



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE POSTGRADO

TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**“GEOMORFOLOGÍA Y GEOFÍSICA SUPERFICIAL PARA
LA DETECCIÓN DE PALEOCAUCES EN SUELOS
SATURADOS EN LA REGIÓN CENTRO-SUR DEL VALLE
DE TULUM, RIESGOS PARA EL ORDENAMIENTO
TERRITORIAL”**

MARÍA AGOSTINA GRÍGOLO

Directora: Dra. Aixa Rodríguez

Co-Directores: Dr. Federico Lince Klinger

Dra. María Alejandra Pittaluga

San Juan 2026

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que me apoyaron y acompañaron a lo largo de mi doctorado.

En primer lugar, agradezco a Dios y a mi familia, pilares fundamentales en este camino: a mis padres, Mabel y Luis, por su amor incondicional; a mi gran compañero Federico, por su apoyo constante; a mi hermana; a mis dos soles, mis sobrinos Valentino y Joaquín y a mi nuevo compañerito/a de vida, que se sumó a acompañarme en la última etapa de este hermoso camino.

Deseo agradecer especialmente a mi directora, la Dra. Aixa Rodríguez, por su acompañamiento y guía a lo largo de toda mi formación, por su presencia en cada instancia, investigación, correcciones y seguimiento, y, sobre todo, por haber despertado en mí la vocación por la investigación y brindarme la oportunidad de dar mis primeros pasos en esta labor. Asimismo, agradezco a mis co-directores, el Dr. Federico Lince Klingler y la Dra. María Alejandra Pittaluga, por sus valiosas enseñanzas y por la confianza depositada en mí para la realización de este trabajo.

Extiendo mi agradecimiento a los miembros del Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (IGSV), quienes contribuyeron al desarrollo de las campañas de campo, compartiendo generosamente sus conocimientos y facilitando los equipos de medición geofísica necesarios. En particular, agradezco a Gabriela, Franco, Marcelo, Federico, Alexis y Mario.

Finalmente, agradezco a todos mis familiares y amigos, quienes, de distintas maneras, me brindaron su apoyo y contención a lo largo de estos años de doctorado.

ÍNDICE

RESUMEN	7
ABSTRACT	10
INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS	2
CAPÍTULO 1: ANTECEDENTES	4
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	15
2.1 Estratigrafía de la zona de estudio.....	15
2.2 Marco Tectónico	20
2.3 Marco Geomorfológico	27
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN	31
3.1. Recopilación de antecedentes	32
3.2. Procesamiento de imágenes satelitales y análisis geomorfológico	32
3.3. Estudio de suelos	33
3.4. Métodos geofísicos aplicados.....	33
3.5. Diagnóstico ambiental y evaluación de riesgos	35
CAPÍTULO 4: APLICACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES AL ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL VALLE DE TULUM.....	36
4.1 Selección de imágenes satelitales, descarga y criterios de elección.....	37
4.2 Procesamiento y análisis de imágenes	38
4.2.1. Índices espectrales	40
4.3. Resultados	48
4.3.1. Análisis comparativo de índices espectrales (NDWI, MNDWI, BI y NDVI) y mapa de coberturas.....	48
4.3.2. Interpretación de escenas satelitales con Tasseled Cap (TCW).....	56
4.3.3. Análisis geomorfológico mediante clasificación no supervisada y supervisada	70

4.3.4. Integración geomorfológica y de usos del suelo en el valle de Tulum	79
CAPÍTULO 5: UNIDADES EDÁFICAS EN EL SECTOR CENTRO-SUR DEL VALLE DE TULUM, SAN JUAN.....	85
5.1. Suelos y Complejos de suelos del sector centro-sur del Valle de Tulum y sus perfiles modales	86
5.2. Metodología utilizada para la descripción de suelos asociados a paleocauces	94
5.2.1. Selección del sitio de muestreo	94
5.2.2. Metodología para la descripción de los perfiles de suelo	95
5.3. Resultados	97
5.3.1. Descripción y análisis de los perfiles de suelos asociados a paleocauces	97
CAPÍTULO 6: MÉTODO MAGNETOMÉTRICO.....	123
6.1. Fundamentos teóricos.....	124
6.2. Adquisición de datos magnetométricos	128
6.3. Procesamiento del dato magnético.....	131
6.3.1 Corrección Diurna.....	131
6.3.2 Cálculo de Anomalías magnéticas.....	131
6.3.3 Transformaciones y filtros aplicados a la anomalía magnética.....	132
6.4. Resultados: Análisis e interpretación de los datos magnetométricos	134
Perfil Calle 14	134
Perfil Calle 17 Norte	136
Perfil Magnetométrico Calle 17 Sur	138
6.5 Diferenciación entre paleocauces y canales subyacentes en paleociénagas	140
CAPÍTULO 7: MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	144
7.1. Fundamentos teóricos.....	145
7.1.1. La fuerza gravitatoria	145
7.1.2. El método gravimétrico	146
7.1.3. Anomalías Gravimétricas	147

7.2. Adquisición del dato gravimétrico	150
7.3. Procesamiento del dato gravimétrico	151
7.3.1. Separación de Anomalías Regionales y residuales de la Anomalía de Bouguer	152
7.3.2 Filtros aplicados.....	154
7.4. Resultados: Análisis e interpretación de los datos	156
Perfil A–A' (Figura 73).....	156
-Perfil B-B' (Figura 74).....	158
-Perfil C-C' (Figura 75)	160
-Perfil D-D' (Figura 76)	162
CAPÍTULO 8: MÉTODO GEOELÉCTRICO.....	166
8.1. Fundamentos teóricos.....	167
8.1.1. Prospección eléctrica.....	167
8.1.2. Tomografía Eléctrica Resistiva (ERT)	169
8.2. Adquisición de datos geoelectricos	173
8.2.1. Localización de las tomografías eléctricas	173
8.2.2. Equipamiento y arreglos utilizados	176
8.3. Resultados	179
Tomografía eléctrica 1	179
Tomografía eléctrica 2.....	181
Integración de ambas tomografías eléctricas.....	182
CAPÍTULO 9: MÉTODO SÍSMICO	184
9.1. Fundamentos teóricos del método de refracción sísmica	185
9.2. Adquisición del dato sísmico	188
Sección calle 17	189
Sección calle 14.....	192

Sección calle 3- 25 de Mayo	193
9.3. Procesamiento del dato sísmico	195
9.4 Resultados: Interpretación de los datos sísmicos	198
9.4.1. Sección sísmica Calle 17	198
9.4.2. Sección sísmica Calle 14	200
9.4.3. Sección sísmica Calle 3	201
Síntesis de los resultados sísmicos.....	202
CAPÍTULO 10: DIAGNÓSTICO AMBIENTAL Y EVALUACIÓN DE RIESGOS	204
10.1 Fundamentos teóricos	205
10.1.1. La entrevista como herramienta de investigación cualitativa	206
10.1.2. Percepción del medio físico y métodos participativos	207
10.1.3. Riesgos y peligros naturales desde un enfoque geológico-geomorfológico.	208
10.2 Metodología y adquisición de datos	209
10.2.1 Diseño metodológico general	209
10.2.2 Ejecución del trabajo de campo.....	210
10.3 Integración de la percepción local y la dinámica ambiental	225
CAPÍTULO 11: DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN TECTONO-GEOMORFOLÓGICA Y CONTROL ESTRUCTURAL DE LOS PALEOCAUCES EN EL VALLE DE TULUM	227
CAPÍTULO 12: CONCLUSIONES.....	236
12.1 Lineamientos geológicos–geofísicos.....	236
12.2 Lineamientos ambientales y aplicación al mapa de riesgo	237
12.3 Aportes finales en el marco de los propósitos planteados	240
BIBLIOGRAFIA.....	241

RESUMEN

El Valle de Tulum, situado en la provincia de San Juan, constituye uno de los principales valles intermontanos del centro-oeste argentino y concentra la mayor parte de la población provincial, así como actividades agrícolas e industriales estratégicas. Su desarrollo geológico está asociado al frente de deformación activo de los Andes Centrales, caracterizado por un régimen compresivo, fallamiento cuaternario y elevada sismicidad. Dentro de este contexto tectónico y geomorfológico, gran parte del paisaje actual fue moldeado por la migración, abandono y colmatación de múltiples cauces fluviales antiguos, no necesariamente vinculados a un único sistema, sino al conjunto de redes distributarias que históricamente drenaron el valle. Estos paleocauces, frecuentemente cubiertos por depósitos recientes o transformados por actividades antrópicas, presentan materiales sueltos, húmedos y orgánicos que condicionan la estabilidad del terreno y representan áreas de elevada susceptibilidad ambiental, por lo que su identificación constituye un insumo clave para el ordenamiento territorial, la localización de nuevas urbanizaciones y la mitigación de peligros asociados a procesos de subsidencia y colapso del suelo.

El objetivo general de este trabajo fue localizar y caracterizar paleocauces enterrados en la planicie aluvial del valle y evaluar su incidencia en la dinámica ambiental y en la vulnerabilidad del medio físico. Para ello se integraron distintos enfoques orientados a reconocer la morfología del paisaje y sus unidades, analizar la estructura del subsuelo mediante métodos geofísicos, estudiar el comportamiento de los materiales cuaternarios y comprender la interacción entre la dinámica física y la ocupación humana. El diseño metodológico incluyó el análisis geomorfológico y la cartografía temática a diferentes escalas, el procesamiento de imágenes satelitales multitemporales mediante índices espectrales, que permitieron detectar variaciones en humedad, salinidad y cobertura vegetal, y la adquisición de datos geofísicos mediante gravimetría, magnetometría, sísmica de refracción y tomografía eléctrica, técnicas que hicieron posible modelar la disposición interna de los depósitos recientes y resaltar contrastes de densidad, susceptibilidad magnética y resistividad asociados a antiguos canales rellenos y estructuras tectónicas. Estos estudios fueron complementados con el análisis de suelos en puntos clave de la zona de estudios, orientados a caracterizar la textura, horizontes y la profundidad del nivel freático, así como con entrevistas semiestructuradas a habitantes de la zona, cuyo aporte permitió incorporar percepciones locales sobre hundimientos, combustión subterránea,

anegamientos y variabilidad hídrica, reforzando el diagnóstico físico con la experiencia empírica de la población.

Los resultados obtenidos revelan la existencia de antiguos sistemas fluviales distribuidos en distintos sectores del valle, con patrones espaciales contrastantes. En el sector occidental se identificaron zonas de alta densidad de paleocanales y canales subyacentes antiguos asociadas a antiguos ambientes pantanosos y lagunares relictos vinculados a depocentros estructurales, mientras que hacia la parte central y oriental predominan canales meandriformes más aislados, que registran migraciones laterales, episodios de corte y abandono de meandros y posterior retrabajo eólico. Los métodos geofísicos permitieron delimitar estas estructuras con precisión, identificando zonas con velocidades sísmicas bajas, resistividades reducidas y anomalías gravimétricas negativas, atributos coherentes con sedimentos sueltos, húmedos o con presencia de materia orgánica, en contraste con sectores de relleno más competente. El análisis satelital evidenció patrones de humedad y salinidad, así como áreas con vegetación alterada, que coinciden con las estructuras reconocidas en subsuelo, mientras que los estudios edáficos confirmaron la presencia de materiales finos, horizontes orgánicos y niveles con combustión subterránea vinculados a antiguos humedales y a la desecación de turberas.

La integración de la evidencia geomorfológica, geofísica y edáfica permitió reconstruir una evolución tectono-sedimentaria preliminar, caracterizada por el levantamiento progresivo asociado a fallas del Sistema de Fallas del Tulum, la compartimentación de la cuenca, la desconexión y reorganización de los drenajes, la formación y posterior colmatación de depresiones endorreicas, el flexuramiento del relleno cuaternario y la migración de los cauces hacia el este en etapas más recientes. Además de los controles tectónicos, esta historia geológica tentativa se encuentra influenciada por los procesos climáticos que actúan en la región, los cuales condicionaron la configuración actual de las unidades ambientales y explican la recurrencia de fenómenos como subsidencia, colapso del suelo, combustión subterránea y salinización en sectores urbanizados y en áreas de expansión reciente.

El mapa de susceptibilidad de hundimientos del suelo, elaborado a partir de la integración de los métodos mencionados, constituye una herramienta que busca orientar políticas de ordenamiento territorial, a partir de la definición de áreas con mayores y menores restricciones para el crecimiento urbano, así como otras actividades económicas, culturales y sociales que requieran el uso del suelo, finalmente generar insumos para atender los

Tesis doctoral: "Geomorfología y geofísica superficial para la detección de paleocauces" María Agustina Grígolo

riesgos naturales y sus impactos producto de la interacción entre la dinámica natural y la intervención humana en el Valle de Tulum.

Palabras clave: Geología del Cuaternario; Dinámica fluvial; Subsistencia; Métodos geofísicos; Vulnerabilidad del terreno.

ABSTRACT

The Tulum Valley, located in San Juan Province (Argentina), is one of the main intermontane basins of the central–western Andes and concentrates most of the provincial population as well as key agricultural and industrial activities. Its geological evolution is linked to the active deformation front of the Central Andes, characterized by a compressive regime, Quaternary faulting and high seismicity. Within this tectonic and geomorphological framework, much of the present landscape has been shaped by the migration, abandonment and infilling of multiple ancient fluvial channels, not necessarily related to a single drainage system but to a set of distributary networks that historically traversed the basin. These paleochannels, often buried beneath recent deposits or modified by human activities, contain loose, water-saturated and organic-rich materials that reduce ground stability and form areas of high environmental susceptibility, making their identification essential for land-use planning, urban development and the mitigation of hazards associated with subsidence and soil collapse.

The main objective of this study was to locate and characterize buried paleochannels throughout the alluvial plain of the valley and to evaluate their influence on environmental dynamics and the vulnerability of the physical environment. To achieve this, multiple complementary approaches were integrated, including landscape and geomorphological analysis, subsurface characterization through geophysical methods, evaluation of the behavior of Quaternary materials, and the assessment of interactions between physical processes and human occupation. The methodological design combined geomorphological mapping at multiple scales, multitemporal satellite-image processing using spectral indices to detect variations in moisture, salinity and vegetation cover, and the acquisition of gravimetric, magnetic, seismic-refraction and electrical-tomography data. These techniques enabled the modeling of the internal arrangement of recent deposits and highlighted contrasts in density, magnetic susceptibility and electrical resistivity associated with filled paleochannels and tectonic structures. Soil surveys at key locations were used to characterize texture, horizon development and groundwater depth, while semi-structured interviews with residents provided local insights into subsidence, underground combustion, flooding and hydrological variability, strengthening the physical diagnosis with community-based observations

The results reveal the presence of ancient fluvial systems distributed across the valley with contrasting spatial patterns. In the western sector, zones of high paleochannel density and

underlying buried channels were identified, associated with relict swamp and lacustrine environments linked to structural depocenters. Towards the central and eastern sectors, more isolated meandering channels prevail, documenting lateral migrations, meander cutoffs, channel abandonment and subsequent aeolian reworking. Geophysical methods accurately delineated these features, identifying areas with low seismic velocities, reduced resistivities and negative gravity anomalies attributes consistent with loose, water-rich or organic-bearing sediments in contrast to more competent basin-fill deposits. Satellite analyses highlighted patterns of moisture and salinity, as well as areas with stressed vegetation, spatially coincident with subsurface structures, while soil studies confirmed the presence of fine materials, organic horizons and layers affected by underground combustion related to former wetlands and desiccated peat deposits.

The integration of geomorphological, geophysical and pedological evidence enabled the reconstruction of a preliminary tectono-sedimentary evolution of the valley, characterized by progressive uplift along faults of the Tulum Fault System, basin compartmentalization, drainage disconnection and reorganization, the development and infilling of endorheic depressions, flexuring of the Quaternary fill and the eastward migration of channels in more recent stages. In addition to tectonic controls, this tentative geological history is strongly influenced by regional climatic processes, which shaped the current distribution of environmental units and explain the recurrence of subsidence, soil collapse, underground combustion and salinization in urbanized and expanding areas.

The resulting Soil Subsidence Susceptibility Map, derived from the integration of all methodological components, constitutes a key tool for territorial planning, enabling the identification of areas with higher and lower constraints for urban growth and other economic, cultural and social activities that depend on land stability. Ultimately, it provides essential inputs for addressing natural hazards and mitigating their impacts arising from the interaction between natural dynamics and human activities in the Tulum Valley.

Keywords: Quaternary Geology; Fluvial Dynamics; Subsidence; Geophysical Methods; Ground Vulnerability.

INTRODUCCIÓN

Esta tesis doctoral se centra en el análisis de los paleocauces asociados al sistema fluvial del río San Juan, actualmente cubiertos por sedimentos o modificados por actividades antrópicas, como la agricultura, la urbanización, etc., con el propósito de evaluar su implicancia para el Ordenamiento Territorial.

Los núcleos poblacionales más importantes de la provincia de San Juan se localizan en los valles intermontanos, siendo el Valle de Tulum el principal y cuyo abastecimiento de agua para consumo humano y diferentes actividades socio- económicas proviene del río San Juan. El río San Juan nace en la Precordillera, en el paraje La Junta, en el departamento Calingasta. Presenta un régimen de alimentación nivo-glacial y, en su recorrido de oeste a este, atraviesa el sistema de sierras y lomadas de la Precordillera, cruzando las sierras de La Invernada, del Tigre, El Tontal, Marquesado y Chica de Zonda, así como las Lomas de Las Tapias, para finalmente ingresar al valle de Tulum a través de la quebrada de Ullúm. A lo largo de su historia geológica, el cauce principal y los secundarios han sufrido modificaciones en su trazado, influenciados por la tectónica y el clima. La tectónica cuaternaria habría provocado fuertes cambios en las redes de drenaje, desviando los cursos en sucesivas etapas (Martínez et al., 2008). Gran parte de estos paleocauces, se encuentran actualmente cubiertas por depósitos recientes, lo que impide su identificación a simple vista dentro de la planicie de inundación del río.

El área de estudio de la presente tesis doctoral se ubica en el centro-sur del Valle de Tulum, abarcando parte de los departamentos de Rawson, Pocito, 9 de Julio y 25 de Mayo. En los últimos años, la expansión urbana, con tendencia acelerada se ha dirigido principalmente hacia el sur del valle, abarcando la zona de estudio mencionada. Una problemática que surge de esta expansión, es que históricamente el suelo tenía como destino la actividad agrícola, la cual ha sido desplazada para nuevos tales como residenciales de baja y media densidad y para fines industriales. También se ha detectado el avance urbano sobre suelos incultos, que, si bien aparentan ser seguros para fundaciones, poseen problemáticas asociadas a la presencia de niveles freáticos superficiales (Rodríguez et al., 2018), salinidad (Grígolo et al., 2024), licuefacción (Perucca y Bastías, 2015; Palacios et al., 2021; Burgos et al., 2018), hundimientos del suelo e incendios subterráneos. En algunas épocas, estos sitios sufrieron serios problemas de anegamiento, que han ido desapareciendo en concordancia con las variaciones climáticas y prolongadas épocas de sequía.

El cambio en el uso del suelo avanza no solo sobre el territorio periurbano de las ciudades, sino también sobre piedemontes, humedales y otros sistemas naturales, causando una pérdida significativa de las funciones ecosistémicas que son fundamentales para la sustentabilidad de los territorios tanto rurales como urbanos (PLAM SJ, 2023). Además, la localización de asentamientos y emprendimientos inmobiliarios e industriales en zonas anegables, dentro de cauces de ríos, arroyos, drenes o canales, interrumpen o desvían el curso natural del agua, generando problemas de inundación, degradación del suelo y contaminación antrópica de las aguas superficiales y subterráneas (PLAM SJ, 2023).

Se entiende la ocupación de áreas con cauces antiguos abandonados y no observables dentro de la planicie, constituye una amenaza para quienes habitan estas áreas, y un desafío para el ordenamiento territorial. Un antecedente relevante referido a ello se observó durante el terremoto de 1977 en Caucete, San Juan, de $M_s=7,4$ relacionado con la zona de falla Ampacama-Niquizanga. El sismo afectó no solo a viviendas sin condiciones constructivas apropiadas para territorios sísmicamente activos como San Juan, sino también a viviendas sismorresistentes. En particular, en el Barrio Justo P. Castro de Caucete, las casas sismorresistentes se hundieron debido a su construcción sobre un paleocauce saturado de agua (Perucca y Bastías, 2005). Otros casos se observaron durante el sismo de San Juan del 18 de enero de 2021 con registro de grietas y suelos hundidos en el área del departamento Rawson. Por lo procedente, y la imposibilidad de observar y mapear estos paleocauces de manera directa a simple vista, se propone utilizar distintos métodos para su detección.

OBJETIVOS

Objetivo General

- Localizar paleocauces asociados al sistema del río San Juan en la antigua planicie aluvial del Valle de Tulum, con el propósito de interpretar su dinámica geomorfológica y reconocer áreas potencialmente vulnerables para su aplicación en la gestión territorial.

Objetivos específicos

- Reconocer los elementos geomorfológicos superficiales característicos de los sistemas fluviales, con el fin de identificar paleocauces y determinar su extensión,

para posteriormente delimitar las áreas más adecuadas para el levantamiento de datos geofísicos y la exploración de antiguos canales del río San Juan.

- Utilizar métodos geofísicos superficiales como sísmica de refracción, tomografía eléctrica y otros métodos como el gravimétrico y magnetométrico, utilizando técnicas de levantamiento de detalle, para delimitar la extensión y ubicación de estructuras correspondientes con paleocauces.
- Realizar procesamientos de imágenes satelitales para el reconocimiento de los paleocauces.
- Evaluar el suelo y las características de la unidad donde se emplazan. Levantar diferentes perfiles para describir el suelo, determinar los materiales que lo componen y relacionar los resultados con los peligros naturales.
- Generar mapas de riesgo de colapso del suelo ante la presencia de paleocauces útiles para el ordenamiento territorial.
- Contribuir al conocimiento de la Geología Ambiental en el valle de Tulum.
- Fortalecer el uso de métodos geofísicos superficiales como herramienta para la resolución de problemas geoambientales en contextos urbanos, integrándolos en enfoques multidisciplinarios de estudio del ambiente y el desarrollo territorial.

CAPÍTULO 1: ANTECEDENTES

El área de estudio se ubica en el centro-sur del Valle de Tulum, abarcando principalmente los departamentos de Rawson, 9 de Julio, Pocito y 25 de Mayo. El límite norte del valle está definido por el alto de Mogna, una estructura elevada orientada de este a oeste que separa las depresiones del Tulum y Bermejo. Al este, el límite lo establece la sierra de Pie de Palo, mientras que al oeste se encuentran las sierras de Villicum, Chica de Zonda, Pedernal y Marquesado, pertenecientes a la Precordillera Oriental. En su extremo sur, el valle no presenta un límite claro debido a un cambio geológico, sino que transiciona gradualmente hacia la llanura oriental de Mendoza. De manera convencional, se establece el límite en el punto donde el río San Juan desvía su curso hacia el este (Zambrano y Suvires, 2008)

Desde una perspectiva geotectónica este valle se encuentra situado en un antepaís fragmentado, entre las provincias geológicas de la Precordillera Oriental y las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 1). La región forma parte del frente de deformación activa de los Andes Centrales, donde predomina un régimen tectónico de compresión, lo que la convierte en uno de los territorios de mayor actividad sísmica registrada en Argentina (Costa et al., 2006).

La configuración estructural de la cuenca de antepaís está directamente relacionada con la geometría plana de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Jordan et al., 1983b; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos y Folguera, 2009). En la región de estudio, la subducción es subhorizontal, en el segmento denominado "flat slab Pampeano" (Figura 1) que se extiende entre los 27° y 33° de latitud sur (Ramos et al., 2002; Ramos y Folguera, 2009; Ramos, 2021). Este segmento se caracteriza por un estilo estructural y una configuración morfotectónica distintivos, con importantes implicaciones tectónicas y geológicas en la zona, como la formación de montañas, la actividad sísmica (Alvarado et al., 2007), la ausencia de volcanismo activo en la Cordillera de los Andes y la presencia de volcanismo del Cenozoico tardío en las Sierras Pampeanas (Ramos et al., 2002).

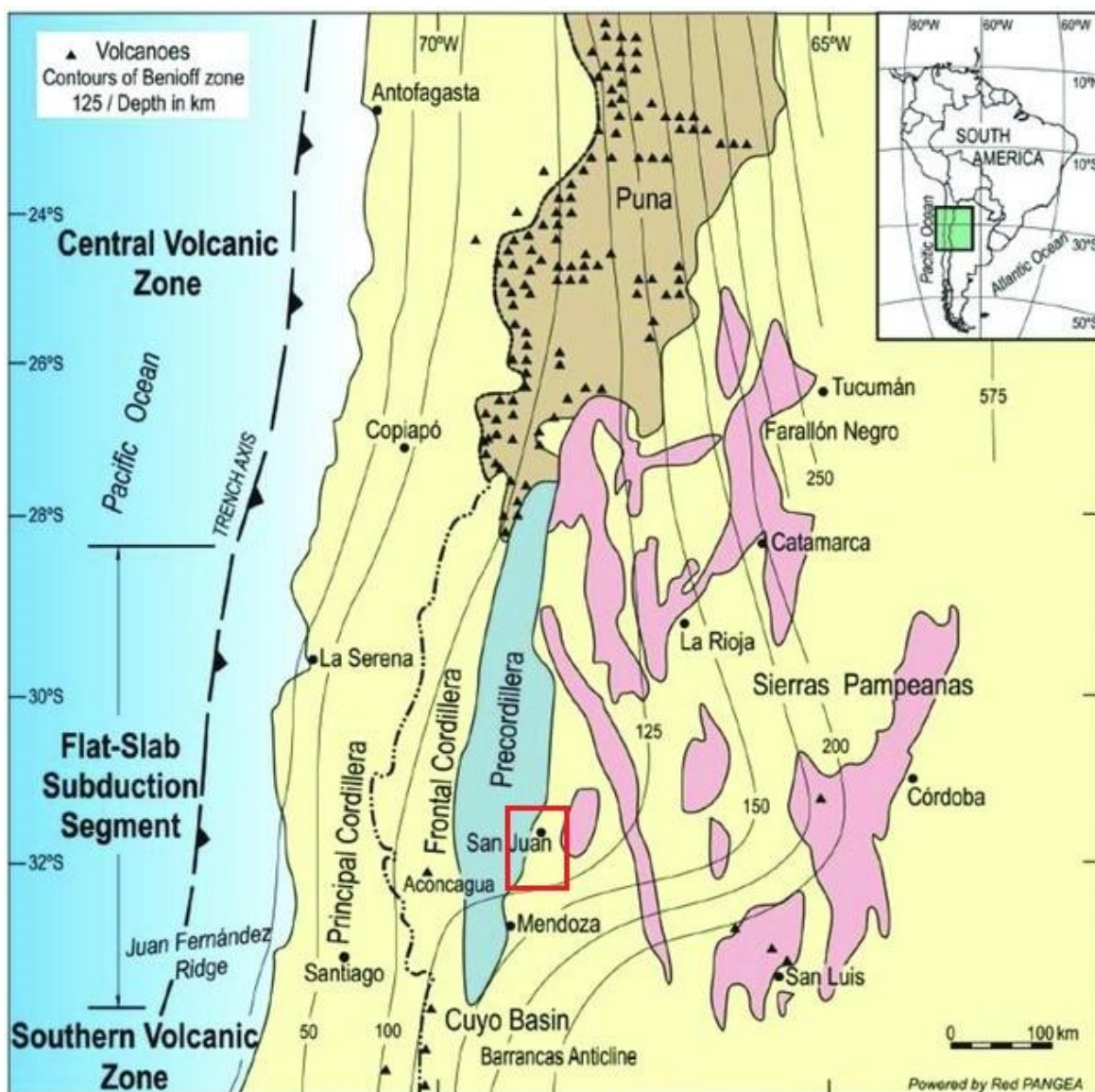


Figura 1: Ubicación regional del Valle de Tulum y del segmento Pampeano con indicación de la profundidad de la placa de Nazca basado en Cahill y Isacks (1992), y la segmentación morfoestructural. Modificado de Ramos et al. (2021).

Diversos estudios, han establecido que el segmento de subducción, dentro del sistema orogénico andino, está relacionado con la geometría y el relieve de la dorsal subductada de Juan Fernández, ubicada en la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Ramos et al., 2002; Ramos, 2021). Este fenómeno ha tenido un impacto significativo en la tectónica de la región andina, particularmente en el aplanamiento de la losa, lo que ha afectado la tectónica de la placa superior. Como resultado, se ha producido la deformación y el levantamiento de las Sierras Pampeanas (Alvarado et al., 2009) y la modificación del estilo de deformación.

El relleno cuaternario del valle de Tulum está compuesto por depósitos intermontanos que se desarrollan sobre los antiguos sedimentos de la cuenca, actualmente fragmentada debido al avance del orógeno andino hacia el antepaís durante el Plio-Pleistoceno (Suvires, 1999, 2004, 2014; Zambrano y Suvires, 2008; Rodríguez et al., 2016, 2018; Perucca & Ruiz, 2014).

Ramos (1997) señala que esta depresión presenta importantes fallas activas y el desarrollo de un frente neotectónico que pliega los depósitos cuaternarios. Asimismo, este proceso genera cabalgamientos notables de las secuencias neógenas sobre los depósitos de piedemonte. Las estructuras tectónicas también están vinculadas a la influencia de anisotropías pre-neógenas en la deformación (Kozłowski et al., 1993; Cortés et al., 2006). Aunque se registran eventos tectónicos pre-neógenos, los movimientos andinos del Neógeno y Cuaternario han moldeado la configuración morfológica y estructural actual del valle de Tulum.

Teniendo en cuenta los aspectos geomorfológicos, esta cuenca está delimitada en su margen occidental por los piedemontes de la Sierra de Villicum al norte y la Sierra Chica de Zonda al sur los cuales están compuestos por depósitos aluviales que representan las bajadas actuales de las sierras circundantes y consisten en bloques de caliza, cuarcitas y dolomita. Además, existen afloramientos de rocas sedimentarias neógenas (Suvires y Luna, 2008; Rodríguez et al., 2016). En el centro de la planicie aluvial emergen afloramientos menores pertenecientes a Sierras Pampeanas Occidentales, como los cerros Valdivia y Barboza, compuestos por basamento metamórfico. Ambos cerros constituyen las estribaciones más occidentales de las Sierras Pampeanas (Rodríguez et al., 2016). Estos relieves están rodeados por pequeñas áreas de piedemonte formadas por abanicos aluviales y, en el caso del cerrillo Valdivia, por niveles de glaciares con una fina capa de sedimentos cuaternarios sobre una superficie de erosión esculpida en sedimentitas continentales de edad neógena (Lloret y Suvires, 2006; Rodríguez et al., 2016).

El centro del Valle de Tulum está ocupado por un extenso abanico aluvial formado por el río San Juan en el pasado, y su planicie aluvial abandonada. Suvires (2014) clasifica este sistema como un cono aluvial por sus dimensiones, conocido en la literatura como "Megafan". El volumen calculado de sedimentos acumulados en esta cuenca supera los 500.000 hm³ (Suvires, 2014) y se considera que se originó durante una época glacial, cuando había una mayor disponibilidad de agua, y se le atribuye una antigüedad correspondiente al Pleistoceno tardío. La red hídrica de la región, está formada

principalmente por el cauce actual del río San Juan, y algunos arroyos como Los Taponés y el arroyo Agua Negra, que históricamente estuvieron vinculados a un sistema de lagunas que actualmente se encuentran secas (Rocca, 1969; Genini, 1999; Gambier, 1991; Martos, 2002; Suvires et al., 2009; Rodríguez et al., 2017).

En el siglo XIX, el valle se caracterizaba por la presencia de cuerpos hidromórficos que ocupaban su parte central, cerca del río San Juan. Este paleoambiente holoceno estaba constituido por extensos humedales de agua permanente, con numerosos canales interconectados y cauces abandonados del río (Suvires et al., 2009). En la historia de San Juan, estas tierras eran descritas como un paisaje de "ciénaga" (Geografía de San Juan, 1909), con áreas de bañados o vegas no pantanosas, en forma de pequeñas islas, donde vivían rancheros o puesteros que cuidaban ganado. Las paleociénagas eran drenadas por diversos arroyos naturales que transportaban el agua hacia el río San Juan e incluso hacia las lagunas de Guanacache, ubicadas al sureste de la provincia de San Juan, fuera de la zona de estudio. Aún hoy, existen evidencias de estos antiguos humedales en documentos históricos, paleosuelos y algunos sectores que se inundaron temporalmente en la década de 1970, debido a un periodo de extraordinaria abundancia hídrica, cuando la provincia aún no contaba con diques y embalses en el río San Juan (Rodríguez et al., 2018). Las tierras ocupadas por ciénagas han sido documentadas por diversos autores, como Rocca (1969), Genini (1999), Gambier (1991), Martos (2002), Suvires et al. (2009), Rodríguez et al. (2017), a través de estudios que incluyen el hallazgo de sedimentos típicos de lagunas, la presencia de gasterópodos en perforaciones, rastros de asentamientos humanos prehistóricos asociados a zonas palustres y evidencias geomorfológicas de épocas de deshielo que habrían alimentado lagunas temporales o permanentes.

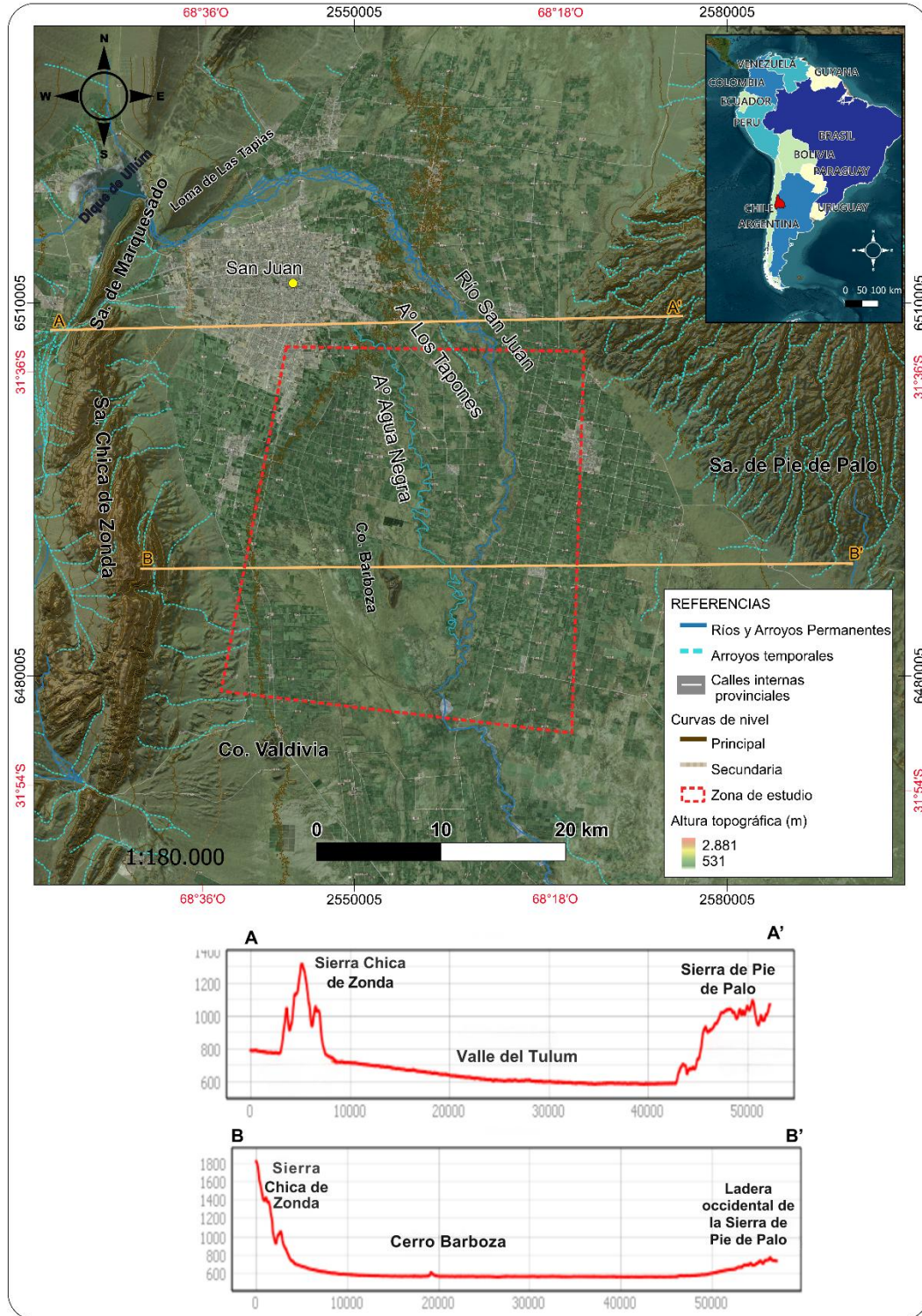


Figura 2: Ubicación de la zona de estudio correspondiente al centro- sur del Valle de Tulum que se encuentra delimitado por los altos estructurales como la Sierra Chica de Zonda al oeste y la sierra de Pie de Palo al este. En el mapa se muestra la ubicación de dos perfiles topográficos realizados de oeste a este donde se observa baja variación topográfica en el valle a excepción del cerro Barboza.

Es importante destacar que el entorno actual de esta región difiere significativamente del pasado. No solo se diferencia por la ausencia de ciénagas, sino también por la ubicación del cauce del río San Juan, que antiguamente fluía más al sur. Evidencias de campo, como los niveles de terrazas de origen fluvial y abanicos proximales inactivos a ambos lados de la quebrada, indican que originalmente el río San Juan atravesaba la quebrada de Zonda (Suvires, 2014), desde donde formaba el gran abanico aluvial del valle. La migración del cauce, desde la quebrada de Zonda hacia la de Ullum (de sur a norte), se habría producido como consecuencia de movimientos tectónicos (Rocca, 1969), dejando un cauce abandonado en la quebrada de Zonda.

La distribución irregular y lenticular de los sedimentos pséfiticos sugiere que el cauce principal, así como los menores en los que se subdividía, presentaban un marcado carácter divagante (Rocca, 1969). Las migraciones hacia el norte también habrían dejado canales desactivados del sistema fluvial actual (Suvires, 2014). Los arroyos Los Taponés y Agua Negra, considerados antiguos cauces del río San Juan, se originan en la parte central del Valle de Tulum, se alimentan por agua subterránea y no presentan conexión directa con el río San Juan ni con las cuencas adyacentes de las sierras Chica de Zonda, Villicum o Marquesado (Rodríguez, 2018).

En este contexto, los cursos fluviales antiguos son geoformas resultantes de los cambios en los sistemas hídricos, como las desviaciones de los ríos o la evolución de los cauces (Chen et al., 1996). Así, los paleocanales constituyen evidencias de drenaje pasado, que pueden manifestarse en la naturaleza como canales continuos y/o meandros abandonados, sin conexión con los cauces actuales (Gomes et al., 2020). Este tipo de Unidades geomorfológicas, presentes en el valle de Tulum, son testimonio de los complejos procesos tectónicos e hidrológicos que han modelado la región a lo largo del tiempo.

El estudio de los paleocauces reviste una gran importancia en diversas disciplinas como la geología, geomorfología, arqueología y estudios ambientales, debido a su capacidad para proporcionar información crucial en diferentes ámbitos científicos. En primer lugar, permiten reconstruir el sistema fluvial paleoambiental de una región (De Morais et al., 2012 en Gomes et al., 2020). A través de imágenes satelitales y el análisis de características sedimentológicas (Chen et al., 1991; Resmi et al., 2017; Abdulkarim et al., 2022), es posible inferir eventos climáticos del pasado, como periodos de mayor o menor precipitación, glaciaciones o episodios de deshielo que impactaron en la dinámica fluvial (Suvires, 2014). Este enfoque resulta fundamental para comprender los cambios paleoclimáticos y su

relación con la evolución geológica. En segundo lugar, estas geoformas son relevantes para la gestión de los recursos hídricos, ya que pueden indicar la presencia de acuíferos fósiles o antiguos depósitos de agua subterránea. Este aspecto es particularmente valioso en regiones áridas y semiáridas, donde la identificación de reservas subterráneas resulta esencial para el abastecimiento de agua y el desarrollo sostenible (Samadder et al., 2011; Jakica et al., 2021; Paredes, 2022).

En algunos casos, estos antiguos cauces contienen depósitos minerales, como oro o metales pesados, acumulados en sus sedimentos. También pueden actuar como trampas naturales de hidrocarburos, lo que es de gran interés para la exploración y explotación de petróleo y gas (Paredes, 2022).

A lo largo de la historia, los cauces fluviales han sido puntos clave para el asentamiento humano. Desde una perspectiva arqueológica y antropológica, los paleocauces permiten comprender las interacciones entre antiguas civilizaciones y su entorno natural (Chiavazza, 2015; Prates, 2011). El estudio de estos antiguos cauces ofrece información valiosa sobre la ubicación de asentamientos prehistóricos, rutas de migración y prácticas agrícolas relacionadas con los sistemas fluviales.

