriba (CAHA) para 900 m.

Pruebas de mapas para deconvolución de Euler

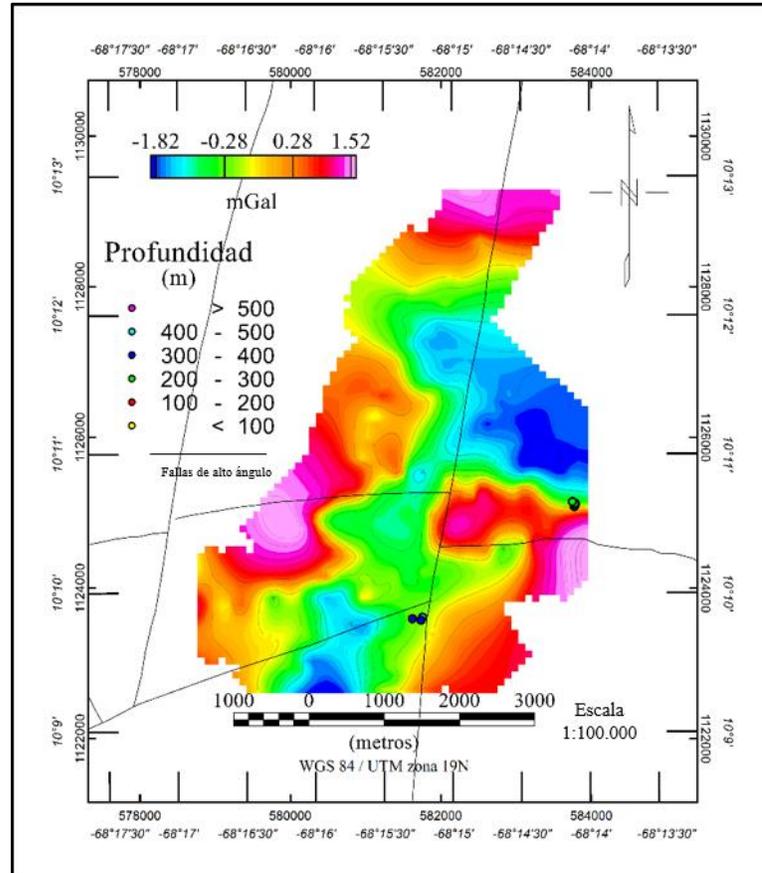


Figura 8.16A Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 0, T=10, W=8.

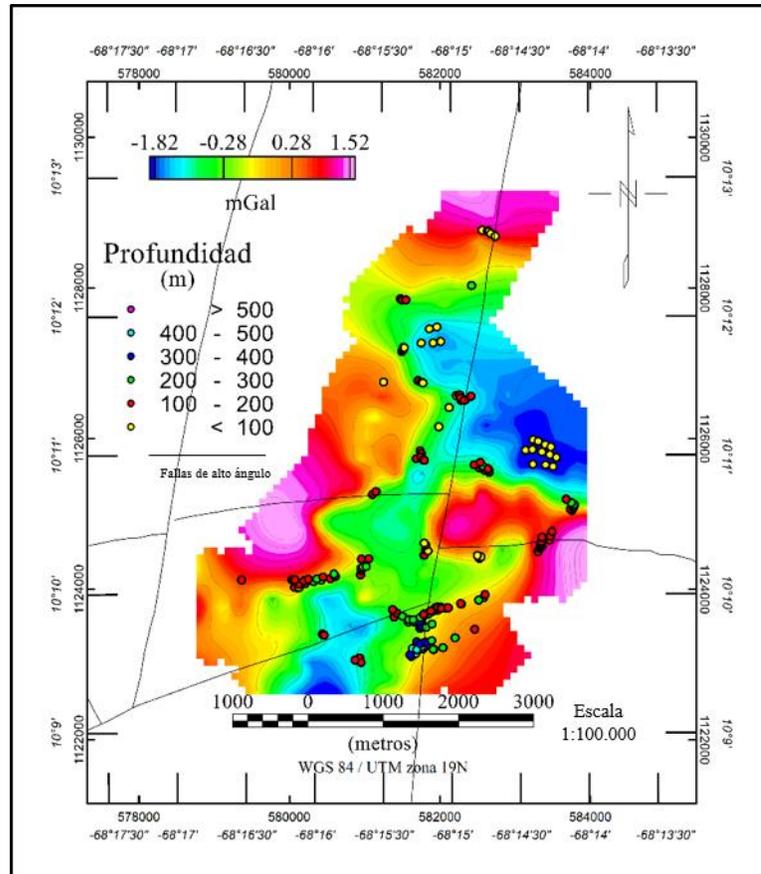


Figura 8.17A Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 0, T=20, W=8.

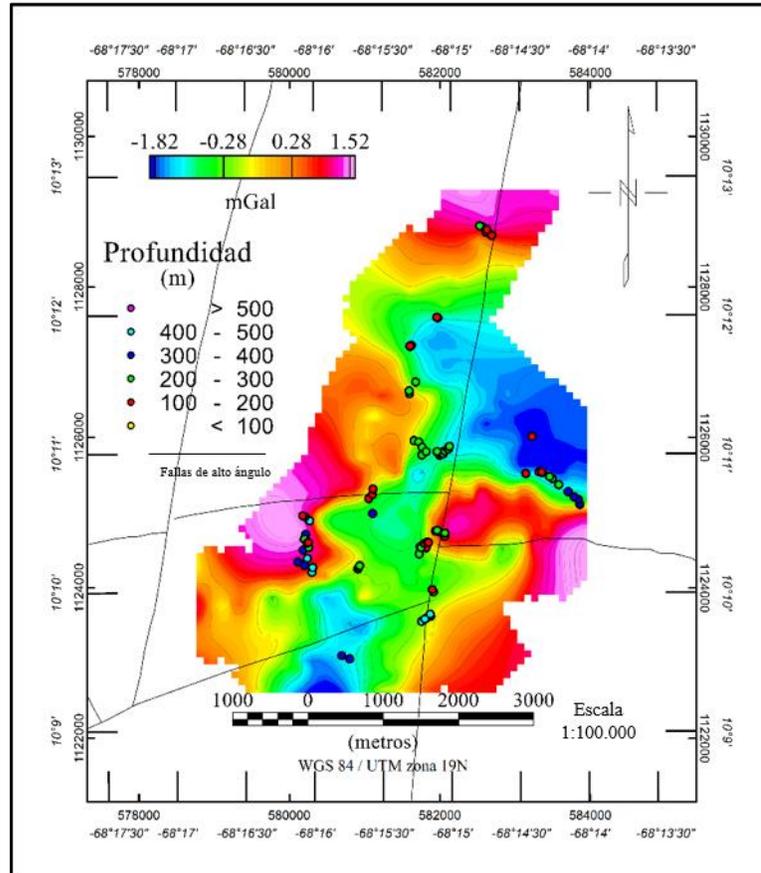


Figura 8.18A Pruebas de deconvolución de Euler para $SI=0.5$, $T=10$, $W=8$.

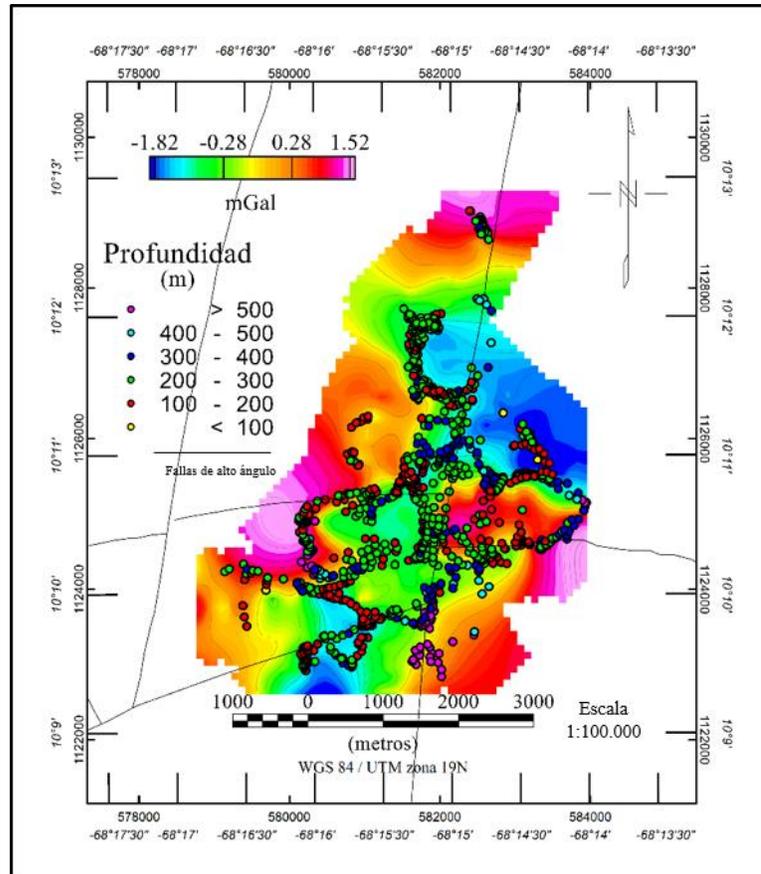


Figura 8.19A Pruebas de deconvolución de Euler para SI= 1, T=20, W=8.

Procesamiento de métodos eléctricos

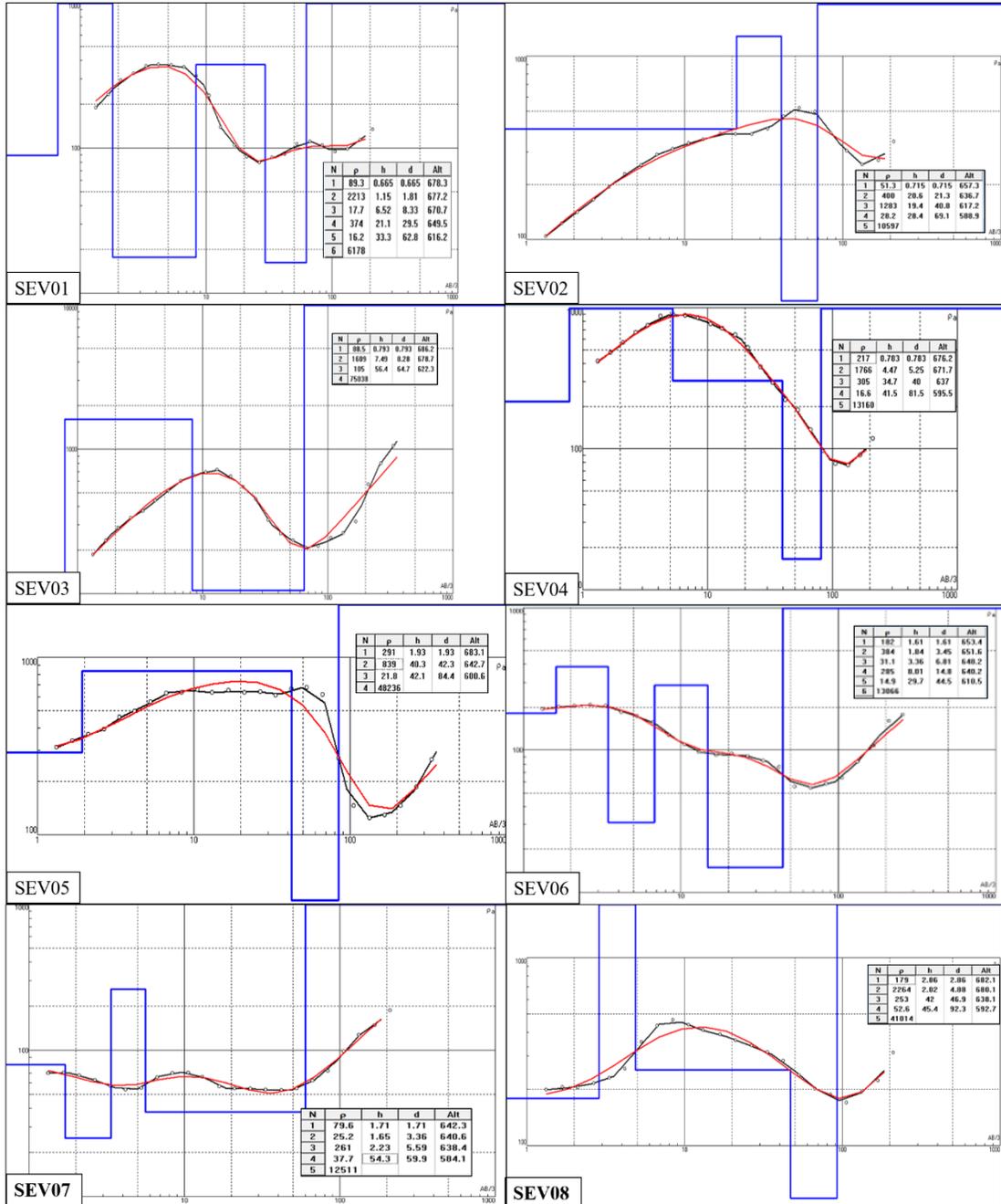


Figura 8.20A Modelos de inversión de sondes eléctricos verticales (SEV01 a SEV08).