Finalmente, desde el punto de vista de la mitigación de riesgos naturales y el ordenamiento territorial, conocer la ubicación y evolución de los paleocauces es esencial para evaluar el riesgo de inundaciones. A menudo, los cauces antiguos pueden reactivarse durante eventos de precipitaciones extremas, lo que pone en peligro las infraestructuras actuales (Perucca y Bastías, 2005; Burgos et al., 2018). Además, pueden aparecer otros procesos como hundimientos del suelo y deformaciones. En la actualidad, se han identificado varios paleocanales dentro del abanico aluvial del Valle de Tulum, asociados a la dinámica distributaria típica de estas unidades deposicionales.

El tectonismo y el clima son factores claves que influyen en cualquier sistema fluvial (Duvall et al., 2004). Las cuencas de drenaje que configuran los paisajes actuales en muchas regiones del mundo se han formado a partir de importantes transformaciones tectónicas y cambios paleoambientales que ocurrieron a lo largo de escalas de tiempo geológicas (Resmi et al., 2017). Diversos ejemplos a nivel mundial, como el río Mississippi (Aslan y Autin, 1999; Rittenour et al., 2007), el río Nilo (Williams y Williams, 1981; Salama, 1987), el río Amazonas (Latrubesse y Franzinelli, 2002) y otros ríos africanos (Hsü et al., 1973), muestran que estos sistemas fluviales han experimentado modificaciones notables en sus

morfologías debido a fenómenos como desviaciones, migraciones o abandonos de los cauces durante el Cuaternario (Figura 3), resultado de fluctuaciones climáticas o reactivaciones tectónicas (Sajinkumar et al.,2022).

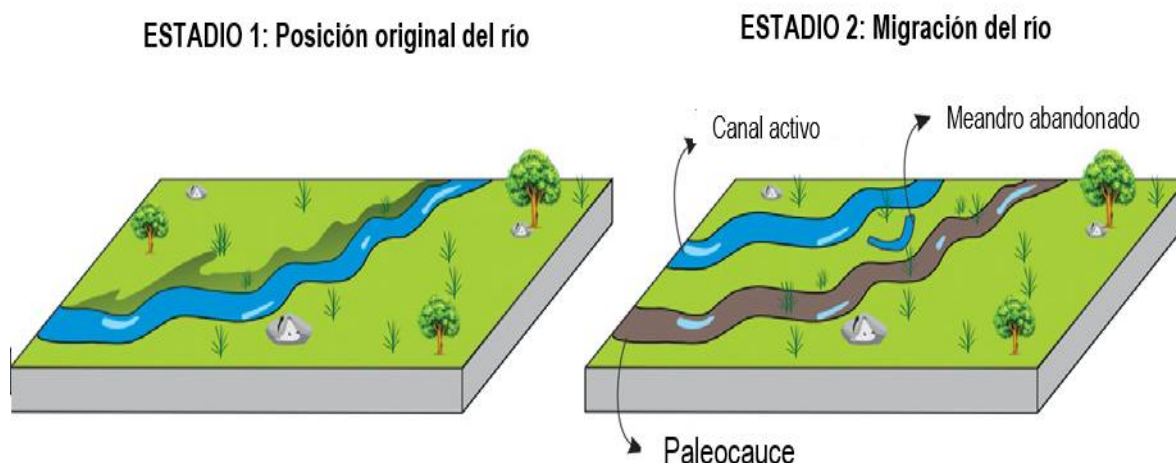


Figura 3: Imagen modificada de Sajinkumar et al. (2022) donde se muestra en 1 la posición original de un río y en un estadio 2 la migración y aparición de paleocauces.

Los paleocauces han sido extensamente estudiados en otras partes del mundo, como China, India, Brasil y África, donde el clima es predominantemente húmedo y las corrientes monzónicas afectan a estas regiones (Gomes et al., 2020; Sajinkumar et al.,2022). Sin embargo, surge la necesidad de investigarlos en áreas de mayor aridez, donde la tectónica también juega un papel crucial. Tal es el caso de este trabajo, que se centra en el Valle de Tulum, ubicado en la Diagonal árida Sudamericana (Bruniard, 1982), entre los 18° y 27° Sur (Figura 4). Esta zona actúa como una región de interferencia entre los regímenes de precipitación tropical y extratropical (Terrizzano et al., 2017). El levantamiento cenozoico del sur de la Cordillera Central de los Andes generó un nuevo patrón de circulación atmosférica, que resultó en un régimen climático árido a semiárido (Ehlers y Poulsen, 2009). El clima en este sector es árido, seco y con precipitaciones anuales inferiores a los 100 mm, concentrándose principalmente en el verano (Poblete y Minetti, 1989). Las temperaturas medias varían entre 18°C en el este y menos de 16°C en las depresiones intermontanas del oeste, donde, las máximas superan los 45°C, mientras que las mínimas absolutas pueden descender a -15°C en las cadenas montañosas (Pereyra, 1993; INTA,2022).

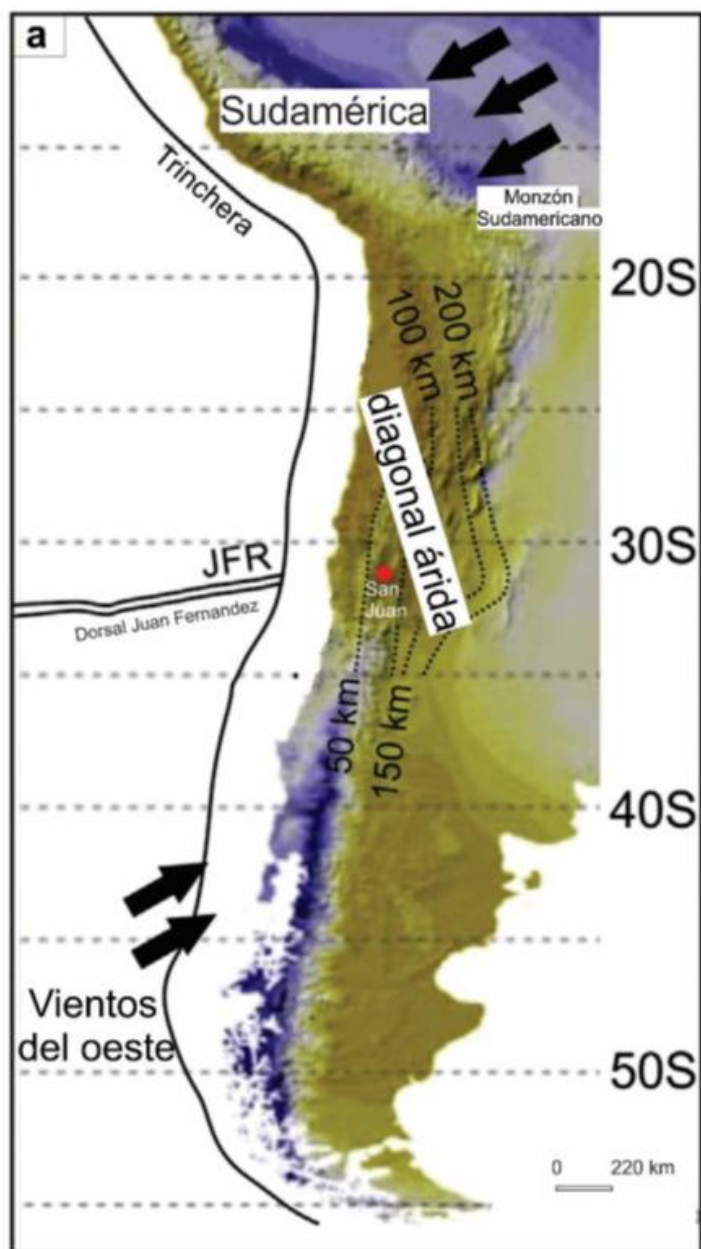


Figura 4:Diagonal árida sudamericana. El punto rojo representa la ubicación del Valle de Tulum (Modificado de Terrizzano et al., 2017, extraído de Rodríguez, 2019).

El régimen hídrico en esta región es netamente deficitario, ya que la evaporación supera ampliamente a las precipitaciones, representando estas apenas el 5% del volumen evaporado anualmente (Pereyra, 2000). Bajo determinadas condiciones atmosféricas, entre mayo y noviembre se desarrolla el viento Zonda, un fenómeno característico de los valles orientales de la Cordillera de los Andes (Poblete y Minetti, 1989).

Existen numerosos estudios que exploran el impacto del clima y la tectónica en los sistemas fluviales de zonas áridas. Martínez et al. (2008), mediante mediciones geofísicas y evidencias geomorfológicas en los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán, concluyen que la tectónica cuaternaria ha sido el principal factor en las modificaciones de las redes de drenaje, lo que ha provocado la desviación de los cursos fluviales en diversas etapas. Este fenómeno parece estar relacionado con estructuras en ascenso, vinculadas al basamento de las Sierras Pampeanas, coincidiendo con un alto estructural identificado en estudios gravimétricos. Mientras que Rodríguez et al. (2016) refuerzan esta idea, también mediante análisis gravimétrico, al mostrar que la tectónica regional controla el drenaje superficial, la distribución de suelos y el flujo de aguas subterráneas en la cuenca de Tulum, influyendo así en la distribución del uso del suelo.

Burgos et al. (2018) realizaron las primeras mediciones geofísicas superficiales, relacionadas con paleocanales en la zona de trabajo. Detectaron estructuras de estas geoformas en un área limitada, subrayando la necesidad de estudios adicionales para delimitar de forma adecuada estos antiguos cauces en este sector.

Los paleocauces, los suelos, la licuefacción, la salinidad están interrelacionados de manera compleja e influyen en el análisis que se puede realizar sobre ordenamiento del territorio. Su análisis resulta fundamental para comprender los riesgos geológicos y ambientales de la región.

La licuefacción es un fenómeno que ocurre en suelos saturados de agua cuando, bajo la presión de un evento sísmico, estos pierden su capacidad de soportar cargas y se comportan como un líquido. Los suelos aluviales, así como aquellos relacionados con paleocanales, son particularmente vulnerables a este proceso (Suvires y Pittaluga, 2013). En el área de trabajo, caracterizada por alta actividad tectónica, la licuefacción representa un riesgo significativo para las construcciones e infraestructuras (Perucca y Bastías, 2015; Palacios et al., 2021; Burgos et al., 2018). Este riesgo se ve agravado por la presencia de suelos salinos, dado que la salinidad modifica las propiedades físico-químicas del suelo, debilitando su estructura y afectando su capacidad para retener agua.

La salinidad es otro factor determinante en el uso del suelo en este territorio. Los altos niveles de sales en el suelo pueden inhibir el crecimiento de cultivos, reducir la calidad del agua y generar problemas de sostenibilidad en las actividades agropecuarias. El ascenso capilar de agua salina desde el subsuelo hacia la superficie, un proceso facilitado por la

presencia de paleocanales y sistemas de drenaje deficientes (Rodríguez et al., 2018), aumenta la concentración de sales en los suelos agrícolas y urbanos, lo que afecta tanto la productividad como la habitabilidad de la región (Grígolo et al., 2024).

En este contexto, el ordenamiento territorial (OT) se presenta como una herramienta clave para planificar de manera sostenible el uso del suelo y mitigar los riesgos asociados a estos fenómenos geológicos. Según Gómez Orea et al. (2015), el OT es una función esencial de los poderes públicos, orientada a la planificación del desarrollo sostenible y la resolución de conflictos en beneficio del interés común. Se trata de un proceso participativo y transparente, que busca no solo resolver problemas actuales, sino también prevenir riesgos a largo plazo.

En la zona de estudio, el OT debe incluir una evaluación exhaustiva de los paleocanales y de los lugares con alta susceptibilidad ambiental, a fin de garantizar un desarrollo adecuado del territorio. Esto implica la delimitación de áreas de riesgo, la regulación de actividades humanas en sectores propensos a fenómenos geológicos adversos y la adopción de políticas que promuevan un uso racional de los recursos hídricos y del suelo. Además, es una herramienta necesaria ya que permite identificar espacios aptos para el desarrollo urbano o agrícola, así como aquellas que deben ser protegidas o rehabilitadas, asegurando la sostenibilidad a largo plazo del territorio.

La interacción entre los paleocauces, los suelos, la licuefacción, la salinidad refleja la necesidad de una planificación territorial integrada que considere tanto los factores geológicos tanto superficiales como en subsuelo, con las dimensiones sociales y económicas, a fin de permitir el desarrollo sostenible, que proteja los recursos naturales y minimice los riesgos socio-ambientales.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

En el presente capítulo se desarrolla el marco geológico de la zona de estudio, con el objetivo de comprender su evolución geológica y sus características actuales. Para ello, se abordarán en detalle tres aspectos fundamentales: las características estratigráficas, tectónicas y geomorfológicas de la región. En primer lugar, el análisis estratigráfico permitirá definir la disposición y la composición de las distintas unidades geológicas presentes, estableciendo la relación y la sucesión temporal de las mismas.

En segundo lugar, se analizarán las estructuras tectónicas que configuran la región, con énfasis en los procesos deformacionales que han contribuido a modelar la estructura geológica actual. Este estudio es fundamental para interpretar los esfuerzos y los movimientos que han influido en la configuración del paisaje, así como en la disposición de los estratos.

Finalmente, se describirán las características geomorfológicas, que incluyen las formas de relieve resultantes de los procesos exógenos y endógenos en la zona de estudio. Este análisis permitirá comprender la interacción entre los factores geológicos y climáticos en la modelación del terreno. En conjunto, estos elementos proporcionarán un panorama integral de la geología del área, ofreciendo las bases necesarias para interpretar su historia geológica y su desarrollo evolutivo.

2.1 Estratigrafía de la zona de estudio

En el sector de estudio afloran unidades geológicas precámbricas, paleozoicas, neógenas y depósitos cuaternarios (Tabla 1). La columna estratigráfica en el valle de Tulum (Figura 5) comienza con rocas metamórficas correspondientes al basamento de las Sierras Pampeanas, que componen al Complejo Pie de Palo y al Grupo Caucete (Formación El Quemado y Formación Angaco). El Complejo Pie de Palo es el basamento cristalino, constituido en su mayor parte por rocas de edad Grenvilliana aflorantes en la sierra de Pie de Palo y los cerros Barboza y Valdivia (Varela y Dalla Salda, 1993; Ramos et al., 2000) y está integrado por un cinturón máfico-ultramáfico, ortogneises intermedios a ácidos asociados con rocas metasedimentarias de alto grado y metagrauvas y mármoles (Ramacciotti et al., 2019). Se encuentra yuxtapuesto sobre el Grupo Caucete, a través de un importante corrimiento de rumbo meridiano y vergencia al oeste, denominado Corrimiento Pirquitas (Vujovich y Ramos, 1994). Este Grupo está formado por rocas

cuarcíticas y calcáreas afectadas por un metamorfismo de bajo grado aflorantes a lo largo del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo.

En el sector de Precordillera Oriental, principalmente en la Sierra Chica de Zonda, Sierra de Marquesado y de Villicum, predominan las rocas carbonáticas que pertenecen a un ambiente de plataforma. La columna estratigráfica comienza con el Grupo Marquesado, definido por Bordonaro (1980), de edad cámbrica el cual se compone de las formaciones La Laja, Zonda, La Flecha y La Silla.

La Formación La Laja tiene un espesor de 1200 metros y se caracteriza por presentar calizas, calizas arcillosas y margas, las cuales se distribuyen a lo largo de todo el flanco occidental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. La Formación Zonda está integrada por dolomías, dolomías calcáreas y calizas dolomíticas de color gris claro a gris amarillento y blanquecino. La unidad se halla distribuida sobre la ladera occidental de la sierra Chica de Zonda y tiene un espesor máximo de 400 metros (Ramos et al., 2000). La Formación La Flecha se compone por una alternancia de calizas y dolomías con pedernal con estructuras algales de estromatolitos y trombolitos, cuyos espesores oscilan entre 300 y 500 metros (Baldis y Bordonaro, 1981 a). La Formación La Silla está caracterizada por calizas gris oscuras a gris azuladas, con estratificación gruesa. Su límite inferior está dado por el cambio de dolomitas de la Formación La Flecha a fangolitas calcáreas y el límite superior por la presencia de calizas típicas de edad ordovícica de la Formación San Juan (Amos, 1954). Esta unidad calcárea posee un espesor máximo de 400 m y está integrada por calizas macizas que responde a un ambiente en plataforma abierta intertidal a subtidal y calizas lajosas y margas vinculadas con una plataforma interna con mayor aporte terrígeno (Ramos et al., 2000).

En discordancia angular se encuentran la Formación Rinconada (Amos, 1954), de edad silúrica (Keidel, 1921; Heim, 1948; Cuerda et al., 1982; Peralta, 1987), está compuesta por lutitas, limolitas y areniscas de coloración verdosa con presencia de olistolitos calcáreos. La secuencia estratigráfica continúa en esta zona con la presencia de la Formación Jejenos (Amos, 1954) que abarca desde el Carbonífero al Pérmico temprano (Heim, 1948; Bercowski et al., 1986) y está compuesta por una sección inferior psamo- pelítica, asociada a ambientes glaciares, y una sección superior caracterizada por conglomerados cuarcíticos, vinculada a sistemas fluvio-glaciares (Richard et al., 2019). La presencia de estos depósitos en el subsuelo ha sido verificada tanto por la extrapolación de afloramientos en el piedemonte oriental de la Precordillera y en el cerro Valdivia, como por su hallazgo en

el pozo Media Agua-1, entre los 2.240 y 2.942 metros de profundidad (Zambrano y Suvires, 2008).

Sobre la Formación Jejenes sobreyacen en discordancia los estratos neógenos que integran a la Formación Loma de Las Tapias (Serafini et al., 1986) compuesta por conglomerados areniscas y pelitas de coloración pardo rojiza del Mioceno superior (Berkowski et al., 1986). Los conglomerados gruesos de la Formación Mogna, que datan del Plioceno tardío al Pleistoceno (Kelly, 1962; Milana, 1990a, b), se encuentran en contacto discordante con la Formación Loma de Las Tapias, presentando una suave discordancia angular (Richard et al., 2019).

Desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad, los depósitos se caracterizan por la presencia de niveles agradacionales en terrazas pedemontanas (Martos, 1987a; 1987b; Hedrick et al., 2013). Estos depósitos consisten en conglomerados con soporte de matriz y de clasto, con estratificación en mantos y geometría tabular. La composición de estos conglomerados se distingue por un predominio de clastos de caliza (~70%), seguidos de gravaca (~25%) y un bajo porcentaje de volcanitas (~5%), aunque estos porcentajes varían en función de la ubicación (Richard et al., 2019). El material coluvial proveniente de procesos gravitacionales se relaciona en su mayoría a conos coluviales en las proximidades de los frentes montañosos y a depósitos de caída en las laderas. Los rodados presentan características angulosas, sin una selección evidente, y muestran una heterogeneidad en el tamaño, la cual varía en función de las unidades geológicas aflorantes en cada sector (Richard et al., 2019).

La secuencia estratigráfica culmina con sedimentos cuaternarios, los cuales se tratan de depósitos aluviales y fluviales alcanzando en algunos sectores más de 600 metros de espesor. Los mayores espesores de estos depósitos se registran en la zona sur del valle, alcanzando en algunos sectores hasta 1.000 metros (Rocca, 1969; Zambrano y Suvires, 2008). Están compuestos por arenas intercaladas con limos, así como por gravas gruesas y finas, además de material arcilloso, en algunos casos con contenido salino (Zambrano y Suvires, 2008). Estos depósitos se han acumulado en la periferia del valle, en zonas de bajadas pedemontanas y abanicos aluviales (Zambrano y Suvires, 2008). Mientras que, en el interior del valle, se han depositado en llanuras fluvio-aluviales, mayormente arenas y limos eólicos. En el centro del valle, los depósitos cuaternarios se disponen sobre las sedimentitas neógenas rojizas, las cuales son impermeables o contienen aguas salobres o saladas. En la zona sur, cercana al límite interprovincial, los terrenos cuaternarios, tanto en

la superficie como en las primeras decenas de metros del subsuelo, están formados predominantemente por limos y arenas finas limosas, con contenido salino (Rocca, 1969; Zambrano y Suvires, 2008).

Tabla 1: Unidades geológicas de edades precámbricas, paleozoicas, neógenas y depósitos cuaternarios aflorantes en el área de estudio.

Unidad	Edad	Litología principal	Observaciones
Depósitos Cuaternarios	Pleistoceno tardío – Actualidad	Arenas, limos, gravas, arcillas (aluviales, fluviales, eólicos)	Terrenos pedemontanos, abanicos aluviales, llanuras fluviales
Depósitos agradacionales	Pleistoceno – Holoceno	Fanglomerados matriz y clasto-soportados	Conglomerados con clastos de caliza (~70%)
Formación Mogna	Plioceno tardío – Pleistoceno	Conglomerados gruesos	Discordancia suave sobre F. Loma de Las Tapias
Formación Loma de Las Tapias	Mioceno superior	Conglomerados, areniscas, pelitas rojizas	En discordancia sobre Formación Jejenes
Formación Jejenes	Carbonífero – Pérmico temprano	Psamo-pelitas glaciarias, conglomerados cuarcíticos	Fluvioglaciario
Formación Rinconada	Silúrico	Lutitas, limolitas, areniscas, olistolitos calcáreos	En discordancia angular sobre F. La Silla
Formación La Silla	Cámbrico superior – Ordovícico	Calizas macizas, lajosas y margas	Plataforma abierta e interna

Formación La Flecha	Cámbrico	Calizas y dolomías con pedernal y estromatolitos	Ambiente de plataforma
Formación Zonda	Cámbrico	Dolomías y calizas dolomíticas	Flanco occidental Sierra Chica de Zonda
Formación La Laja	Cámbrico	Calizas, calizas arcillosas, margas	Plataforma carbonática
Grupo Marquesado	Cámbrico	Conjunto de unidades anteriores	Plataforma marina
Grupo Cauce (F. El Quemado y Angaco)	Precámbrico	Cuarcitas y calizas (metamorfizadas)	Metamorfismo de bajo grado
Complejo Pie de Palo	Proterozoico (Grenvilliano)	Ortogneises, máficos-ultramáficos, mármoles, metagrauvas	Basamento cristalino, alto grado

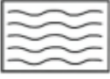

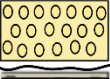



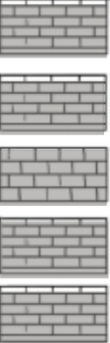


Grupo	Formación geológica	Litología	Periodo	Ubicación geológica
	Depósitos aluviales y fluviales	 Arenas, limos, gravas, arcillas con salinidad	Cuaternario indiferenciado	Abanicos aluviales de bajadas pedemontanas
	Depósitos coluviales	 Conglomerados angulosos	Cuaternario indiferenciado	Conos aluviales de bajadas pedemontanas
	Formación Mogna	 Conglomerados gruesos	Plioceno-Pleistoceno	Pecordillera Oriental
	Formación Loma de las Tapias	 Pelitas, areniscas y conglomerados	Mioceno superior	Pecordillera Oriental
	Formación Jejenes	 Pelitas y conglomerados	Carbonífero-Pérmico	Pecordillera Oriental
	Formación La Rinconada	 Lutitas, limolitas y areniscas	Ordovício-Silúrico	Pecordillera Oriental
Grupo Marquesado	Formación San Juan	 Depósitos calcareos: Calizas, dolomías y margas	Cámbrico	Pecordillera Oriental: -Sierra de Villicum -Sierra Chica de Zonda - Cerro Pedernal
	Formación La Silla			
	Formación La Flecha			
	Formación Zonda			
	Formación La Laja			
Grupo Caucete	Formación El Quemado	 Metacuarcitas y esquistos de bajo grado	Proterozoico Superior	Sierras Pampeanas: Sierra de Pie de Palo
	Complejo Pie de Palo	 Basamento cristalino (Gneiss, mármoles y metagrauvas))	Proterozoico medio	Sierras Pampeanas: -Sierra de Pie de Palo -Cerro Barboza y Valdivia

Figura 5: Columna estratigráfica para el Valle de Tulum. Elaboración propia.

2.2 Marco Tectónico

El valle de Tulum, se encuentra ubicado en el frente de deformación de los Andes centrales, en un ambiente tectónico de estructuras complejas que incluyen corrimientos, fallas inversas, pliegues, zonas de deformación activa y de fracturación. El valle es una transición entre Precordillera y Sierras Pampeanas tratándose una zona tectónicamente activa que ha experimentado terremotos destructivos que han impactado en los sectores más poblados dentro de la provincia de San Juan en Argentina. Los eventos sísmicos

registrados a lo largo de la historia, en término de pérdida de vidas, fueron en los años 1894, 1944, 1952, 1977 y 2021 (Leiva et al., 2024; Rodríguez et al., 2021; INPRES, 2021).

Como se observa en la Figura 6, la deformación cortical, de la región, se expresa mediante dos dominios estructurales principales: la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales, separados por el valle de Matagusanos y el valle de Bermejo (Ramos et al., 2002; Siame et al., 2002).

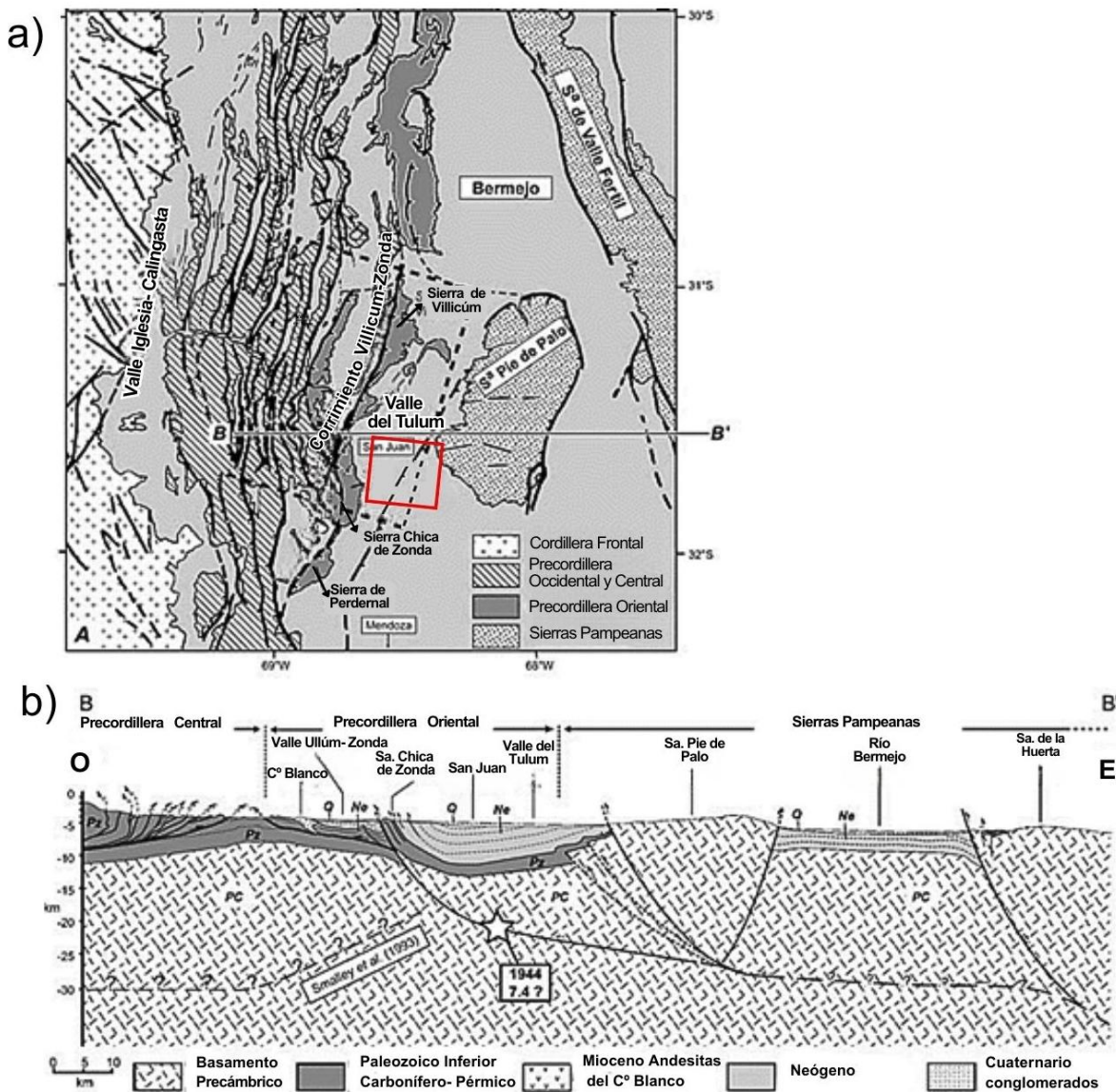


Figura 6: a) Mapa estructural regional de la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales donde se observan las principales subprovincias estructurales y la traza del corrimiento Villicúm–Pedernal que limita el borde occidental de la Precordillera Oriental y en rojo la zona de estudio de este trabajo. b) Corte geológico regional esquemático a la latitud de ~31°30'S que muestra un frente de deformación de piel gruesa. La

Precordillera Oriental está limitada por la estructura de corrimiento Villicúm–Chica de Zonda, la cual se conecta hacia el este con un nivel de despegue subhorizontal ubicado entre ~25 y 30 km de profundidad, determinado mediante sismicidad cortical

La región de precordillera involucrada en este estudio corresponde a la Precordillera Oriental y está dominada por estructuras de piel gruesa con vergencia al oeste, desarrolladas sobre basamento cristalino (Zapata y Allmendinger, 1996). En el valle de Matagusanos, se encuentran profundos niveles de despegue cortical, ubicados entre 25 y 30 km de profundidad, y se conectan con rampas que emergen hacia la superficie (Figura 6b) (Smalley et al., 1993; Siame et al., 2002). Una de estas rampas mayores corresponde al corrimiento Villicúm–Zonda–Pedernal (Figura 7a), una estructura compresiva de aproximadamente 145 km de longitud que limita el piedemonte occidental de la Precordillera Oriental y controla gran parte de la arquitectura tectónica del valle de Tulum (Siame et al., 2002). Este corrimiento presenta tres segmentos principales: El primero es el Segmento Villicum, que presenta un patrón lineal a lo largo de la Sierra de Villicum y afecta las formaciones geológicas hasta los depósitos cuaternarios. El segundo, conocido como Segmento Las Tapias, tiene una longitud de 18 km y se sitúa entre la Sierra de Villicum y la Sierra Chica de Zonda, afectando los depósitos aluviales cuaternarios en esa zona. Por último, el Segmento Zonda–Pedernal que se extiende a lo largo del flanco occidental de la Sierra Chica de Zonda y se continúa hacia el sur en el anticlinal de Pedernal, interpretado como un pliegue por propagación de falla. La continuidad y cinemática de esta estructura indican que se trata de una rampa mayor del sistema de despegue cortical que subyace a los valles de Tulum y Bermejo (Zapata y Allmendinger, 1996). Esta arquitectura regional explica la geometría general mostrada en la Figura 6b, donde la interacción entre estructuras de piel fina y piel gruesa, junto con la ramificación de fallas oblicuas y cambios en el relieve del piedemonte, evidencia un frente de deformación activo y segmentado.

La sierra de Pie de Palo ha sido interpretada como una estructura de basamento en configuración pop-up, resultado de la interacción entre fallas inversas contrapuestas que elevan el bloque central (Siame et al., 2002). En este marco tectónico regional, la deformación no se limita a la sierra, sino que se propaga hacia el interior del valle, condicionando el desarrollo del Sistema de Fallas de Tulum (Figura 7b), situado en el interior del mismo, el cual representa la expresión más superficial y reciente de la deformación cuaternaria en el sector central–meridional de la Precordillera Oriental.

Las fallas que lo componen fueron identificadas mediante sondeos eléctricos verticales, perforaciones y fotointerpretación para detectar lineamientos superficiales (Zambrano y Suvires, 2008). Este sistema presenta una orientación dominante NNE-SSO y se trata de fallas inversas de inclinación casi vertical (Zambrano y Suvires, 2008) que delimitan los bloques fragmentados del antepaís y generan cuencas flexurales (Rodríguez et al. 2016). Los bloques tectónicos elevados por estas fallas afectan los depósitos superficiales, como los campos de dunas ubicados sobre los bloques levantados o las paleociénagas que se desarrollaron en las zonas de depresión (Rodríguez et al., 2017). Además, el sistema de fallas de Tulum está constituido por bloques de basamento subsuperficial que afloran en las sierras de Valdivia y Barboza (Leiva et al. 2024). Estas estructuras controlan tanto los recursos hídricos superficiales (Rodríguez et al. 2018) como los subterráneos (Rocca, 1969; Rodríguez et al., 2018).

Otras estructuras tectónicas de basamento regionales importantes que atraviesan el valle de Tulum, son los lineamientos. El lineamiento Barboza-Médanos Grandes (Figura 7c) posee una orientación SE-NO (Perucca y Ruiz, 2014), perpendicular al rumbo principal del sistema de fallas de Tulum. Ruiz et al. (2011) delimita dicho lineamiento a través de estudios gravimétricos y magnetométricos, mientras que Leiva et al. (2024) define su extensión desde la región sur de la sierra de Pie de Palo hasta el área del río San Juan a través de un modelo de inversión gravimétrica 3D de la profundidad del basamento. Otra estructura de naturaleza similar que afecta la corteza media a superior en el área de estudio es el lineamiento Salinas Grandes (Baldis et al., 1990) (Figura 7d). A partir del análisis de cambios gravimétricos temporales de orientación subparalela registrados en la cuenca del valle de Tulum, Leiva et al. (2024) delimitan la extensión de este lineamiento desde la sierra de Pie de Palo hasta el valle Zonda-Matagusanos, con una dirección general noroeste.

Por otro lado, en los piedemontes de las sierras que rodean el valle se desarrollan deformaciones cuaternarias y neógenas como son los sistemas de fallas inversas con escarpas subparalelas, en contra de la pendiente regional que afectan a los distintos niveles de abanicos aluviales (Perucca y Vargas, 2014). Las fallas La Laja, Marquesado, La Rinconada, Los Berros y las del Cerro Salinas son algunas de las estructuras más destacadas que exhiben este estilo de deformación (Costa et al., 2006).

La falla La Laja (Figura 7e), responsable del terremoto de Terremoto de San Juan de 1944 ocurrido el 15 de enero de 1944 (Mw 7), es una de las estructuras activas que afecta tanto a las rocas de edad neógena como a una serie de terrazas fluviales preservadas en el

piedemonte oriental de la Sierra de Villicum (Perucca y Paredes, 2003). Este sistema está compuesto por fallas inversas de bajo ángulo, de rumbo submeridional a $N40^{\circ}E$ y buzamiento hacia el este (30° – 45°), que sobreponen sedimentitas continentales terciarias sobre depósitos aluviales cuaternarios y afectan distintos niveles de abanicos aluviales y travertinos. Dataciones radiocarbónicas obtenidas en niveles de travertino intercalados en los depósitos aluviales indican edades cercanas a 26 ka, evidenciando actividad tectónica durante el Pleistoceno superior (Perucca y Paredes, 2003). Esto sugiere que la actividad tectónica ha tenido una influencia significativa en la geomorfología de la región (Rockwell et al., 2014). Estudios recientes, como los de Leiva et al. (2024) y Rodríguez et al. (2018), demuestran la existencia de una estructura ciega con orientación NNE–SSO, previamente no identificada, que conecta la Sierra Chica de Zonda con el sector oriental de la Sierra de Villicum. Dada su proximidad espacial a la falla sismogénica de La Laja, esta estructura podría tener un vínculo genético con ella.

La falla de Marquesado (Figura 7f) ubicada al sur del río San Juan sobre el faldeo oriental de la sierra homónima posee una longitud de 28 km, un rumbo de $N13^{\circ}E \pm 24^{\circ}$ y una inclinación promedio de entre 24° y 35° E (Costa et al., 2000). Es una estructura que afecta depósitos aluviales del Pleistoceno y terrazas del Holoceno que cubren discordantes el basamento (Perucca y Vargas, 2014; Costa et al., 2000). Al ser una falla inversa de alto ángulo, la falla de Marquesado ha generado desplazamientos en el relieve del piedemonte, modificando la distribución y configuración de los depósitos cuaternarios (Perucca y Vargas, 2014; Costa et al., 2000; Rockwell et al., 2022). Su actividad reciente y su proximidad a áreas urbanas le otorgan un importante potencial sísmico, constituyéndose como un factor de riesgo para la sismicidad en la región. Los paleoterremotos en los sistemas de fallas de Marquesado y La Rinconada se demuestran inequívocamente mediante el plegamiento de terrazas cuaternarias, abanicos y desplazamiento de fallas expuestas en trincheras (Rockwell et al., 2022) y datos geofísicos (Correa Otto et al., 2018).

La falla que afecta el abanico aluvial de Loma Negra (Figura 7g) se localiza en el sector oriental de la Precordillera Central, en el frente montañoso que limita con el valle de Tulum. Presenta un rumbo general N–NE y corresponde a un sistema de fallas inversas con buzamientos cercanos a 25° hacia el ESE y vergencia occidental. Estas estructuras seccionan el abanico aluvial y generan escarpas morfológicas de hasta 5 m de altura, con rechazos estimados del orden de 6 m. La deformación implica la superposición tectónica de depósitos cuaternarios sobre unidades neógenas, evidenciando actividad neotectónica

reciente. La integración de datos geomorfológicos con perfiles gravimétricos, magnetométricos y sísmica somera permitió reconocer la continuidad en subsuelo de estas discontinuidades, vinculándolas con la deformación activa del frente precordillerano y destacando su potencial como fuente sismogénica regional (Correa Otto et al., 2018).

La falla de La Rinconada (Figura 7h), corresponde a una falla inversa con rumbo general N-S, según Rockwell et al. (2022), se encuentra dentro de una zona de plegamiento y fallamiento de aproximadamente 25 km de longitud, que se extiende a lo largo del flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda, desde un cauce sin nombre (~31.67°S, 68.62°O) hacia el sur hasta la Quebrada La Flecha (31.91°S, 68.66°O). Estas fallas afectan niveles cuaternarios asignados al Pleistoceno-Holoceno. La traza de la falla de La Rinconada es casi continua y se caracteriza por una geometría curvilínea, una orientación norte y un buzamiento hacia el este. Además, en algunos sectores la deflexión de los cauces fluviales resalta la impronta morfológica de la traza de la falla La Rinconada (Richard et al., 2019). En el bloque colgante de la falla afloran rocas rojas del Neógeno que yacen discordantemente sobre calizas y rocas clásticas del Cámbrico al Carbonífero de la Sierra Chica de Zonda (Bastías et al., 1984; Martos, 1987a; Richard et al., 2019). El buzamiento de la falla de La Rinconada varía entre 29° y 50°E, en paralelo con la estratificación de las rocas del Neógeno (Costa, 2009; Richard et al., 2019; Rimando et al., 2019). La altura de los escarpes varía desde 1 metro en terrazas fluviales bajas y jóvenes, hasta unos 40 metros en superficies más altas y antiguas (Martos, 1987a; Richard et al., 2019). Rimando et al. (2019) estimaron una tasa de acortamiento de $0,41 \pm 0,01$ mm/a para la falla de La Rinconada durante el Pleistoceno tardío, aproximadamente la mitad de la tasa calculada para la falla de La Laja, al norte de San Juan (Rockwell et al., 2014).

La Falla Los Berros (Figura 7i) ubicada en el sur de la provincia de San Juan Se trata de una falla inversa de alto ángulo, que involucra deformaciones tanto en el basamento como en los sedimentos más recientes. Esta falla presenta una cinemática asociada a un régimen compresivo que domina la región desde el Mioceno, con vergencias predominantemente hacia el oeste en la Precordillera Oriental (Cardó et al., 2020). Esta estructura forma parte del Corredor Acequión-Maradona-Zonda, una zona triangular donde interactúan vergencias opuestas de las Precordilleras Central y Oriental. Este corredor se caracteriza por su alta complejidad estructural, donde predominan fallas inversas y frontales, que afectan a secuencias paleozoicas, terciarias y depósitos cuaternarios.