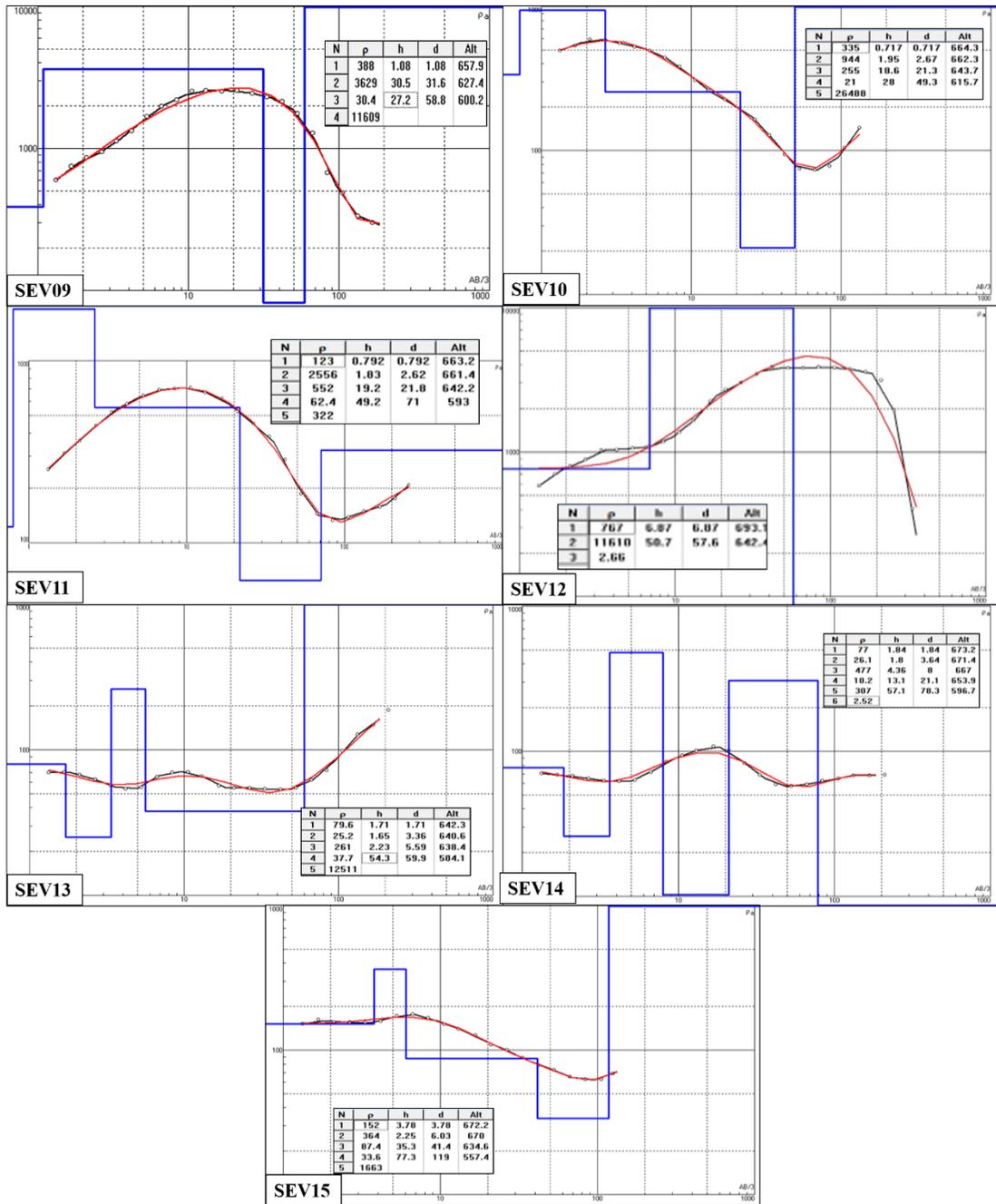


Figura 8.21A Modelos de inversión de sondes eléctricos verticales (SEV09 a SEV15).

Procesamiento de sismica de refracción

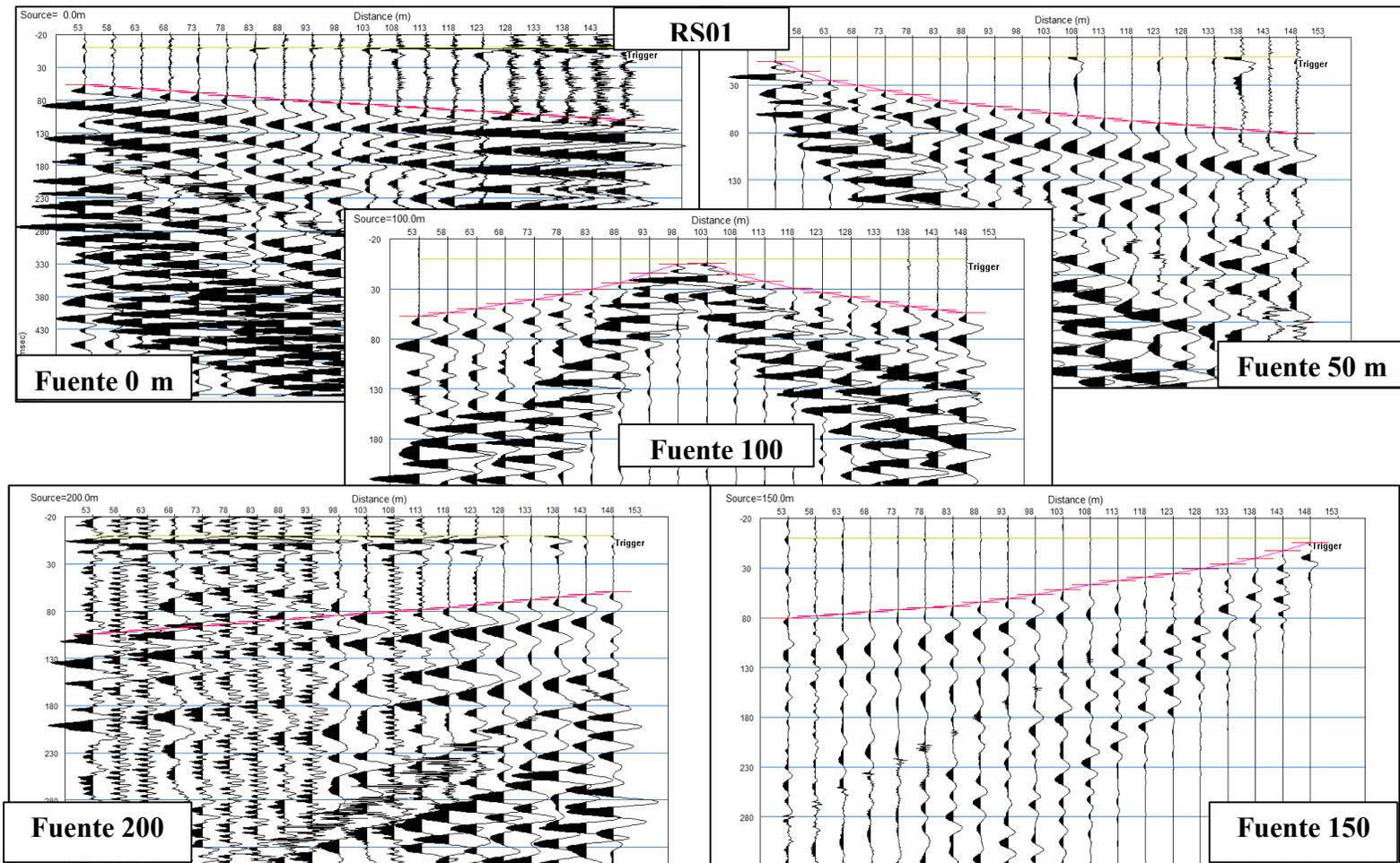


Figura 8.22A Selección de primeras llegadas (RS01).

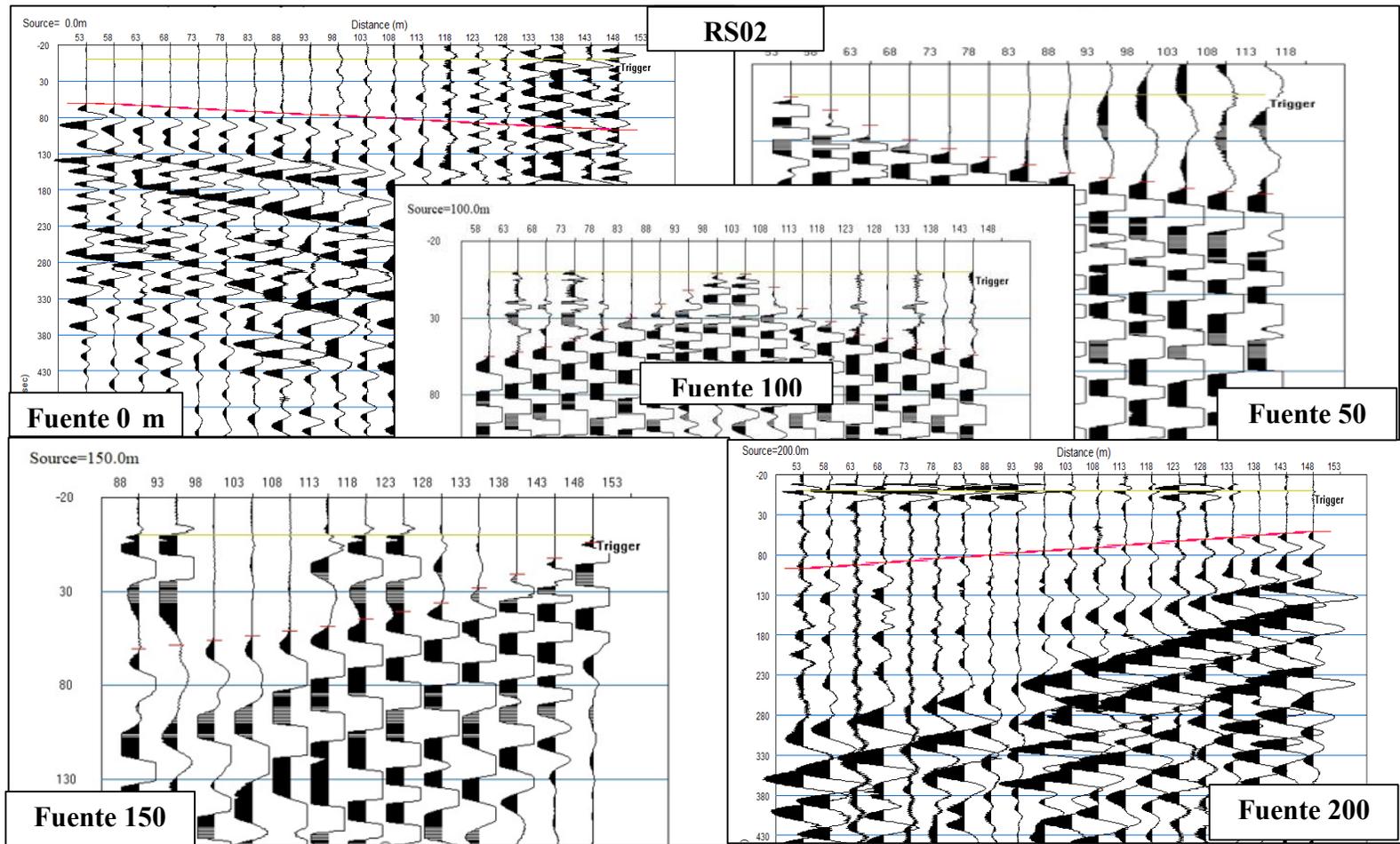


Figura 8.23A Selección de primeras llegadas (RS02).

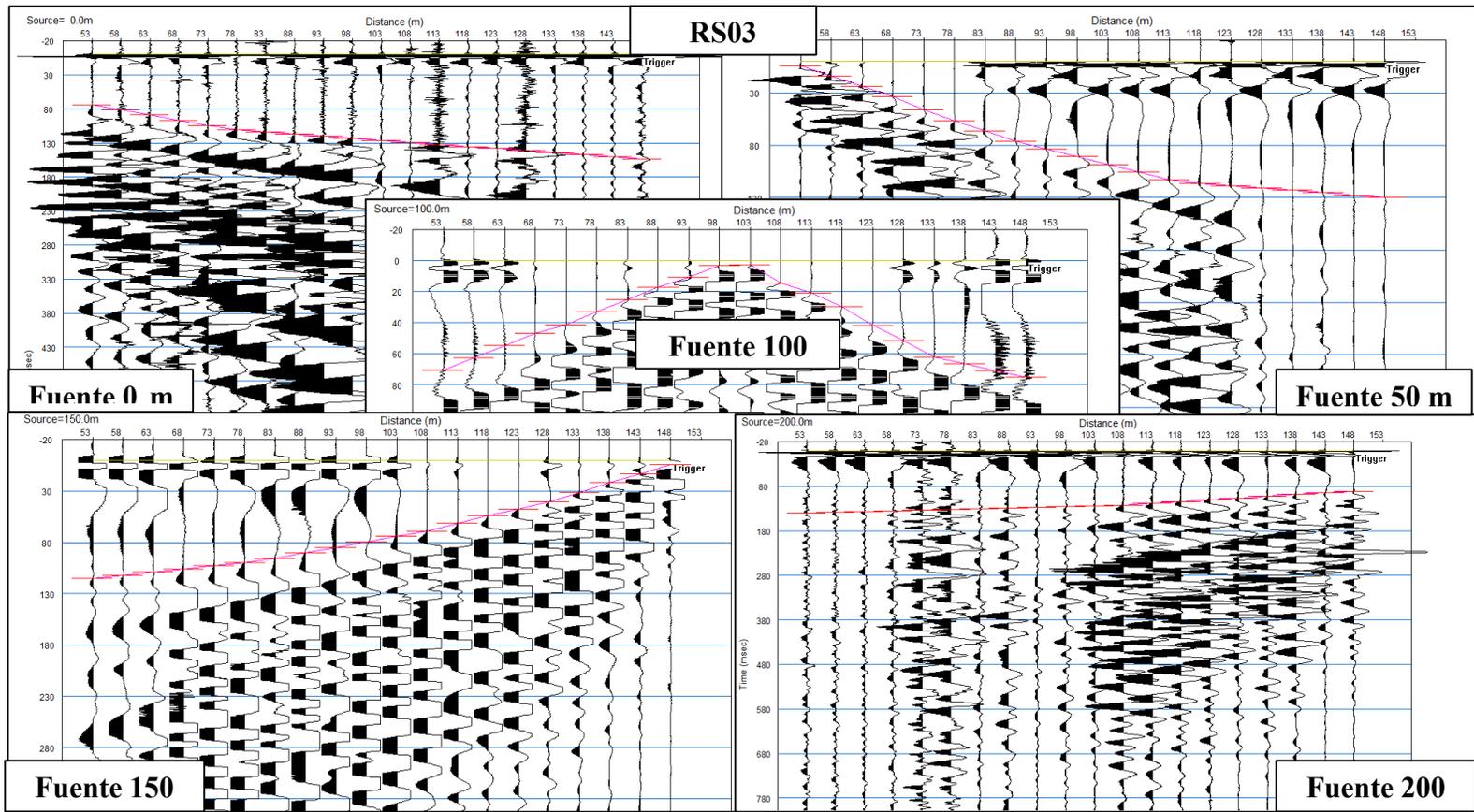


Figura 8.24A Selección de primeras llegadas (RS03).

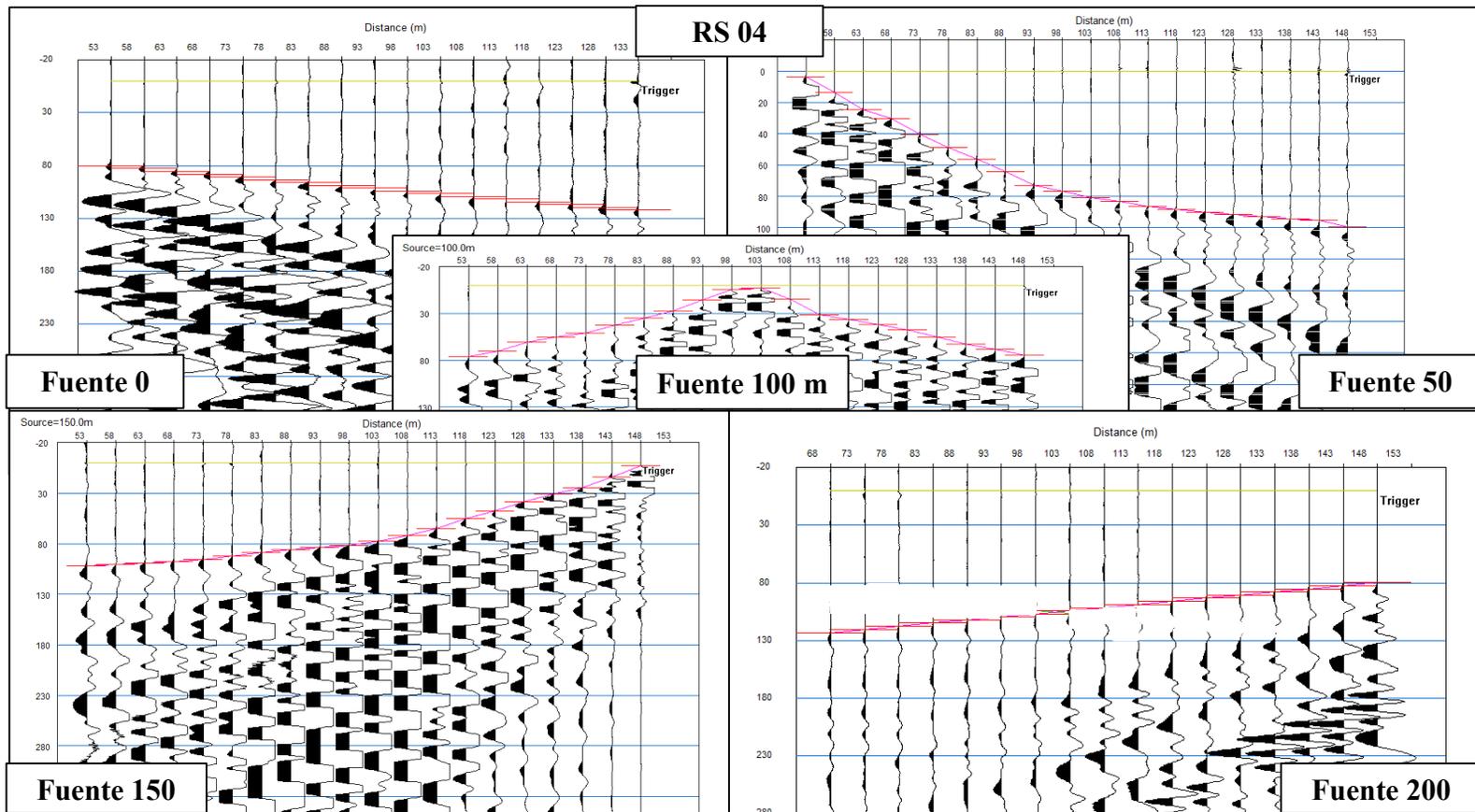


Figura 8.25A Selección de primeras llegadas (RS04).

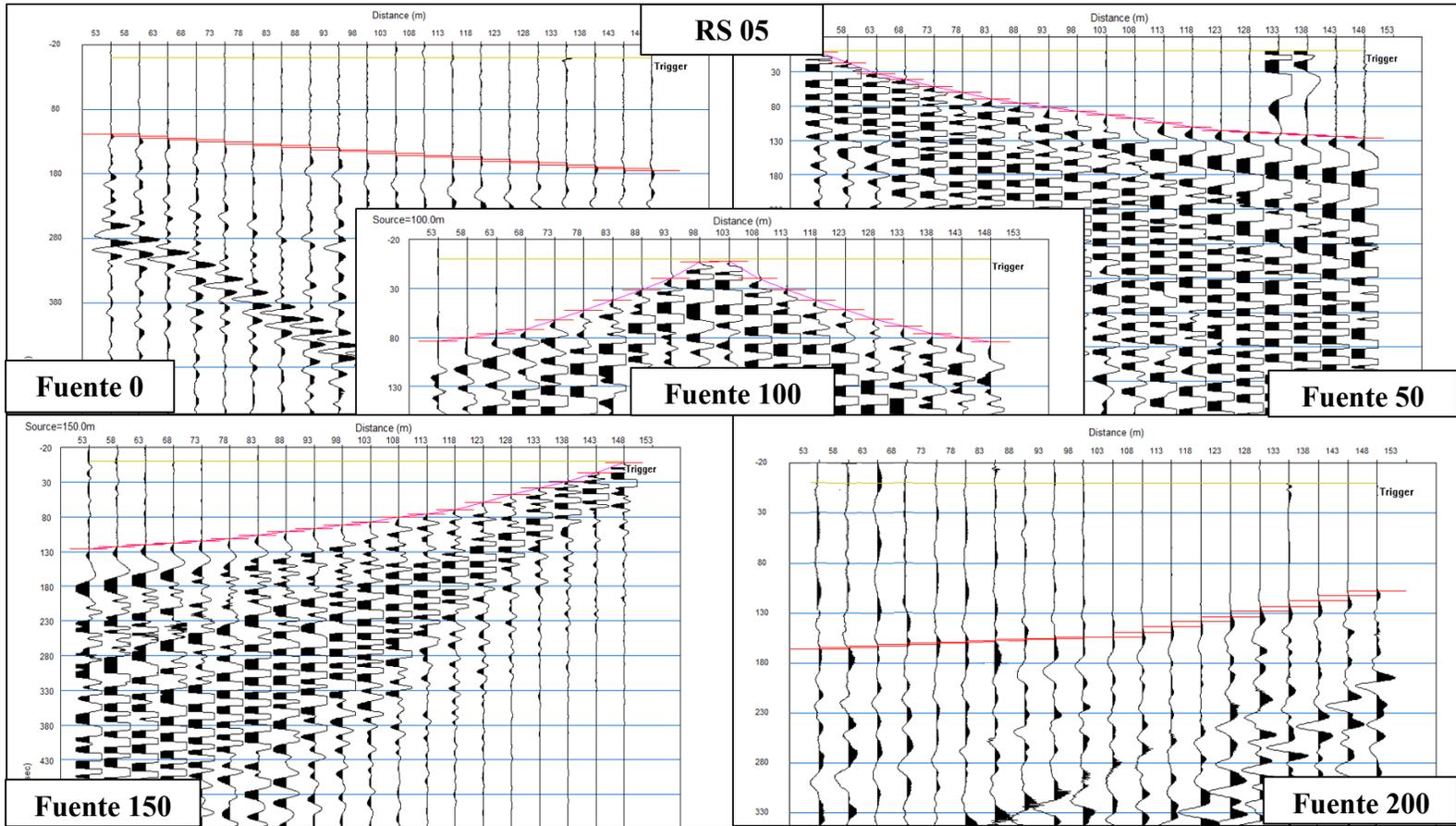


Figura 8.26A Selección de primeras llegadas (RS05).

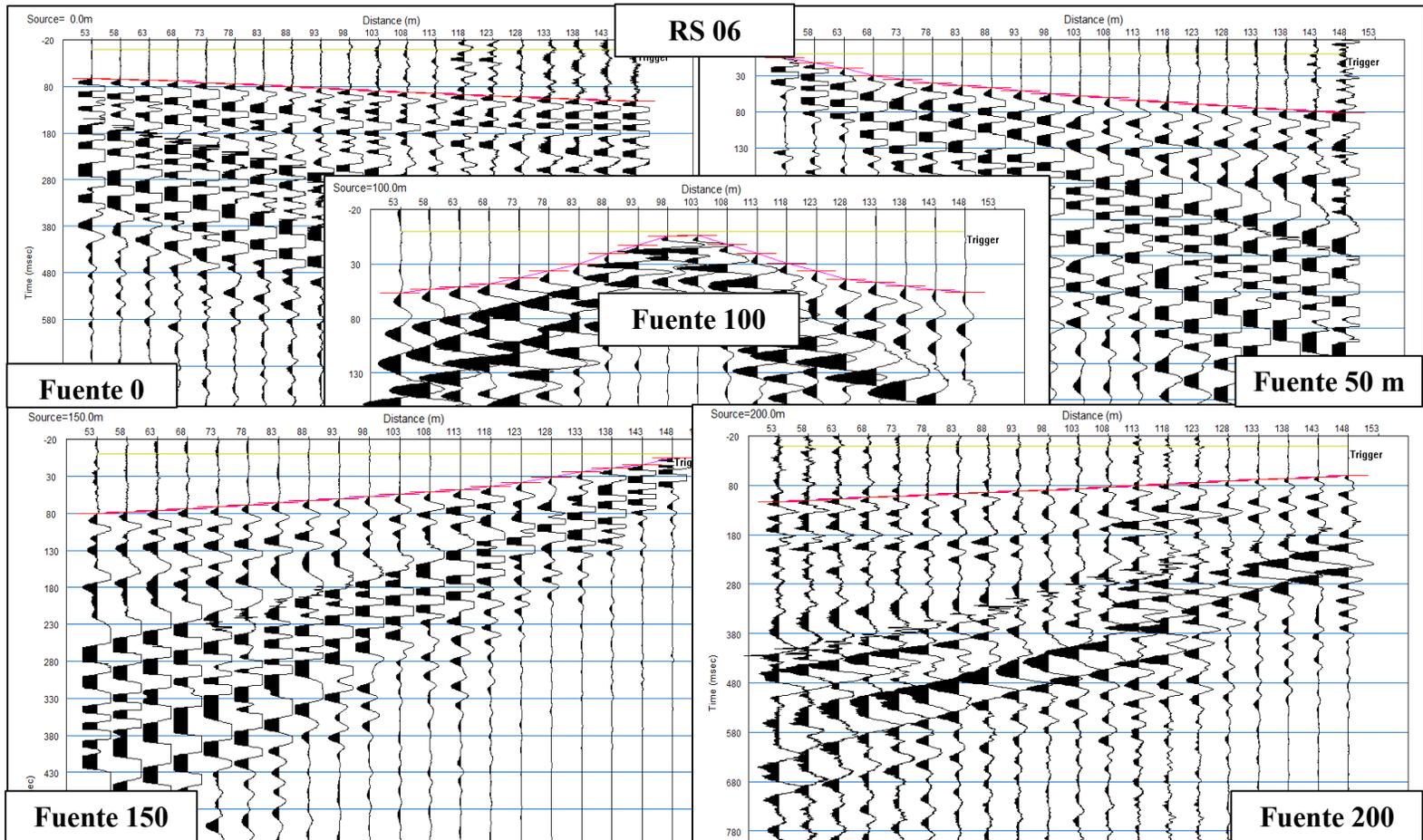


Figura 8.27A Selección de primeras llegadas (RS06).