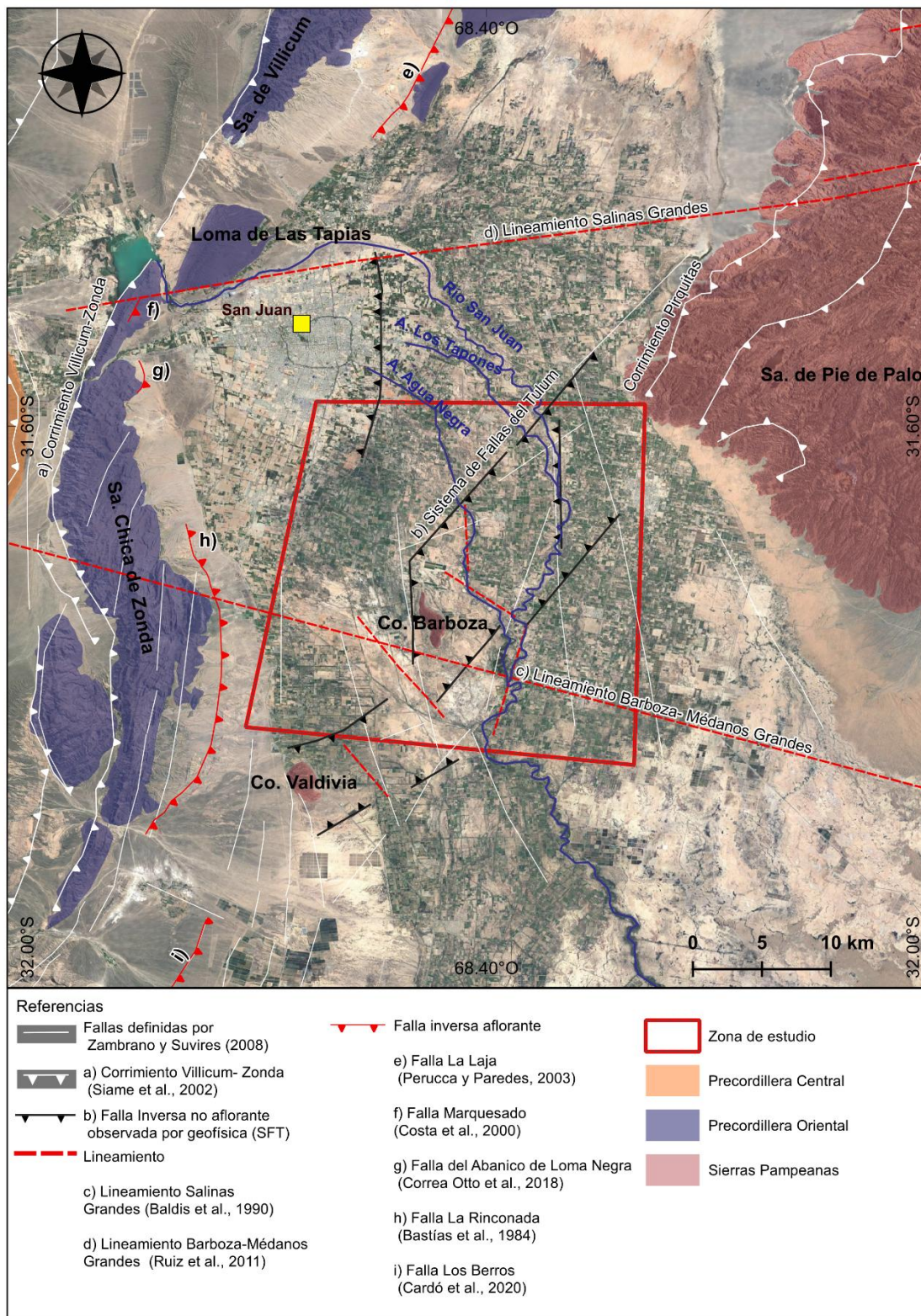


Figura 7: Mapa tectónico regional del valle de Tulum, construido a partir de la integración de la cartografía estructural presentada por Rodríguez et al. (2018), Zambrano y Suvires (2008) y lineamientos estructurales derivados de Leiva et al. (2024). El mapa muestra los principales corrimientos activos de la Precordillera

Oriental, representados como fallas inversas (Falla La Laja, Falla La Rinconada, Falla Marquesado, Falla La Flecha y el corrimiento Villicum–Zonda–Pedernal), junto con el trazado regional del Sistema de Fallas de Tulum, el cual conforma una alineación NNE–SSO de bloques de basamento elevados. Los lineamientos mayores (Salinas Grandes y Barboza–Médano Grandes) se ilustran como estructuras sin cinemática definida, mientras que las fallas inferidas de subsuelo provenientes de Zambrano y Suvires (2008) se representan como trazas simples. Se destacan además los dominios geológicos regionales de Precordillera Central, Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales, y la ubicación del área de estudio.

Estas estructuras son clave para comprender la evolución tectónica reciente de la región, ya que registran la interacción entre la deformación cortical activa y los procesos superficiales. La actividad de las fallas ha generado un relieve caracterizado por escarpes y terrazas aluviales escalonadas, que constituyen indicadores directos de deformación tectónica. Asimismo, se han identificado patrones de drenaje controlados estructuralmente, lo que evidencia la fuerte influencia de estas discontinuidades en la configuración geomorfológica actual del valle de Tulum (Perucca, 1990; Perucca y Vargas, 2014).

2.3 Marco Geomorfológico

El área de interés, presenta características climáticas y geomorfológicas influenciadas por procesos erosivos y movimientos tectónicos recientes.

Para estudios regionales y de detalle existen varias clasificaciones geomorfológicas realizadas en base al procesamiento de imágenes satelitales. Casañas et al. (2023) proponen un mapa geomorfológico (Figura 8) donde se identifican las geoformas regionales más importantes en el Valle de Tulum. Entre ellas: cuerpos de agua, cordones montañosos, piedemonte, planicie o llanura, dunas, playa salina y abanico aluvial.

Por su parte Suvires et al. (1999) plantea una subdivisión del territorio sanjuanino, en base a la topografía, en tres dominios principales: ambiente montañoso, ambiente planizado y ambiente de dunas.

En primer lugar, el ambiente montañoso hace referencia a los relieves elevados y prominentes que ocupan gran parte del territorio, principalmente en las regiones oriental, central y occidental. En el valle de Tulum, este ambiente está representado por las sierras Chica de Zonda, Marquesado, Villicum y Pie de Palo. La Precordillera se distingue por su variada morfología, controlada estructuralmente, con formas tanto de plegamiento como de fallamiento. En las cimas de las sierras Chica de Zonda y Villicum se observan superficies casi planas, probablemente formadas en épocas precuaternarias (Suvires et al., 1999). La Sierra Chica de Zonda tiene una altura promedio de 1800 metros y está constituida por

sierras menores con rumbo submeridional, que exhiben estructuras homoclinales y grandes anticlinales asimétricos hacia el oeste, cuyos ejes son paralelos a los cordones montañosos. Los planos axiales de estos anticlinales se inclinan hacia el este en ángulos pronunciados y están afectados por fallas inversas (Suvires, 2013).

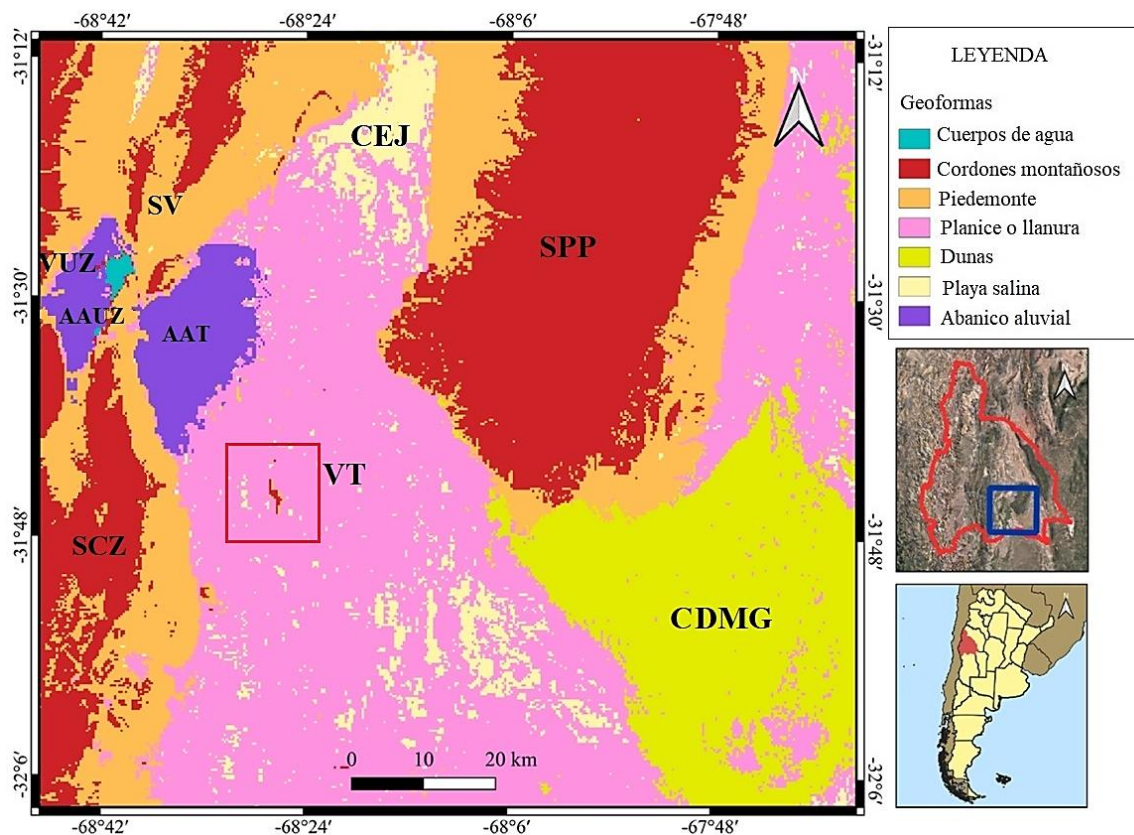


Figura 8: Mapa de geofomas del Valle de Tulum. El cuadro rojo muestra el área de estudio. Imagen extraída y modificada de Casañas et al. (2023).

La sierra Pie de Palo, por su parte, se trata de un gran bloque principal que incluye una serie de bloques menores, delimitados por fallas oblicuas de carácter regional, como la megatrazada de Salinas Grandes (Baldis et al., 1979). Estos bloques menores están dispuestos a distintas alturas, formando un dispositivo escalonado. El bloque central es el más elevado, seguido en orden descendente por el del norte, y finalmente, el más bajo es el del sur (Suvires et al., 1999).

Existen también relieves intermedios como Loma de Las Tapias, Loma de Ullum y los cerros Valdivia y Barboza. Los cerros Barboza (776 m s.n.m) y Valdivia (830 m s.n.m), hacia el oeste, son bloques estructurales elevados, compuestos por metamorfitas del Precámbrico-Paleozoico Inferior.

Suvires et al. (1999) considera dentro del ambiente planizado a aquellas zonas deprimidas o cuencas de origen tectónico, que forman valles y depresiones intermontanas, el cual está compuesto por planicies, pedimentos, valles y barreales, siendo áreas de transición que se ubican a altitudes intermedias o bajas, entre las regiones montañosas. Se desarrollan en franjas longitudinales que se extienden desde el frente de las montañas hasta los cauces principales de las redes hidrográficas locales o regionales.

En el valle de Tulum, se pueden identificar varias subunidades tales como: la planicie aluvial del río San Juan, el abanico aluvial del mismo río y los piedemontes de las unidades montañosas.

La planicie aluvial del río San Juan cubre gran parte del valle de Tulum. Se extiende de norte a sur a lo largo de aproximadamente 100 km, desde la unión de las bajadas pedemontanas de las sierras de Pie de Palo y Villicum en el norte, hasta el límite sur con Mendoza. El ancho de esta llanura varía, incrementándose de menos de 10 km en la zona norte hasta unos 50 km en el límite interprovincial. En la superficie predominan arenas y limos, con algunas gravas finas (gravillas) en los cauces fluviales actuales o en los abandonados. Hacia el sur, la proporción de materiales finos aumenta, predominando las arenas limoarcillosas finas, limos y arcillas. Estos depósitos se han acumulado en llanuras de inundación y albardones. Algunas de las arenas son de origen eólico y han sido retrabajadas por la acción fluvial. En la superficie también se observan acumulaciones dispersas de médanos, especialmente en la zona distal (Suvires, 1987; Suvires, 1988).

Dentro de este ambiente planizado, se puede incluir también, como subunidad, a aquellas llanuras constituidas por acumulación de sedimentos con alto contenido salino. Algunos autores como Casañas et al. (2023) las denominan "Playa salada y Llanura salada" y corresponden al "Campo El Jumeal", ubicado en el sector norte del área de estudio, y es uno de los niveles de base de la región donde se depositan sedimentos de playa (Suvires y Luna, 2008), y un "campo salino" en la parte sur, caracterizada por suelos con una capa salina.

Por último, el ambiente de dunas se caracteriza por sus alturas relativamente intermedias entre las dos unidades arriba citadas y por las amplias superficies que cubren. El campo de dunas "Médanos Grandes" ocupa gran parte de la superficie del área de estudio y contiene un espesor de arena que exceden los 100 m, cubriendo una superficie superior a 2.400 km² (Tripaldi, 2002). En el valle de Tulum los campos de dunas se ubican al sur-este de los

cerros Barboza y Valdivia, también hay mantos de arena en el sector de estudio, al sur oeste de la sierra Pie de Palo Médanos fijos y barjanos se ven en el paraje denominado "Difunta Correa", donde también aparecen numerosos médanos longitudinales que permiten determinar la dirección de los vientos predominantes (NNO-SSE) (Castro, 1984).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

El presente capítulo describe brevemente la metodología aplicada para alcanzar los objetivos de esta investigación y se encuentra organizada en etapas secuenciales que se observan en la Figura 9, donde se sintetiza el enfoque integral adoptado, el cual articula el análisis geomorfológico, procesamiento de imágenes satelitales, los estudios edáficos, la geofísica superficial y el diagnóstico ambiental y riesgos con el fin de analizar en conjunto la dinámica de los paleocauces, las condiciones ambientales y la estructura del subsuelo del valle de Tulum. El propósito es generar información de base para comprender el medio físico y aportar herramientas para el ordenamiento territorial. Este marco general orienta las etapas metodológicas numeradas que se desarrollan a continuación.

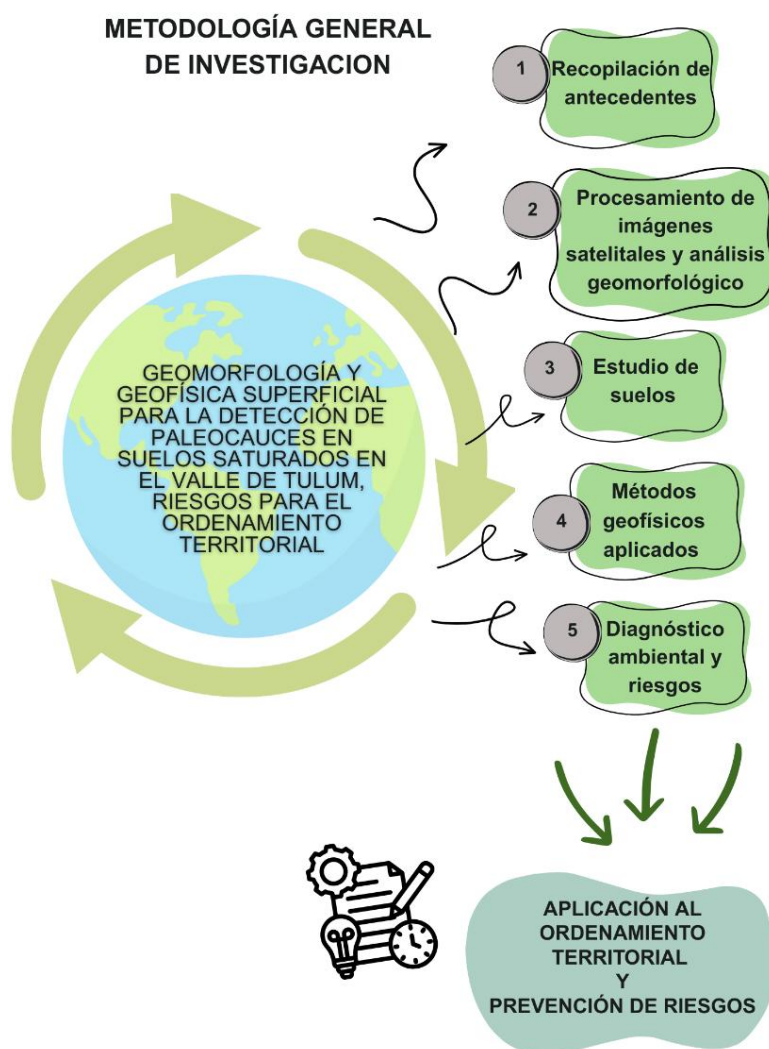


Figura 9: Esquema general de la metodología aplicada en este trabajo.

3.1. Recopilación de antecedentes

La primera etapa consistió en la búsqueda y sistematización de información bibliográfica y cartográfica sobre la región, incluyendo:

- Estudios geológicos y geomorfológicos previos
- Cartas topográficas, geológicas y geofísicas
- Imágenes satelitales históricas
- Antecedentes de proyectos regionales

En esta etapa se descargaron y evaluaron imágenes de Landsat 5/8, Sentinel-2 y Google Earth, que permitieron realizar una primera identificación de geoformas, canales activos y paleocauces superficiales.

Esta información permitió orientar el diseño del trabajo de campo y la selección preliminar de sitios piloto para estudios edáficos y geofísicos.

3.2. Procesamiento de imágenes satelitales y análisis geomorfológico

El análisis de teledetección se llevó a cabo mediante el procesamiento de imágenes multiespectrales de Landsat y Sentinel-2, aplicando diferentes índices espectrales con el software SNAP (ESA). Se calcularon NDWI (*Normalized Difference Water Index*), MNDWI (*Modified NDWI*), NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), *Brightness Index* y transformaciones Tasseled Cap (*Wetness*, *Greenness* y *Brightness*), con el objetivo de resaltar las variaciones de vegetación, humedad, salinidad y contrastes geomorfológicos en el valle.

Posteriormente, se aplicaron técnicas de clasificación no supervisada, empleando el algoritmo K-means, sobre los índices más representativos, lo que permitió reconocer patrones espectrales homogéneos y delimitar unidades geomorfológicas preliminares.

Complementariamente, se realizó una clasificación supervisada a partir de la selección de regiones de entrenamiento basadas en observaciones de campo y análisis geomorfológico previo. Este procedimiento permitió refinar la identificación de las unidades, asignando a cada clase una interpretación temática específica (por ejemplo, cauces activos, paleocauces, abanicos aluviales, suelos salinos, áreas cultivadas, etc.).

Los resultados de ambas clasificaciones fueron integrados y comparados dentro de un Sistema de Información Geográfica (QGIS), generando cartografía temática validada en campo.

El resultado principal de esta etapa fue la elaboración de un primer mapa de paleocauces, otro de unidades geomorfológicas y un mapa de cobertura y uso del suelo. Estos insumos permitieron posteriormente definir los perfiles edáficos y las líneas de prospección geofísica.

3.3. Estudio de suelos

Se llevaron a cabo estudios edáficos mediante cinco calicatas en sitios piloto, seleccionados a partir de los mapas construidos de la etapa anterior, donde se describieron propiedades físicas y químicas como textura, color, presencia de carbonatos y sales. Estas observaciones permitieron evaluar la estabilidad de los suelos y su relación con procesos de anegamiento y subsidencia.

El análisis de suelos fue fundamental para correlacionar la litología con los resultados geofísicos y con las observaciones geomorfológicas, contribuyendo a identificar sectores con alta vulnerabilidad a procesos de colapso.

3.4. Métodos geofísicos aplicados

Con el fin de explorar estructuras enterradas asociadas a paleocauces, se aplicaron distintos métodos geofísicos superficiales de carácter complementario, combinando técnicas potenciales (magnetometría y gravimetría) con tomografía eléctrica y sísmica de refracción. El equipamiento utilizado es propiedad del Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (Universidad Nacional de San Juan).

Magnetometría y gravimetría

En magnetometría se adquirieron perfiles terrestres de alta resolución mediante magnetómetros GEM Systems Overhauser (GSM-19), configurados en modo *walking-mag* con lecturas cada 2 segundos. Los datos se procesaron aplicando corrección diurna, remoción del campo de referencia IGRF y filtros de realce (señal analítica y gradiente horizontal), lo que permitió resaltar contrastes magnéticos asociados a variaciones litológicas, concentraciones de óxidos de hierro y trazas de paleocauces, así como verificar la continuidad y ubicación de estructuras previamente mapeadas en superficie (fallas, lineamientos y cauces actuales).

El estudio gravimétrico tuvo un enfoque regional, basado en cartas de anomalías de Bouguer pertenecientes a la base de datos provenientes de mediciones terrestres, realizadas por el Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (IGSV) en diferentes campañas de campo, las cuales cubren de manera continua el valle de Tulum. Sobre este

modelo regional se definieron cuatro perfiles gravimétricos que atraviesan el área de estudio y fueron orientados para interceptar los principales lineamientos estructurales, los cauces activos y las zonas con alta densidad de paleocauces y paleociénagas. En estos perfiles se aplicaron las correcciones estándar (Aire Libre, Bouguer y Topográfica), el cálculo de anomalías de Bouguer completas y la separación entre componentes regionales y residuales mediante técnicas de filtrado y continuación ascendente, junto con filtros de realce (derivada vertical y gradiente horizontal).

La integración de ambos métodos potenciales permitió correlacionar las anomalías gravimétricas residuales, asociadas a cambios de densidad en el subsuelo, con los contrastes magnéticos vinculados a variaciones mineralógicas y estructuras fluviales antiguas, aportando un marco regional preliminar para la delimitación de paleocauces y la interpretación estructural del valle de Tulum.

Método eléctrico

Se realizaron tomografías eléctricas utilizando un resistímetro digital WDJ-4. Esta técnica permitió caracterizar la distribución de resistividades en el subsuelo y distinguir materiales con diferente granulometría, grado de humedad y compactación. Los modelos bidimensionales obtenidos mediante inversión 2D se compararon con los resultados sísmicos y magnéticos, aportando información complementaria para la identificación y delimitación de paleocauces, así como para reconocer zonas de subsidencia y niveles saturados dentro del relleno cuaternario.

Sísmica de refracción

La tomografía sísmica de refracción se utilizó para obtener modelos de velocidad del subsuelo y reconocer contrastes asociados a paleocauces, variaciones en el relleno cuaternario y estructuras tectónicas vinculadas al Sistema de Fallas de Tulum. La metodología se aplicó en tres perfiles localizados en sectores representativos del valle, seleccionados por sus contrastes morfológicos y estructurales y por la posibilidad de integrar la información sísmica con los perfiles gravimétricos, magnetométricos y geoeléctricos.

Se emplearon dos configuraciones de adquisición. En los perfiles de las calles 17 y 14 se utilizó un sismógrafo GEODE de 24 canales (Geometrix) con geófonos verticales de 10 Hz conectados mediante cableado, dispuestos en arreglos multigeófonos continuos (modo roll-

on) a lo largo de los perfiles. En la calle 3 se trabajó con un sistema de geófonos inalámbricos Smart IGU-BD3C, de tres componentes, con memoria interna y sincronización por GPS, lo que permitió registrar un tendido de mayor longitud y alcanzar profundidades de investigación superiores. En todos los casos se utilizaron fuentes de impacto controladas (masa metálica de 10 kg y martillo automático de 500 lb), y se registraron las trazas con tiempos de muestreo y ventanas de registro adecuados para resolver las primeras llegadas de ondas P. El procesamiento incluyó la edición de registros, el diseño y aplicación de filtros pasa banda en función del espectro de frecuencias, el picado de primeras llegadas, la construcción de dromocronas y la elaboración de modelos iniciales coherentes con la geología superficial. Finalmente, se aplicó una inversión tomográfica 2D, obteniéndose modelos de velocidad que permitieron detectar zonas de menor compactación y mayores contenidos de humedad compatibles con paleocanales, así como discontinuidades y variaciones profundas asociadas a la estructura tectónica del valle.

3.5. Diagnóstico ambiental y evaluación de riesgos

El diagnóstico ambiental incluyó entrevistas y encuestas a pobladores en la zona centro-sur del valle, involucrando los departamentos Rawson, 9 de Julio y 25 de Mayo, orientadas a relevar problemáticas vinculadas a hundimientos, anegamientos y saturación de suelos. Esta información cualitativa se integró con las observaciones de campo y los resultados de gabinete y geofísica.

Con base en estos datos, se elaboró un mapa de riesgo de hundimiento del suelo asociado a paleocauces enterrados, diferenciando zonas por departamento dentro del área de estudio.

CAPÍTULO 4: APLICACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES AL ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL VALLE DE TULUM

El uso de imágenes satelitales para el análisis geomorfológico, permite detectar, cuantificar e interpretar geoformas a diferentes escalas. En este capítulo se presentan los procedimientos aplicados a imágenes de distintas misiones satelitales (Landsat 5, Landsat 8 y Sentinel-2A), mediante el cálculo de índices espectrales, la interpretación multitemporal de escenas y la aplicación de técnicas de clasificación supervisada y no supervisada (Figura 10). El objetivo es reconocer paleocauces, unidades geomorfológicas y coberturas de uso del suelo en el Valle de Tulum, integrando información espectral y cartográfica en un marco de análisis ambiental y territorial.

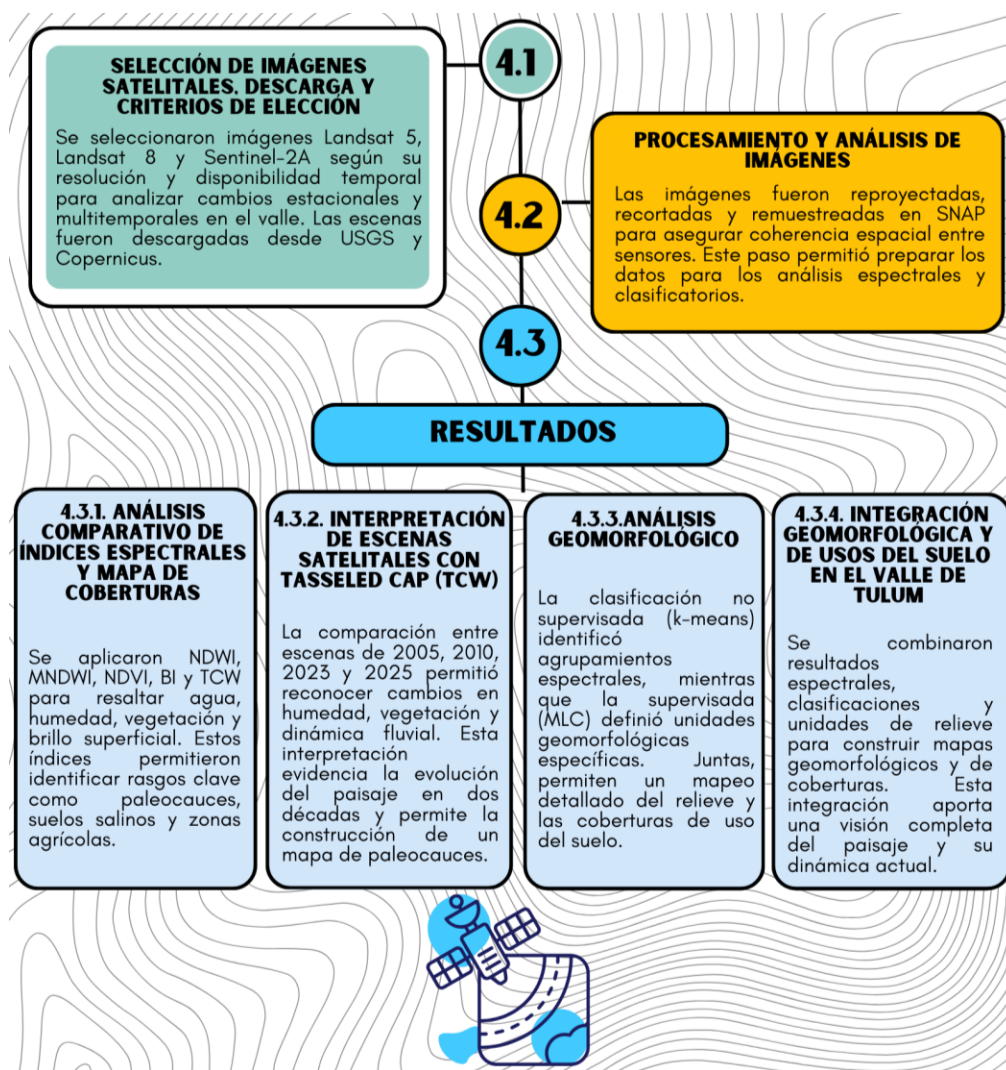


Figura 10: Esquema metodológico donde se sintetizan las secciones del capítulo 4 mostrando las cuatro secciones principales abordadas en el mismo. Elaboración propia.

4.1 Selección de imágenes satelitales, descarga y criterios de elección.

Para este trabajo se utilizaron dos escenas de Landsat 5, correspondientes a los meses de diciembre de 2005 y noviembre de 2010; una imagen de Landsat 8 del mes de marzo de 2025; y una Sentinel-2A, adquirida en julio de 2023 (Tabla 2). La selección de estos sensores responde tanto a criterios de resolución espacial y espectral como a su disponibilidad temporal.

Landsat 5 permite acceder a información histórica del paisaje gracias a su cobertura desde la década de 1980, lo que resulta útil para analizar cambios en la superficie en los últimos años. Landsat 8 se incorpora por su continuidad con Landsat 5 y por su mayor calidad radiométrica, mientras que Sentinel-2A se eligió por su resolución espacial más fina (10 a 20 m) y su mayor frecuencia de revisita, lo cual mejora la detección de cambios de corto plazo.

En el caso de Sentinel-2A, se seleccionaron imágenes correspondientes a la estación seca (invierno austral), con el objetivo de minimizar la cobertura vegetal y resaltar elementos superficiales como sales, humedad del suelo y estructuras geomorfológicas sutiles.

Por otro lado, las imágenes obtenidas de los satélites Landsat 5 y 8 corresponden al periodo húmedo, coincidiendo con la primavera y el verano austral y caracterizado por la mayor concentración de precipitaciones en la provincia de San Juan.

Tabla 2: Descripción de imágenes satelitales adquiridas para el estudio.

Satélite	Sensor	Fecha de adquisición	Resolución espacial	Estación/condiciones
Landsat 5	TM	9/11/2005	30 m	Época húmeda (primavera austral)
Landsat 5	TM	9/12/2010	30 m	Época húmeda (verano austral)
Landsat 8	OLI	21/03/2025	30 m	Época húmeda (verano austral)
Sentinel-2A	MSI	07/2023	10 m (visible, NIR) / 20 m (SWIR)	Época seca (invierno austral)

Elaboración propia

Las imágenes fueron descargadas de los portales oficiales: USGS EarthExplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) para Landsat y Copernicus Data Space

(<https://browser.dataspace.copernicus.eu/>) para Sentinel. El procesamiento preliminar de todas las escenas se llevó a cabo en el software SNAP (Sentinel Application Platform), provisto por la Agencia Espacial Europea. Este software permite realizar tareas como el recorte del área de estudio, reproyección a coordenadas geográficas (WGS84) y resamplado para homogeneizar la resolución espacial entre bandas. Para procesos posteriores de vectorizado se utilizó el software libre Qgis (versión 3.22.11).

4.2 Procesamiento y análisis de imágenes

El río San Juan es un curso de agua principal que tiene una extensión de 500 km de longitud, presentando una amplia llanura aluvial con morfologías indicativas de la acción de procesos migratorios y desplazamiento lateral del río, como avulsiones y abandono de canal. Los arroyos Los Tapones y Agua Negra, considerados antiguos cauces del río San Juan, se originan en la parte central del Valle de Tulum. Estos arroyos, alimentados por agua subterránea, no presentan conexión directa con el río San Juan ni con las cuencas adyacentes de las sierras Chica de Zonda, Villicum o Marquesado (Rodríguez et al; 2018).

Para identificar los paleocauces mediante la teledetección de imágenes satelitales se consideraron, en la fotointerpretación, patrones meándricos y curvilíneos que sugieren la presencia de antiguos cauces; alineaciones de vegetación asociadas a mayores niveles de humedad en el subsuelo; y cambios en el uso del suelo que adoptan trazados lineales o sinuosos coherentes con la geometría fluvial heredada y variaciones sutiles de relieve identificadas mediante análisis de "sombras de drenaje". Dado que estos antiguos cauces suelen presentar un mayor contenido de humedad respecto de las áreas circundantes, tienden a manifestarse con tonalidades más oscuras en las imágenes aeroespaciales, lo que facilita su identificación. Estos cambios en el paisaje, promovidos por la migración de canales, se producen a escalas espaciales suficientes para ser mapeadas. Estos cambios en el paisaje, promovidos por la migración de canales, se producen a escalas espaciales suficientes para ser mapeadas. De esta actividad surgió un primer mapa de paleocauces (Figura 11).

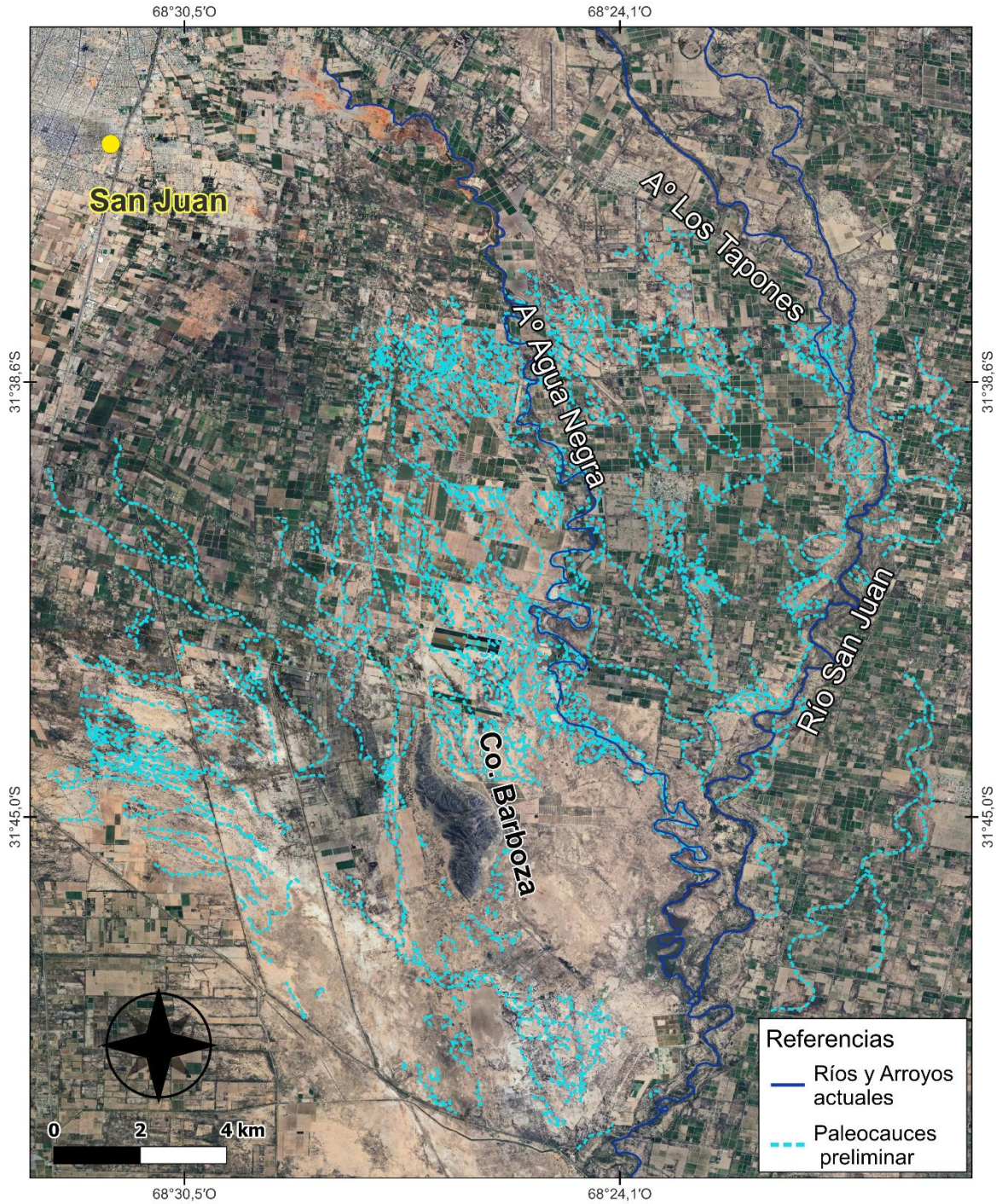


Figura 11: Mapa de paleocauces obtenido mediante fotointerpretación.

Otra característica de la Teledetección es que permiten discriminar objetos en función de su diferente respuesta a la radiación electromagnética, y así crear operaciones matemáticas entre bandas con la función de resaltar características de interés. Los análisis derivados de la Teledetección facilitan la identificación de objetivos que en el campo no se pueden

apreciar, especialmente en áreas grandes. Por esta razón, se realizaron diversos procedimientos sobre las imágenes satelitales y se calcularon índices espectrales adecuados para resaltar características geomorfológicas, vegetación y humedad superficial. Entre ellos se aplicaron:

1. NDWI y MNDWI (Índices de Humedad y Agua): útiles para detección de cuerpos de agua y humedad superficial.
2. NDVI (Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada): estimación de biomasa y cobertura vegetal.
3. Brightness Index (BI): para identificar zonas con alta reflectancia como suelos desnudos, sales o arenas.
4. Transformación Tasseled Cap (TC), particularmente el componente *Wetness*, que realza zonas con mayor contenido de humedad edáfica o vegetación hidrófila.

La detección de humedad y vegetación fue incorporada porque algunos paleocauces pueden funcionar como zonas de mayor retención hídrica debido a su geometría deprimida, lo que favorece el desarrollo de vegetación con patrones lineales, sinuosos o elongados, acordes al trazado original del cauce.

4.2.1. Índices espectrales

La detección de cuerpos de agua superficial mediante imágenes satelitales constituye una herramienta fundamental en estudios de dinámica hidrológica, monitoreo ambiental y evaluación de riesgos. En este contexto, los índices espectrales permiten resaltar firmas específicas del agua, que se caracteriza por presentar alta absorbancia en las regiones del infrarrojo cercano (NIR) y del infrarrojo de onda corta (SWIR), y una mayor reflectancia en el espectro del verde. A partir de estas propiedades, se han desarrollado distintos índices orientados a discriminar el agua de otras coberturas superficiales como suelo desnudo, vegetación o superficies artificiales.

Índices de humedad y agua (NDWI y MNDWI)

Uno de los índices más utilizados es el Normalized Difference Water Index (NDWI) propuesto por McFeeters (1996), cuyo objetivo principal es la detección de cuerpos de agua abiertos. Este índice se calcula mediante la razón normalizada entre la banda del verde y el NIR, de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$NDWI = \frac{VERDE - NIR}{VERDE + NIR} \quad (Ec.1)$$

Los valores del índice tienden a ser positivos en presencia de agua superficial, mientras que áreas con vegetación, suelo o estructuras artificiales generalmente presentan valores cercanos a cero o negativos. Si bien este índice ha demostrado ser efectivo en paisajes naturales o rurales, presenta limitaciones en entornos urbanos, donde ciertos materiales (como techos o pavimento) pueden generar falsos positivos al tener un comportamiento espectral similar en el NIR.

Entre sus principales aplicaciones se incluyen: la detección de cuerpos de agua (lagunas, embalses, ríos y zonas inundadas), el monitoreo de sequías y cambios en la cobertura hídrica, el mapeo de humedales, así como el análisis hidrológico y la identificación de zonas inundables en estudios de riesgo. Su implementación es relativamente sencilla y adaptable a distintos sensores satelitales, siempre que cuenten con bandas en las regiones del verde y del NIR.

En esta tesis, el NDWI fue calculado utilizando imágenes de Landsat 5 TM y Sentinel-2-A, empleando las bandas específicas de cada sensor que se corresponden con las longitudes de onda necesarias para su cálculo. La siguiente lista resume las combinaciones empleadas (Tabla 3):

Tabla 3: Combinaciones de bandas empleadas para NDWI.

Satélite	Banda Verde	Banda NIR
Landsat 5 TM	B2 (0.52–0.60 μm)	B4 (0.76–0.90 μm)
Sentinel-2-A	B3 (0.56 μm)	B8 (0.842 μm)

Elaboración propia.

Con el fin de superar las limitaciones expuestas anteriormente con el índice de NDWI, Xu (2006) desarrolló el Modified NDWI (MNDWI), una variante del NDWI que sustituye el NIR por el SWIR. La fórmula utilizada es la siguiente:

$$MDWI = \frac{VERDE - SWIR 1}{VERDE + SWIR 1} \quad (Ec.2)$$

La inclusión del SWIR en la fórmula del MNDWI mejora significativamente la capacidad del índice para discriminar cuerpos de agua en áreas urbanizadas o con alta reflectancia artificial. Esto se debe a que el agua refleja muy poco en esta región del espectro, mientras

que las superficies construidas, como techos o calles pavimentadas, presentan una reflectancia considerablemente mayor. De este modo, el MNDWI logra reducir la confusión espectral con elementos antrópicos, aumentando la precisión en la detección de cuerpos de agua en entornos complejos y heterogéneos.

En términos interpretativos, valores altos del MNDWI suelen indicar la presencia de agua o superficies con alto contenido de humedad. Específicamente, valores positivos cercanos a 1 reflejan una alta probabilidad de agua superficial o suelos saturados, ya que corresponden a zonas con alta reflectancia en la banda del verde y baja en el SWIR, una característica espectral típica del agua. Por el contrario, los valores cercanos a 0 o negativos representan áreas dominadas por suelo seco, vegetación o construcciones, en las que la reflectancia en SWIR supera a la del verde, comportamiento común en la mayoría de las coberturas no acuáticas.

Aunque el valor umbral óptimo puede variar en función del área de estudio y las condiciones ambientales, se suelen emplear ciertos rangos como referencia general:

- $MNDWI > 0.1$ o $0.2 \rightarrow$ Probable presencia de agua
- $MNDWI < 0 \rightarrow$ Zona sin agua

En este trabajo, el índice MNDWI fue calculado, adaptando las bandas de cada misión como se muestra en la Tabla 4:

Tabla 4: Combinaciones de bandas empleadas para MDWI.

Satélite	Banda Verde	Banda SWIR	Resolución
Landsat 5 TM	B2	B5 (0.76–0.90 μm)	30 m
Sentinel-2-A	B3	B11 (0.842 μm)	10 m (Green) / 20 m (SWIR)

Elaboración propia

Estas combinaciones espectrales fueron elegidas en base a la correspondencia con las longitudes de onda requeridas por la fórmula del MNDWI, y permiten mantener la coherencia metodológica en el análisis multitemporal e intersensorial de cuerpos de agua superficial.

Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI)

El índice de vegetación de diferencia normalizada, conocido como NDVI por sus siglas en inglés (Normalized Difference Vegetation Index), es uno de los índices espectrales más utilizados para el análisis de cobertura vegetal y monitoreo ambiental a partir de imágenes satelitales. Este índice fue propuesto por Rouse et al. (1974) y se basa en el comportamiento diferencial de la vegetación en el espectro electromagnético, particularmente en las bandas del rojo (Red) y el infrarrojo cercano (NIR). Posteriormente, su aplicación y validación en estudios de productividad vegetal y monitoreo ambiental fueron desarrolladas por Tucker (1979), consolidando al NDVI como un indicador clave del vigor y la biomasa de la vegetación.

La vegetación activa absorbe fuertemente la radiación en el rango del rojo (por la clorofila), mientras que refleja significativamente en el NIR, debido a la estructura interna de las hojas. Esta característica espectral permite distinguir áreas con vegetación vigorosa, escasa o ausente.

El NDVI se calcula mediante la siguiente expresión:

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \text{ (Ec.3)}$$

Donde:

-NIR: valor de reflectancia en el infrarrojo cercano

-Red: valor de reflectancia en la banda del rojo

El resultado oscila entre -1 y +1, donde los valores próximos a +1 indican alta densidad de vegetación verde, mientras que aquellos cercanos a 0 representan suelo desnudo, rocas o construcciones. Los valores negativos suelen asociarse a agua, nubes o superficies no vegetadas.

En este trabajo, el índice NDVI fue calculado, adaptando las bandas de cada misión de acuerdo a la Tabla 5.

Tabla 5: Combinaciones de bandas empleadas para NDVI.

Satélite	Banda Rojo (Red)	Banda NIR	Resolución
Landsat 5 TM	Banda 3 (0.63 – 0.69 µm)	Banda 4 (0.76 – 0.90 µm)	30 m
Sentinel-2A MSI	Banda 4 (0.665 µm)	Banda 8 (0.842 µm)	10 m

Elaboración propia

El NDVI es ampliamente utilizado en estudios de evaluación de biomasa y productividad vegetal, monitoreo de sequías y estrés hídrico, seguimiento de cultivos agrícolas, análisis de cambios estacionales o de largo plazo en la vegetación, delimitación de áreas degradadas o afectadas por incendios y zonificación ecológica y clasificación de coberturas del suelo, entre otros, por lo que su simplicidad y eficacia lo han convertido en un índice de referencia para el monitoreo ambiental y el análisis multitemporal en contextos rurales y urbanos.

Brightness Index (BI)

Además de los índices NDVI, NDWI y MNDWI, el Brightness Index (BI) resulta una herramienta complementaria relevante en el análisis multiespectral, especialmente útil para la caracterización de superficies con alta reflectancia, como suelos desnudos, sedimentos secos, áreas salinas o materiales artificiales. Este índice, también conocido como Soil Brightness Index, fue inicialmente propuesto como parte de la transformación Tasseled Cap por Kauth y Thomas (1976), y formalizado en términos físicos por Crist y Cicone (1984). El BI se basa en el principio de que el suelo seco o desnudo refleja de manera intensa tanto en el rojo como en el infrarrojo cercano. Su fórmula más común está dada por la media cuadrática de la reflectancia en las bandas del rojo (Red) y el infrarrojo cercano (NIR):

$$BI = \sqrt{Red^2 + NIR^2} \text{ (Ec.4)}$$

Esta expresión permite resaltar el nivel general de reflectancia sin discriminar entre tipos específicos de cobertura, a diferencia de índices como el NDVI, que se focalizan en la vegetación. Por ello, el BI es especialmente útil para identificar superficies brillantes y expuestas, tales como sedimentos, suelos salinos o zonas áridas con escasa cobertura vegetal. En el contexto de esta tesis, el uso del BI complementa el análisis de agua superficial y subsuperficial, permitiendo diferenciar zonas de suelo seco respecto de áreas saturadas o con mayor humedad, como así también contrastar zonas con baja reflectancia (como cuerpos de agua) frente a coberturas reflectivas y apoyar la detección de márgenes de cuerpos de agua en condiciones de alta heterogeneidad espectral.

Las bandas utilizadas para el cálculo del Brightness Index dependen del sensor satelital, como se detalla a continuación (Tabla 6):

Tabla 6: Combinaciones de bandas empleadas para BI.

Satélite	Banda Rojo (Red)	Banda NIR	Resolución
Landsat 5 TM	Banda 3 (0.63–0.69 μm)	Banda 4 (0.76–0.90 μm)	30 m
Sentinel-2 MSI	Banda 4 (0.665 μm)	Banda 8 (0.842 μm)	10 m

Elaboración propia

Si bien el BI no fue diseñado con un objetivo específico para la detección de agua, su combinación con índices como el NDWI (McFeeters, 1996) o el MNDWI (Xu, 2006) enriquece la interpretación de ambientes de borde entre suelos secos y cuerpos de agua, o entre áreas húmedas sin vegetación y zonas de alta reflectancia. Esta integración resulta valiosa en entornos semiáridos o con alta complejidad superficial, como el Valle de Tulum, donde las transiciones entre suelo seco, humedad subsuperficial y agua visible pueden ser sutiles.

Transformación *Tasseled Cap* (TC)

Además de estos índices normalizados, otra herramienta de gran relevancia para la detección de agua y humedad superficial es la transformación *Tasseled Cap* (TC), desarrollada por Kauth y Thomas (1976) y adaptada por Crist y Cicone (1984) para el sensor TM de Landsat. Esta transformación consiste en una combinación lineal de bandas multiespectrales que permite reducir la dimensionalidad espectral en tres componentes principales: Brightness (brillo del suelo o la cubierta), Greenness (intensidad de la vegetación) y *Wetness* (contenido de humedad).

En particular, el componente *Wetness* se ha demostrado altamente eficaz para identificar variaciones en el contenido hídrico del suelo, vegetación saturada, zonas encharcadas o cuerpos de agua de escasa profundidad. A diferencia de otros índices espectrales como el NDWI o el MNDWI, que se basan en relaciones normalizadas entre dos bandas, el TCW integra información de múltiples longitudes de onda, mejorando su sensibilidad en ambientes heterogéneos y permitiendo una caracterización más precisa de la humedad en superficie.

Para esta investigación se aplicó el componente *Wetness* sobre imágenes de tres sensores distintos como el Landsat 5 TM y Landsat 8 OLI, ambas con una resolución espacial de 30 metros por pixel y Sentinel-2 MSI, con una resolución espacial de 10 m por pixel. Para el

cálculo del TCW se adaptaron los coeficientes correspondientes a cada misión satelital por lo tanto las fórmulas utilizadas fueron las siguientes:

- Landsat 5 TM (Crist y Cicone, 1984):

$$TCW_{L5} = 0.1446 * B1 + 0.1761 * B2 + 0.3322 * B3 + 0.3396 * B4 - 0.6210 * B5 - 0.4186 * B7 \text{ (Ec.5)}$$

Bandas utilizadas: B1 (azul), B2 (verde), B3 (rojo), B4 Infrarrojo cercano(NIR), B5 y B7 infrarrojo de onda corta (SWIR).

- Landsat 8 OLI (Baig et al., 2014):

$$TCW_{L8} = 0.1511 * B2 + 0.1973 * B3 + 0.3283 * B4 + 0.3407 * B5 - 0.7117 * B6 - 0.4559 * B7 \text{ (Ec.6)}$$

Bandas: B2 (azul), B3 (verde), B4 (rojo), B5 (NIR), B6 y B7 (SWIR).

En el caso de Sentinel-2-A MSI, si bien no existe una transformación oficial del *Tasseled Cap* por parte de ESA, diversos estudios han adaptado coeficientes utilizando las bandas B2, B3, B4 (región visible), B8 (NIR) y B11–B12 (SWIR), aunque dichos coeficientes pueden variar según el tipo de terreno y deben validarse empíricamente. En general, los valores altos del componente *Wetness* indican mayor contenido de agua o humedad superficial, mientras que los valores bajos corresponden a superficies secas o cubiertas construidas. A diferencia del NDWI y MNDWI, que tienen una estructura normalizada más simple, el *Tasseled Cap Wetness* (TCW) se basa en una síntesis multibanda más compleja, lo que les permite una mayor sensibilidad a condiciones de humedad en mosaicos heterogéneos.

Para el cálculo de este índice se tiene en cuenta 6 bandas del satélite Sentinel-2-A (bandas: 2,3,4,8,11,12), particularmente en este trabajo se utiliza la ecuación descripta o utilizada por:

$$TCW_{S2} = 0.1509 * B2 + 0.1973 * B3 + 0.3279 * B4 + 0.3406 * B8 - 0.7112 * B11 - 0.4572 * B12 \text{ (Ec.7)}$$

Bandas utilizadas: B2 (azul), B3 (verde), B4 (rojo), B8 (NIR), B11 y B12 (SWIR).

En términos generales, los valores altos del índice *Wetness* se corresponden con superficies húmedas, suelos saturados o vegetación encharcada, mientras que los valores bajos indican superficies secas, suelos desnudos, áreas salinas o superficies construidas. Esta mayor sensibilidad espectral del TCW resulta especialmente útil para detectar paleocauces, zonas de acumulación de humedad y contrastes sutiles en la topografía fluvial, aspectos clave en la delimitación de unidades geomorfológicas en ambientes semiáridos como el valle de Tulum.

La combinación del TCW con otros índices como el NDWI y MNDWI permite abordar la detección del agua superficial desde perspectivas complementarias, según el objetivo del análisis, las características del terreno y el tipo de sensor disponible. En el presente trabajo, el componente *Wetness* fue aplicado a cada una de las escenas seleccionadas con el fin de interpretar procesos hidromorfológicos activos o residuales, así como para vectorizar antiguos trazos fluviales en el área de estudio.

Como síntesis la Tabla 7 describe el objetivo, formulas, bandas utilizadas y las principales aplicaciones de cada índice espectral utilizados en el procesamiento de imágenes satelitales.

Tabla 7: Síntesis de las bandas utilizadas y principales aplicaciones de cada índice espectral utilizados en este trabajo para el procesamiento de imágenes satelitales

Índice	Objetivo principal	Fórmula general	Bandas utilizadas	Aplicaciones principales
NDVI	Evaluar vigor y cobertura vegetal	$(\text{NIR} - \text{Red}) / (\text{NIR} + \text{Red})$	L5: B4, B3L8: B5, B4S2: B8, B4	Vegetación, cultivos, sequía, zonas verdes
NDWI	Detectar agua superficial o humedad	$(\text{Green} - \text{NIR}) / (\text{Green} + \text{NIR})$	L5: B2, B4L8: B3, B5S2: B3, B8	Humedad del suelo, cuerpos de agua, zonas inundadas
MNDWI	Mejorar detección de agua en zonas urbanas	$(\text{Green} - \text{SWIR}) / (\text{Green} + \text{SWIR})$	L5: B2, B5L8: B3, B6S2: B3, B11	Agua en áreas construidas, delimitación de cauces
TCW	Componente de vegetación (Tasseled Cap)	Combinación ponderada de bandas multispectrales	Fórmulas específicas por satélite	Vegetación, análisis multitemporal, cambios fenológicos

Elaboración propia

4.3. Resultados

4.3.1. Análisis comparativo de índices espectrales (NDWI, MNDWI, BI y NDVI) y mapa de coberturas

Las imágenes satelitales de Landsat 5 (año 2005) y Sentinel-2A (año 2023), procesadas mediante los índices espectrales NDWI, MNDWI, BI y NDVI, fueron utilizadas para la detección de humedad superficial y coberturas como salinidad y vegetación. Los histogramas incluidos en las figuras muestran la distribución de todos los píxeles de la imagen según los valores obtenidos para cada índice espectral, constituyendo una herramienta esencial para comprender cómo se comporta cada índice en relación con las distintas coberturas presentes en el área de estudio. En estas gráficas, generadas en el software SNAP, el eje horizontal representa el valor numérico del índice y el eje vertical la frecuencia de píxeles que presentan dicho valor, permitiendo visualizar concentraciones, tendencias y separaciones naturales dentro de la imagen. Esta relación píxel–valor facilita la identificación de umbrales propios de cada índice, los cuales varían según el parámetro que se desea resaltar (humedad, vegetación, brillo del suelo, etc.). En consecuencia, los histogramas permiten diferenciar cuantitativamente las coberturas y constituyen un insumo previo indispensable para interpretar, de manera fundamentada, el comportamiento específico de cada índice en las secciones siguientes.

En el caso del NDWI (Figura 12), la imagen correspondiente a 2005 presenta valores positivos (mayores a 0) representados en tonos rosados, asociados a la presencia de agua superficial y a sectores con humedad edáfica, como la llanura de inundación o suelos sin cobertura vegetal y suelos salinos. Los valores negativos (entre $-0,9$ y $-0,3$) predominan en áreas con vegetación, aunque pueden registrarse falsos positivos en zonas urbanizadas.

Para el año 2023 (Figura 12b), la mayor resolución de Sentinel-2 permite reconocer con claridad los cursos de agua, como el cauce del río San Juan y sus arroyos asociados, que exhiben valores negativos (entre $-0,75$ y $-0,30$). Las piletas de residuos cloacales, algunos sectores del río con agua superficial, los suelos salinos y ciertas parcelas agrícolas irrigadas presentan valores positivos (mayores a 0), apreciables en tonos más claros. En esta imagen, los canales abandonados se manifiestan como trazas lineales de humedad de color gris claro, muy poco reconocibles en la figura, con valores cercanos a $-0,25$. Por lo tanto se puede confirmar que el NDWI es de gran utilidad para detectar humedad residual y cuerpos de agua de pequeña extensión.

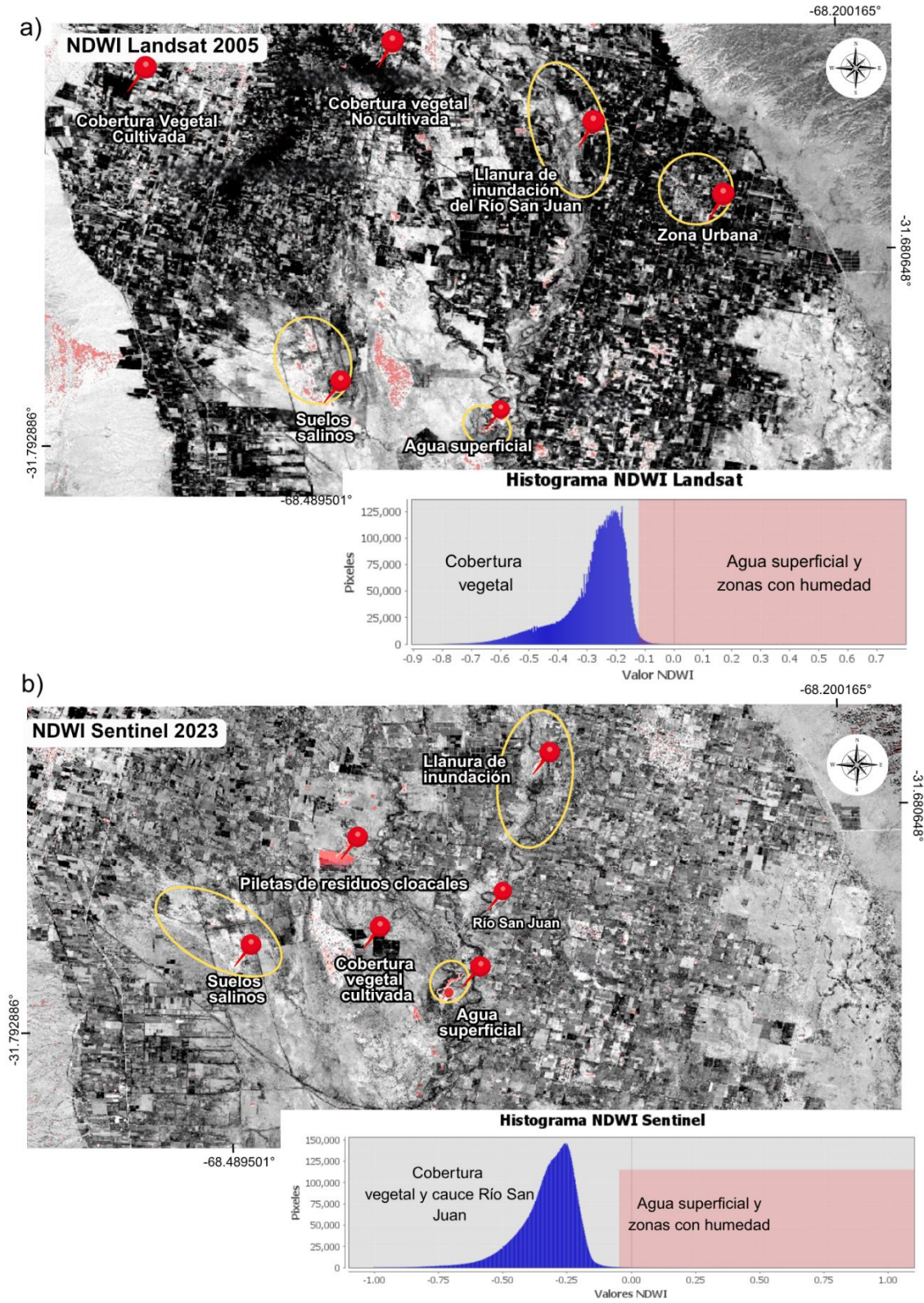


Figura 12: NDWI aplicado a imágenes (a)Landsat 5 TM (2005) y (b) Sentinel-2A (2023).Comparación temporal de la detección de cuerpos de agua y humedad edáfica en el valle de Tulum.

El MNDWI por su parte, optimiza la detección de agua al reducir la confusión con superficies construidas. En la imagen de Landsat 5 del año 2005 (Figura 13 a), los valores positivos (entre 0,75 y 1) representados en tonos blanquecinos resaltan el río San Juan, los arroyos Agua Negra y Los Taponés, así como también áreas urbanizadas y suelos salinos. En la imagen correspondiente al año 2023 (Figura 13 b), los valores altos del índice se concentran principalmente en las piletas de residuos cloacales de OSSE y otros cuerpos de agua distribuidos en el valle.

Los suelos con cobertura vegetal, tanto cultivada como no cultivada, presentan valores negativos (entre -1 y $-0,5$), representados en tonalidades oscuras en ambas imágenes. La diferencia más notable entre Landsat y Sentinel radica en la representación del cauce del río San Juan, que en la imagen Sentinel exhibe valores negativos cercanos a $-0,75$, posiblemente vinculados a condiciones estacionales distintas, dado que la imagen Landsat corresponde a un período más húmedo.

En resumen, el índice MNDWI discrimina con eficacia entre áreas agrícolas húmedas, zonas con agua en superficie como las piletas de residuos cloacales y el tramo sur del Río San Juan, y suelos salinos, siendo relevante en un contexto de marcada heterogeneidad espectral como el valle de Tulum.

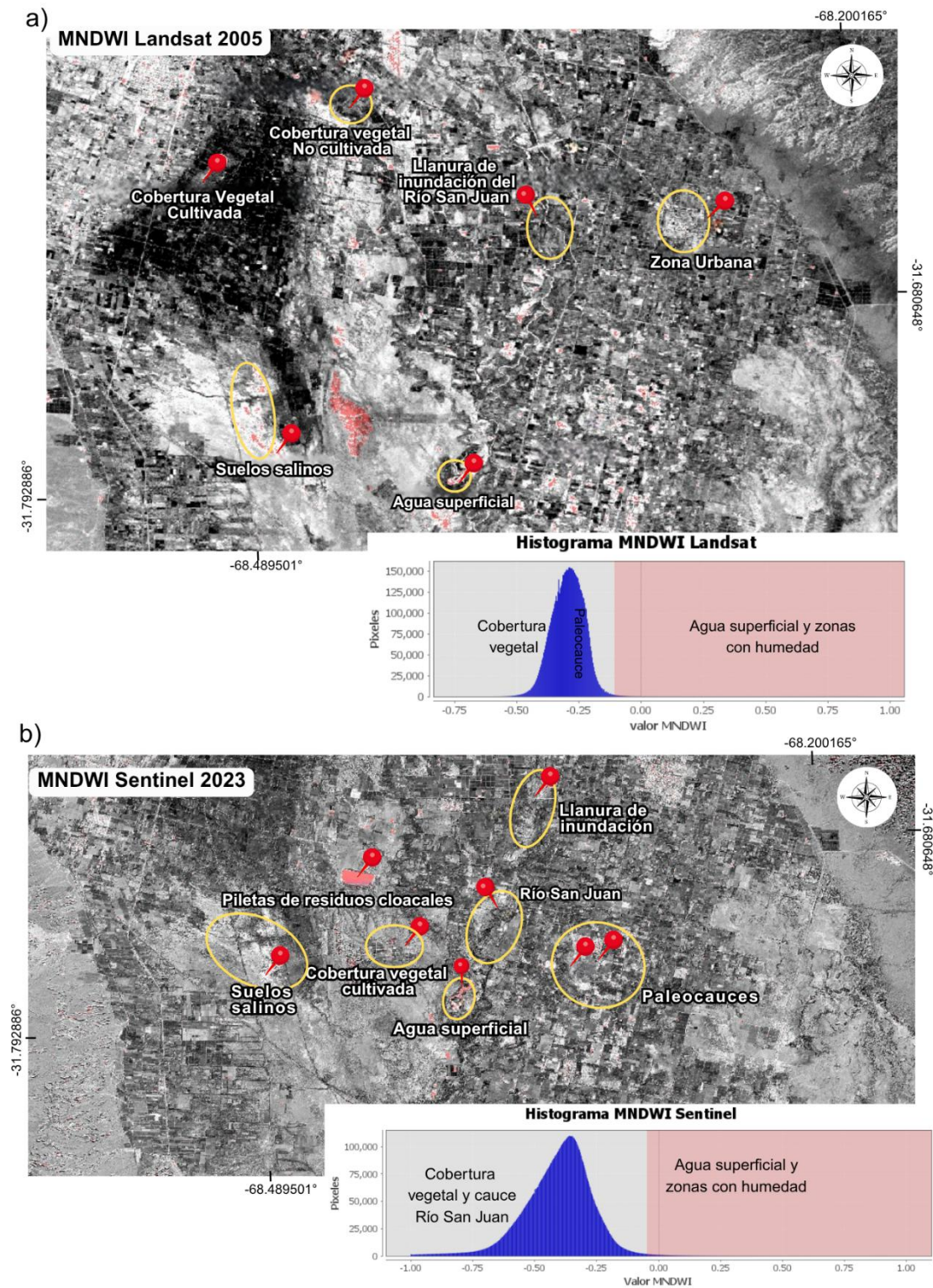


Figura 13: Índice MNDWI aplicado a imágenes (a) Landsat 5 TM (2005) y (b) Sentinel-2A (2023). Diferenciación de agua superficial, suelos salinos y áreas agrícolas húmedas.

Como se mencionó anteriormente el índice NDVI (Figura 14) permite analizar diferencias en la cobertura vegetal. En la imagen correspondiente al año 2005 (Figura 14 a), los valores negativos o cercanos a cero (entre $-0,05$ y 0) se asocian con suelos salinos superficiales y cuerpos de agua, mientras que los valores más altos (entre $0,30$ y $0,80$) representan parcelas agrícolas con vegetación vigorosa.

En la imagen de Sentinel-2 del año 2023 (Figura 14 b), la mayor resolución espacial permite diferenciar en detalle las distintas coberturas vegetales. Las parcelas cultivadas presentan los valores más elevados del índice (entre $0,50$ y $0,80$), con límites bien definidos; las parcelas sin cultivar muestran valores ligeramente menores (entre $0,40$ y $0,50$); y la vegetación nativa aparece en parches aislados con valores comprendidos entre $0,30$ y $0,40$. Los suelos salinos mantienen valores bajos o negativos, cercanos a cero. El patrón fragmentado observado en esta imagen refleja la capacidad del sensor para captar variaciones espaciales finas en la estructura de la vegetación.

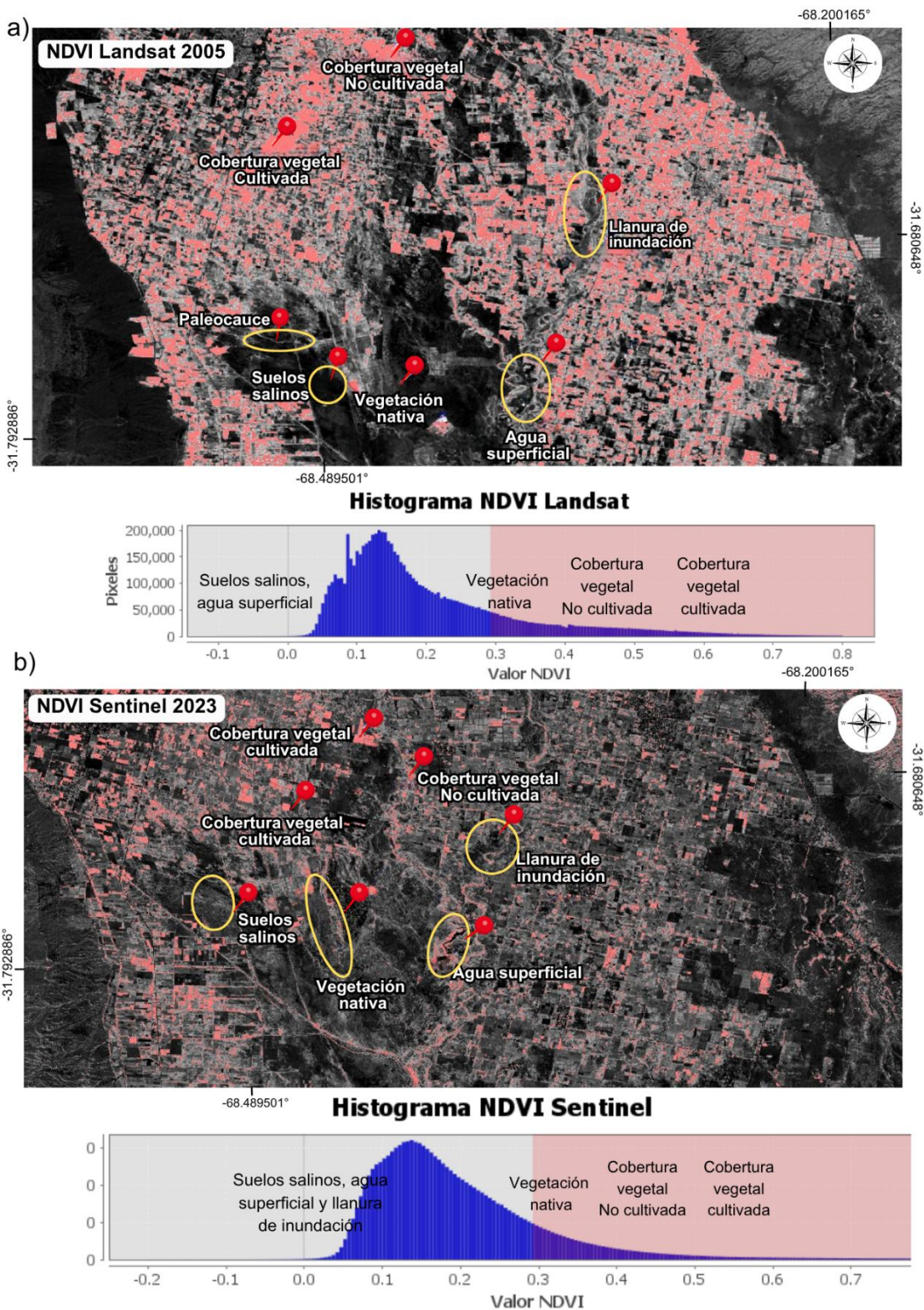


Figura 14: Índice NDVI en imágenes Landsat 5 TM (2005) y Sentinel-2A (2023). Diferenciación de coberturas vegetales cultivadas, sin cultivar y vegetación nativa al sur del cerro Barboza y en los márgenes de los cauces.

En cuanto al Brightness Index (BI), ambas imágenes satelitales (Figura 15 a y b) evidencian una amplia distribución de tonalidades claras asociadas a valores altos del índice (mayores a 0,30), correspondientes a suelos salinos ubicados en las planicies del valle. Los valores bajos (entre 0,05 y 0,10), vinculados a zonas húmedas, al cerro Barboza, a cuerpos de agua como las piletas de residuos cloacales de Osse, a paleocauces y a los cauces actuales, se representan en tonos oscuros. Los valores intermedios (entre 0,20 y 0,25), mostrados en tonalidades grisáceas, se asocian a los médanos situados al sur del Cerro Barboza. La imagen Sentinel-2 del año 2023 (Figura 15 a) presenta una delimitación más precisa: los médanos exhiben un mayor detalle interno y los suelos salinos muestran un patrón más fragmentado, relacionado con cambios en el uso del suelo y en la dinámica de humedad.

En conjunto, el análisis comparativo de estos índices espectrales permite documentar la evolución del paisaje a lo largo de casi dos décadas, destacando cambios en la humedad superficial, en la distribución de suelos salinos y en la dinámica de la cobertura vegetal.

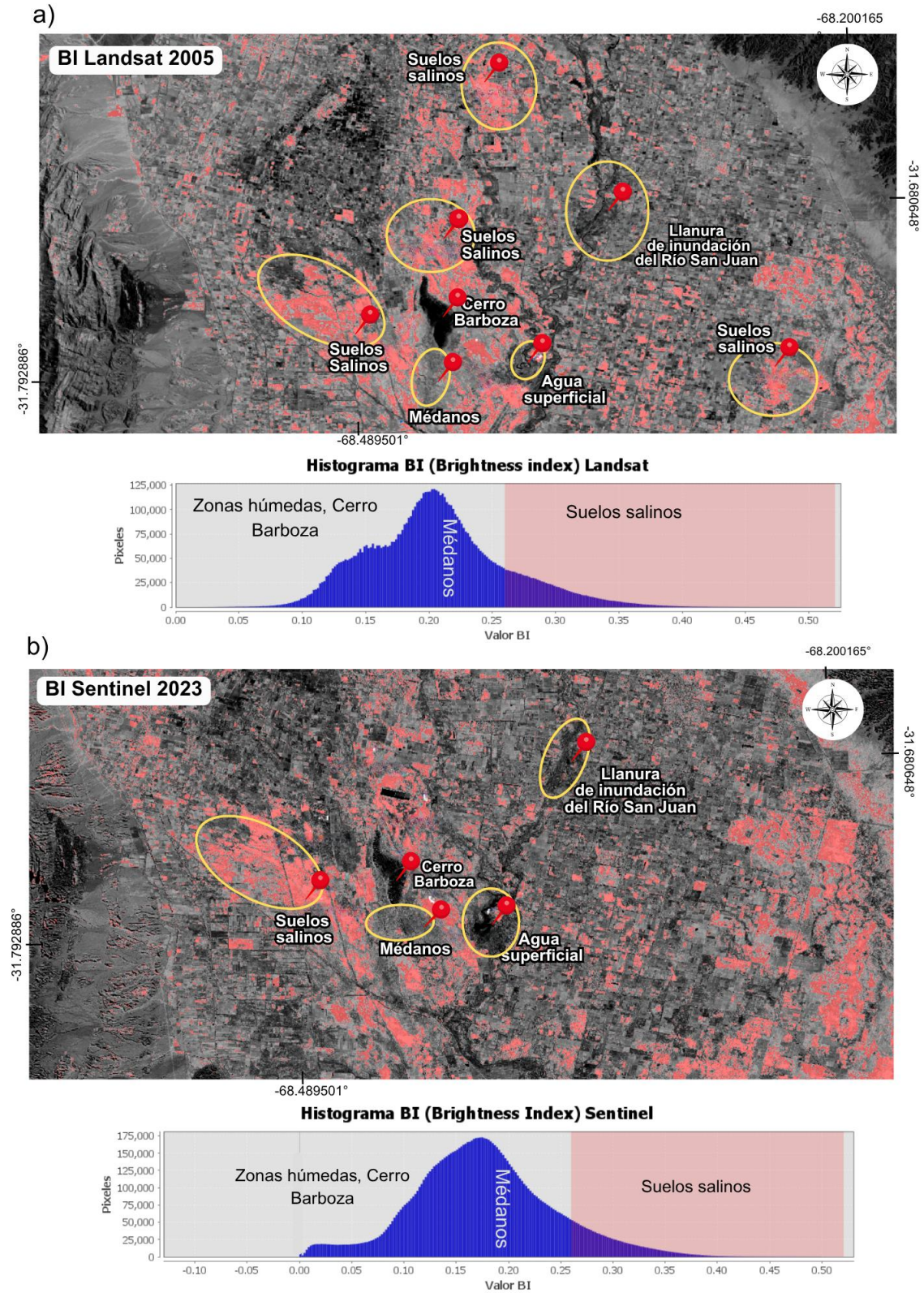


Figura 15: Brightness Index (BI) en imágenes (a) Landsat 5 TM (2005) y (b) Sentinel-2A (2023). Identificación de zonas húmedas, médanos y suelos salinos con distinta reflectancia.

4.3.2. Interpretación de escenas satelitales con Tasseled Cap (TCW)

Esta sección presenta la interpretación visual de imágenes satelitales procesadas con el componente *Wetness* de la transformación *Tasseled Cap*, aplicadas a distintas fechas y sensores (Landsat 5TM, Landsat 8 OLI y Sentinel-2-A). Cada escena fue seleccionada en función de su cobertura temporal (época húmeda o seca), condiciones atmosféricas y relevancia para la detección de trazos fluviales y zonas con humedad superficial.

Con el objetivo de ejemplificar en mayor detalle los criterios de identificación y vectorización de paleocauces, se incorpora una figura de detalle a escala local, en la que se observa la variación tonal asociada a la humedad superficial y la traza de los paleocauces interpretados superpuesta. Esta representación (Figura 16) permite visualizar con mayor claridad la correspondencia entre la firma espectral y la delimitación cartográfica realizada.

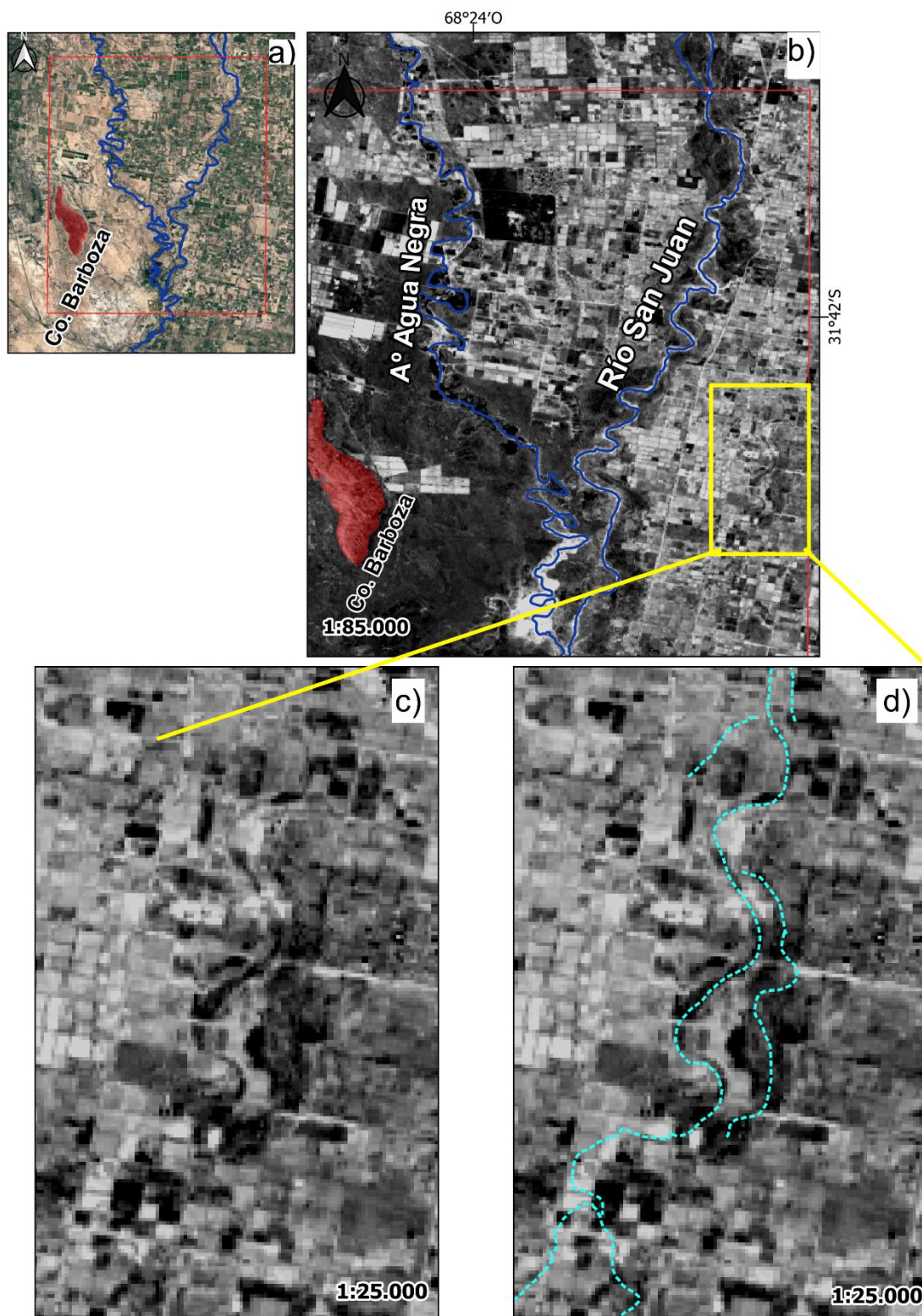


Figura 16: Visualización multiescala de la red de drenaje en el sector central del valle de Tulum. a) Imagen en color natural donde se observa el río San Juan y el arroyo Agua Negra en el contexto regional. b) Imagen procesada a partir de Landsat 8 (sensor OLI) mediante el componente Wetness de la transformación Tasseled

Cap (TCW), que resalta variaciones en el contenido de humedad superficial y permite identificar trazas fluviales actuales y relictas. c) Detalle ampliado de un sector seleccionado. d) Imagen de mayor detalle donde se observa la variación tonal asociada a humedad superficial y la traza vectorial de un paleocauce interpretado (línea punteada), evidenciando la correspondencia entre la firma espectral y la morfología sinuosa del antiguo canal.

A partir del análisis de los patrones espectrales y texturales de cada escena satelital, por fotointerpretación, se identificaron geoformas, como trazas de paleocauces, planicies de inundación, diferentes usos del suelo como áreas cultivadas, suelos incultos, áreas urbanas y condiciones actuales de la cubierta superficial como suelos salinos, áreas anegadas, cubiertas de arena, etc. Esta interpretación resultó un insumo fundamental para la caracterización geomorfológica del valle de Tulum y para la delimitación de unidades funcionales del paisaje.

Imagen Landsat 5 TM

La imagen procesada con el componente *Wetness* del índice Tasseled Cap, correspondiente al satélite Landsat 5 (sensor TM), fue adquirida el 9 de noviembre de 2005, en plena época húmeda en la provincia de San Juan. Esta escena fue seleccionada por tratarse de una fecha donde en el área de estudio se observaba menor urbanización y usos del suelo, permitiendo identificar condiciones naturales de la zona. Por ejemplo, no estaban las piletas de tratamiento de residuos cloacales correspondiente a la planta de OSSE de la provincia de San Juan, ubicadas al norte del cerro Barboza.