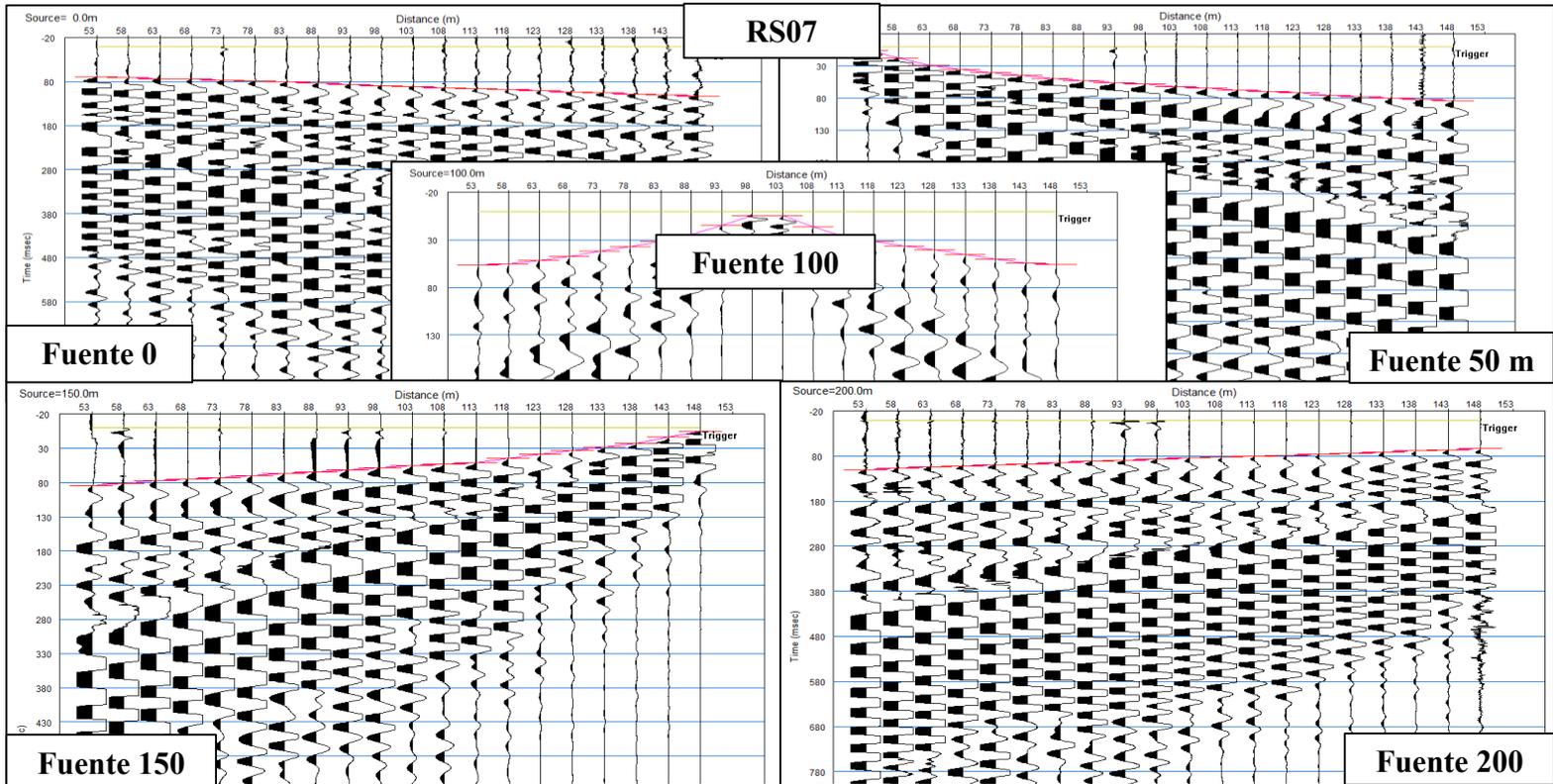


Figura 8.28A Selección de primeras llegadas (RS07).

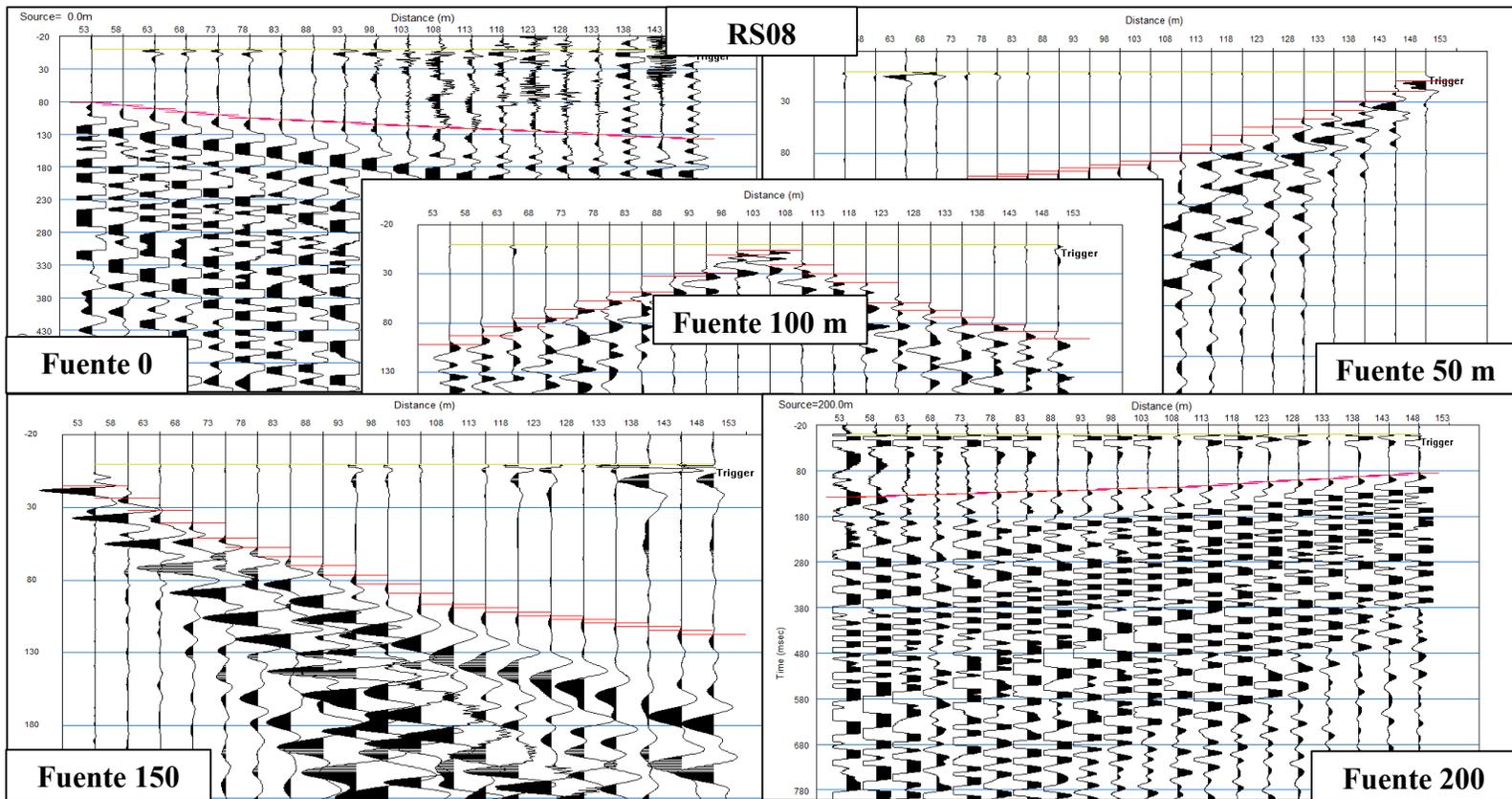


Figura 8.29A Selección de primeras llegadas (RS08).

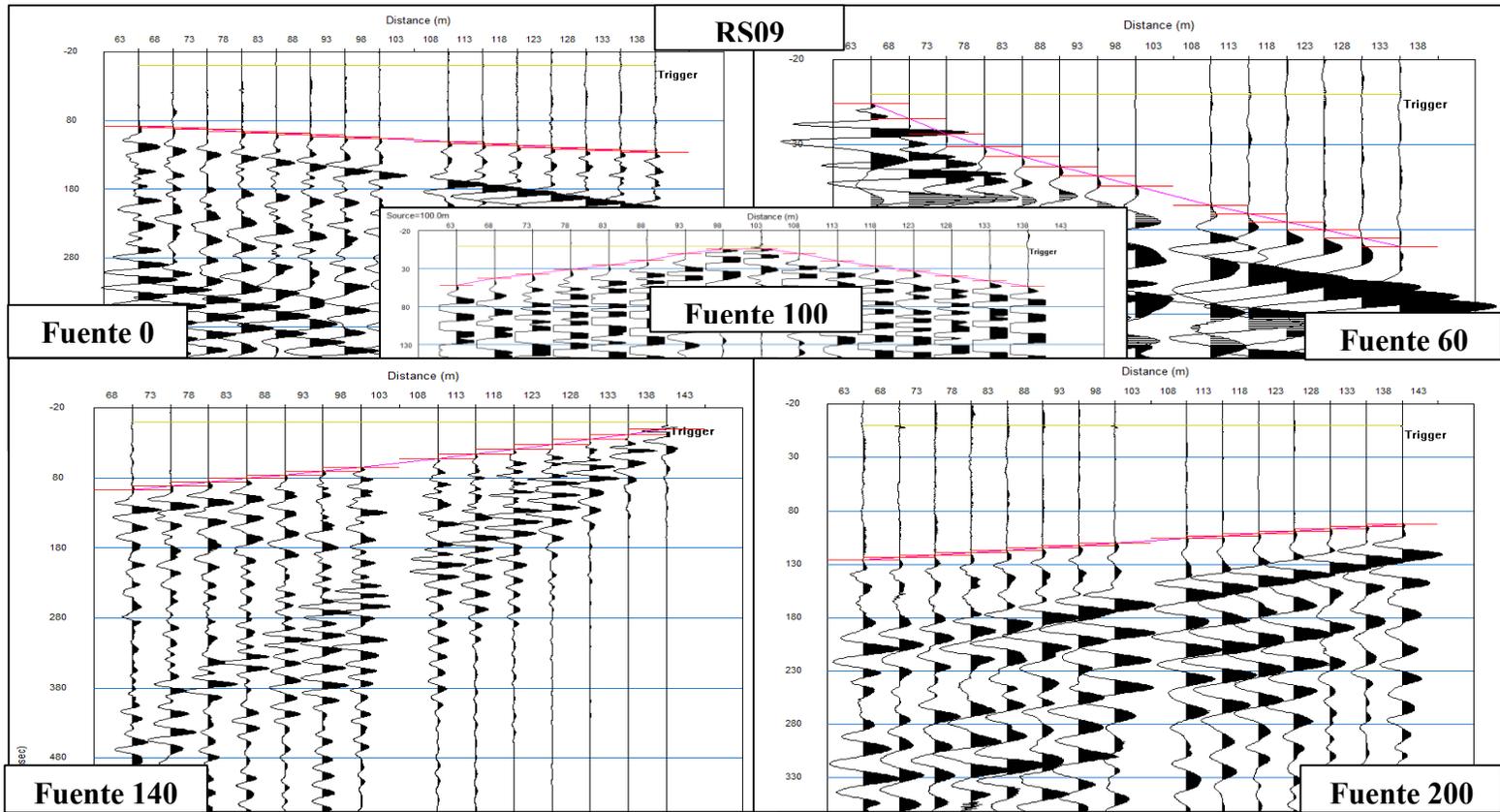


Figura 8.30A Selección de primeras llegadas (RS09).

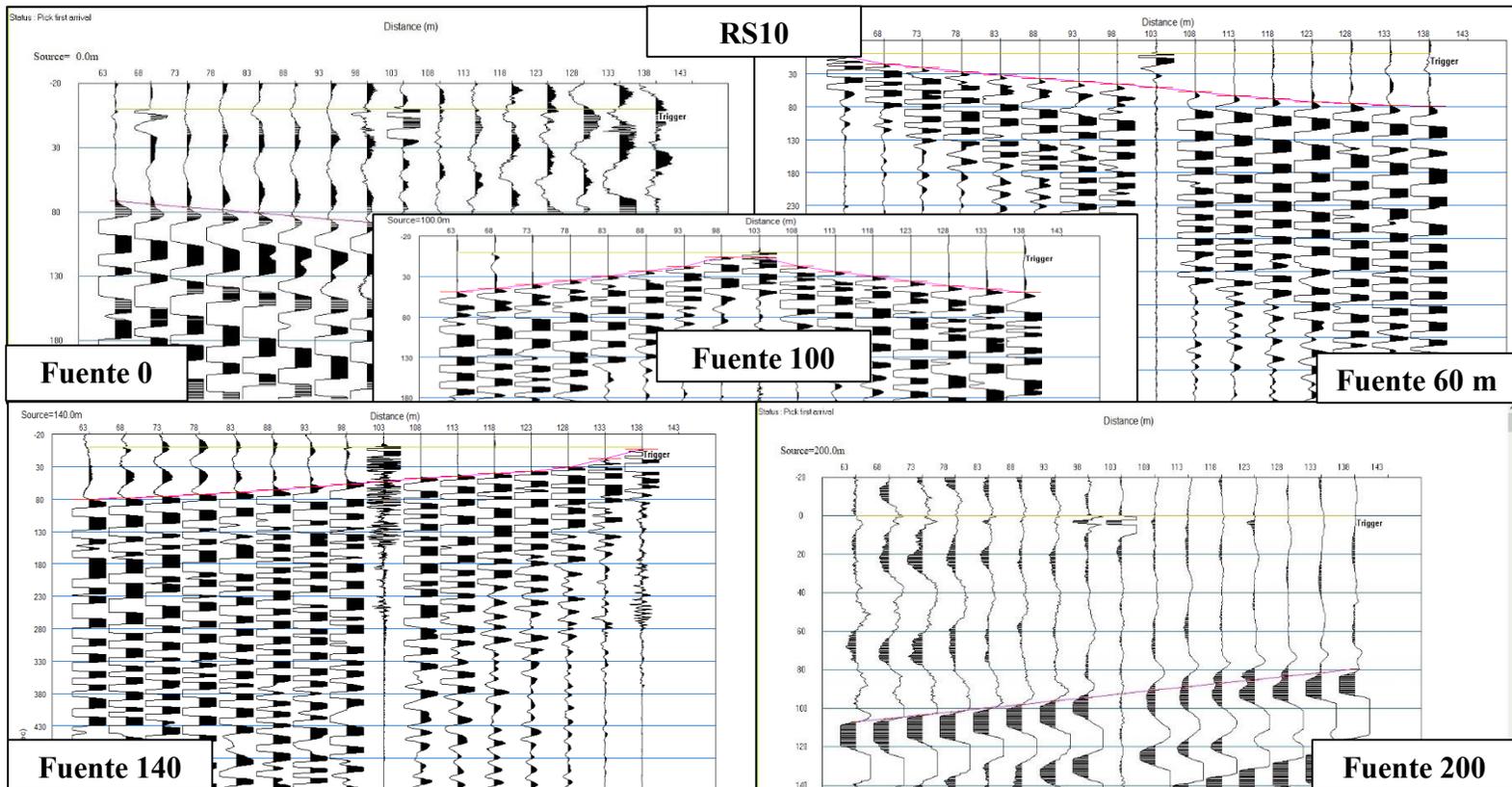


Figura 8.31A Selección de primeras llegadas (RS10).

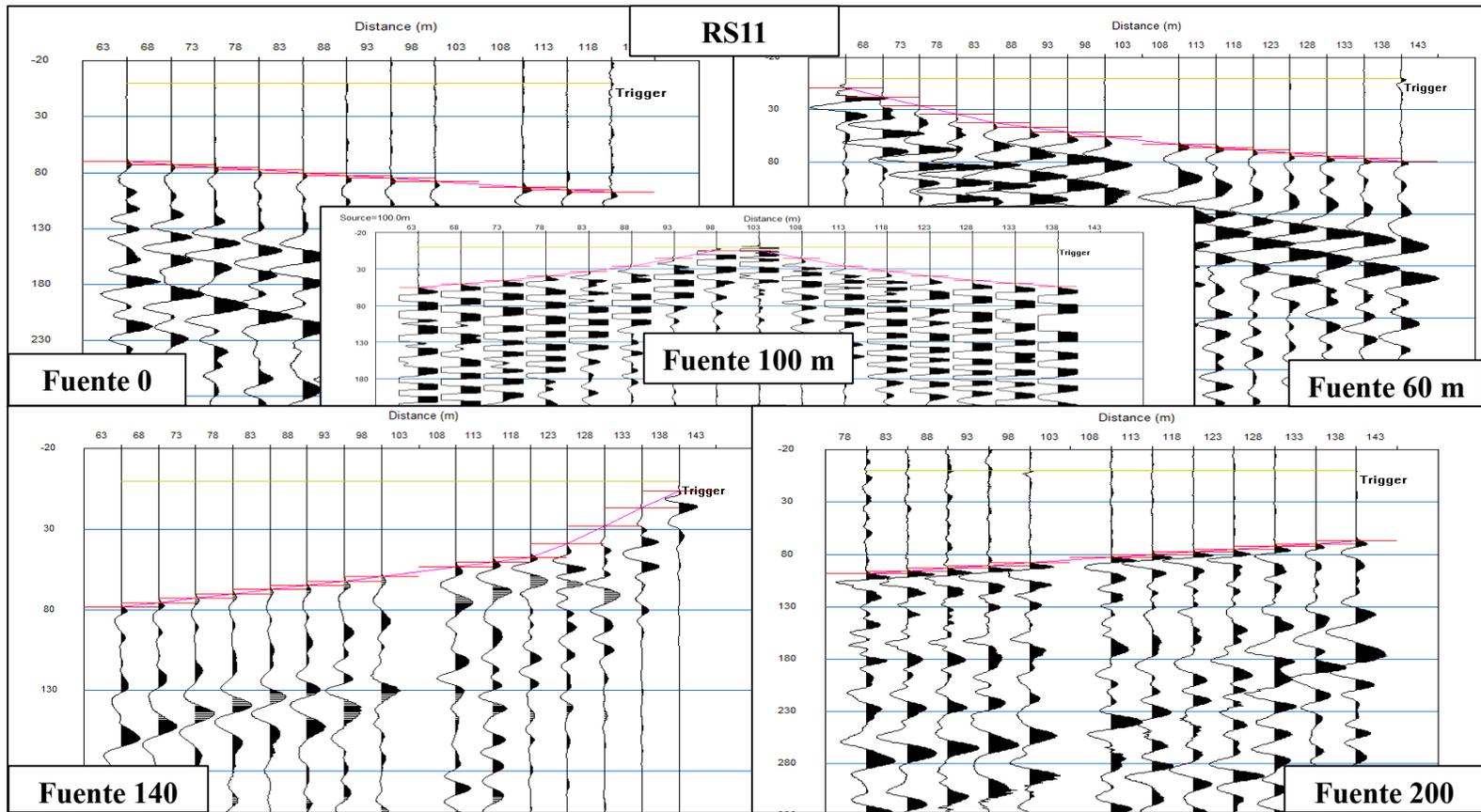


Figura 8.32A Selección de primeras llegadas (RS11).

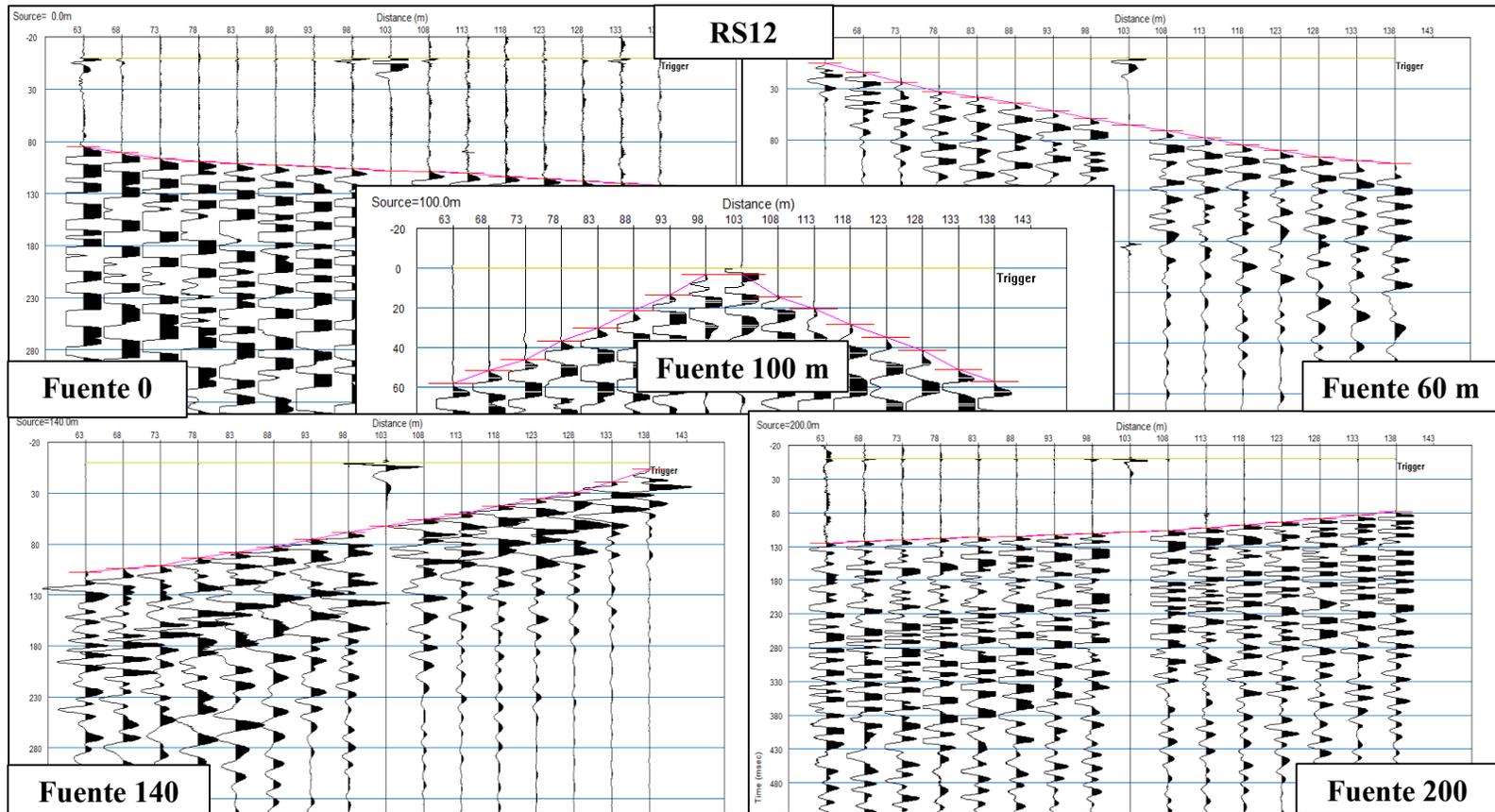


Figura 8.33A Selección de primeras llegadas (RS12).