En el producto satelital resultante (Figura 17), los valores altos del índice (representados por tonos más claros) destacan zonas con mayor contenido de humedad superficial. Cabe destacar que esta imagen junto a las imágenes históricas de Google Earth fueron utilizadas como base para el trazado vectorial de paleocauces, aprovechando la respuesta espectral del índice en combinación con la morfología observada, lo que permitió delimitar con claridad antiguos sistemas fluviales actualmente inactivos. La información obtenida constituye un insumo clave para el análisis geomorfológico del valle de Tulum y su evolución fluvial reciente.

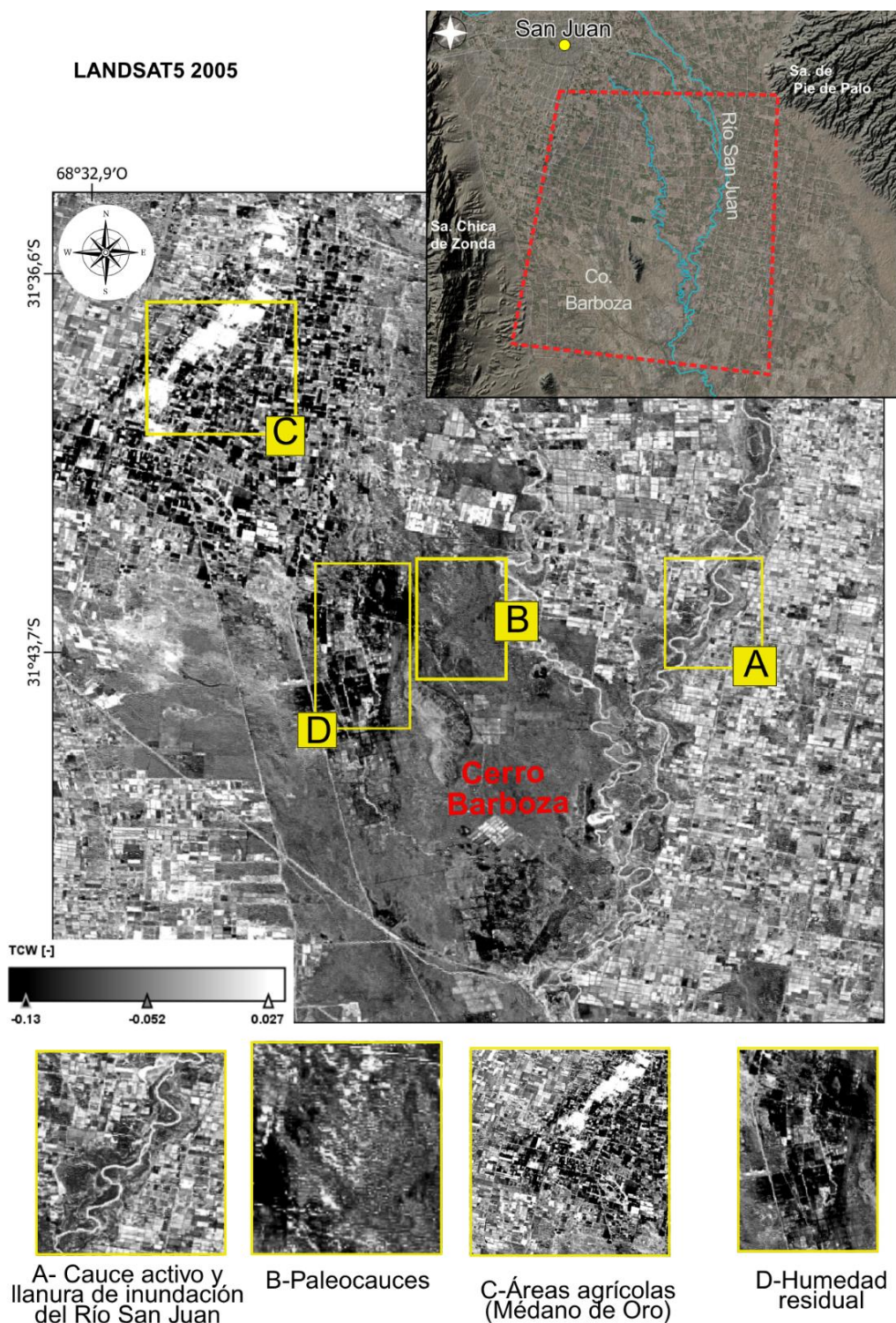


Figura 17: Arriba: área de estudio. Abajo: Imagen Landsat 5 TM (noviembre de 2005) procesada con el índice *Tasseled Cap Wetness* (TCW). Se destaca el cauce activo del río San Juan, paleocauces relictos, áreas agrícolas con riego en el Médano de Oro y zonas con acumulación de humedad residual en sectores bajos del valle.

Entre los rasgos identificados con la Imagen Landsat 5 de noviembre del 2005, se encuentran:

A) El cauce activo del río San Juan, junto con trazas de meandros abandonados relictos, visibles en el sector este de la fotografía espacial. Estas formas se manifiestan como líneas sinuosas y paralelas al curso principal, con alta reflectancia, que indican antiguos recorridos fluviales en sectores de planicie aluvial.

B) Antiguos cauces del río San Juan, trazas sinuosas de paleocauces en tonalidades grisáceas. Este sector muestra con anterioridad como era el terreno y su contenido de humedad correspondiente antes de la construcción de las piletas de líquidos cloacales.

C) Usos del suelo, por ejemplo, áreas agrícolas correspondiente al sector conocido como Médano de Oro, en el departamento Rawson, donde se observan parcelas con altos niveles de humedad, probablemente relacionados con riego superficial o cultivos en etapa de crecimiento. Estas zonas presentan una textura de mosaico de tonos claros que contrasta con los sectores adyacentes.

D) Acumulación de humedad residual, en sectores bajos del valle y zonas al pie del cerro Barboza representada en dicho producto satelital como sectores de tonalidades blanquecinas alrededor de zonas oscuras.

En contraste, los valores bajos del índice (tonos oscuros) indican suelos secos, desnudos o con vegetación escasa, así como posibles zonas de mayor salinidad superficial. Este patrón se observa especialmente en el sector centro-sur del área y en algunas porciones elevadas.

Imagen Landsat 5TM

La imagen correspondiente al 9 de diciembre de 2010 (Figura 18), fue obtenida en plena época húmeda en la provincia de San Juan y procesada mediante el componente *Wetness* del índice Tasseled Cap, al igual que la anterior, pero muestra notables diferencias en relación con la escena del año 2005, referidos a mayores usos de suelo, aumento en la urbanización y en obras civiles (Piletas de residuos cloacales). Por lo tanto, su análisis permite identificar con mayor claridad varios sectores de humedad superficial y trazas fluviales, en especial en zonas donde se registraron transformaciones del paisaje.

Uno de los elementos más destacados en esta escena es la presencia visible de las piletas de tratamiento de líquidos cloacales de OSSE (A) al norte del cerro Barboza, las cuales se

encontraban para esta época en etapa de construcción. En comparación con 2005, esta infraestructura interrumpe parcialmente el patrón natural de humedad en ese sector y genera una señal espectral claramente delimitada, visible como un rectángulo de tono intermedio, rodeado por campos con distintos niveles de humedad.

También se observa con mayor contraste el río San Juan, tanto su cauce actual como sus meandros abandonados asociados (B), especialmente en la porción este de la captura espacial. Las trazas meándricas aparecen más intensas y con bordes más definidos que en la escena de 2005, probablemente por la combinación entre mayor humedad superficial y menor cobertura nubosa o atmosférica. En cambio, en el sector sur del cerro Barboza, se destacan zonas con acumulación de humedad y parcelas agrícolas en actividad (C). Las áreas claras en esta región indican sectores con riego o retención hídrica, posiblemente vinculados a suelos finos y estructuras de captación superficial.

Un mosaico agrícola más fragmentado se puede observar en (D), con una mayor heterogeneidad espectral respecto a la imagen de 2005, lo que indica una expansión de la frontera productiva o cambios en los tipos de cultivo y técnicas de irrigación.

En resumen, esta imagen muestra una mejora en la definición de un gran número de formas fluviales y patrones de humedad. Además, permite analizar con mayor detalle el impacto de obras antrópicas, como la construcción de las piletas de tratamiento de líquidos cloacales de OSSE y la urbanización referida a barrios y loteos privados, sobre el comportamiento hídrico del paisaje. También resulta útil para contrastar el avance de la urbanización y su interacción con áreas de humedad remanente.

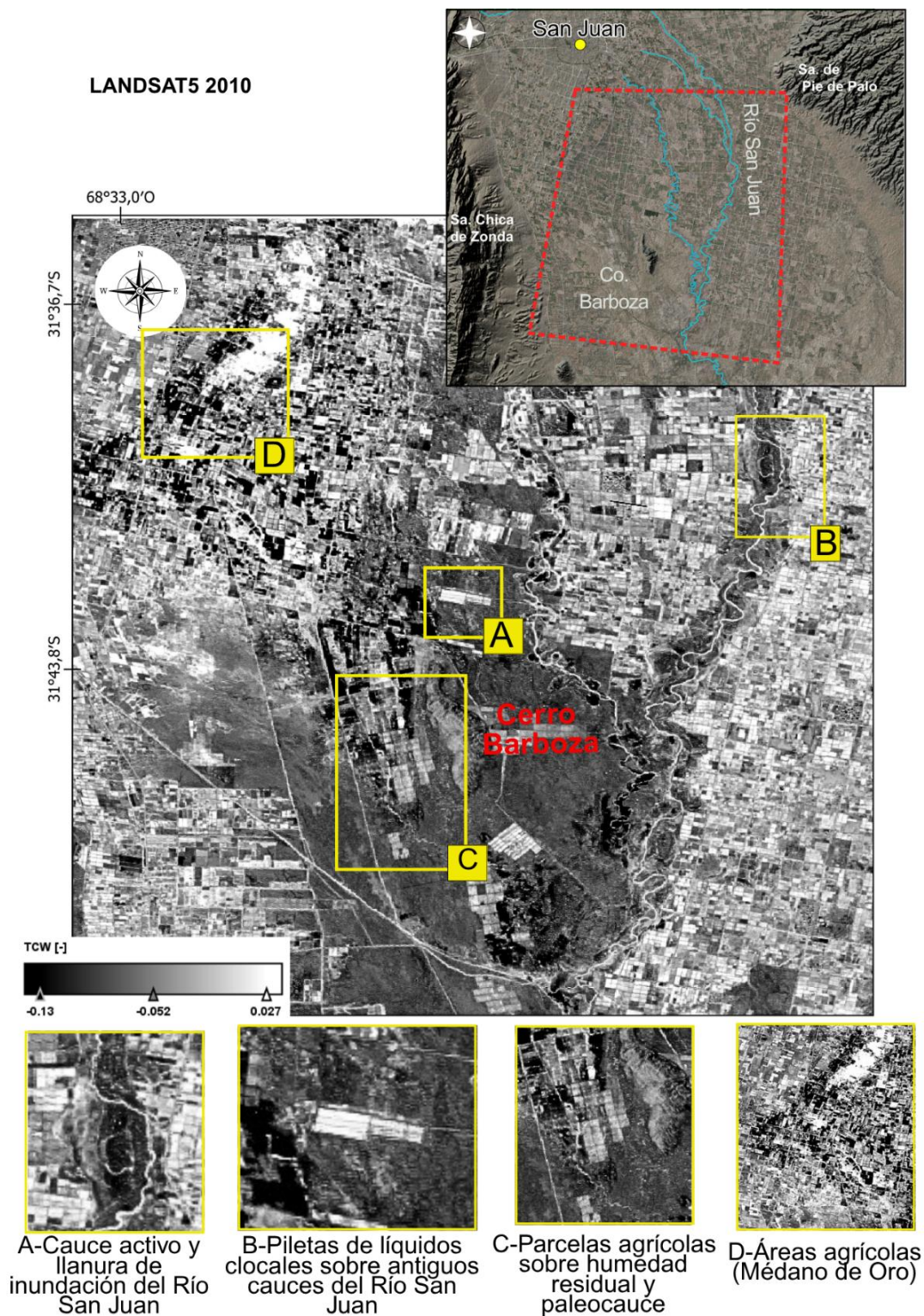


Figura 18: Arriba: se muestra el área de estudio , mientras que abajo la Imagen Landsat 5 TM (diciembre de 2010) procesada con TCW. Se distinguen las piletas de tratamiento de efluentes en construcción, meandros abandonados del río San Juan, parcelas agrícolas irrigadas y un mosaico productivo más fragmentado respecto a 2005.

Imagen Landsat 8 OLI

La imagen correspondiente al 21 de marzo de 2025 (Figura 19), obtenida en la época seca en la provincia de San Juan, fue procesada con el componente *Wetness* del índice *Tasseled Cap* a partir de una escena Landsat 8 (sensor OLI). Gracias a la mayor resolución radiométrica de este sensor y a su calidad geométrica, la escena satelital permite identificar con gran claridad detalles de humedad superficial y trazos fluviales activos o residuales en el valle de Tulum.

Entre los rasgos más destacados se encuentran: El cauce del Arroyo de Agua Negra y sus canales inactivos adyacentes (A), que aparecen con contornos bien definidos y alta reflectancia en el componente *Wetness*, especialmente en la porción media-sur de la imagen. Se reconoce con nitidez la morfología meándrica del cauce (colores oscuros) y los depósitos laterales de la llanura aluvial, con zonas de retención hídrica destacadas por tonos claros.

Al este del río San Juan, se observa un paleocauce sinuoso muy bien diferenciado en la escala de la imagen, en sentido norte-sur paralelo al río. Sin embargo, en el sector suroeste (C), se observan con claridad parcelas agrícolas activas, de forma regular y con alta variabilidad espectral (tonos claros y oscuros), en contraste con sectores de suelos desnudos o incultos (textura más homogénea y tonos más apagados). Esta diferencia es clave para inferir variaciones edáficas y prácticas de manejo del agua, como riego, cultivos abandonados.

Finalmente, hacia el sur del área de estudio, particularmente en la llanura de inundación del río (D), se identifican zonas con acumulación de humedad residual, posiblemente vinculadas a eventos recientes de escurrimiento o saturación edáfica. Este sector presenta uno de los patrones espectrales más contrastados de la escena. El alto brillo en este sector indica saturación o suelos finos con retención de agua.

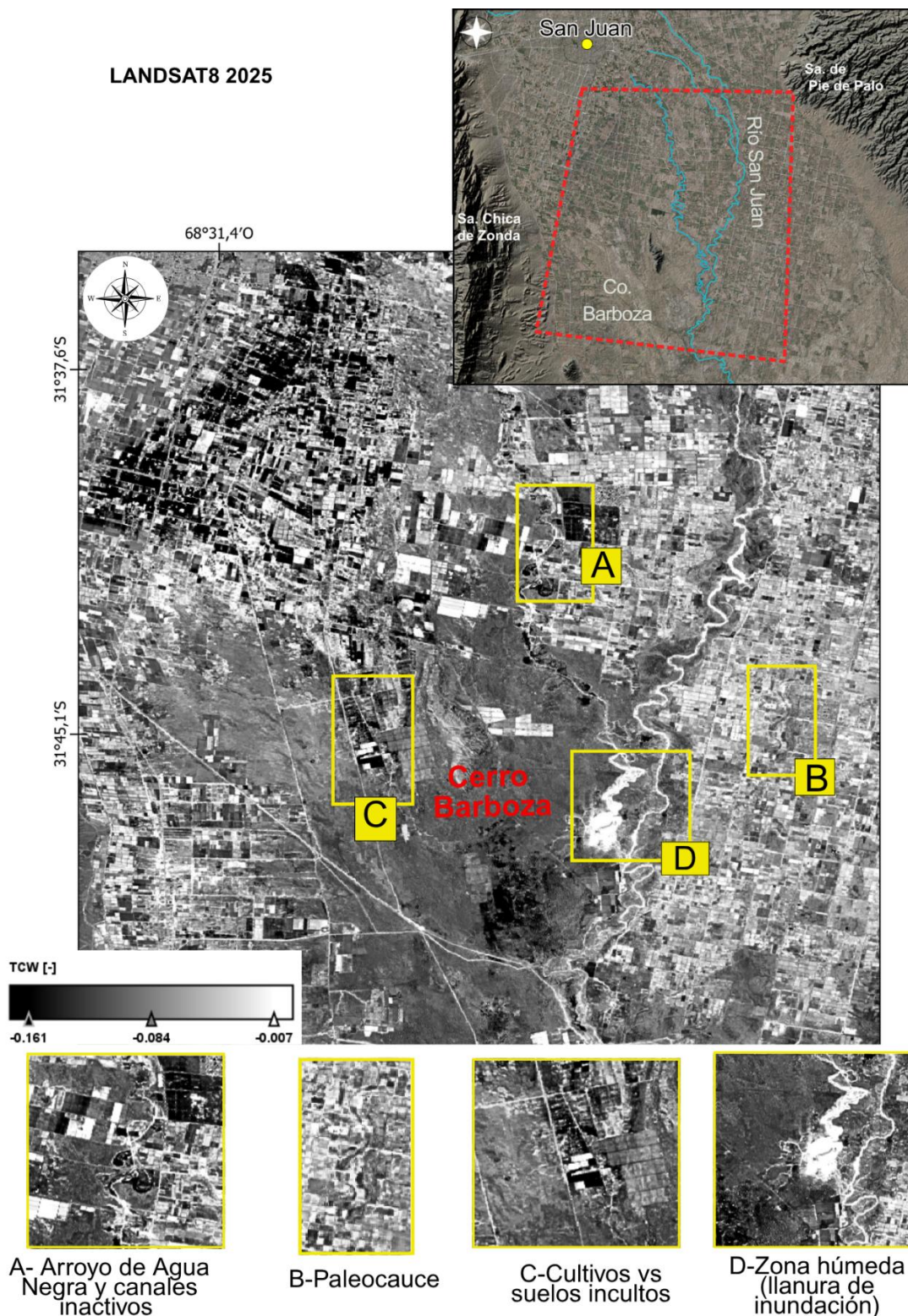


Figura 19: Arriba: zona de estudio. Abajo: Imagen Landsat 8 OLI (marzo de 2025) procesada con TCW. Destacan el cauce del Arroyo de Agua Negra y paleocauces asociados, las piletas cloacales ya consolidadas, parcelas agrícolas activas con variabilidad espectral y zonas de humedad residual en la llanura de inundación.

Imagen Sentinel 2-julio de 2023

Este producto fue adquirido durante la estación seca, también procesado con el índice TCW, permitió identificar con alta precisión zonas de humedad superficial, trazas de paleocauces, y diferencias en el uso y cobertura del suelo. Gracias a la mayor resolución espacial de Sentinel-2 (10 a 20 metros en las bandas utilizadas), se obtuvo una representación más detallada del mosaico geomorfológico e hidrológico del área de estudio, en comparación con las escenas Landsat5 TM previamente analizadas.

Se destacan a continuación sectores que presentan características espectrales relevantes vinculadas con la humedad superficial y rasgos hidromorfológicos activos o heredados observables en la figura 20:

El recuadro A señala la llanura de inundación del río San Juan. En el producto satelital procesado con el índice TCW este sector presenta una textura espectral rugosa y heterogénea, que contrasta marcadamente con las parcelas agrícolas circundantes, lo cual refleja variaciones locales en el contenido de humedad y en la estructura del suelo superficial, derivadas de procesos fluviales activos y relictos. También, se reconocen con claridad el cauce actual del río San Juan, con trazos serpenteantes bien definidos, y varios meandros abandonados que evidencian la migración histórica del cauce y la dinámica lateral del sistema fluvial. Estas formas, asociadas a una alta reflectancia húmeda, sugieren sectores con mayor retención de humedad residual, posiblemente vinculados a recientes eventos de escurrimiento superficial o saturación edáfica. La delimitación de estos sectores resulta clave para el análisis hidrológico y para la identificación de ambientes potencialmente inundables.

En el sector sureste de la figura 20 (B), se identifican paleocauces de trazo curvo y poco definidos, intercalados con parcelas agrícolas activas. Además, las trazas húmedas lineales que atraviesan zonas aparentemente secas podrían interpretarse como relictos de drenajes antiguos u obstruidos. Este nivel de detalle no era distinguible en las escenas Landsat, por lo que representa un aporte clave del sensor Sentinel-2 al mapeo geomorfológico de detalle. En cambio, en el sector norte del área de estudio (C), se ve presentan valores espectrales notablemente bajos del índice de TCW, lo que se traduce en tonos muy oscuros. Esta baja reflectancia es coherente con la presencia de suelos turbosos en proceso de combustión superficial o subterránea, un fenómeno registrado previamente en esta zona. La combustión lenta y continua de la materia orgánica genera una superficie seca, ennegrecida, y con

temperaturas elevadas que reducen drásticamente la humedad detectada por el sensor. Esta interpretación es reforzada por las imágenes en color natural, en las que el mismo sector presenta tonalidades rojizas y ocres, características de suelos afectados por calor o materia orgánica alterada térmicamente. Este comportamiento espectral constituye un indicador destacado para monitorear áreas degradadas ambientalmente o sujetas a procesos de combustión prolongada.

Otra característica importante observada en esta imagen es un predominio de cuerpos medanosos activos o relictos (D) ubicados al sur del cerro Barboza, los cuales fueron identificados en imágenes en composición natural. En la imagen TCW, esta unidad presenta valores intermedios a bajos, representados por tonos grises a oscuros, lo cual indica escasa retención hídrica superficial y una cobertura edáfica dominada por materiales arenosos, correspondiente a los médanos ubicados al sur del cerro Barboza. A diferencia de las áreas agrícolas colindantes, esta zona se caracteriza por tener un aspecto notablemente heterogénea. Esta variabilidad tonal responde a la combinación de factores como la morfología dunal, la distribución discontinua de la vegetación y los contrastes en el contenido de humedad superficial. La capacidad del índice TCW para captar estas diferencias resulta importante para la caracterización de ambientes eólicos con variaciones internas en cuanto a cobertura y humedad, aspectos que muchas veces pasan desapercibidos en imágenes multiespectrales convencionales.

Gracias a la alta resolución espacial y riqueza espectral de las imágenes, se puede observar con gran claridad detalles morfológicos sutiles del paisaje. En particular, se aprecia con notable definición la traza superficial de paleocauces, tanto en sectores excavados como en zonas donde la humedad residual resalta su contorno. Estos patrones lineales o curvos, que en escenas de menor resolución tienden a fusionarse con el entorno, se manifiestan con nitidez en la imagen de julio de 2023, facilitando su mapeo y análisis en el contexto geomorfológico e hidrológico del Valle de Tulum. Este nivel de detalle es fundamental para identificar procesos de erosión selectiva, acumulación de humedad en depresiones relictas y zonas de interacción entre el drenaje natural y el uso antrópico del suelo.

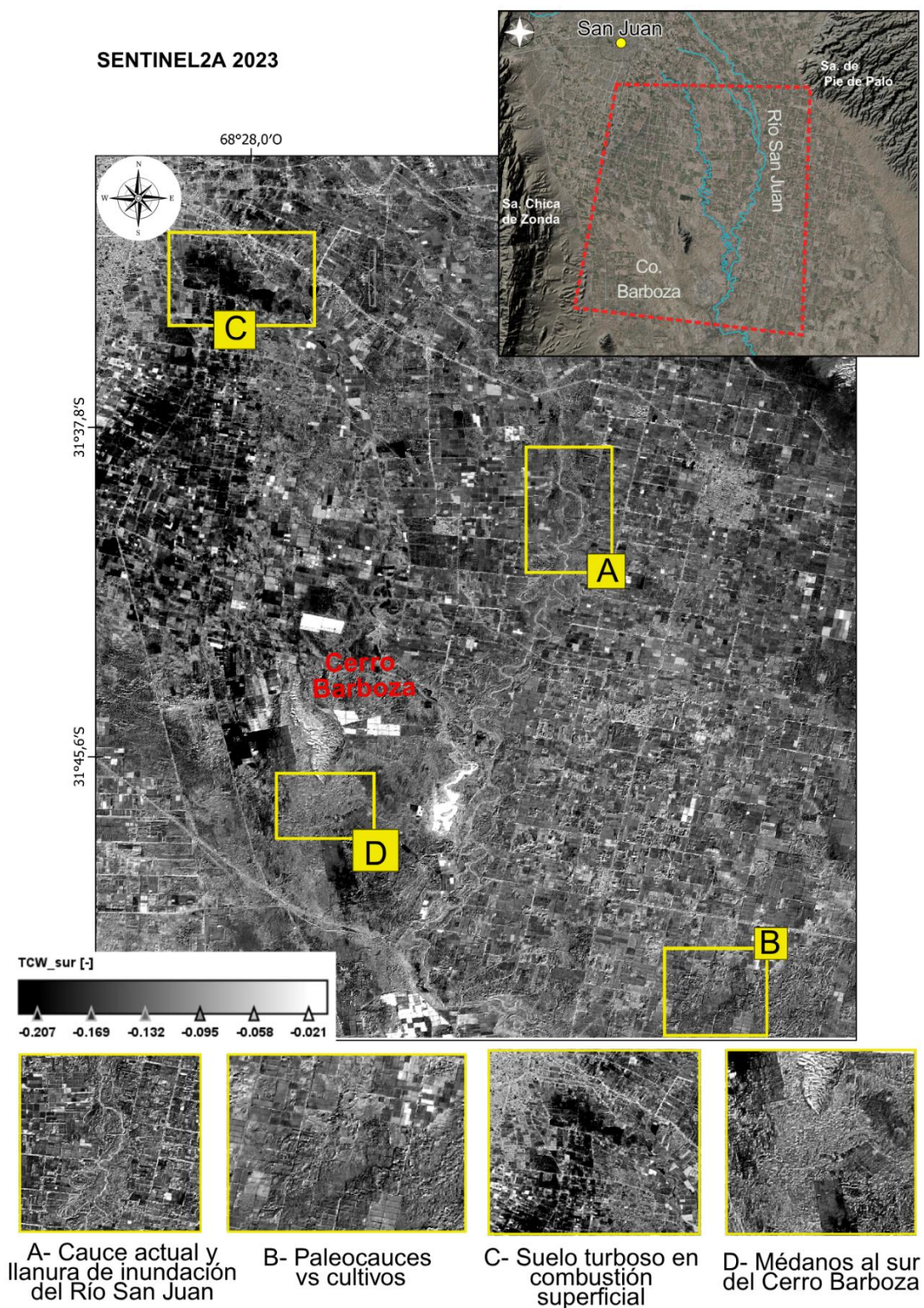


Figura 20: Arriba: ubicación del área de estudio. Abajo: Imagen Sentinel-2A (julio de 2023) procesada con TCW. Se reconocen con gran detalle la llanura de inundación del río San Juan, meandros abandonados, paleocauces poco definidos, suelos turbosos en combustión y campos de médanos al sur del cerro Barboza.

Mapeo de paleocauces con la imagen del índice TCW

A partir del análisis del índice TCW se realizó el mapeo detallado de paleocauces (Figura 21) empleando el software QGIS. El procedimiento incluyó, en una primera etapa, la vectorización manual de las trazas lineales y meándricas identificadas en las imágenes procesadas, priorizando aquellas con firmas espectrales indicativas de humedad residual o de depósitos aluviales finos. Luego, se llevó a cabo una clasificación temática que permitió distinguir entre cauces activos, paleocauces principales y trazas secundarias, en función de su morfología, continuidad espacial y comportamiento espectral. Este último se definió a partir de las variaciones en los valores del índice TCW, el cual es sensible al contenido de humedad superficial y subsuperficial: los cauces activos presentan valores más elevados asociados a la presencia de agua o sedimentos húmedos, los paleocauces principales exhiben valores intermedios vinculados a humedad residual o acumulación de finos, mientras que las trazas secundarias muestran valores más bajos, coherentes con superficies más secas y menor desarrollo sedimentario.

Para optimizar el manejo de la información, la capa resultante se transformó a formato monoparte, lo que facilitó la edición individual de cada traza y la incorporación de atributos específicos, tales como tipo de cauce, estado de actividad, material dominante y observaciones de campo. Este formato también favoreció su integración con otras capas geoespaciales, incluyendo límites geomorfológicos, unidades de suelo y coberturas de uso del suelo.

La información vectorizada se utilizó para generar el mapa final de paleocauces del área de estudio, integrando la evidencia morfológica y espectral derivada de imágenes Sentinel-2 y Landsat-5 y Landsat-8, que será posteriormente contrastada mediante diferentes técnicas presentadas en capítulos siguientes. Este producto constituye un insumo importante para el análisis geomorfológico, la reconstrucción de la dinámica fluvial pasada y la planificación territorial, ya que permite identificar zonas susceptibles a inundaciones, acumulación de humedad o inestabilidad del terreno en el Valle de Tulum.

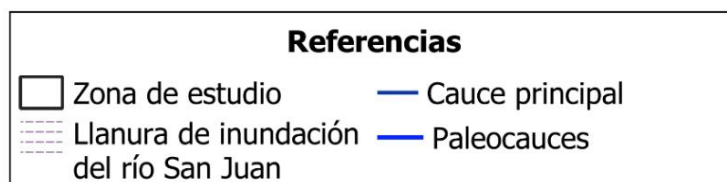
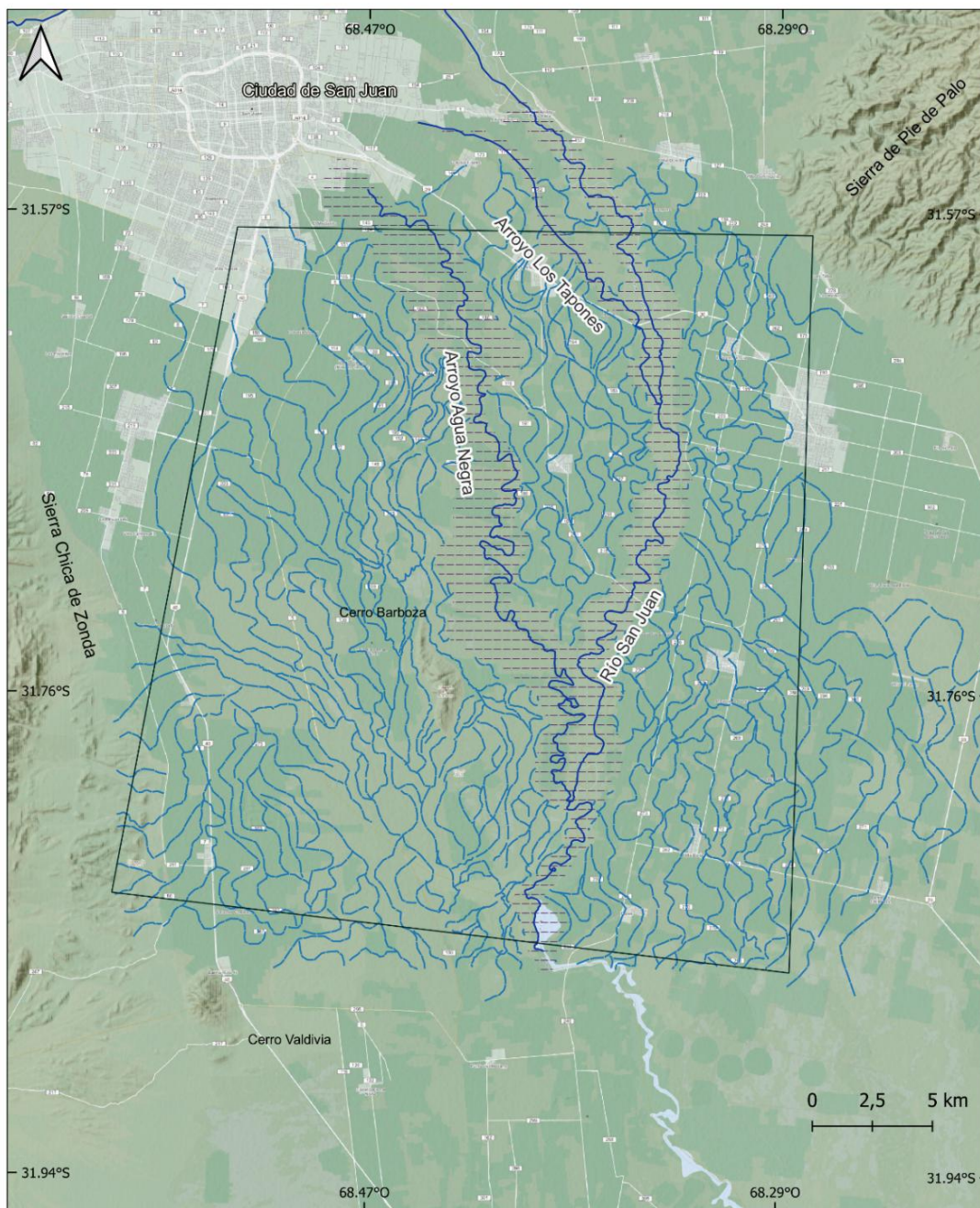


Figura 21: Mapa preliminar de la red de paleocauces identificados mediante el análisis del índice *Tasseled Cap Wetness* (TCW) en imágenes satelitales Landsat 5 (2005 y 2010), Sentinel-2A (2023) y Landsat 8 (2025).

4.3.3. Análisis geomorfológico mediante clasificación no supervisada y supervisada

La aplicación de técnicas de clasificación no supervisada y supervisada facilita la delimitación de unidades de paisaje y su caracterización en función de variables espectrales, texturales y topográficas.

La clasificación no supervisada permite un reconocimiento preliminar de agrupamientos espectrales homogéneos sin requerir datos de entrenamiento, lo cual resulta útil para detectar patrones emergentes o unidades poco conocidas. Por su parte, la clasificación supervisada ofrece una asignación más precisa de las clases al estar guiada por muestras de entrenamiento previamente definidas, lo que posibilita vincular directamente las unidades espectrales con geoformas de interés geomorfológico.

De este modo, la combinación de ambas metodologías constituye un marco robusto para el análisis, ya que la clasificación no supervisada contribuye a la exploración inicial y a la reducción de incertidumbre, mientras que la clasificación supervisada refuerza la interpretación geomorfológica y la generación de mapas temáticos con mayor nivel de detalle y exactitud. En conjunto, estas técnicas fortalecen el objetivo general de la investigación: comprender la dinámica del relieve y delimitar las principales unidades geomorfológicas del valle de Tulum mediante la integración de datos satelitales y observaciones de campo.

Clasificación espectral no supervisada para el mapeo geomorfológico en el valle de Tulum

Entre las aplicaciones más importantes de las imágenes satelitales se encuentra la generación de mapas de cobertura y uso del suelo, que pueden obtenerse a partir de técnicas de clasificación. Estas se basan en agrupar píxeles con respuestas espectrales similares que pueden asociarse a distintas clases de cobertura (o clusters).

La clasificación no supervisada permite identificar coberturas mediante el agrupamiento de píxeles digitales con características espectrales semejantes, sin necesidad de contar con datos de entrenamiento. Esta técnica comprime un gran volumen de información en clases homogéneas con un mínimo de intervención del analista.

Existen diversos algoritmos para realizar una clasificación no supervisada; entre ellos, uno de los más utilizados es k-means, debido a su capacidad para identificar patrones espectrales homogéneos en imágenes satelitales sin requerir entrenamiento previo (MacQueen, 1967). Este método agrupa los píxeles en categorías o clusters según su

proximidad al centroide más cercano, la posición media de los valores de un grupo, " n " el espacio de características multiespectrales.

La Figura 22 representa este principio: en el espacio de características, cada píxel se representa como un punto y se asigna al cluster más próximo de acuerdo con la distancia euclidiana. Posteriormente, los centroides se recalculan y el proceso se repite de manera iterativa hasta que no se registran cambios significativos o se alcanza el número máximo de iteraciones, optimizando la ubicación final de los centroides. En esta representación (Figura 22), los diferentes símbolos (X, triángulos, círculos) corresponden a distintas clases; las líneas marcan la comparación entre cada píxel y los centroides para decidir su pertenencia; y las fronteras resultantes delimitan regiones con características espectrales similares (Rekik et al., 2012).

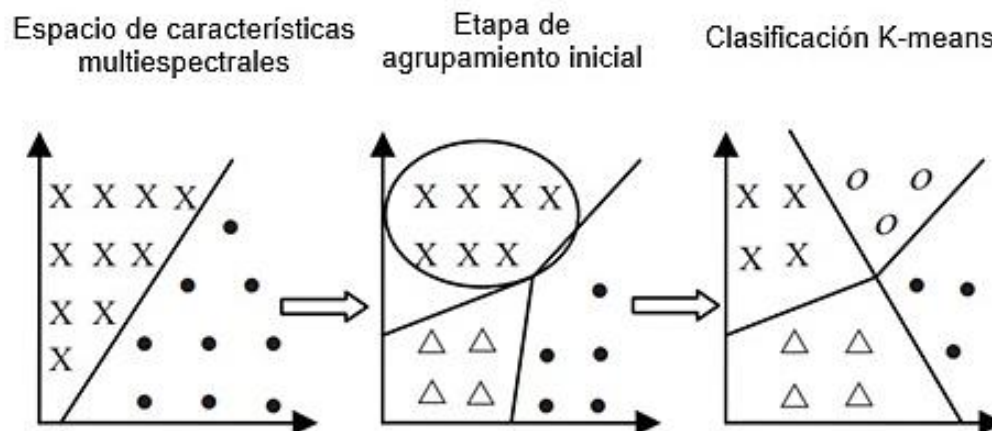


Figura 22: Principio de clasificación k-means. El algoritmo agrupa píxeles en el espacio de características multiespectrales según su proximidad al centroide más cercano, recalculando iterativamente estas posiciones hasta alcanzar la convergencia. Fuente: Rekik et al. (2009).

De este modo, el algoritmo k-means segmenta la imagen en grupos espectralmente homogéneos a partir de las reflectancias multibanda, lo que facilita la identificación de unidades con diferencias sutiles en humedad, granulometría o composición superficial, como cauces activos e inactivos, médanos o depósitos aluviales finos.

Estudios previos en teledetección geomorfológica han demostrado que este enfoque es eficaz para resaltar estructuras superficiales y variaciones texturales, incluso en ambientes áridos con escasa cobertura vegetal (Usman, 2013; Kharat et al., 2023). Además, al no depender de un modelo supervisado, k-means evita sesgos derivados de clasificaciones predefinidas y posibilita una exploración más objetiva de la heterogeneidad espectral,

aspecto crucial para detectar rasgos geomorfológicos que podrían pasar inadvertidos en métodos guiados únicamente por entrenamiento.

Para este trabajo se utilizó una imagen Sentinel-2A del año 2023 (mes de julio), previamente procesada mediante reproyección y remuestreo. Debido a que el área de estudio no se encontraba completamente contenida dentro de una única escena, fue necesario trabajar con dos corridas adyacentes, una correspondiente al sector norte y otra al sector sur, pertenecientes a la misma adquisición satelital. El procesamiento se realizó en el software SNAP, aplicando una clasificación no supervisada mediante el algoritmo k-means, para lo cual se definieron 8 clusters y un máximo de 15 iteraciones. Esto permitió generar clasificaciones separadas para ambos sectores, que posteriormente fueron integradas y cartografiadas en QGIS para la elaboración del mapa final de clasificación.

El mapa final (Figura 23) obtenido evidencia la capacidad del algoritmo para diferenciar unidades geomorfológicas en el valle de Tulum. Se distinguen claramente los trazados sinuosos de paleocauces, tanto activos como abandonados, que se manifiestan como agrupaciones espectrales particulares debido a su mayor contenido de humedad y sedimentos finos. Asimismo, se reconocen zonas de médanos, cuya textura y respuesta espectral difiere de los depósitos aluviales circundantes, y sectores de llanura aluvial, caracterizados por superficies más homogéneas. La clasificación permitió, por lo tanto, identificar y cartografiar rasgos vinculados a la dinámica fluvial y eólica de la región, aportando información relevante para el análisis geomorfológico y para la interpretación de la evolución del paisaje en el área de estudio.