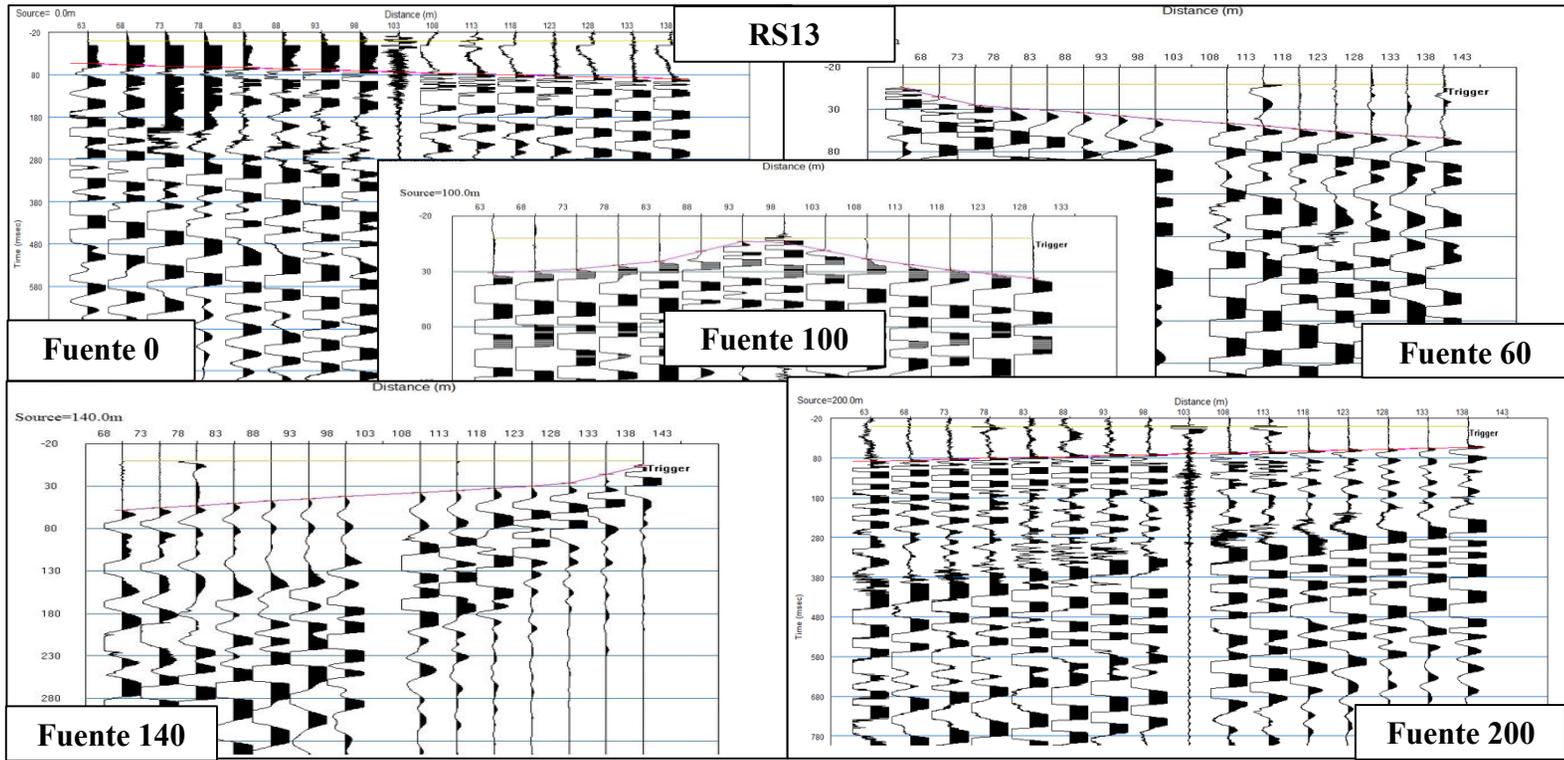


Figura 8.34A Selección de primeras llegadas (RS13).

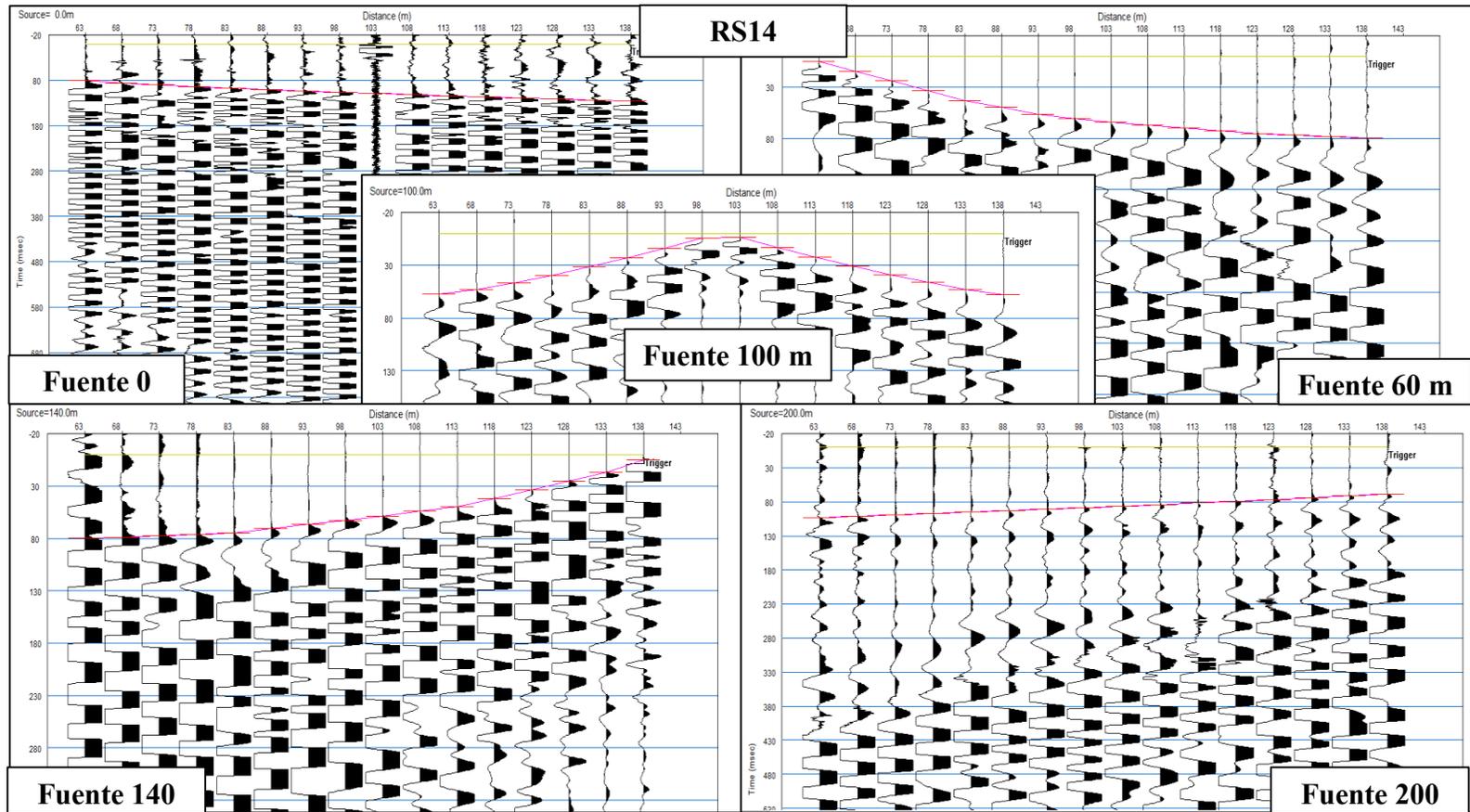


Figura 8.35A Selección de primeras llegadas (RS14).

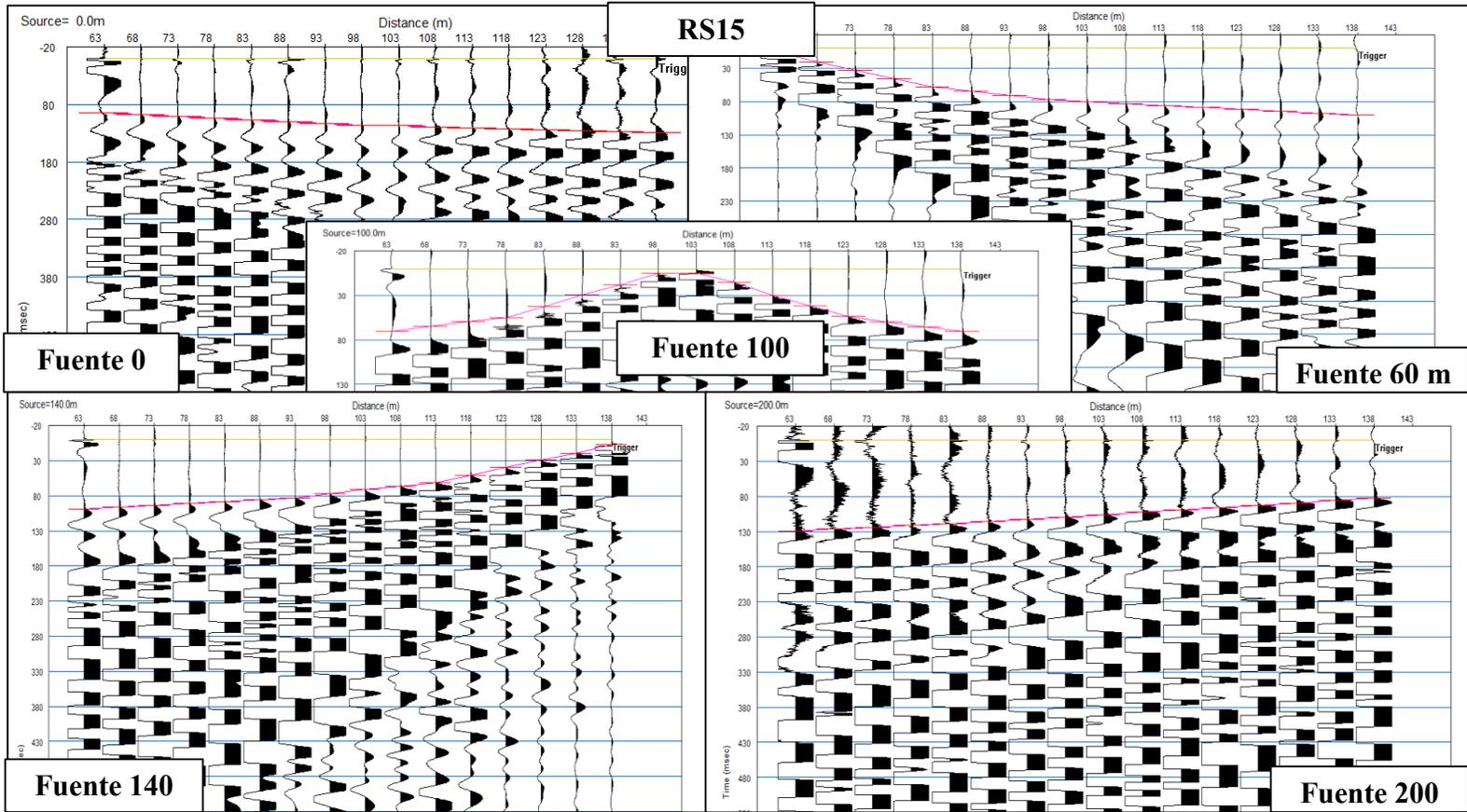


Figura 8.36A Selección de primeras llegadas (RS15).