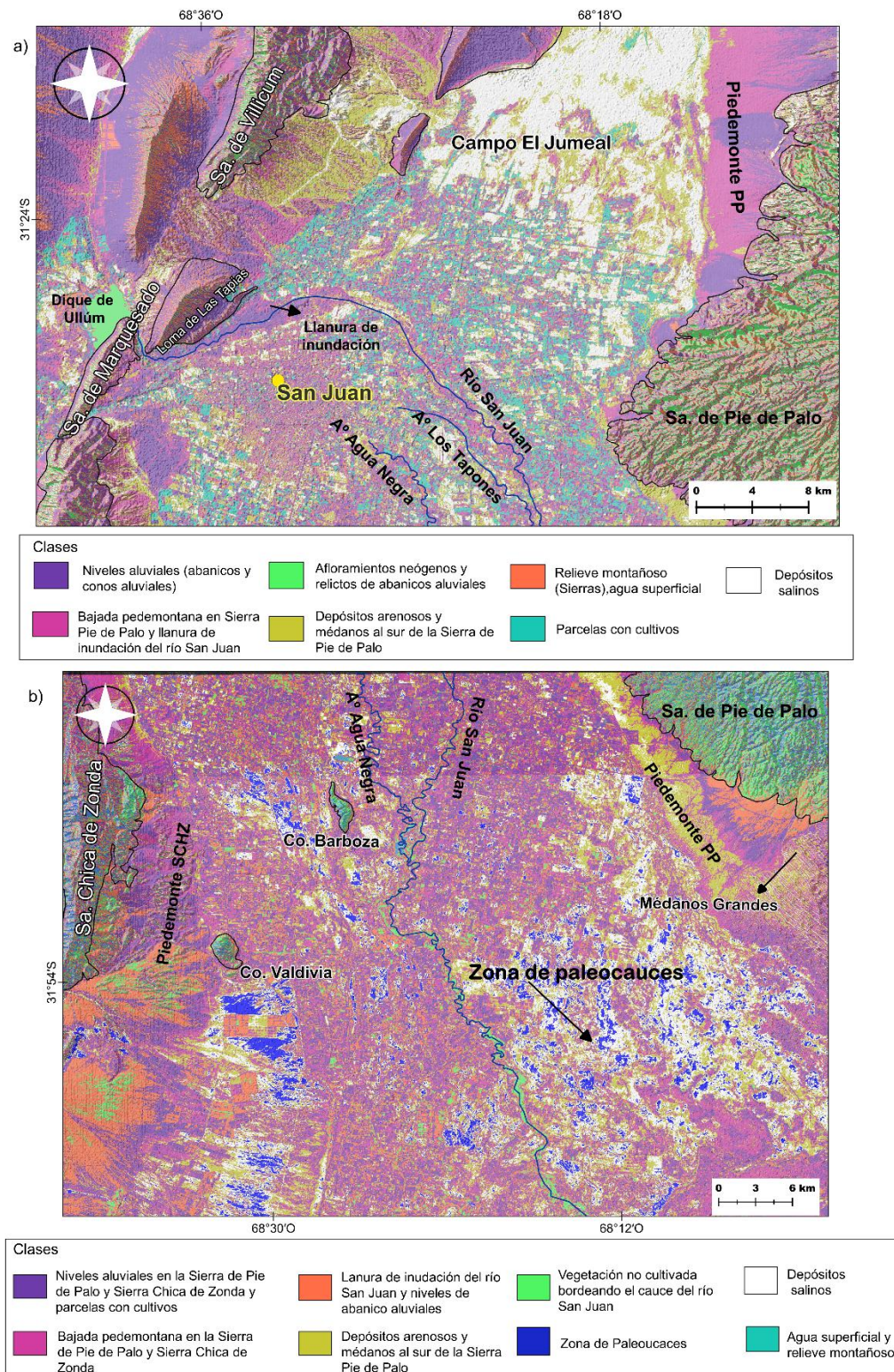


Figura 23: Clasificación no supervisada mediante el algoritmo k-means aplicada a la imagen Sentinel-2A de julio de 2023 en el Valle de Tulum. a) Escena correspondiente al sector norte del área de estudio. b) Escena correspondiente al sector sur. En ambas se distinguen agrupaciones espectrales que permiten reconocer

paleocauces activos e inactivos, zonas de médanos, sectores de llanura aluvial y otras unidades superficiales, reflejando contrastes en humedad, granulometría y composición del sustrato.

Clasificación supervisada e interpretación geomorfológica

A diferencia de los métodos no supervisados, que agrupan los datos de acuerdo con similitudes espectrales sin conocimiento previo, la clasificación supervisada se apoya en la definición de clases de referencia previamente establecidas por el investigador. Este enfoque permite asignar cada píxel de la imagen a una clase definida previamente, en función de su firma espectral y de la probabilidad de pertenencia a dicha categoría (Pal y Mather, 2008).

Dentro de la amplia gama de algoritmos disponibles, los métodos estadísticos tradicionales han tenido una larga trayectoria en estudios de teledetección. El clasificador de Máxima Verosimilitud (Maximum Likelihood Classifier, MLC) se destaca por su robustez y por estar sustentado en la teoría de probabilidad bayesiana, asumiendo que las clases presentan una distribución normal multivariada. Este algoritmo calcula la probabilidad de que un píxel pertenezca a una clase en particular, considerando la media y la varianza-covarianza de las muestras de entrenamiento, y lo asigna a aquella clase con mayor probabilidad (Gorte y Stein, 2002). Si bien exige un número suficiente de muestras representativas para garantizar la validez de los supuestos estadísticos, continúa siendo ampliamente utilizado en aplicaciones de geomorfología, uso del suelo y estudios ambientales debido a su precisión en contextos con buena diferenciación espectral (Li et al., 2014).

En el presente trabajo, se opta por utilizar el clasificador de Máxima Verosimilitud debido a que, continúa ofreciendo resultados confiables y replicables para la diferenciación de unidades geomorfológicas en áreas donde las firmas espectrales presentan variaciones sutiles.

Para la aplicación práctica de la clasificación supervisada se utilizó un producto satelital de Sentinel-2 correspondiente al año 2023. La primera etapa del procesamiento consistió en la delimitación de polígonos de entrenamiento representativos de las principales unidades geomorfológicas y coberturas de suelo de la zona de estudio. Las clases definidas incluyeron: unidades montañosas, piedemontes, abanicos aluviales, cauces actuales, paleocauces y médanos; así como coberturas de suelos con distintas características de uso o estado: suelos salinos, áreas urbanizadas, suelos en combustión (turbosos), suelos sin uso agrícola y suelos agrícolas en actividad.

Una vez establecidas las áreas de entrenamiento, se procedió a aplicar la clasificación supervisada mediante el algoritmo Maximum Likelihood Classifier (MLC). Para este procesamiento se utilizaron las bandas 1 a 12 de Sentinel-2, lo que permitió aprovechar tanto la información espectral del visible y del infrarrojo cercano, como las bandas de absorción de agua y del infrarrojo de onda corta, útiles para discriminar humedad, vegetación, sales y texturas superficiales. El conjunto de polígonos seleccionados se utilizó como referencia para entrenar el clasificador y generar la matriz de covarianza de cada clase definida. De esta manera, el algoritmo asignó a cada píxel de la imagen la clase con la mayor probabilidad de pertenencia.

Como resultado, se obtuvo una imagen clasificada que cubre tanto el sector norte como el sector sur de la zona de estudio, en la que se representan las diferentes unidades geomorfológicas y coberturas de suelo identificadas. Este producto constituye la base para el análisis comparativo y la interpretación geomorfológica posterior, permitiendo evaluar la distribución espacial de las geoformas y la influencia de procesos naturales y antrópicos en el relieve del valle de Tulum.

A continuación, se presenta la interpretación de los mapas obtenidos, destacando los principales rasgos geomorfológicos, las áreas de mayor dinamismo ambiental y las zonas de especial interés para el ordenamiento territorial. En el sector norte del área de estudio (Figura 24), la clasificación supervisada permitió reconocer con claridad la presencia de la llanura aluvial del río San Juan, donde se distinguen tanto el cauce actual como los paleocauces abandonados que conforman un entramado meandriforme. Estas geoformas se diferencian por sus tonalidades y texturas, reflejando la dinámica fluvial reciente y la existencia de depósitos finos asociados a las planicies de inundación. Asimismo, se identifican sectores con mayor cobertura antrópica vinculados a áreas agrícolas, lo que evidencia el aprovechamiento intensivo de los suelos más fértiles, como es el caso del Médano de Oro, señalado de color fucsia. En contraste, hacia el oeste se observan relieves de mayor energía relacionados con abanicos aluviales y conos de deyección, que marcan la transición entre el piedemonte y la planicie central. Esta clasificación también resalta las zonas con agua presente en la superficie, como es el caso del Dique de Ullúm, como el dominio urbano en la ciudad de San Juan y algunos humedales ubicados en los bordes de los abanicos aluviales en el piedemonte de la sierra de Pie de Palo.

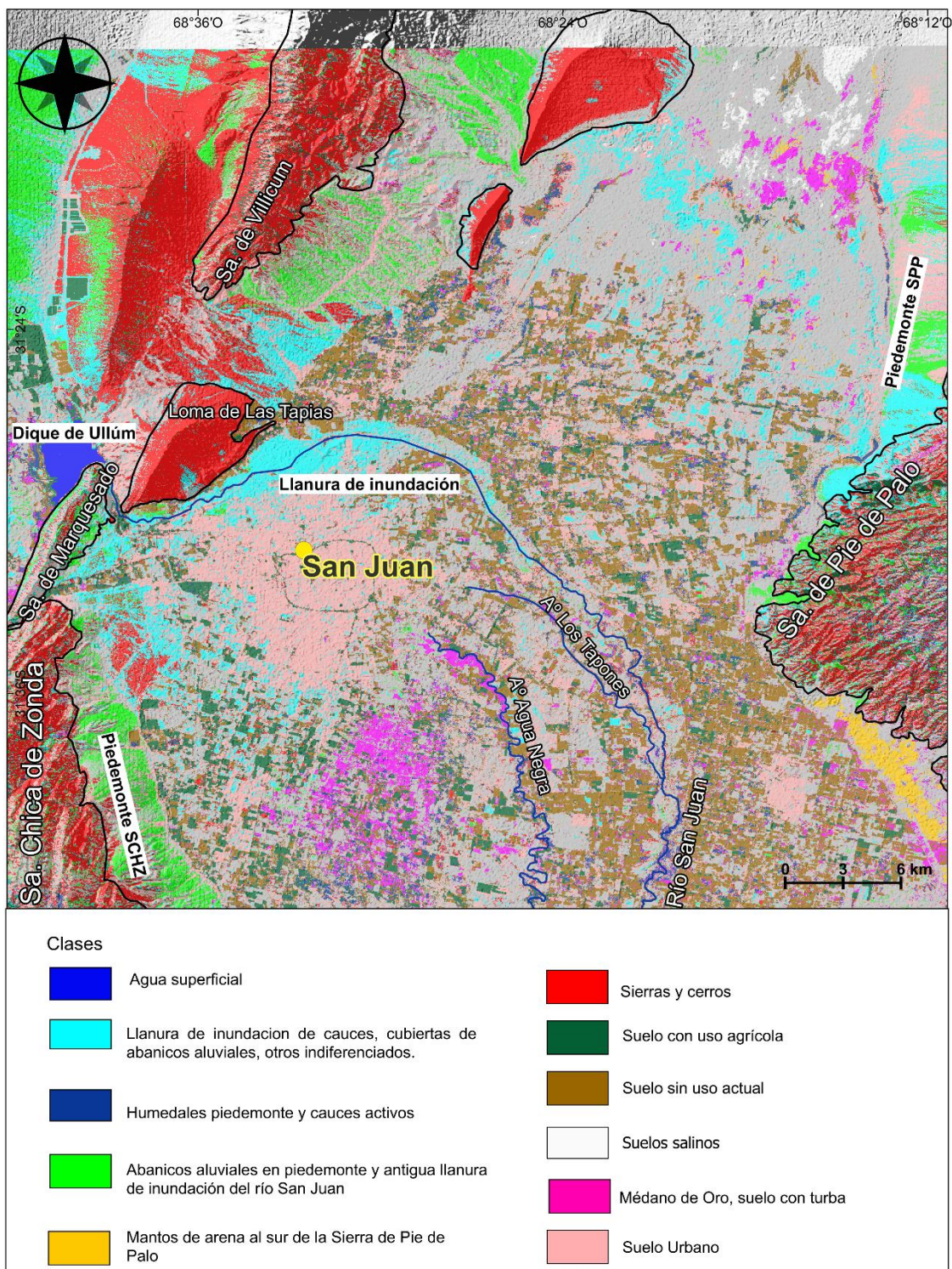


Figura 24: Resultado de la clasificación supervisada con imágenes Sentinel-2 en el sector norte del valle de Tulum, donde se distinguen la antigua llanura de inundación del río San Juan, abanicos aluviales en el piedemonte de las sierras y áreas agrícolas asociadas a suelos fértiles.

En el sector sur (Figura 25), se observa la dominancia de geoformas eólicas y depósitos salinos, en particular campos de dunas y médanos que incluyen formas longitudinales, transversales y acumulaciones arenosas poco organizadas, que se extienden hacia el sur del área de estudio. Estas geoformas se caracterizan por su textura rugosa y discontinuidad espacial, lo que permite diferenciarlas de las planicies circundantes. También se reconocen superficies con elevada reflectancia vinculadas a suelos salinos y áreas con escasa cobertura vegetal, lo que sugiere condiciones de déficit hídrico, elevada evaporación y procesos activos de salinización superficial, asociados a la acumulación de sales y al desarrollo de costras salinas en superficie. La clasificación distingue además pequeños cursos efímeros y paleocauces que atraviesan la llanura meridional. La presencia de áreas agrícolas es menos extensa que en el sector norte, y se concentra en torno a los corredores hídricos y zonas con mayor disponibilidad de humedad.

En síntesis, los resultados de la clasificación supervisada con imágenes Sentinel-2 evidencian contrastes geomorfológicos significativos entre el sector norte y el sector sur del valle de Tulum. Mientras que en el norte predominan geoformas fluviales vinculadas a la dinámica del río San Juan, como cauces activos, paleocauces y planicies de inundación, acompañadas por un fuerte aprovechamiento agrícola de los suelos fértiles, en el sur destacan los procesos eólicos y de salinización, representados por campos de médanos, depósitos salinos y superficies con escasa cobertura vegetal. Esta diferenciación espacial refleja la coexistencia de procesos naturales de origen fluvial y eólico, sumados a la presión antrópica sobre el territorio, lo que permite comprender de manera integral la configuración actual del relieve y su relación con los usos del suelo en la región.

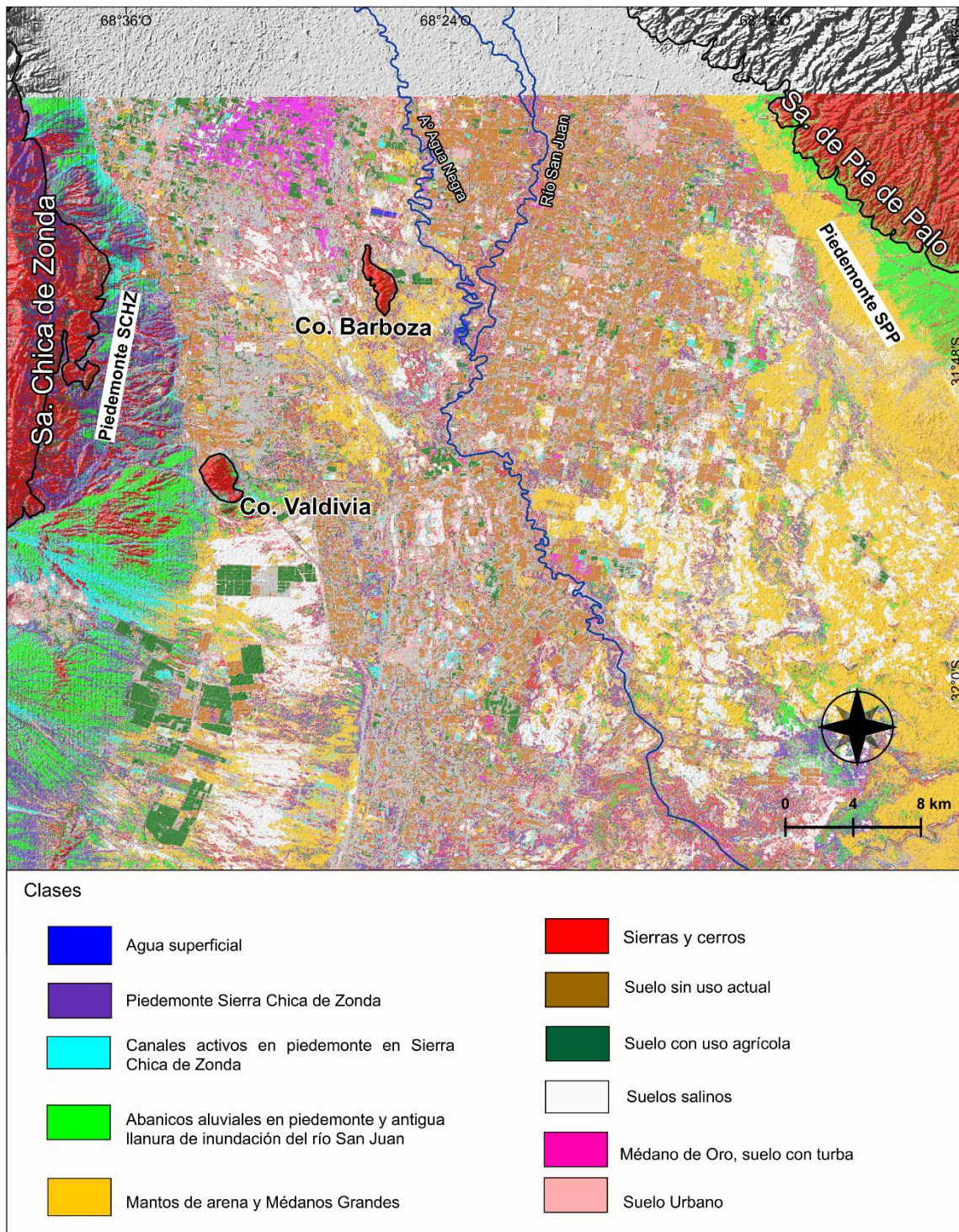


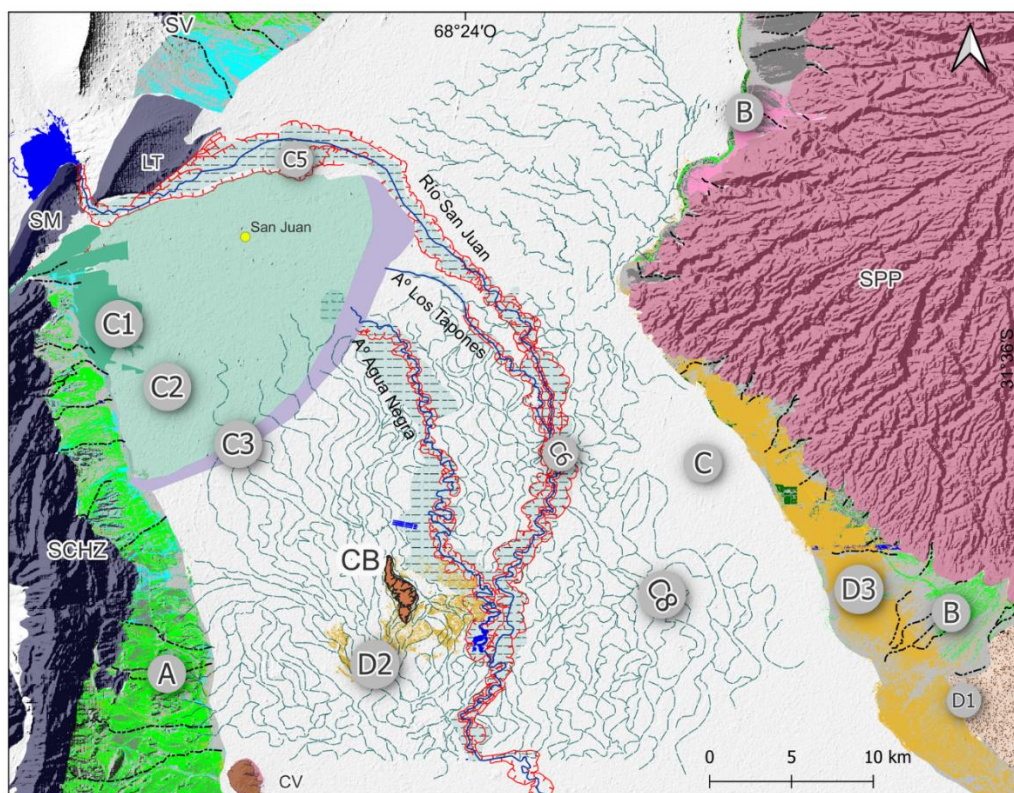
Figura 25: Resultado de la clasificación supervisada con imágenes Sentinel-2 en el sector sur del valle de Tulum, destacándose los campos de Médanos Grandes y depósitos arenosos y salinos, paleocauces y superficies con escasa cobertura vegetal, junto con sectores agrícolas localizados en torno a corredores hídricos.

4.3.4. Integración geomorfológica y de usos del suelo en el valle de Tulum

A partir de los resultados obtenidos con las clasificaciones supervisadas y no supervisadas, se avanzó en la construcción de una propuesta cartográfica integrada que sintetiza las principales unidades del paisaje en el Valle de Tulum. Para ello se tomó como referencia la clasificación morfogenética propuesta por Suvires y Luna (2008), la cual organiza el relieve cuaternario en unidades de diferente jerarquía partir de criterios genéticos y procesos dominantes: fluviales, aluviales, eólicos y coluviales. Este esquema permite reconocer la génesis de las geoformas y su dinámica a lo largo del tiempo, aportando una base sólida para la caracterización geomorfológica del valle (Figura 26).

Sin embargo, debido a los objetivos de este trabajo orientados al análisis ambiental y al ordenamiento territorial, se consideró necesario complementar esta base morfogenética con el "*Enfoque Sistémico del Paisaje*", el cual integra no solo las formas y procesos geomorfológicos, sino también los suelos y las coberturas superficiales (Figura 27), lo que permite reconocer asociaciones homogéneas que funcionan como unidades cartografiables y aplicables a la planificación territorial (Zonneveld, 1989). En este sentido, aunque la clasificación morfogenética de Suvires y Luna (2008) constituye el punto de partida en la diferenciación de unidades geomorfológicas, la incorporación del "*Enfoque Sistémico del Paisaje*" posibilita integrar además la información de coberturas y usos del suelo. Si bien estas últimas no forman parte estricta de una clasificación geomorfológica, su análisis resulta esencial para comprender la dinámica ambiental y, sobre todo, para orientar políticas de gestión y ordenamiento territorial. Autores como Lambin et al. (2001) han demostrado que los cambios de cobertura y uso del suelo reflejan la interacción de factores biofísicos, socioeconómicos e institucionales, y constituyen un indicador clave de las presiones sobre los ecosistemas. En la misma línea, Tu et al. (2020) remarcan la utilidad de esta información para evaluar la sustentabilidad y orientar decisiones de planificación.

Por ello, en este estudio se elaboraron dos mapas complementarios: uno estrictamente geomorfológico, derivado del procesamiento de imágenes satelitales (Figura 26) y otro de coberturas y usos de suelo basado en la clasificación morfogenética enriquecida con el enfoque sistémico (Figura 27). La decisión de separarlos responde a la necesidad de preservar la claridad visual de cada producto, evitando la sobrecarga de información que dificultaría su lectura. No obstante, ambos se interpretan de manera conjunta (Tabla 8), en coherencia con las propuestas contemporáneas que integran geomorfología, suelos y coberturas para generar unidades aplicadas a la planificación (Wang et al., 2022).



UNIDAD MORFOGENÉTICA	Código en Mapa	SUBUNIDAD	AMBIENTE
UNIDAD DE RELIEVE	SCHZ	Sierra Chica de Zonda	Estructural
	SM	Sierra Marquesado	
	SPP	Sierra de Pie de Palo	
	CB / CV	Cerros Barboza y Valdivia	
UNIDAD DE PIEDEMONTE	A	Piedemonte Sierra Chica de Zonda	Coluvial
	B	Piedemonte Sierra de Pie de Palo	
PLANICIE ALUVIAL ABANDONADA DEL RÍO SAN JUAN	C1	Abanico proximal	Aluvial-Fluvial
	C2	Abanico medio	
	C3	Abanico distal	
	C7	Arroyo Agua Negra y Los Tapones	
PLANICIE ACTUAL DEL RÍO SAN JUAN	C8	Paleocauces rellenos	Fluvial-Eólico
	C4	Cauce actual	Fluvial
	C5	Llanura de inundación	Fluvial
	C6	Terrazas fluviales	Fluvial
DUNAS Y DEPÓSITOS ARENOSOS	D1	Campo de Médanos Grandes	Eólico
	D2	Dunas pequeñas (C. Barboza)	Eólico
	D3	Mantos arenosos (piedemonte SPP)	Eólico

Figura 26: Mapa geomorfológico en el sector sur del valle de Tulum, construido a partir del procesamiento de imágenes satelitales donde se destacan los campos de Médanos Grandes y depósitos arenosos y salinos, paleocauces y superficies con escasa cobertura vegetal, junto con sectores agrícolas localizados en torno a corredores hídricos.

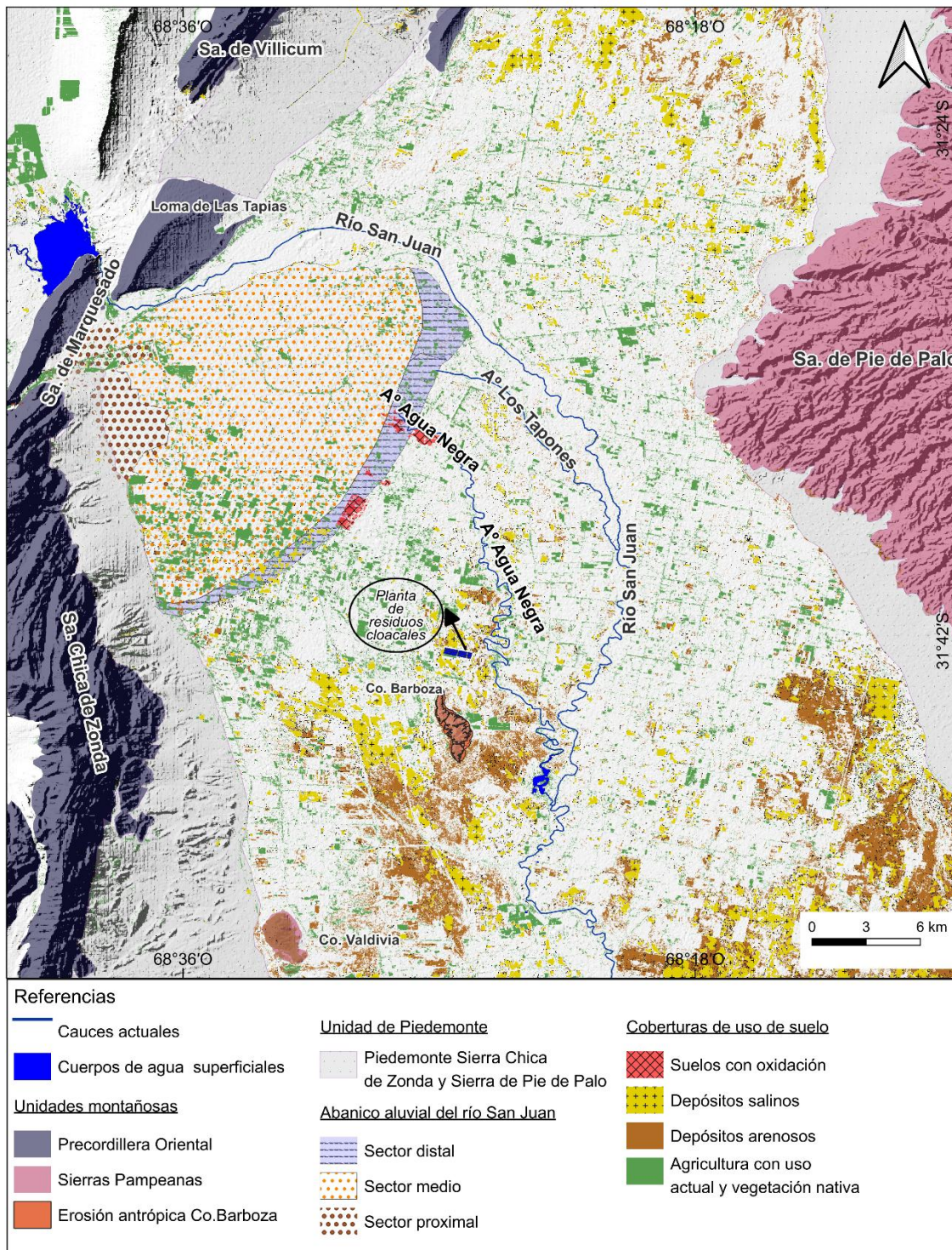


Figura 27: Mapeo de coberturas y usos del suelo en el valle de Tulum basado en el Enfoque sistémico del paisaje, integrando factores que interactúan con el relieve, como el tipo de suelo, la hidrología (agua), el clima y la vegetación natural y antrópica.

En este marco, las unidades geomorfológicas definidas incluyen llanuras aluviales, terrazas fluviales, paleocauces, abanicos aluviales, médanos y planicies intermedias, además de áreas serranas y depresiones salinas. Cada una se caracteriza por sus rasgos morfológicos, depósitos o suelos asociados, procesos dominantes y patrones espectrales identificados en los análisis previos. Paralelamente, se mapearon las coberturas y usos actuales, discriminando entre agricultura en uso, agricultura en desuso, vegetación nativa, áreas urbanas y depósitos superficiales (salinos y arenosos). La integración de ambas perspectivas constituye el resultado final del procesamiento de imágenes satelitales y ofrece una herramienta clave para la evaluación ambiental y el ordenamiento territorial en el valle de Tulum.

Tabla 8: Clasificación geomorfológica del Valle de Tulum integrando unidades de relieve, procesos dominantes y coberturas/ usos actuales del suelo, elaborada a partir del análisis de imágenes satelitales y cartografía complementaria.

Unidad de Relieve	Código Mapa	Subunidad	Ambiente	Procesos	Cobertura / uso actual del suelo
UNIDAD DE RELIEVE	SCHZ	Sierra Chica de Zonda	Estructural	Erosión tectónica, movimientos en masa	Roca desnuda
	SM	Sierra de Marquesado			
	SPP	Sierra de de Pie de Palo			
	CB	Cerro Barboza			
UNIDAD DE PIEDEMONTE	A	Piedemonte Sierra Chica de Zonda	Coluvial	Flujos de detritos, erosión hídrica	-Agricultura limitada en uso
	B	Piedemonte Sierra de Pie de Palo			-Expansión urbana -Canteras

					-Humedales
PLANICIE ALUVIAL ABANDONADA DEL RÍO SAN JUAN	C1	Abanico proximal	Aluvial– Fluvial	Sedimentación , depositación y transporte	-Canteras
	C2	Abanico medio			-Agricultura marginal
	C3	Abanico distal			-Agricultura extensiva -Urbanización dispersa
	C7	Arroyo Agua Negra y Los Taponés	Fluvial	Escurrimiento temporario, salinización	-Agricultura restringida en uso -Depósitos salinos
	C8	Paleocauces rellenos	Fluvial– Eólico	Humedad residual, deflación eólica	-Vegetación nativa -Cultivos limitados -Depósitos salinos y arenosos -Urbanización y obras civiles
PLANICIE ACTUAL DEL RÍO SAN JUAN	C4	Cauce actual	Fluvial	Transporte fluvial activo, meandros abandonados	-Vegetación de ribera -Agricultura restringida en uso

	C5	Llanura de inundación	Fluvial	Erosión y transporte Escorrentía	-Agricultura intensiva (viñedos, frutales, hortalizas) -Meandros abandonados
	C6	Terrazas fluviales	Fluvial	Incisión fluvial, erosión lateral	-Agricultura en uso y desuso -Urbanización puntual
DUNAS Y DEPÓSITOS ARENOSOS	D1	Campo de Médanos Grandes	Eólico	Acumulación y migración eólica	Arenales activos
	D2	Dunas pequeñas (C. Barboza)	Eólico	Deflación, migración parcial	Vegetación nativa dispersa
	D3	Mantos arenosos (piedemonte SPP)	Eólico	Redistribución eólica	Cobertura arenosa

Elaboración propia

CAPÍTULO 5: UNIDADES EDÁFICAS EN EL SECTOR CENTRO-SUR DEL VALLE DE TULUM, SAN JUAN.

Este capítulo aborda el análisis de las unidades edáficas del sector centro-sur del Valle de Tulum, con especial énfasis en los suelos vinculados a paleocauces y ambientes de acumulación salina y orgánica. A partir de información proveniente del relevamiento del INTA (2022), observaciones de campo y la descripción detallada de cinco calicatas (CA01–CA05), se identifican los principales tipos de suelos y sus características morfológicas, texturales y composicionales. Los resultados permiten interpretar la relación entre los procesos geomorfológicos recientes, la dinámica hidrológica y la génesis de los suelos, aportando información relevante para la evaluación ambiental y el análisis de riesgos (Figura 28).

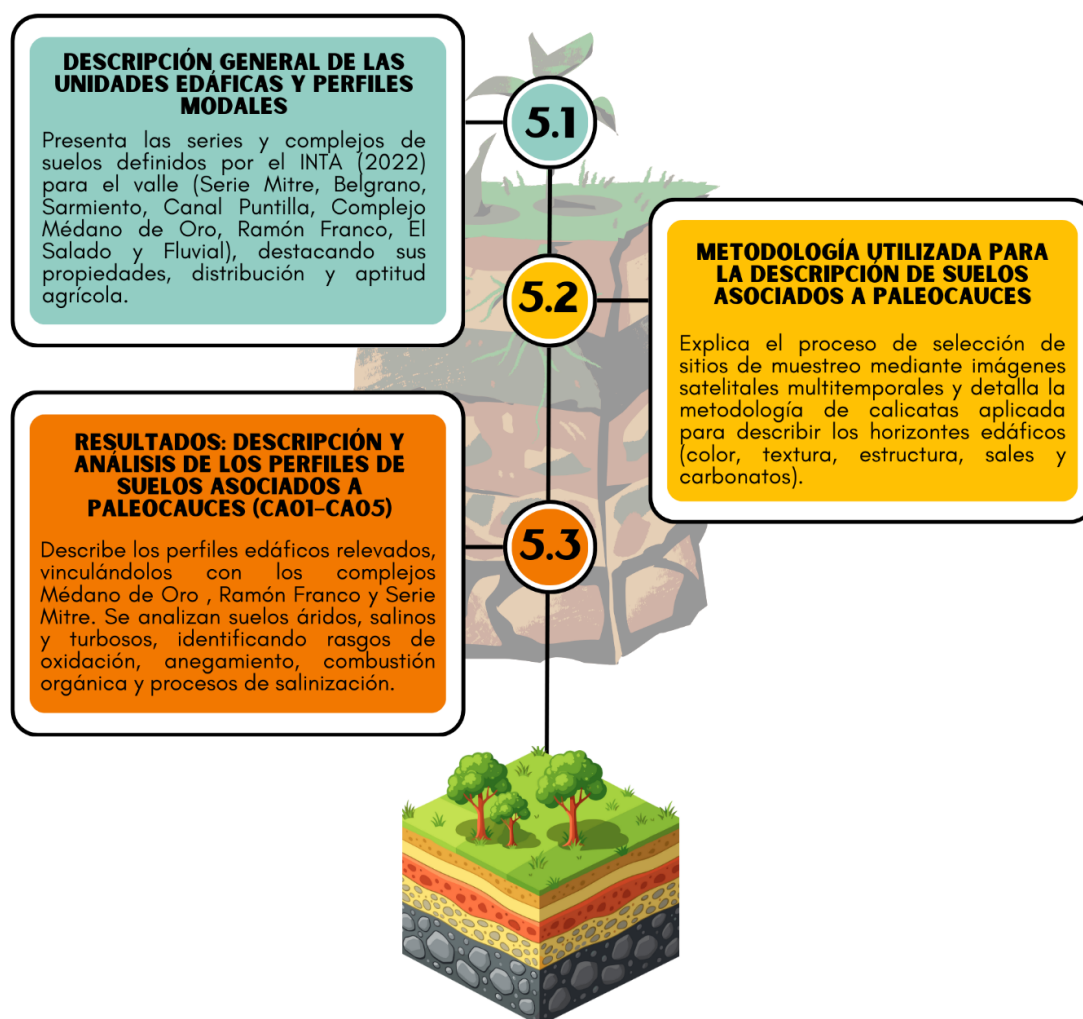


Figura 28: Esquema general donde se sintetizan las secciones del capítulo 5. Elaboración propia.

5.1. Suelos y Complejos de suelos del sector centro-sur del Valle de Tulum y sus perfiles modales

El sector centro-sur del Valle de Tulum, que comprende a los departamentos Rawson, Pocito, 9 de Julio y 25 de Mayo, presenta una diversidad edáfica marcada por la influencia de procesos aluviales, palustres y eólicos, sumados a la acción de la neotectónica (Suvires 2004, Rodríguez et al., 2016) y a la dinámica hidrológica del río San Juan. En este ámbito se reconocen distintas series y complejos de suelos (Figura 29) que determinan la aptitud agrícola y las limitaciones de uso.

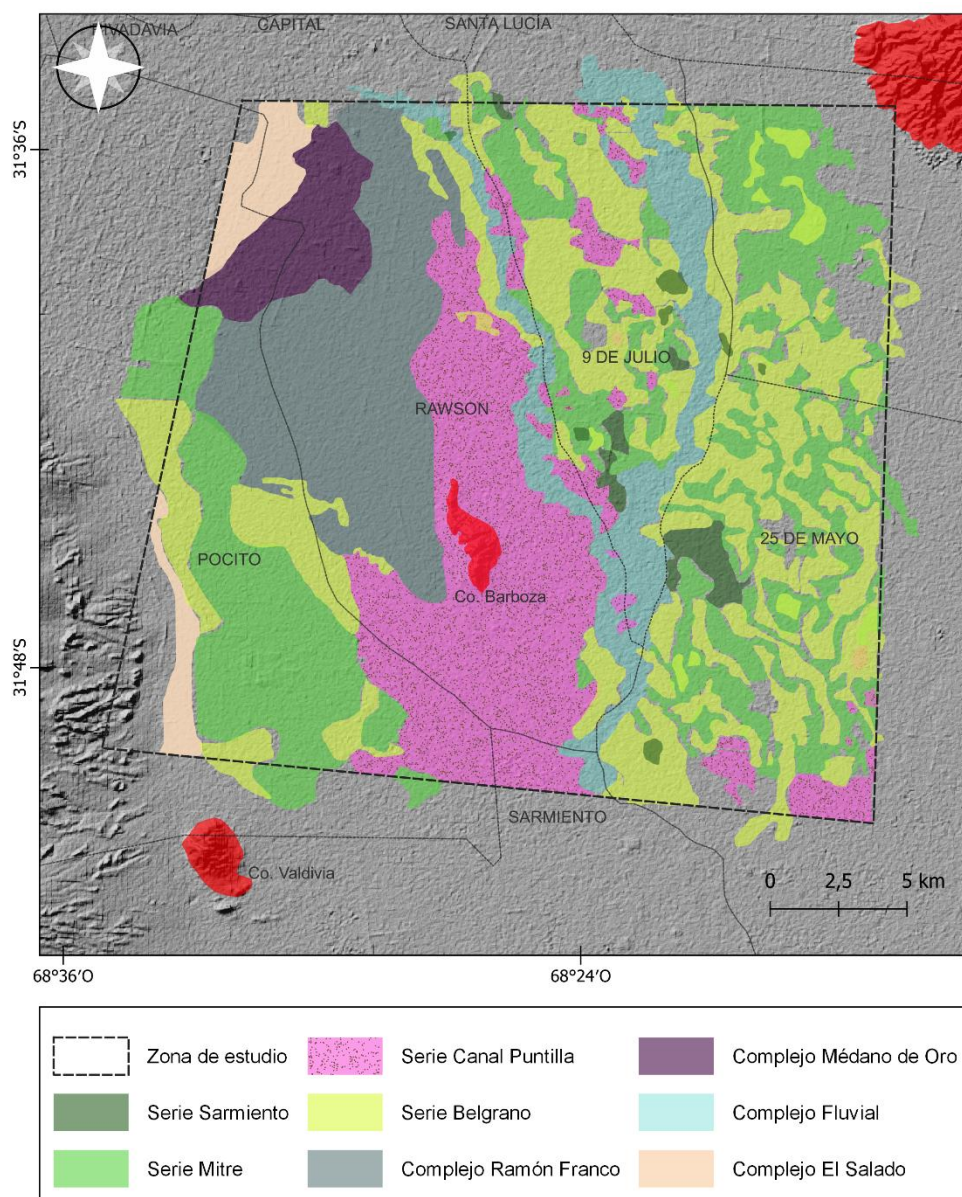


Figura 29: Mapa de series y complejos suelos presentes en el área de estudio. Modificado de INTA (2022).

En este capítulo, la descripción de los perfiles de suelo se realiza utilizando el término capas en lugar de horizontes edáficos. Esta elección responde, en primer lugar, a la necesidad de mantener coherencia terminológica con las fuentes de referencia empleadas, particularmente INTA (2022) y Liotta (1999), en las cuales los perfiles son descritos bajo dicha denominación. Asimismo, cabe destacar que las descripciones consideradas en este trabajo se basan principalmente en observaciones morfológicas directas de campo, sin contar con análisis complementarios de laboratorio (químicos, físicos y mineralógicos) que permitan una caracterización pedogenética completa. En este sentido, el uso del término horizonte edáfico implica una interpretación genética del perfil del suelo, asociada a procesos de formación y diferenciación pedológica, que excede el alcance metodológico del presente estudio. Por lo tanto, el empleo del término capas resulta más adecuado para describir unidades diferenciadas a partir de criterios macroscópicos (color, textura, estructura, consistencia y contactos), evitando inferencias que requieran un mayor nivel de análisis. Esta decisión metodológica no invalida la posible correspondencia entre las capas descritas y horizontes pedológicos, sino que responde a un criterio de prudencia interpretativa y de consistencia con las fuentes bibliográficas utilizadas.

La **Serie Mitre** constituye una de las unidades de mayor extensión, con desarrollo en el norte de Pocito, sectores de Rawson central, el noroeste de 9 de Julio y la parte central del departamento de 25 de Mayo (Figura 29). Sus perfiles se caracterizan por la presencia de una o dos capas de suelo de textura media a pesada que descansan sobre un subsuelo más permeable de texturas medias a gruesas (Liotta, 199) (Figura 30). La fertilidad es alta debido a la abundancia de materiales finos, aunque en los sectores bajos el drenaje deficiente favorece el ascenso capilar de sales y la tendencia a la salinización. Se distinguen dos

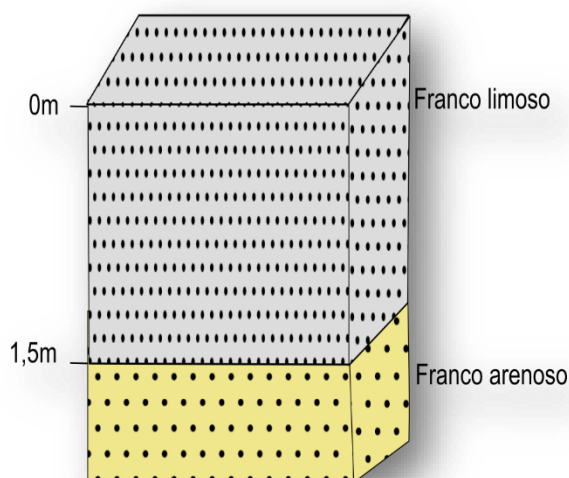


Figura 30: Perfil esquemático de suelo correspondiente a la Serie Mitre.

variantes: la fase típica, con más de 70 cm de suelo sobre subsuelo, y la fase somera, de mejor aptitud productiva pero menor distribución espacial. A pesar de sus limitaciones, la Serie Mitre resulta apta para cultivos de vid, olivo y hortalizas, siempre que se implementen prácticas de manejo hídrico que mitiguen el anegamiento y la salinización. Dentro de la

clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, y corresponden al grupo de los Torrifuventes típicos (INTA, 2022).

La **Serie Belgrano**, se distribuye en Rawson, en el norte de Pocito y en el noroeste de 9 de Julio y al oeste del departamento 25 de mayo. Se caracteriza por perfiles profundos con tres o más capas de textura liviana hasta los dos metros, asentadas sobre subsuelos de textura fina (Figura 31). Estos suelos no son salinos y en general poseen buena capacidad de drenaje con valores de infiltración medios a altos y conductividad hidráulica moderada a moderadamente rápida. Por este motivo el lavado de suelos suele ser más eficiente que para los pertenecientes de la serie Mitre (Liotta, 1999) Sus

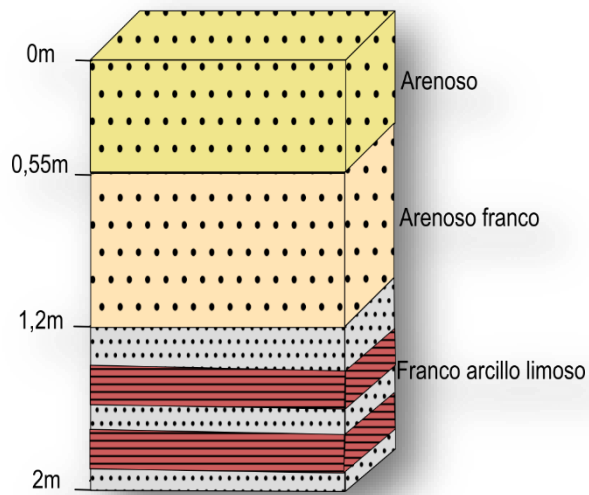


Figura 31: Perfil esquemático del suelo correspondiente a la Serie Belgrano.

limitantes principales radican en la baja capacidad de retención de agua y la susceptibilidad a la sequía, aunque en condiciones de riego controlado se consideran de los suelos más aptos del valle, especialmente para la vitivinicultura y la olivicultura. Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, y corresponden al grupo de los Torrifuventes típicos (INTA, 2022).

En el sur de la localidad de 9 de Julio y al oeste de 25 de Mayo, se desarrolla la **Serie Sarmiento** asociada frecuentemente a Belgrano en sectores de transición y en mucho menor proporción respecto a las series mencionadas anteriormente. Presenta varias capas en el perfil, con una marcada discontinuidad textural intermedia compuesta por sedimentos franco-limosos a franco-arcillosos que condicionan un drenaje imperfecto (Liotta, 1999) (Figura 32). Si bien son suelos fértiles, presentan susceptibilidad al anegamiento y menor permeabilidad, lo cual limita su aprovechamiento. Sin embargo, con labores de subsolado profundo y un manejo adecuado del riego, pueden destinarse a cultivos perennes como la vid y el olivo, además de forrajes. Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, y corresponden al grupo de los Torrifluvents típicos (INTA, 2022).

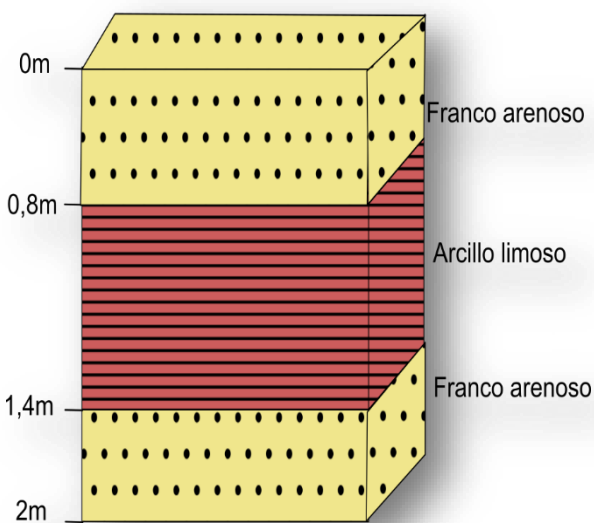


Figura 32: Perfil esquemático del suelo correspondiente a la Serie Sarmiento.

La **Serie Canal Puntilla**, ubicada en torno al cerro Barboza en el sur de Pocito, constituye un ejemplo particular de suelos formados en ambientes de piedemonte y transición entre abanicos aluviales y geoformas residuales. Sus perfiles se caracterizan por la presencia de horizontes superficiales francos a franco-arenosa, apoyados sobre subsuelos con mayor proporción de gravas y acumulaciones carbonáticas (Liotta, 1999) (Figura 33). Estas condiciones reflejan la influencia del relieve circundante y del aporte aluvial de los abanicos del Pederal-Zonda. Se trata de suelos relativamente fértiles, aunque con limitaciones

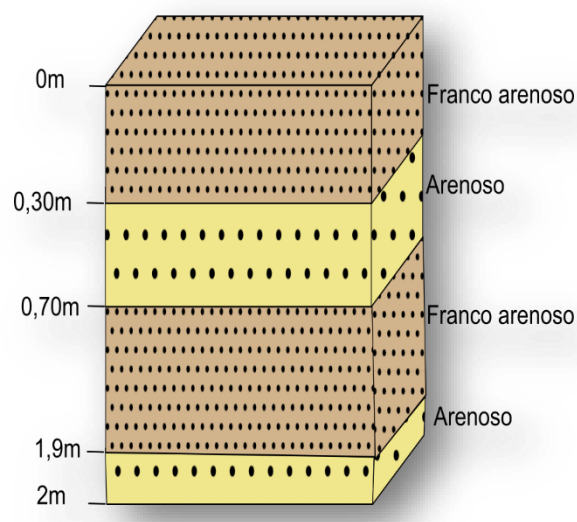


Figura 33: Perfil esquemático del suelo correspondiente a la Serie Canal Puntilla.

vinculadas a la pedregosidad y la escasa profundidad efectiva en algunos sectores. Su aptitud agrícola es media, adecuada para cultivos perennes bajo riego controlado. Dentro

de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Psamments, y corresponden al grupo de los Torripsamientos típicos (INTA, 2022).

El **Complejo Médano de Oro** se desarrolla en ambientes palustres y de relieve cóncavo, con presencia destacada en el este de Rawson y el noroeste de Pocito. Son suelos minerales con un contenido relativamente alto de materia orgánica para la región (entre 1,5 y 2,5 %), lo cual les confiere un color oscuro característico. Sus subsuelos son francos a franco-limosos, muy permeables y con acumulaciones de carbonatos, aunque sin llegar a conformar horizontes de tosca (Liotta, 1999) (Figura 34). El drenaje se encuentra condicionado por la existencia de una napa freática somera, lo que

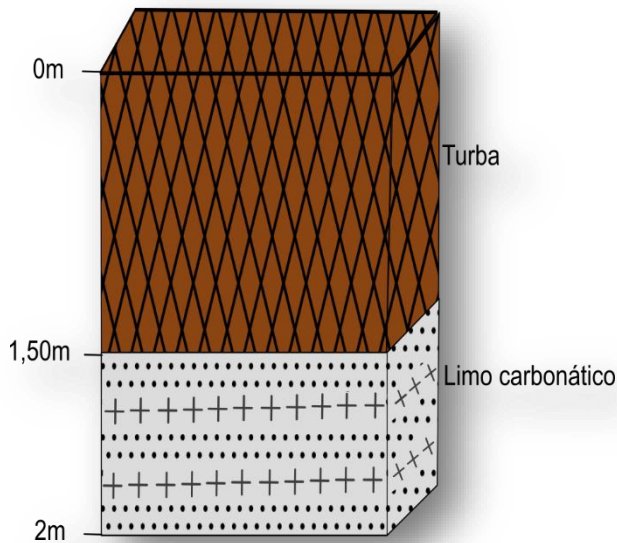


Figura 34: Perfil esquemático del suelo correspondiente al Complejo Médano de Oro.

incrementa el riesgo de salinización secundaria. A pesar de estas limitaciones, se trata de suelos bien provistos de nitrógeno, aptos para viñedos de alta productividad, también para forestación. Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, y corresponden al grupo de los Torrifluvents típicos (INTA, 2022).

El **Complejo Ramón Franco** se presenta en ambientes de piedemonte y abanicos aluviales, particularmente en el sector suroeste del valle, caracterizándose por una variabilidad en cuanto a la textura del suelo, que se desarrolla sobre un subsuelo calcáreo (tosca) o yesoso a diferentes profundidades (Liotta, 1999) (Figura 35). En áreas cercanas al límite con el Complejo Médano de Oro, algunos sectores se ven influenciados por la presencia de una napa freática superficial. El relieve característico de este ambiente es subnormal a cóncavo y se asocia a la zona marginal de la

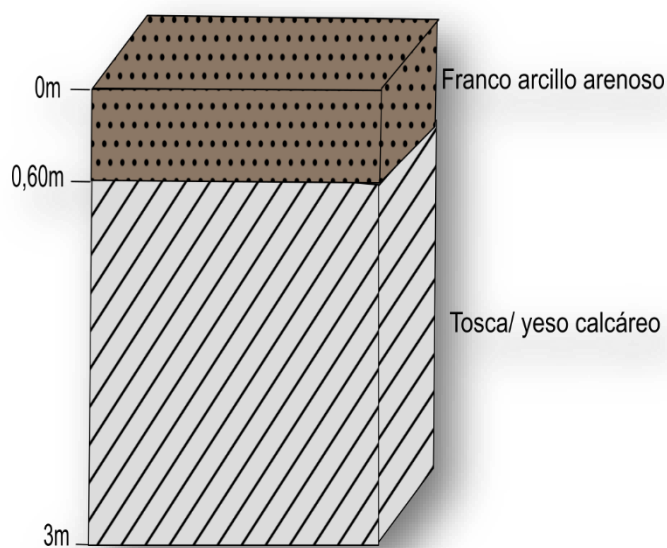


Figura 35: Perfil esquemático del suelo correspondiente al Complejo Ramón Franco.

antigua cuenca palustre, donde también se distribuyen suelos de carácter turboso. La característica más notable de este complejo es la abundancia de yeso y carbonato cálcico en el perfil, que en ciertos casos conforma horizontes endurecidos. Esta condición dificulta las labores agrícolas y limita la exploración radicular, reduciendo así su aptitud productiva en comparación con otras unidades edáficas del valle (INTA, 2022). Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Aridisoles, suborden Orthents, y corresponden al grupo de los Torriorthents típicos (INTA, 2022).

El **Complejo El Salado** se ubica preferentemente en la llanura pedemontana de las Sierras Chica de Zonda, Villicum, Lomas del Salado y en el antiguo cono aluvial del río San Juan. Los perfiles que integran este complejo se caracterizan por presentar suelos de texturas variadas, apoyados sobre un subsuelo constituido por gravas o rodados (Liotta, 1999) (Figura 36). Gran parte de los mismos exhibe perfiles de profundidad variable, en muchos casos generados por la acción antrópica que ha rellenado hasta un metro en sectores específicos. En otros lugares, donde predominan texturas más pesadas, esta condición

puede atribuirse a la deposición de materiales provenientes de la llanura de inundación, que han sobrepuesto al material original (gravas y ripio). Se reconoce además una fase donde el suelo corresponde al material original, con rodados desde superficie. En general, el complejo se encuentra libre de afectación por freática, lo que constituye una ventaja relativa en comparación con otros suelos del valle. Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, gran grupo y subgrupo Torrifluventes típicos (INTA, 2022).

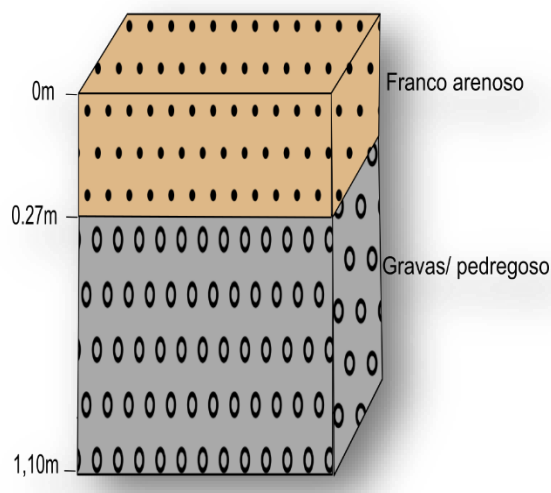


Figura 36: Perfil esquemático del suelo correspondiente al Complejo El Salado.

El **Complejo Fluvial** se asocia a depósitos recientes vinculados al río San Juan y sus paleocauces, distribuyéndose, dentro del área de estudio, en los departamentos de Rawson, 9 de Julio y 25 de Mayo. Estos suelos presentan texturas variables, desde francas hasta franco-limosas, y un drenaje generalmente favorable, lo que les confiere buen potencial agrícola en sectores no afectados por salinidad o anegamiento (Liotta, 1999). Su origen aluvial reciente explica la diversidad textural y su fertilidad moderada a alta, condicionada por la posición topográfica y el régimen hídrico. Dentro de la clasificación Soil Taxonomy se incluyen en el orden Entisoles, suborden Fluvents, y corresponden al grupo de los Torrifluventes típicos y no suelos (INTA, 2022).

En conjunto, estas unidades reflejan la estrecha relación entre los procesos geomorfológicos y la edafología regional, aportando una base fundamental para el ordenamiento territorial, la planificación agrícola y la gestión de riesgos en el Valle de Tulum. La diversidad edáfica observada en el sector centro-sur del Valle de Tulum se manifiesta en una serie de unidades cuyos atributos morfológicos, texturales y taxonómicos reflejan la influencia combinada de los procesos fluviales, aluviales y palustres que han modelado el paisaje reciente. Estas unidades, distribuidas en distintos ambientes geomorfológicos, desde paleocauces y planicies de inundación hasta abanicos aluviales y zonas palustres, presentan contrastes significativos en profundidad, drenaje, salinidad y aptitud agrícola. A fin de sintetizar esta variabilidad y su correspondencia con la clasificación Soil Taxonomy,

la Tabla 9 resume las principales series y complejos de suelos identificados en el área de estudio, su localización, características edáficas dominantes y su asignación taxonómica

Tabla 9: Clasificación taxonómica de series y complejos

Serie/Complejo	Localización	Características principales	Clasificación Soil Taxonomy
Serie Mitre (Mi/Mi1)	Rawson central, norte de Pocito, NO de 9 de Julio y centro de 25 de Mayo	Suelos profundos, fértiles, con drenaje deficiente y riesgo de salinidad	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos
Serie Belgrano (Be/Be1)	Rawson, norte de Pocito, NO de 9 de Julio y centro de 25 de Mayo	Perfiles profundos de texturas livianas, bien aireados, no salinos	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos
Serie Sarmiento (St)	Sur de 9 de Julio y oeste de 25 de Mayo	Discontinuidad textural intermedia, drenaje imperfecto	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos
Serie Canal Puntilla (Cp)	Alrededor del cerro Barboza (sur de Pocito)	Horizontes francos a franco-limosos, subsuelos con gravas y carbonatos	Entisoles – Psammets – Torripsamientos típicos
Complejo Médano de Oro (Mo)	Ambientes bajos y palustres de Rawson y 9 de Julio	Suelos oscuros con MO alta, drenaje imperfecto, riesgo de salinidad	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos
Complejo Ramón Franco	Piedemonte y abanicos aluviales (suroeste del valle)	Suelos pedregosos, textura gruesa, menor aptitud agrícola	Aridisoles – Orthents – Torriorthents típicos

Complejo El Salado	Llanura pedemontana de las Sierras Chica de Zonda, Villicum, Lomas del Salado y en el antiguo cono aluvial del río San Juan	Suelos de texturas variadas, apoyados sobre un subsuelo constituido por gravas o rodados, modificados por la acción antrópica	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos
Complejo Fluvial	Río San Juan y paleocauces	Texturas variables (franco a franco-limosas), buen potencial agrícola	Entisoles – Fluvents – Torrifuventes típicos- No suelos

Elaboración propia

5.2. Metodología utilizada para la descripción de suelos asociados a paleocauces

5.2.1. Selección del sitio de muestreo

Para el análisis en terreno de los suelos asociados a los paleocauces se realizaron cinco perfiles de suelo (calicatas) distribuidos en distintos sectores del área de estudio (Figura 37). En cada perfil se describieron las características físicas y químicas de los horizontes, considerando textura, color, composición, presencia de carbonatos, sales y raíces. La clasificación de los horizontes se realizó según los criterios de la Soil Taxonomy (USDA, 2014) y los colores se determinaron con la carta de Munsell (1975).

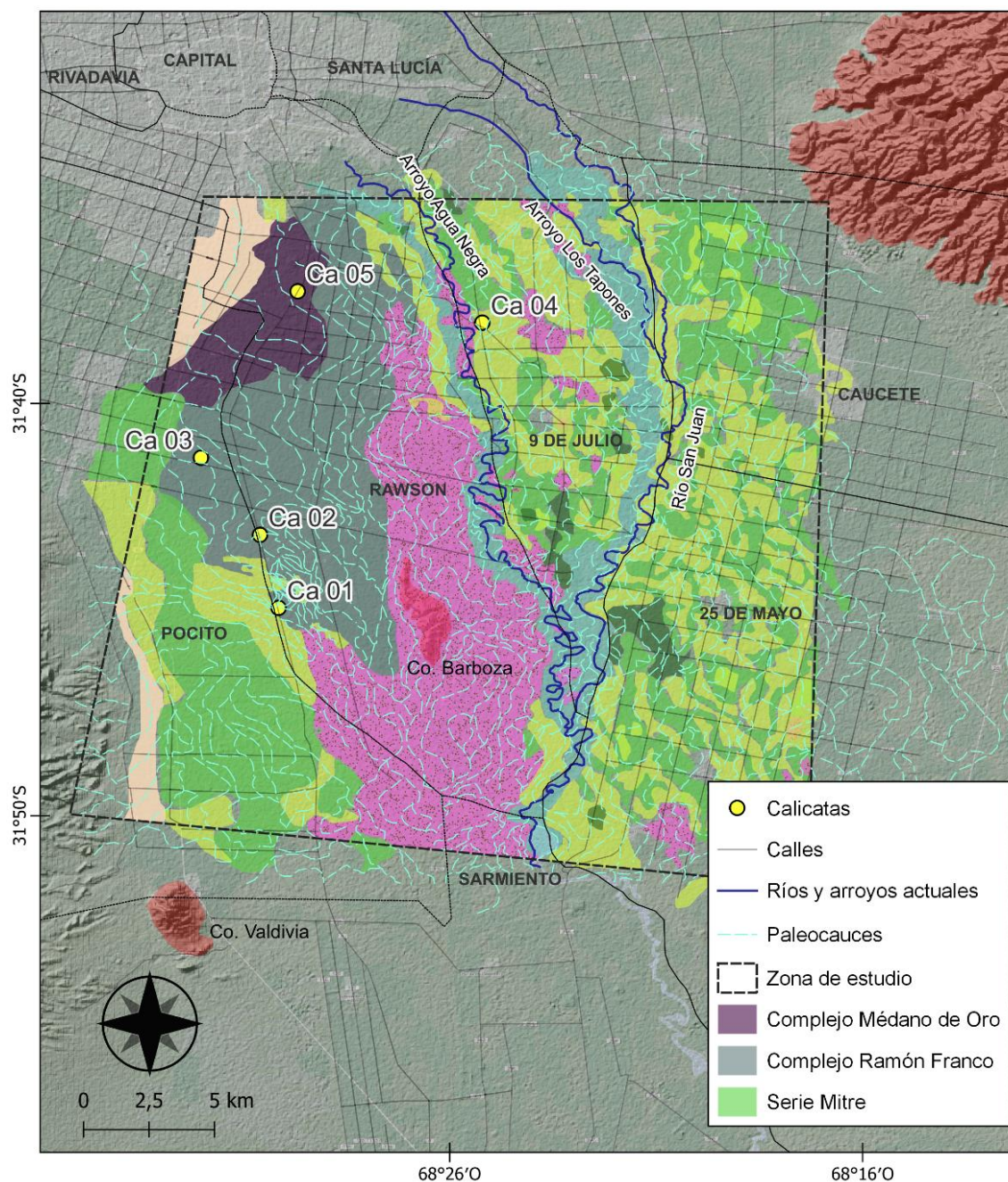


Figura 37: Ubicación de los sitios de muestreo de suelos (calicatas) en el área de estudio. Se observa la distribución de dichos puntos seleccionados en función de la traza de paleocauces del mapa preliminar (Figura 20).

5.2.2. Metodología para la descripción de los perfiles de suelo

Para la obtención de los perfiles de suelo y la observación de los distintos horizontes se aplicó una metodología uniforme en todos los puntos de muestreo, variando únicamente el modo de acceso a cada perfil. En la calicata CA01 (Figura 38a) se realizó una excavación

manual de aproximadamente 1 m x 1 m, mientras que, en las CA02, CA03 y CA04 (Figura 38 b, c y d) se aprovecharon pozos realizados para la construcción de piletas en zonas residenciales. En la CA05, en cambio, se utilizaron excavaciones profundas generadas por obras civiles (Figura 38e).



Figura 38: Tipos de excavaciones empleadas para la obtención de los perfiles de suelo (calicatas) en el área de estudio: (a) excavación manual tipo calicata cuadrada (CA01); (b y c) pozo de pileta residencial aprovechado para observación del perfil (CA02 y CA03); (d) pozo de pileta en zona de suelos salinos (CA04). (e) excavación antrópica profunda vinculada a obras civiles (CA05).

Una vez expuesto el perfil, se describieron las propiedades morfológicas de cada horizonte siguiendo la planilla de descripción de suelos (Figura 39), que incluye espesor, color en seco y húmedo, textura, estructura, consistencia, y presencia de yeso, carbonatos, raíces o materia orgánica.

La descripción de los horizontes se realizó desde la superficie hacia la base, comenzando por el horizonte más superficial y continuando en forma secuencial con los horizontes más profundos. Este procedimiento garantiza una descripción sistemática y coherente de las variaciones verticales del perfil.

PLANILLA DESCRIPCION DE SUELOS							
CALICATA N°		COORDENADAS GEOGRÁFICAS			ALTITUD		ÁREA DE TRABAJO
		Latitud					Zona
		Longitud					Unidad:
Horizonte o capa	Profund. (cm)	Estructura	Consistencia	Textura	Clastos (litología, grano redondeado, tamaño, COLOR)	Presencia Carbonatos	Observaciones (vesículas, raíces, yeso, carbon, tipo de límite, etc)
Descripción REG							

Estructura: Granular Prismática **Consistencia:** 0: Suelta (no coherente) **Carbonatos:** Baja **Topografía Límite:** Lineal
 Bloque Columnar 1: Blando (polvo con poca presión) Media Ondulado
 Laminar Cuña 2: Dura (se rompe con moderada presión) Alta Irregular
 3: Muy dura (rompe con dificultad)

Figura 39: Planilla utilizada para la descripción morfológica de cada perfil de suelo. Incluye los principales parámetros físicos y químicos observados en campo (color, textura, estructura, consistencia, carbonatos, sales, raíces y materia orgánica).

5.3. Resultados

5.3.1. Descripción y análisis de los perfiles de suelos asociados a paleocauces

Calicata 1 (CA01)

La calicata 1 se ubica al sur del área de estudio, específicamente en la zona de la Colonia Pan de Azúcar, sobre la Calle Alfonso XIII (Ruta 5), en el límite entre los departamentos Rawson y Pocito. Este punto de muestreo fue seleccionado debido a los rasgos rectilíneos

que presentan materiales con tonalidades más claras respecto de su entorno, observados tanto en las imágenes satelitales como en el trabajo de campo. En superficie se reconoce una abundante presencia de costras de arena y material salino con diámetros aproximados de entre 4 y 7 cm, así como una vegetación escasa compuesta por arbustos bajos y secos (Figura 40).

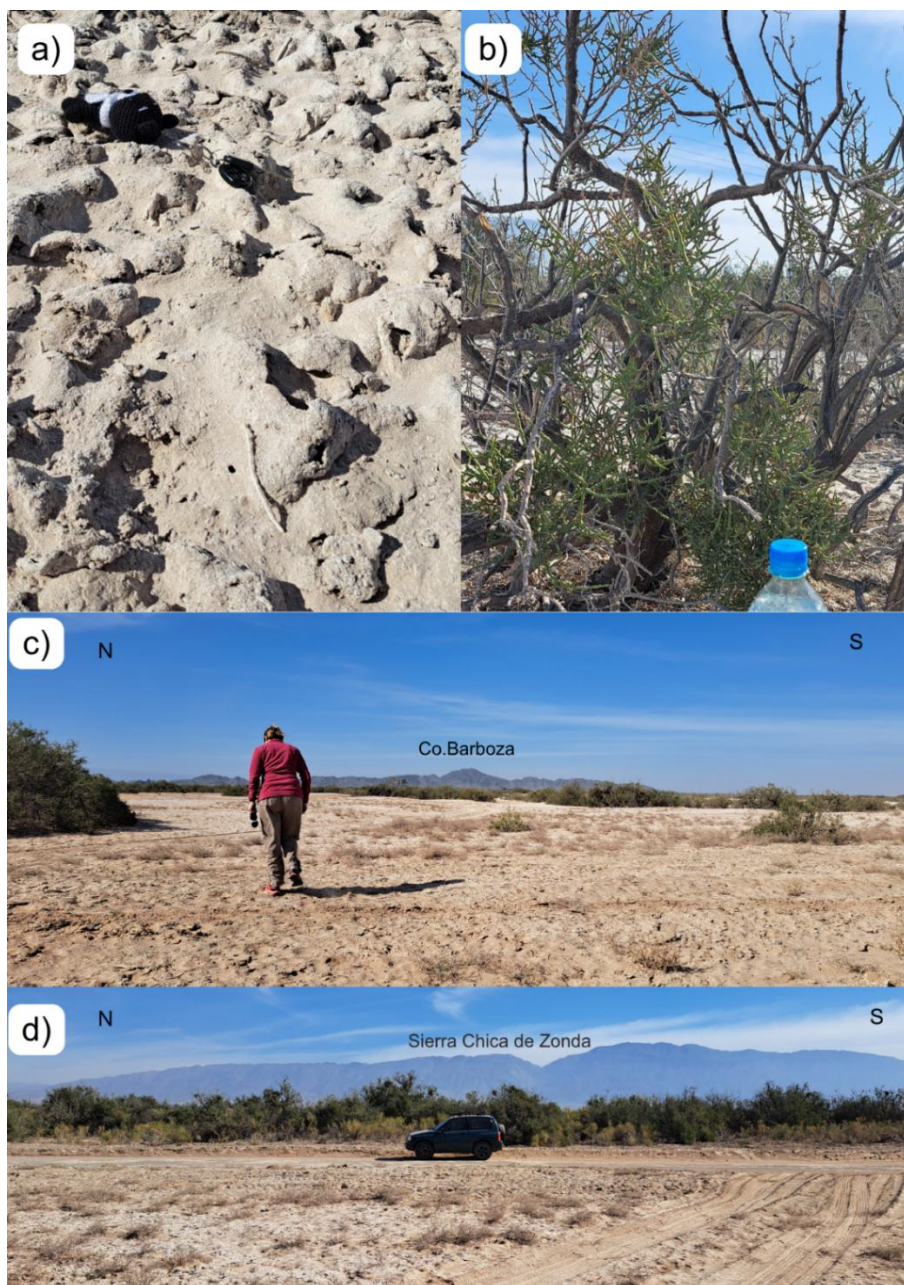


Figura 40: Panel de fotografías de campo que muestra las características del terreno en superficie donde se realizó la calicata CA01. Se observan depósitos arenosos y salinos (a), vegetación xerófila escasa (b) y la morfología del suelo previa a la excavación, representativa de un ambiente árido con drenaje deficiente (c y d).

Otra característica relevante identificada durante la descripción es el incremento abrupto de la humedad al profundizar en el perfil, particularmente a partir de los 15 cm desde la superficie.

El perfil de suelo alcanza un espesor total de 67 cm, dentro del cual se identificaron siete capas (Figura 41). La capa más superficial (REG) presenta un límite lineal y abrupto con la siguiente, evidenciándose un cambio de color asociado a la mayor humedad del sustrato. En los primeros centímetros del perfil (capa 1), el suelo muestra una estructura en bloques y granular, de consistencia muy dura y textura arcillosa (Figura 42 a), con un contenido de carbonatos bajo o prácticamente nulo. El color en húmedo, corresponde a 7.5 YR 5/6, y la transición hacia la capa siguiente es abrupta. Hacia los 62 cm se reconoce un nivel prismático (capa 2) de consistencia blanda y textura franco-limosa, con predominio de limos sobre arcillas. Esta franja se diferencia de la anterior por la presencia de una delgada capa salina bien estratificada de aproximadamente 1 cm de espesor, mientras que los carbonatos se encuentran diseminados a lo largo del horizonte. El alto contenido de humedad impidió obtener el color en seco, registrándose únicamente el tono húmedo (7.5 YR 7/8).

CALICATA 01

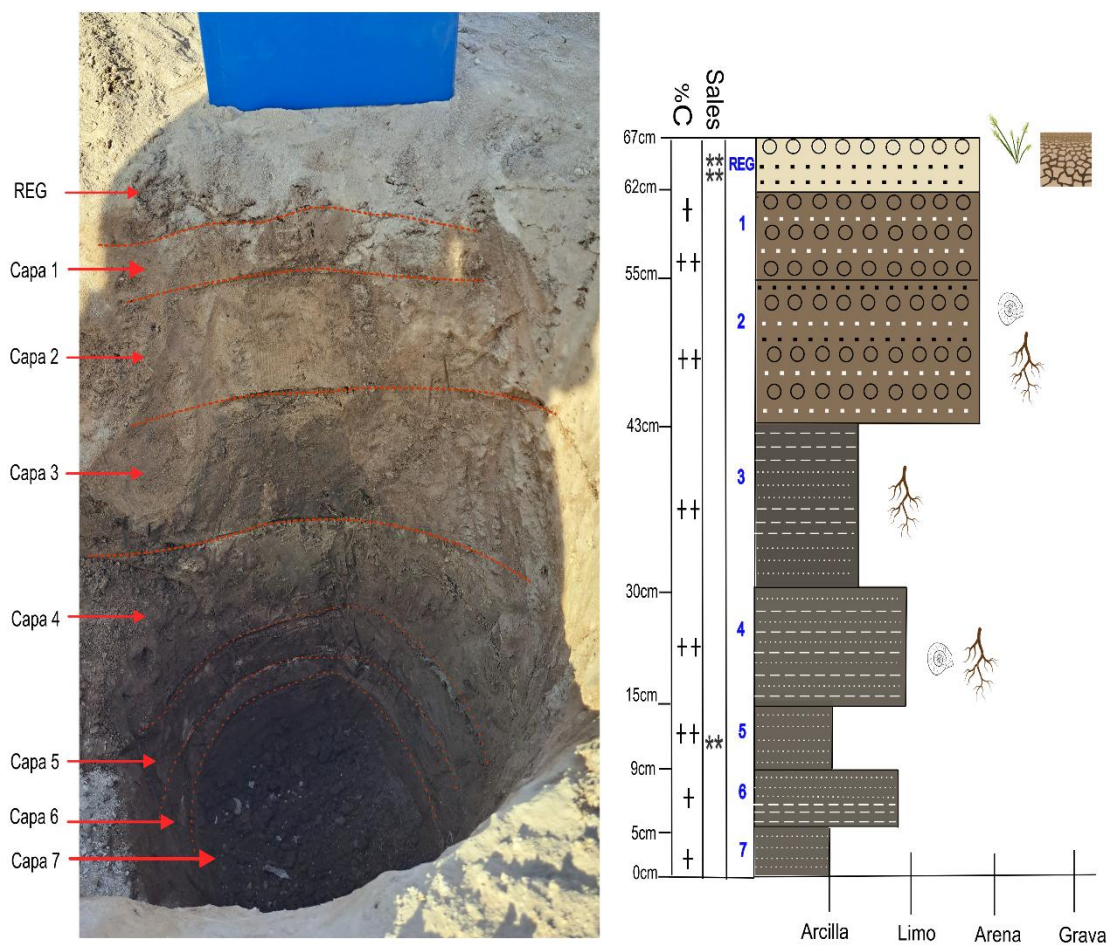
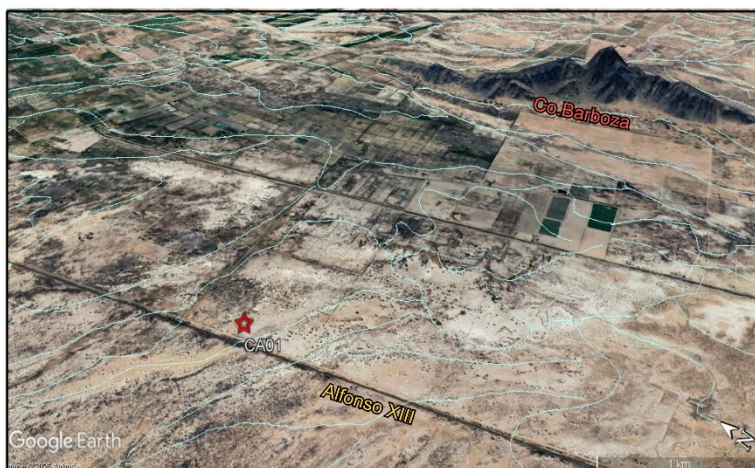


Figura 41: Ubicación y perfil completo de la calicata CA01 con delimitación de las siete capas observadas. Se distinguen los cambios de color, textura y estructura entre horizontes, así como la variación vertical de la humedad y la presencia de carbonatos, sales y óxidos de hierro.

Entre los 59 y 53 cm (capa 3), el material presenta una estructura granular y en bloques, con consistencia dura y textura arcillosa. Se observan carbonatos en cantidad media, junto con cristales de sales de tamaño variable y elevada dureza. Los colores seco y húmedo son 7.5 YR 7/6. Más abajo, entre 53 y 38 cm (capa 4), se desarrolla un horizonte de 15 cm de espesor con estructura prismática, consistencia moderadamente dura y textura arcillo-limosa. Este nivel exhibe una alta concentración de carbonatos y óxidos, así como la presencia de raíces muy finas. En su base se identifican organismos actuales, incluyendo caracoles de agua dulce, ubicados en la transición con la capa superior (Figura 42 b), lo que sugiere la existencia de un posible paleosuelo. El color predominante es 7.5 YR 7/4.

Desde los 38 hasta los 23 cm (capa 5), el perfil mantiene un espesor similar, con estructura granular, consistencia blanda y textura franco-arcillosa. En este tramo se observa una notable acumulación de carbonatos, raíces de hasta medio centímetro de diámetro en la base (Figura 42 c) y óxidos de limonita y hematita (Figura 42 d). El color de la matriz corresponde a 10 R 5/3, con moteados en 10 R 5/8. A continuación, entre los 23 y 11 cm (capa 6), la estructura deja de estar definida y el material se torna blando y polvoriento, con textura areno-franca y una marcada presencia de carbonatos. Las raíces de la capa superior atraviesan este nivel, cuya transición es abrupta. Se observan pequeñas motas de carbonato y escasos óxidos; el color dominante es 7.5 YR 7/8. Por último, el tramo comprendido entre los 13 cm y la superficie (capa 7) presenta estructura en bloques, consistencia blanda y textura franco-arenosa. La concentración de carbonatos es baja en la base y elevada en el techo de la capa. El color característico es 7.5 YR 6/6.



Figura 42: Conjunto de imágenes de detalle del perfil de la CA01, donde se observan el tipo de material arcilloso de la superficie (a), fragmentos de caracoles de agua dulce (b), raíces fosilizadas (c) y concreciones de óxidos y carbonatos (d). Estos rasgos sugieren condiciones de saturación temporal y la evolución de un paleosuelo desarrollado en un ambiente fluvio-lacustre.

En conjunto, el perfil evidencia un horizonte oxidado sobre otro de carácter anóxico y tonalidad más oscura. El primero puede interpretarse como un paleoambiente holoceno que posteriormente se hundió y fue cubierto por el segundo. La presencia de óxidos y la

coloración rojiza indican una etapa de exposición a condiciones atmosféricas. Además, se reconocen cristales blancos, posiblemente de yeso, que no reaccionan con ácido clorhídrico. Este perfil se encuentra dentro del Complejo Ramón Franco. A pesar de corresponder a un suelo libre e inculto, sus características se asocian a problemáticas vinculadas con la humedad y la salinidad. Se trata de un sector de drenaje donde pueden producirse procesos de inundación, hundimiento o incluso fenómenos de licuefacción.

Calicata 2 (CA02)

La segunda calicata se ubica algunos kilómetros al norte de la CA01, también sobre la Calle Alfonso XIII y el Complejo Ramón Franco. Este punto fue seleccionado por la presencia de varios paleocauces identificados en imágenes satelitales, que atraviesan el terreno actualmente ocupado por el barrio *Don Pedro* (Figura 43), con viviendas en distintas etapas de construcción. Cabe destacar que, durante las primeras campañas realizadas a fines de 2023, este loteo aún no existía, mientras que en abril de 2024 ya se observaba un notable avance de la urbanización sobre estos suelos.



Figura 43: Zona residencial (Barrio Don Pedro) utilizada para el relevamiento del perfil de suelo en la calicata CA02. Se observa el relleno antrópico superficial, la salinidad del terreno y los materiales naturales subyacentes.

El perfil de suelo presenta una profundidad total de 1,75 m y permite diferenciar nueve horizontes o capas (Figura 44). La más superficial (REG) corresponde al relleno antrópico, de aproximadamente 5 cm de espesor, compuesto por materiales compactos con restos de palos, guijarros, troncos y raíces, evidenciando además la remoción completa de la vegetación nativa (Figura 45a). Inmediatamente por debajo se encuentra un horizonte arcilloso (capa 1), caracterizado por una estructura en bloques, consistencia dura y ausencia de clastos y carbonatos, aunque con algunas motas blancas posiblemente asociadas a sales y escasas raíces. El color es 7.5 YR 6/4 en seco y 7.5 YR 5/3 en húmedo, con un contacto abrupto respecto de la capa subyacente.

Entre 1,50 y 1,36 m (capa 2) el material presenta una estructura granular con algunos bloques redondeados, consistencia muy dura y composición dominada por limos, con proporciones menores de arena. No se observan clastos ni carbonatos, y hacia la base se identifican fragmentos de troncos (Figura 45 b). El color es 10 YR 8/3 en seco y 7.5 YR 7/4 en húmedo. En el intervalo de 1,36 a 1,20 m (capa 3), el horizonte se diferencia por su estructura en bloques, consistencia blanda y alta concentración de materia orgánica, principalmente raíces. Los carbonatos se manifiestan en motas blancas de unos 2 cm de diámetro, abundantes en toda la capa (Figura 45 c), cuyo color varía de 7 YR 5/2 en seco a 10 YR 7/4 en húmedo. Estas características permiten inferir que podría tratarse de un paleosuelo o de un antiguo nivel de encharcamiento.