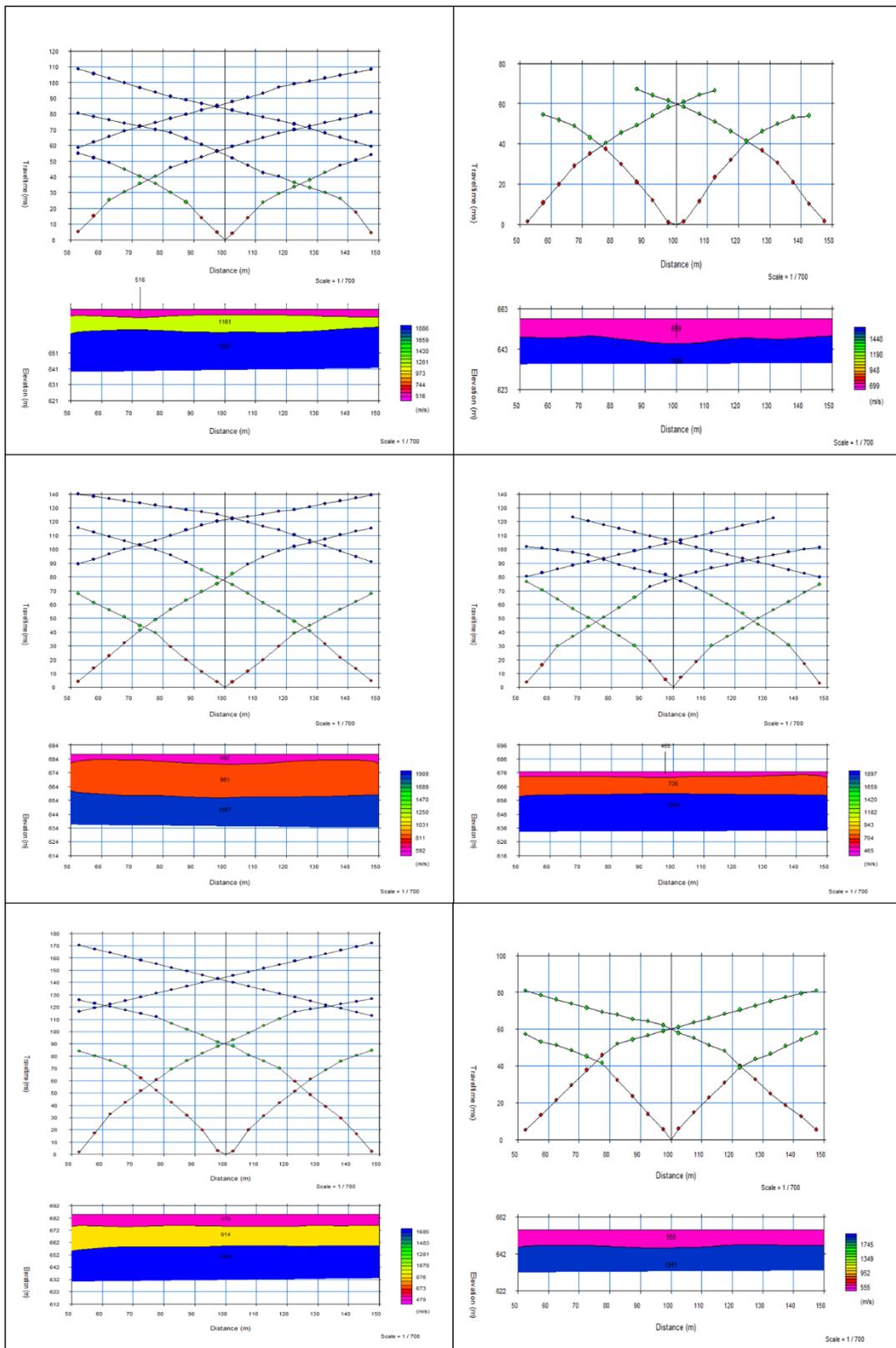


Figura 8.37A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS01-RS06).

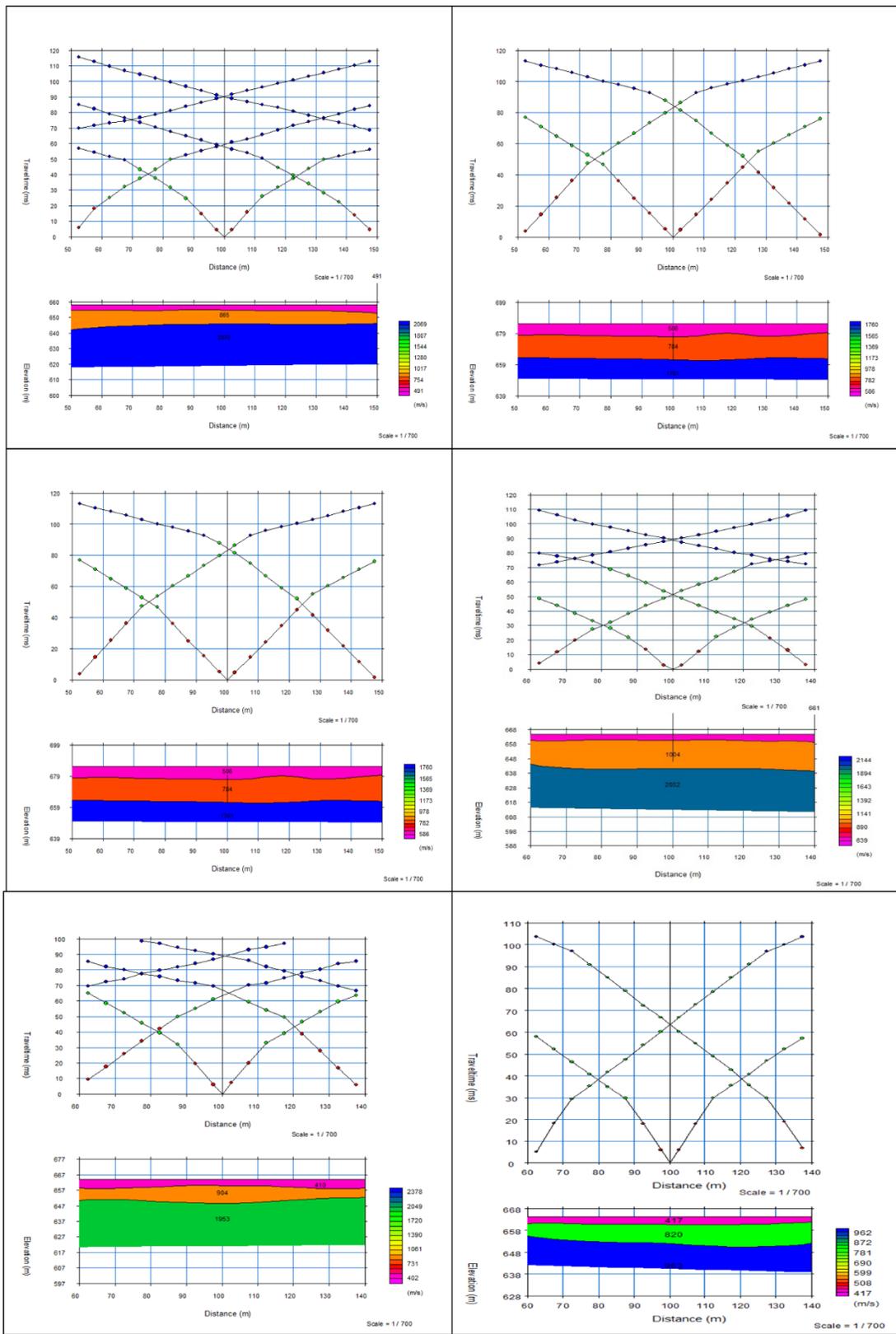


Figura 8.38A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS07-RS12).

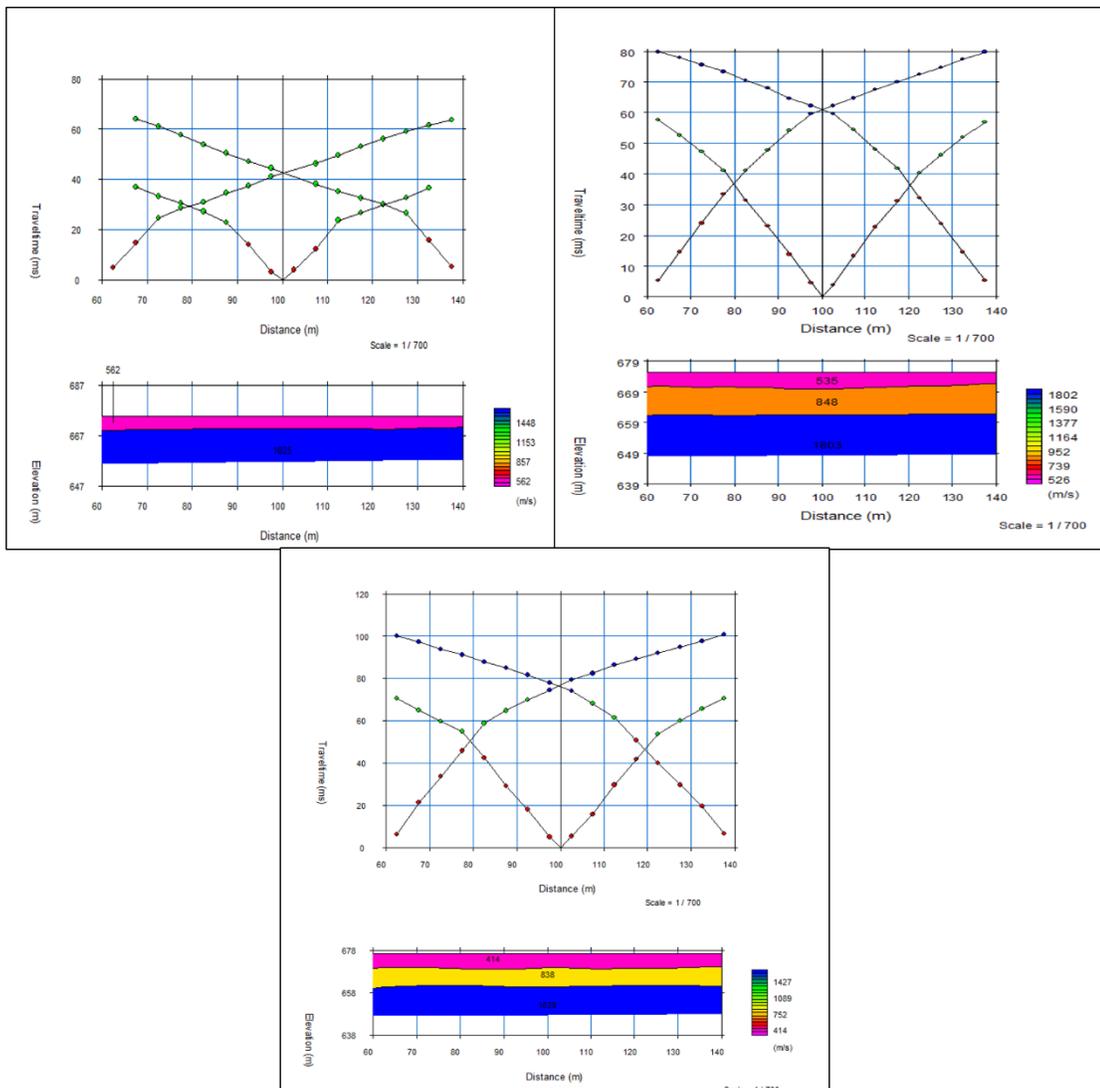


Figura 8.39A Modelos sísmicos 2D de velocidades y espesores (RS13-RS15).

Mapas geológicos

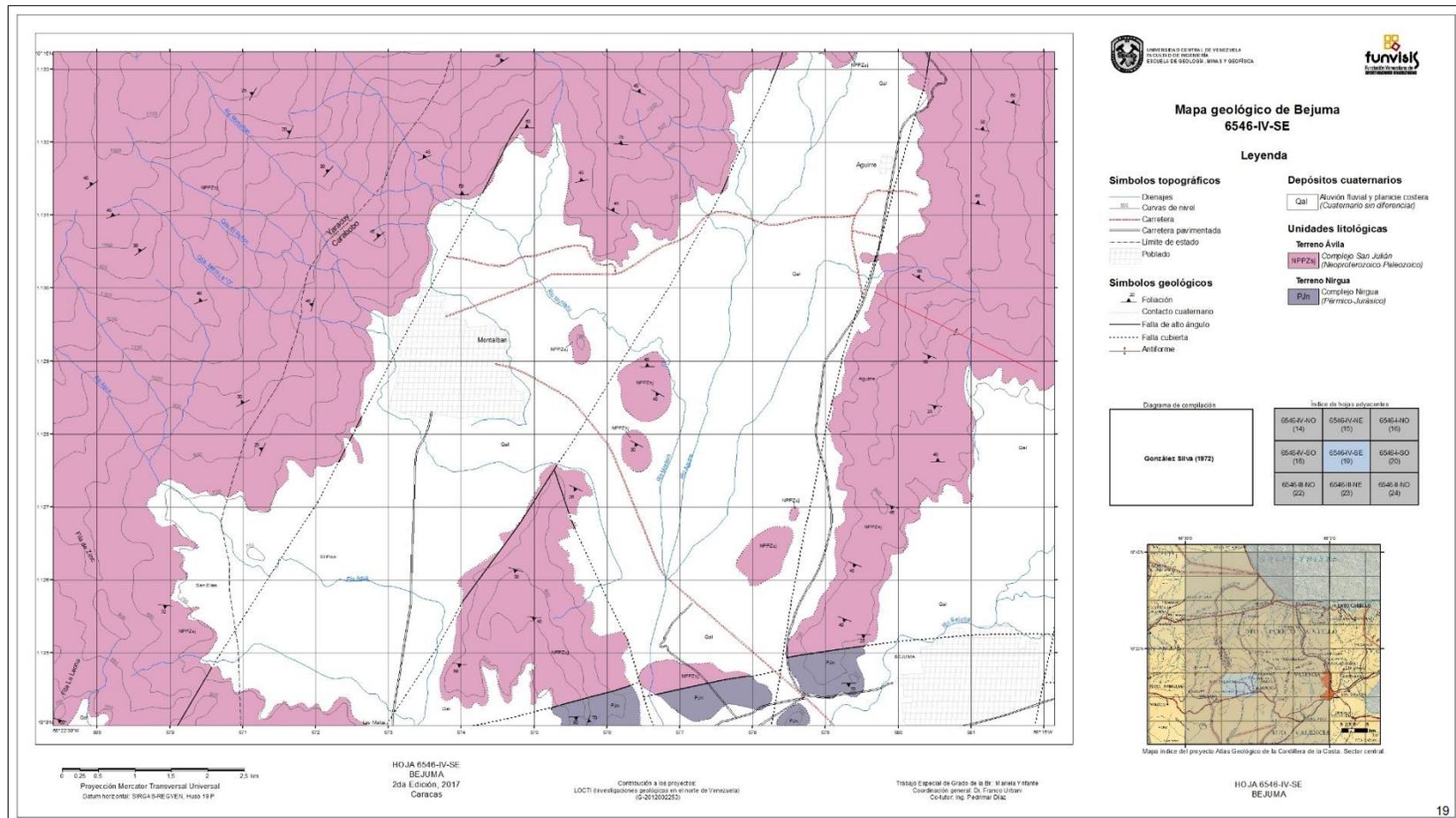


Figura 8.40A Mapa geológico de Bejuma (Ynfante, 2017).

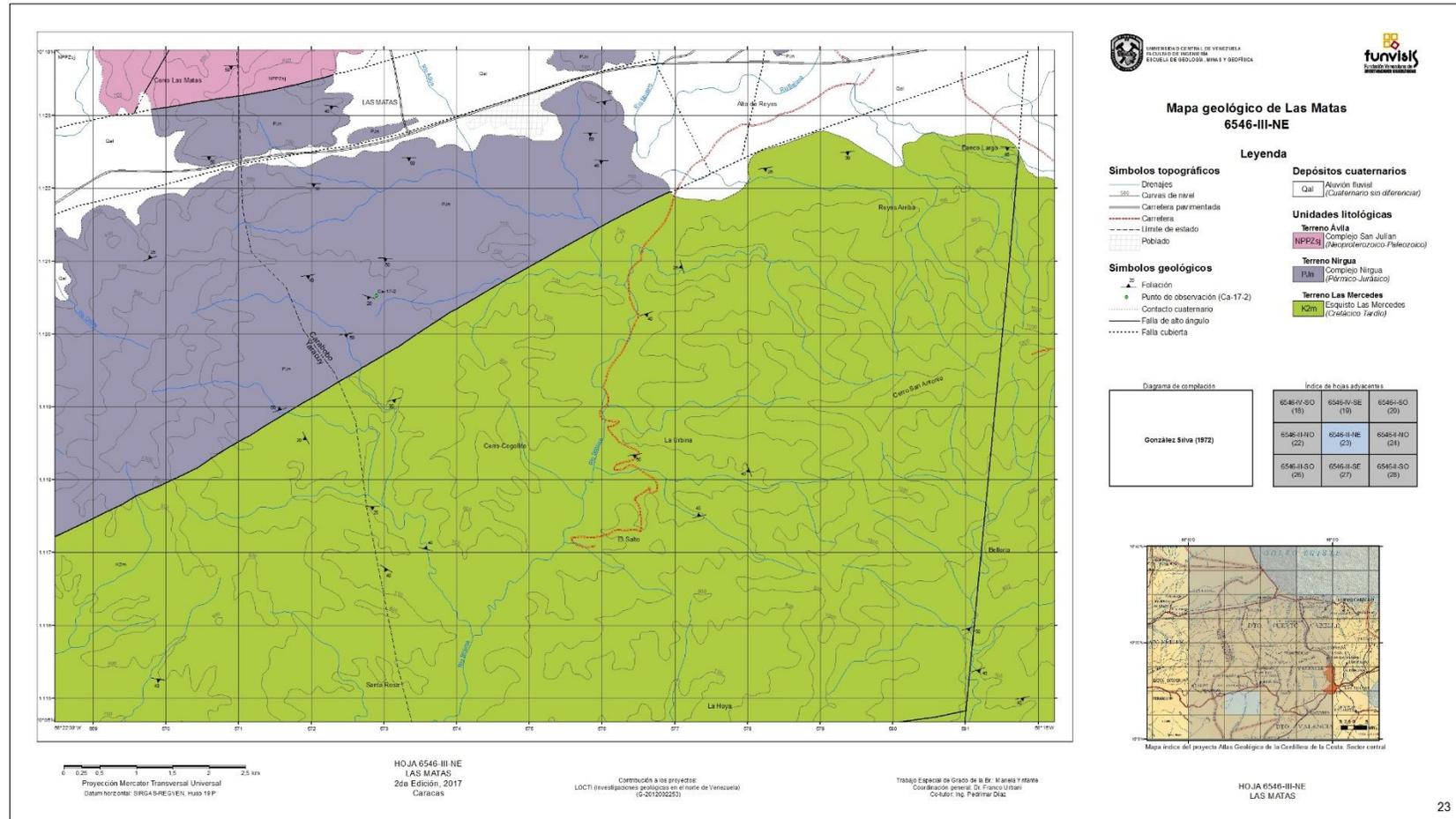


Figura 8.41A Mapa geológico de Las Matas (Ynfante, 2017).

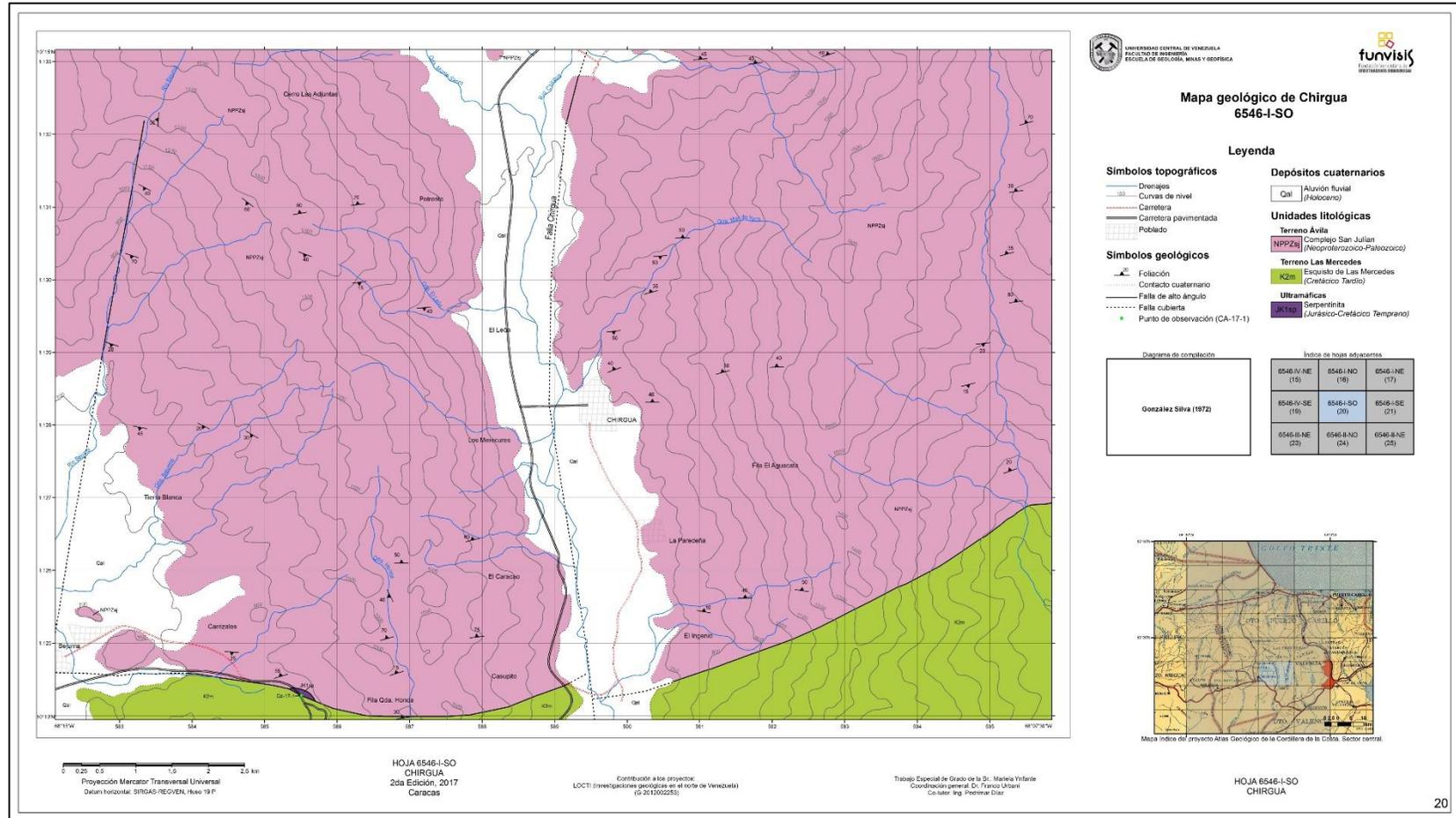


Figura 8.42A Mapa geológico de Chirgua (Ynfante, 2017).

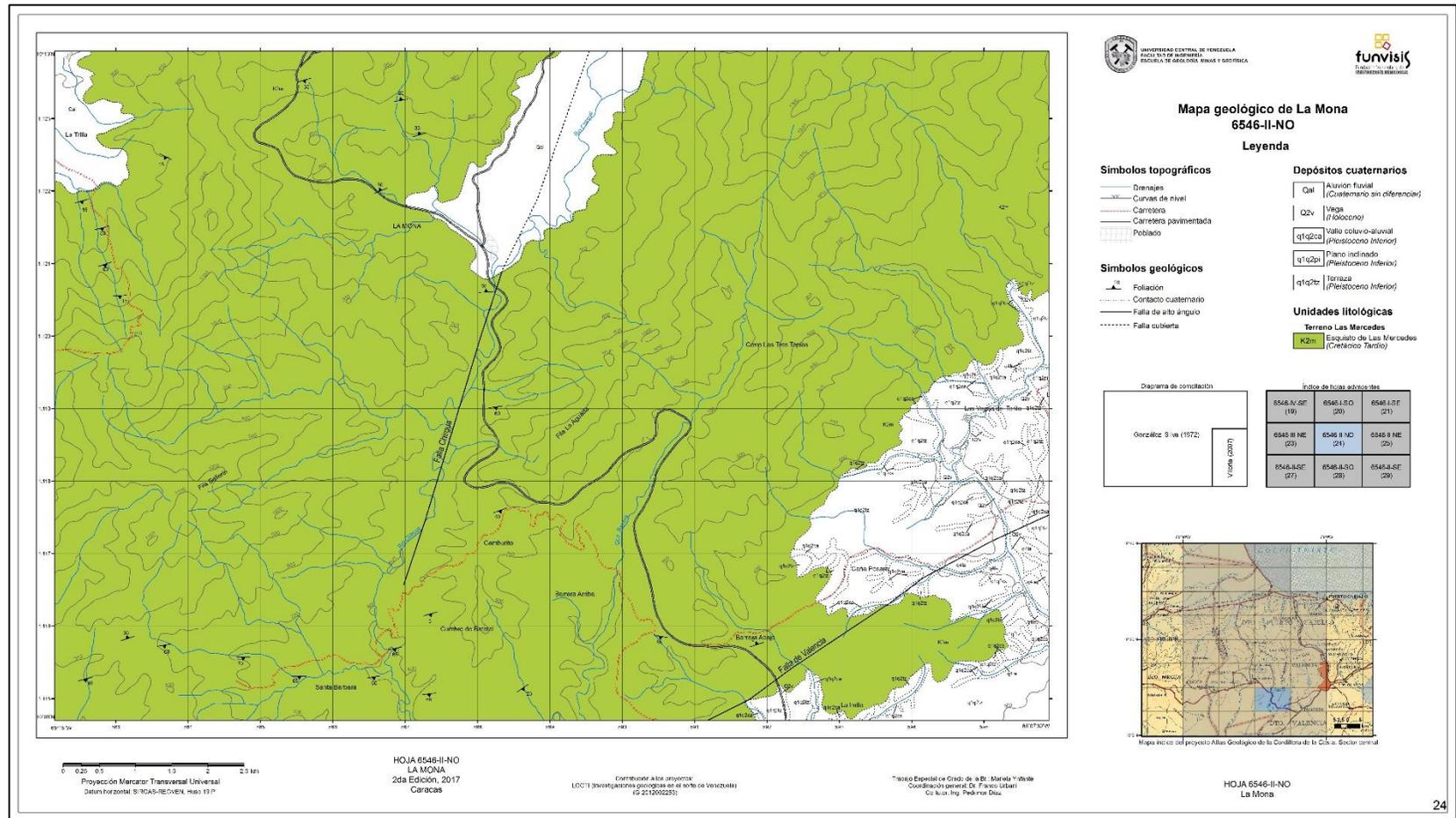


Figura 8.43A Mapa geológico de Chirgua (Ynfante, 2017).