El tramo comprendido entre 1,20 y 1,10 m (capa 4) muestra una estructura en bloques de consistencia dura, con un alto contenido de arcilla que le confiere mayor plasticidad respecto del horizonte superior. No se observan clastos ni carbonatos, y el color en seco corresponde a 10 YR 7/4. Por debajo, entre 1,10 m y 0,90 m (capa 5), el aumento de humedad se hace evidente. El material presenta estructura en bloques, consistencia más dura que la capa anterior y textura más arenosa, con abundancia de raíces muy finas y presencia de carbonatos. El color en seco es 10 YR 7/3.

CALICATA 02

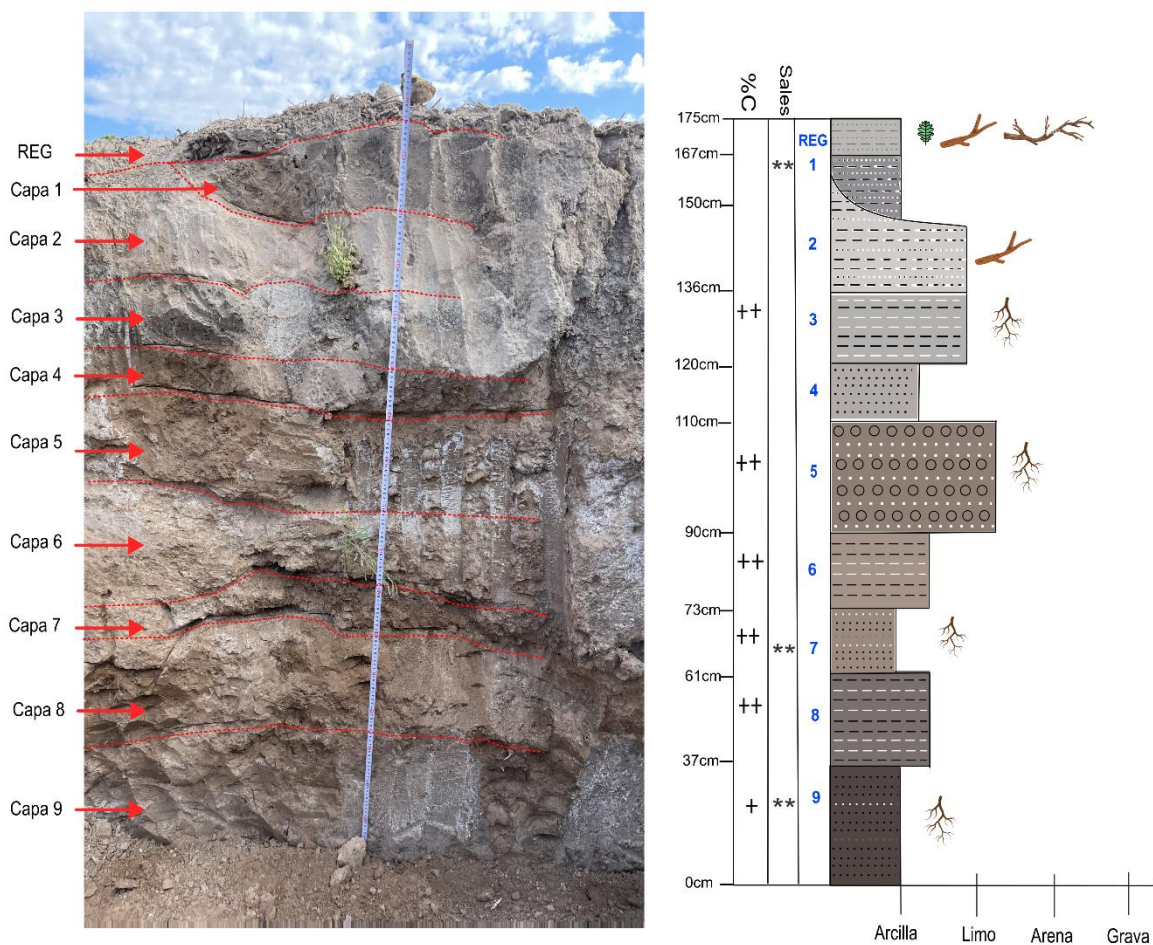
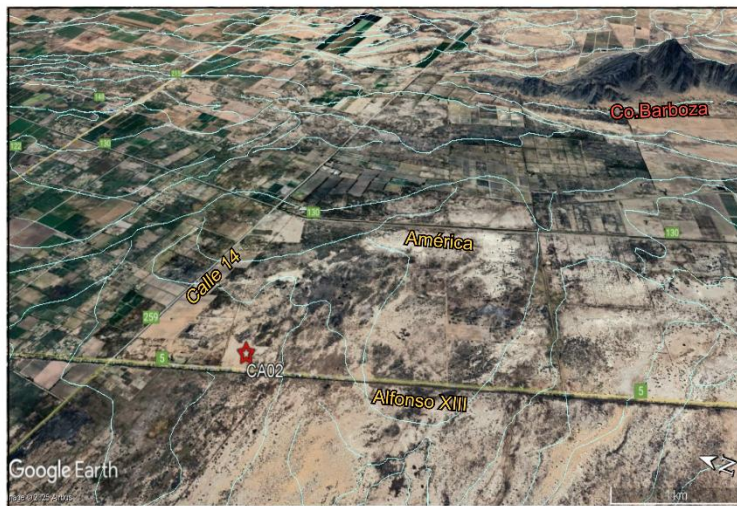


Figura 44. Ubicación y perfil completo de la calicata CA02 con identificación de los nueve horizontes descritos. Se distinguen variaciones en color, textura y estructura, así como la presencia de carbonatos, yeso y materia orgánica asociada a procesos de anegamiento.

Entre los 90 y 70 cm (capa 6), el límite con el horizonte superior es irregular, siendo más espeso hacia el sector oeste del perfil, donde alcanza hasta 30 cm. Esta capa tiene estructura en bloques, consistencia muy dura y un color notablemente más claro que el resto del perfil (10 YR 8/4 en seco y 10 YR 7/4 en húmedo). Se observan motas blancas correspondientes a cristales de calcita, mientras que la composición general es limosa y de baja plasticidad. En torno a los 70 cm de profundidad se desarrolla una delgada capa lenticular (capa 7), más oscura, muy húmeda y atravesada por una raíz de gran diámetro (Figura 44 d). Presenta estructura granular, consistencia muy blanda y tonalidades grisáceas con motas oscuras (10 YR 7/4 en húmedo). Se observan carbonatos y cristales de yeso de tamaño considerable (Figura 44 e y f), predominando la fracción arcillosa.

El horizonte comprendido entre los 70 y 37 cm (capa 8) se caracteriza por una estructura en bloques grandes, consistencia blanda y matriz más clara que las capas subyacentes. Presenta textura granular, carbonatos dispersos y color 10 YR 6/4 tanto en seco como en húmedo. Finalmente, la capa superior, que se extiende desde los 37 cm hasta la superficie (capa 9), presenta un cambio abrupto con la subyacente, en forma de escalón. Contiene numerosas raíces alteradas y abundantes cristales de yeso, mientras que la matriz tiene pocos carbonatos y un mayor contenido de arcilla respecto de las capas inferiores.

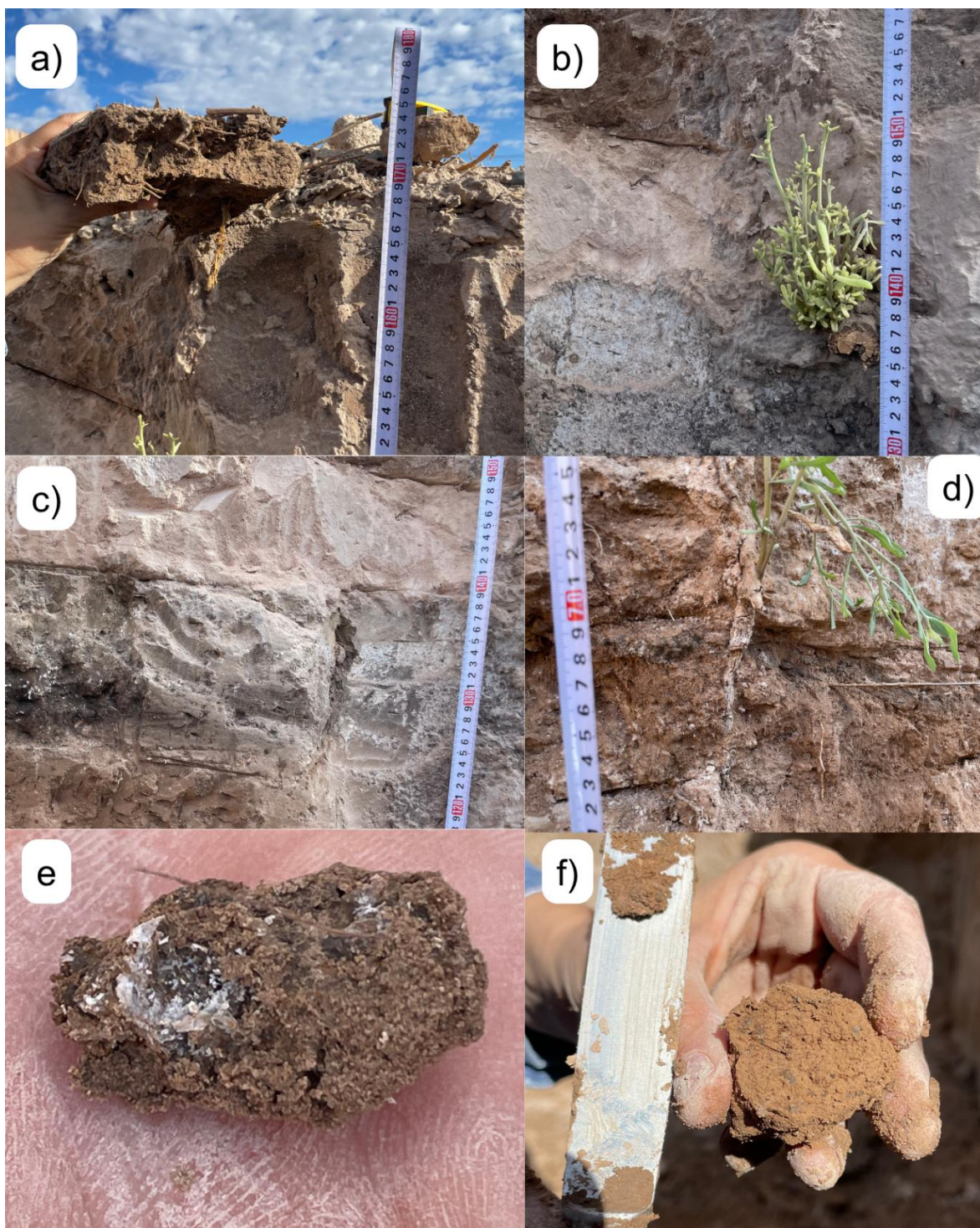


Figura 45: Panel fotográfico de detalle de la CA02, donde se observan el tipo de material antrópico en superficie compuesto por palo, guijarros (a), motas blancuecinas (c) y concreciones de carbonato de calcio, cristales de yeso (e y f), raíces y restos orgánicos en distintos horizontes (b y d). Estas características reflejan una alternancia entre períodos secos y húmedos, con fuerte influencia antrópica y salinización incipiente.

En síntesis, este perfil evidencia una marcada influencia de sales, lo que genera condiciones de alta salinidad en el suelo. Dicho fenómeno no solo compromete la estabilidad de las construcciones asentadas sobre este tipo de terreno, sino que también puede afectar la calidad del aire local, ya que, durante los episodios de viento, la sal se moviliza en suspensión, impactando negativamente en la salud de los trabajadores y de los habitantes del área.

Calicata 3 (CA03)

Este sitio se ubica sobre la Calle 13 y la Ruta Nacional 40, en el departamento Pocito. Se seleccionó debido a que constituye una zona fuertemente antropizada, donde se observa una elevada densidad de paleocanales. Además, se trata de un sector propenso a incendios, los cuales afectan periódicamente a la población local y a sus bienes. Cabe destacar que tanto como la Ca01 y la Ca02, la Ca03, también se encuentra comprendida por el Complejo Ramón Franco. En este perfil de suelo se distinguieron siete capas (Figura 46), evidenciándose en todo el espesor la afectación por fuego.

La superficie del perfil corresponde al relleno antrópico (REG), compuesta por abundante material orgánico, principalmente arbustos medianos y vegetación xerófila con espinas (Figura 47 a). En la base se reconoce material quemado de color marrón claro y composición limosa, con un espesor de aproximadamente 27 cm que se extiende entre 1,68 y 1,40 m de profundidad. El contacto de este nivel con el siguiente es irregular. El horizonte inferior (capa 1) no es compacto y presenta una estructura en bloques y consistencia blanda. Su composición es franco-limosa, sin clastos visibles, con alto contenido de carbonatos y presencia de numerosas raíces gruesas. El color es 10 YR 5/2 en seco y 10 YR 4/2 en húmedo, y se extiende entre 1,40 y 1,19 m. El límite con la siguiente capa es lineal. Entre 1,17 m y 1,03 m (capa 2), el material presenta estructura en bloques y consistencia dura. Su composición es más arcillosa que la del horizonte anterior y contiene una alta concentración de carbonatos, aunque con menor cantidad de raíces. El color es marrón grisáceo claro, 5 YR 6/4 en seco y 7 YR 5/4 en húmedo.

CALICATA 03

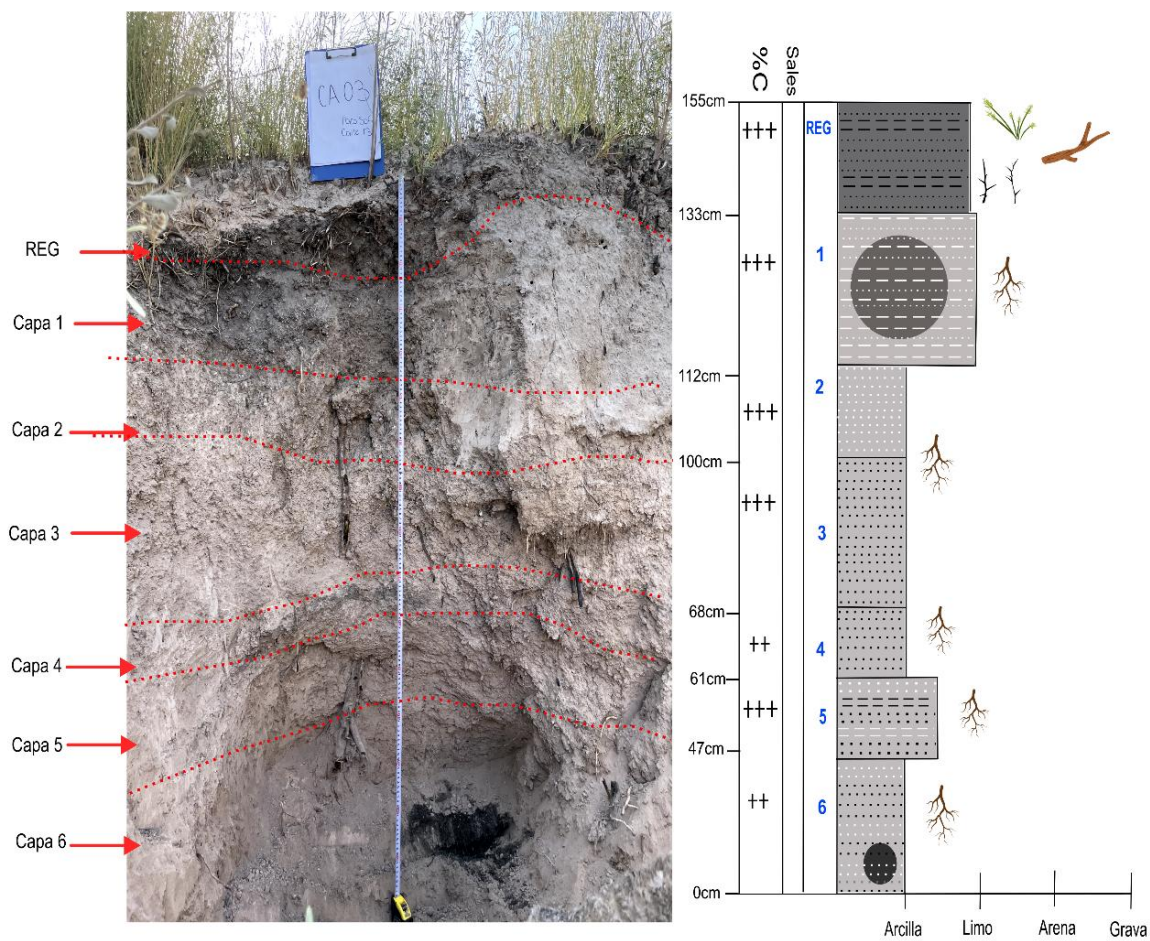
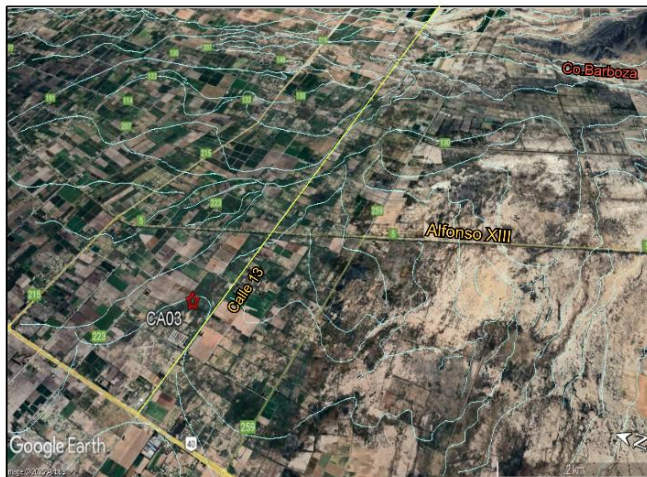


Figura 46: Ubicación y perfil completo de la calicata CA03 con identificación de los siete horizontes. Destacan la variación vertical de color y textura, la presencia de niveles con materia orgánica quemada y la abundancia de carbonatos dispersos en los horizontes medios e inferiores.

La capa siguiente, comprendida entre 1,03 m y 70 cm (capa 3), muestra una estructura prismática, consistencia blanda y composición arcillosa, similar a la capa anterior. La presencia de carbonatos es elevada, aunque no se observan motas blancas. Una gran raíz atraviesa todo el horizonte, acompañada de raíces de menor tamaño (Figura 47 b). Su color es 7.5 YR 7/3 en seco y 7.5 YR 6/3 en húmedo. Entre 67 y 60 cm (capa 4) el material también rompe en prisma, pero con una consistencia más dura. La composición continúa siendo arcillosa, aunque se distingue por la presencia de zonas con diferentes tonalidades de marrón: algunas más claras y otras más oscuras. Los sectores claros presentan una concentración de carbonatos (Figura 47 c), mientras que las zonas oscuras exhiben un aspecto poroso y pequeñas raíces. El color es 7.5 YR 6/2 en seco y 7.5 YR 4/5 en húmedo, y el contacto con la capa siguiente es irregular. El horizonte comprendido entre 58 y 43 cm (capa 5) presenta una estructura columnar y consistencia blanda. Su composición es franco-arcillosa, con alto contenido de carbonatos, aunque con menor presencia de motas blancas que en las capas superiores. Este nivel es más claro que el anterior, y a medida que se avanza en el perfil la textura se vuelve progresivamente más arcillosa. El color corresponde a 7.5 YR 8/3 en seco y 7 YR 6/8 en húmedo.

Finalmente, la capa 6, que se extiende desde los 43 cm hasta la superficie, no difiere significativamente de la anterior, salvo por una leve mayor dureza. En la base se observa material quemado de color negro, probablemente cenizas de materia orgánica. Presenta una estructura en bloques de distintos tamaños y una consistencia muy blanda. El material es arcilloso, con elevada plasticidad y sin clastos, aunque con abundantes pequeñas concreciones blancas de carbonato de calcio. Se trata de un horizonte muy poroso, con escasa presencia de raíces. Su color es 10 YR 7/3 en seco y 10 YR 5/4 en húmedo.

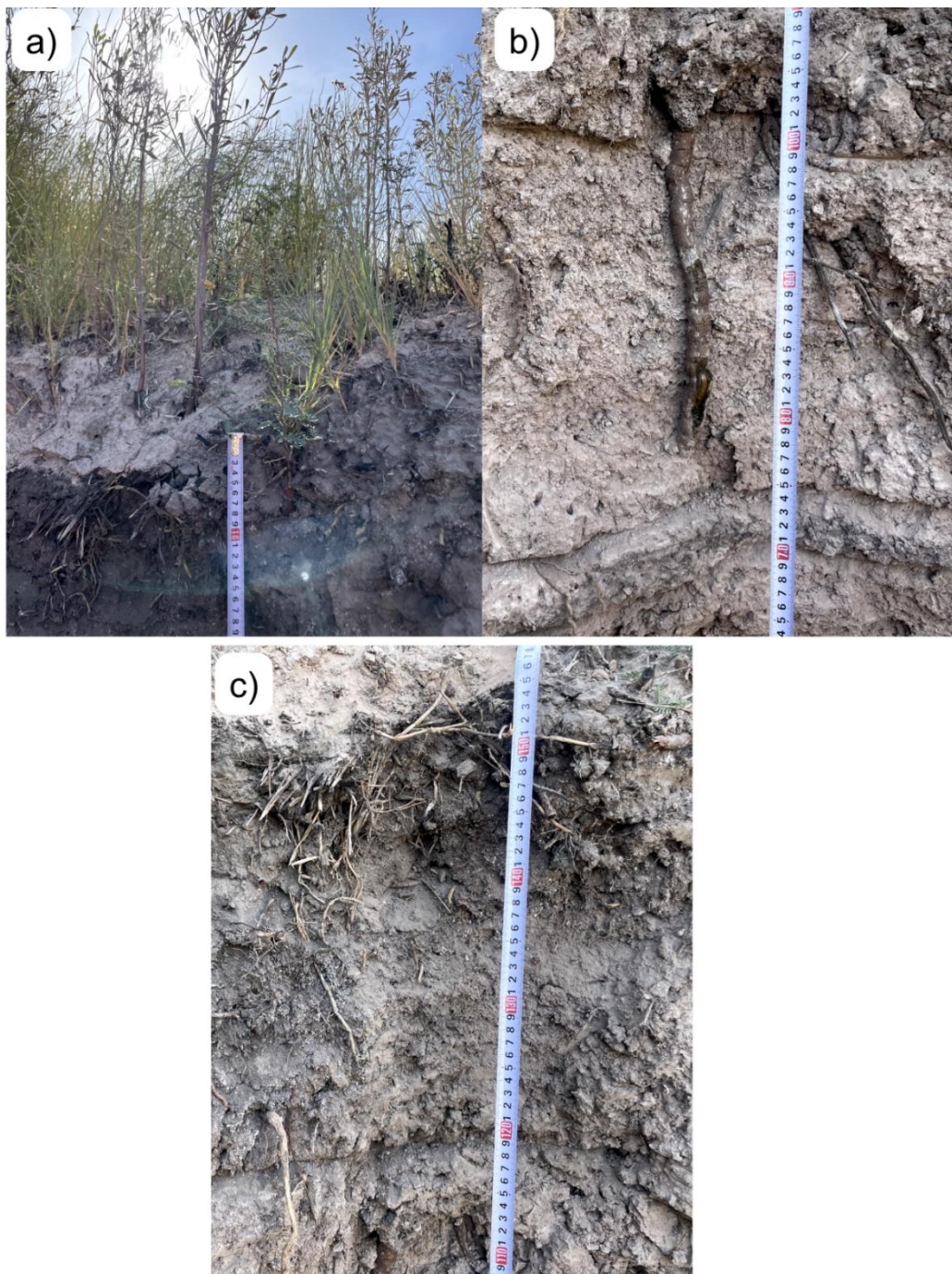


Figura 47: Panel fotográfico de detalle de la CA03. Se observan sectores con material carbonizado como vegetación arbustiva (a), raíces de tamaño variable (b) y concreciones calcáreas (c). Los rasgos pirogénicos y la distribución de carbonatos evidencian procesos de combustión superficial y condiciones de drenaje deficiente en un ambiente semidesértico antropizado.

En conjunto, este perfil refleja un ambiente fuertemente modificado por la acción antrópica y afectado por incendios recurrentes, evidenciados tanto en la coloración oscura del

material como en la presencia de líquidos carbonizados. El predominio de horizontes arcillosos y con abundantes carbonatos sugiere condiciones de escaso drenaje, posiblemente vinculadas a la acumulación de sedimentos finos en antiguas depresiones o canales colmatados.

Calicata 4 (CA04)

La calicata 4 se encuentra en el complejo denominado *Nuevo Sol*, un loteo ubicado en la intersección de la Calle Diagonal Costa Canal y la Ruta Provincial 155, al este del arroyo Agua Negra, dentro del departamento 9 de Julio. En este sector se observan suelos salinos con abundantes costras blancas de sal en superficie (Figura 48), correspondiendo al perfil típico de la Serie Mitre. La selección del sitio de muestreo se basó en su proximidad al arroyo Agua Negra y en la alta densidad de paleocauces identificados en las imágenes satelitales. La profundidad de la napa freática en este punto varía entre 25 y 30 metros.

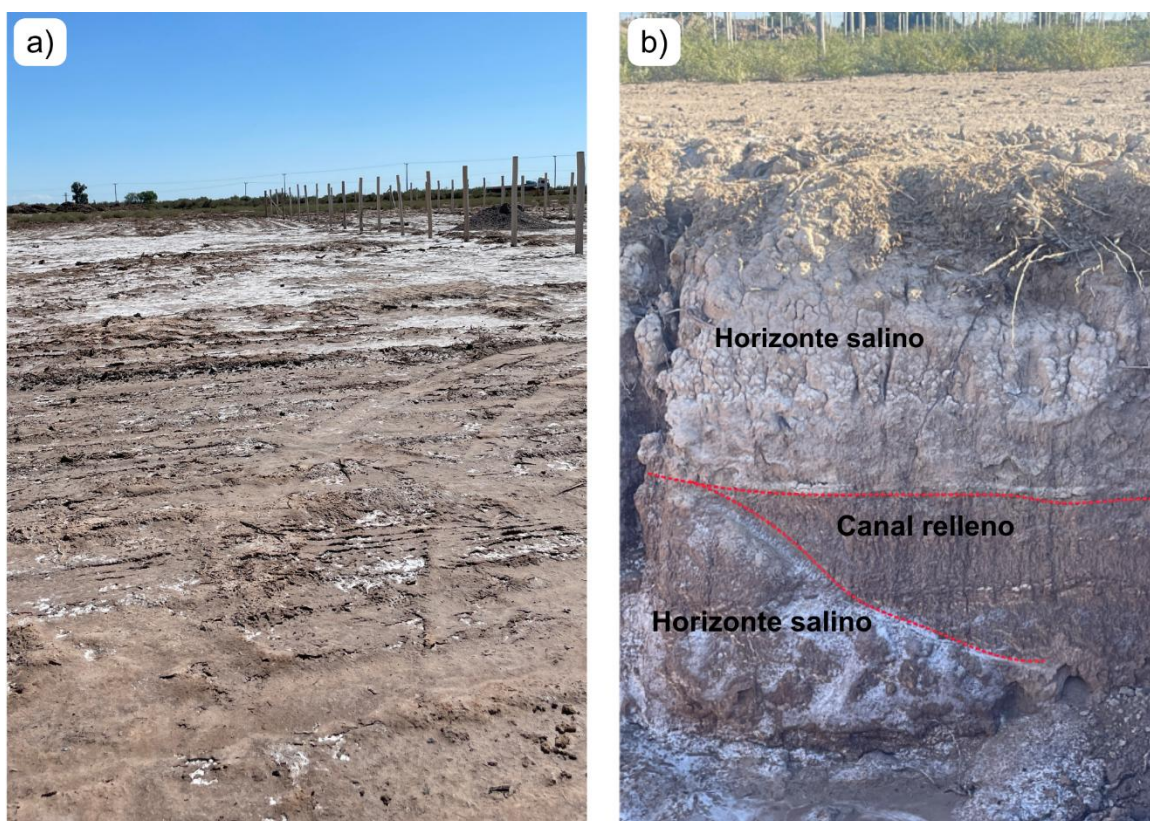


Figura 48: a) Vista general de la superficie del suelo donde se realizó la CA04. Se observan amplias superficies con suelos salinos, cubiertas por costras blanquecinas producto de la evaporación superficial de sales. b) Perfil del suelo donde se pueden identificar dos horizontes salinos separados por un lente de material limoso (señalado en rojo) correspondiente a un canal relleno.

El análisis del perfil de suelo se realizó aprovechando un pozo excavado para la construcción de una pileta, en el cual se observaron con claridad los horizontes, alcanzando una profundidad total de 1,45 m (Figura 49). La capa más superficial (REG) se compone de material antrópico de la zona, con abundante presencia de espinas, troncos, ramas y fragmentos de rocas metamórficas, principalmente esquistos (Figura 50 a). Este nivel presenta un alto grado de compactación y color pardo rojizo. Las costras salinas presentes en la superficie no reaccionan con ácido clorhídrico, lo que sugiere que se trata de yeso. La capa tiene un espesor de 15 cm y se extiende entre 1,45 m y 1,30 m.

Por debajo se encuentra una franja de 15 cm (capa 1), con estructura en bloques subangulosos, consistencia dura y textura franco-arcillosa, lo que la convierte en un horizonte moderadamente plástico. Su litología corresponde a una mezcla de arcilla y limo, con motas blancas de carbonato de calcio que reaccionan al ácido y raíces de tamaño mediano a grande (Figura 50 b). Su color es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 5/2 en húmedo, y presenta un límite lineal con respecto a la capa superior.

Entre 1,15 m y 80 cm (capa 2), el horizonte muestra una estructura similar en bloques subangulosos, aunque con una consistencia más blanda. Su textura es franca debido al mayor contenido de arena, lo que lo convierte en un horizonte de baja plasticidad. En comparación con la capa anterior, presenta una mayor cantidad de puntos blancos asociados a carbonatos y una menor cantidad de raíces, además de puntos negros de materia orgánica. Su color es 10 YR 8/2 en seco y 10 YR 5/3 en húmedo, y el límite con la capa superior es lineal.

La capa siguiente (capa 3), de aproximadamente 12 cm de espesor, ubicada entre 80 y 68 cm, presenta una estructura en bloques de mayor tamaño, consistencia dura y textura franca arcillo-limosa, con predominio de limo sobre arcilla. No es granulosa, aunque constituye un horizonte moderadamente plástico. A medida que se profundiza, aumenta la cantidad de puntos blancos correspondientes a carbonato de calcio. Su color es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 5/2 en húmedo.

CALICATA 04

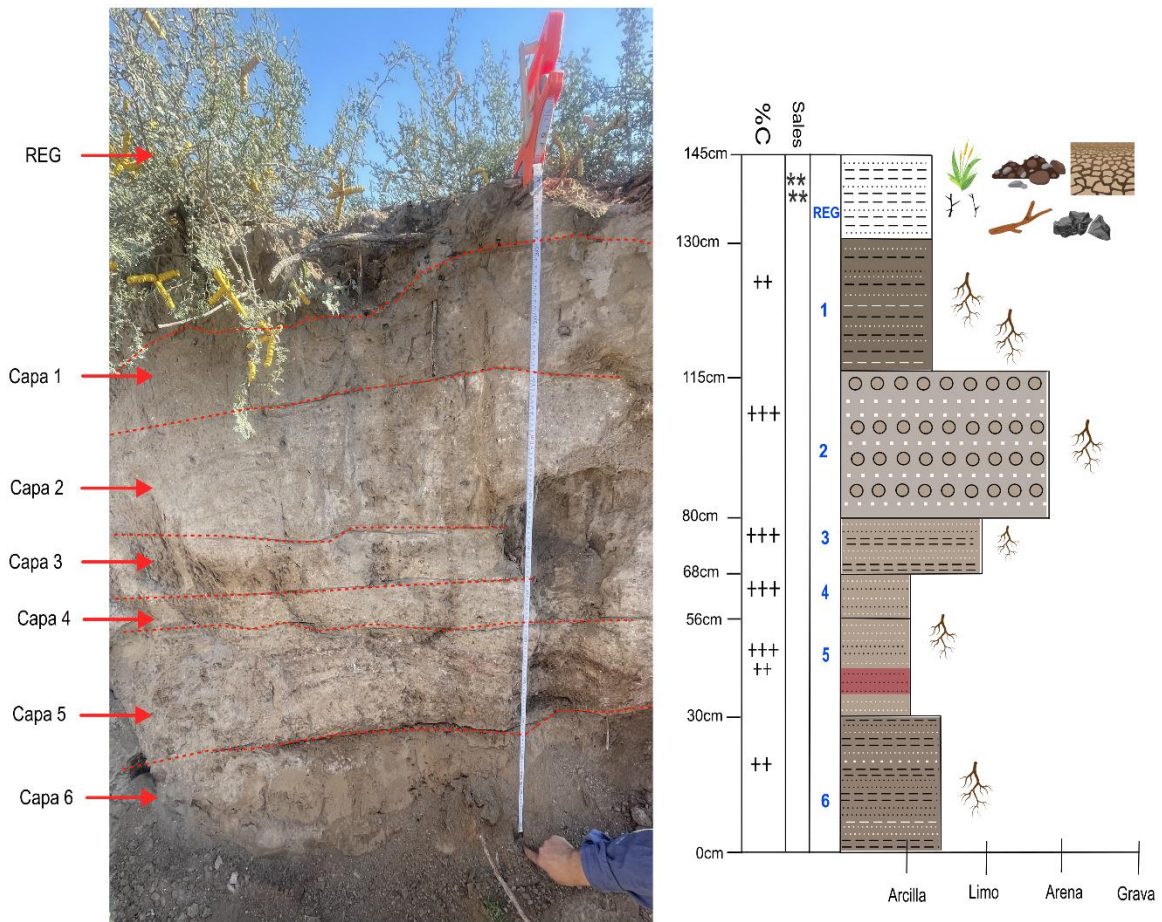


Figura 49: Ubicación y perfil edáfico perteneciente a la calicata CA04. El corte expone con claridad los distintos horizontes y la presencia de motas de carbonato de calcio y yeso en los niveles medios e inferiores.

A partir de los 68 cm y hasta los 56 cm (capa 4), el material adquiere una estructura en bloques, consistencia dura y textura arcillosa, con un alto contenido de arcilla y presencia

de grandes cristales de carbonatos, lo que le confiere elevada plasticidad. Se observan numerosas motas blancas que tiñen el perfil, junto con puntos negros y rojizos, posiblemente asociados a materia orgánica y a procesos de oxidación de raíces. El color es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 6/2 en húmedo, y el límite con la capa superior es lineal.

Entre 56 y 30 cm (capa 5), el material mantiene una estructura en bloques, aunque de menor tamaño, con consistencia dura debido a la alta compactación. Comparte con la capa anterior la textura arcillosa, en la que resaltan grandes cristales de carbonatos, pero se diferencia por la presencia de lentes de arcilla de tonalidad rojiza (Figura 50 c). El color del material es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 6/2 en húmedo, mientras que los lentes arcillosos presentan una coloración más oscura (10 YR 4/6). El contacto con la capa superior es lineal.

La capa más superficial del perfil (capa 6), que se extiende desde los 30 cm hasta la superficie, muestra una estructura prismática, consistencia blanda por su baja compactación y textura franca arcillo-limosa. Presenta una menor concentración de carbonatos respecto de las capas inferiores y contiene una gran raíz que atraviesa el horizonte. No se observan motas blancas, y el color es 10 YR 6/3 en seco y 10 YR 6/2 en húmedo.

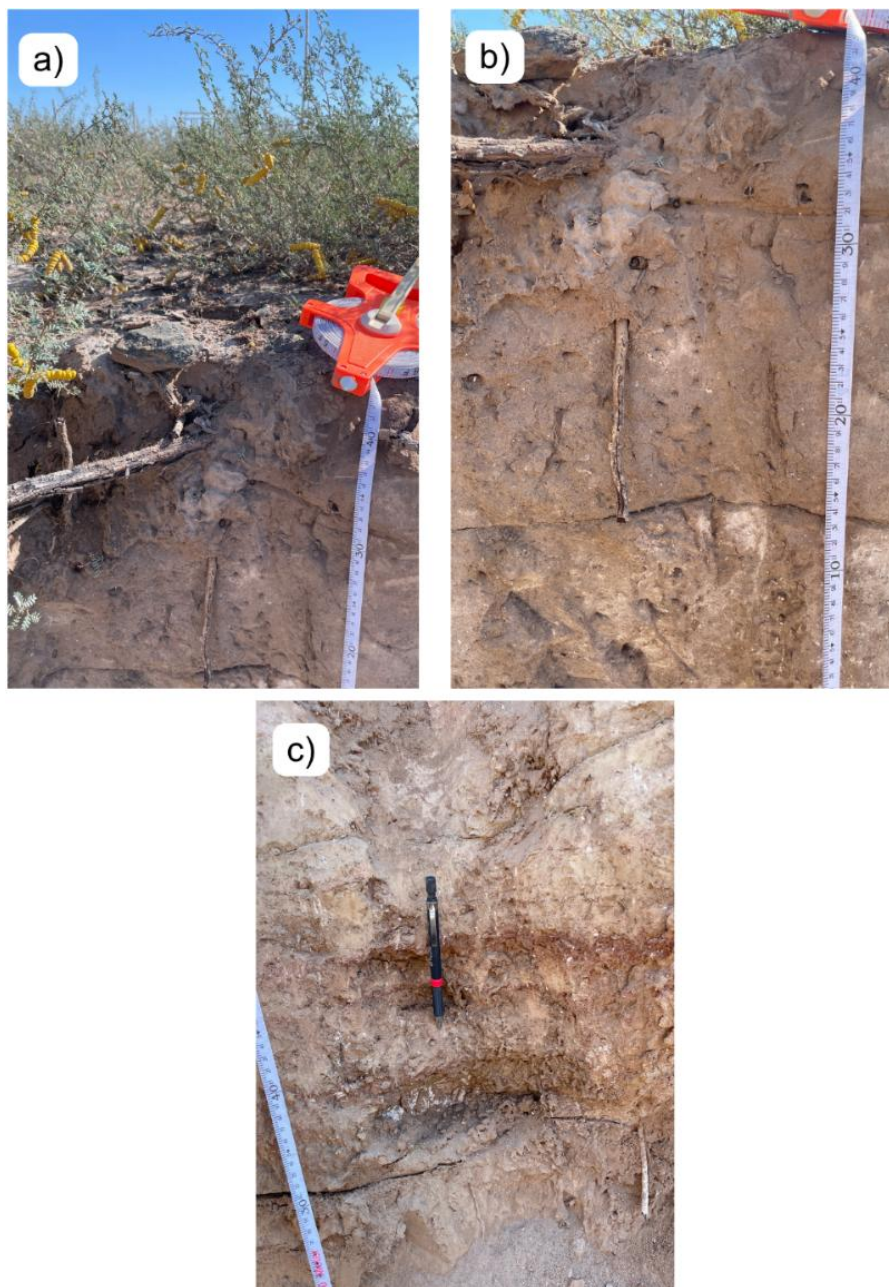


Figura 50: Panel fotográfico de detalle de la CA04. Se observan la presencia de gran cantidad de espinas, troncos, ramas y rocas metamórficas como esquistos (a), raíces de tamaño grande a medianas (b), costras yesíferas, motas de carbonatos y lentes de arcilla rojiza con óxidos de hierro (c), que reflejan condiciones de aridez, evaporación intensa y procesos de salinización y cementación superficial.

En términos generales, el perfil presenta tonalidades marrones claras que se intensifican con la profundidad. La capa que exhibe mayor contenido de arcilla corresponde a la capa 5, donde se concentra la mayor cantidad de carbonatos. Este perfil refleja condiciones de salinización superficial asociadas a la evapotranspiración intensa y a la escasa capacidad

de drenaje del suelo, características propias del ambiente del Valle de Tulum en sectores próximos a paleocauces y cauces actuales.

Calicata 5 (CA05)

El área correspondiente a la calicata 5 se ubica sobre la Calle Alfonso XIII, entre las calles 5 y 6, al oeste de la CA04, dentro del departamento Rawson. Este sitio fue seleccionado debido a las características particulares del suelo, constituido principalmente por turba, característica principal del Complejo Médano de Oro, y porque se trata de una zona donde los incendios son frecuentes (Figura 51), persistiendo el suelo quemado gran parte del tiempo debido a un fenómeno característico del lugar conocido como fuego subterráneo.

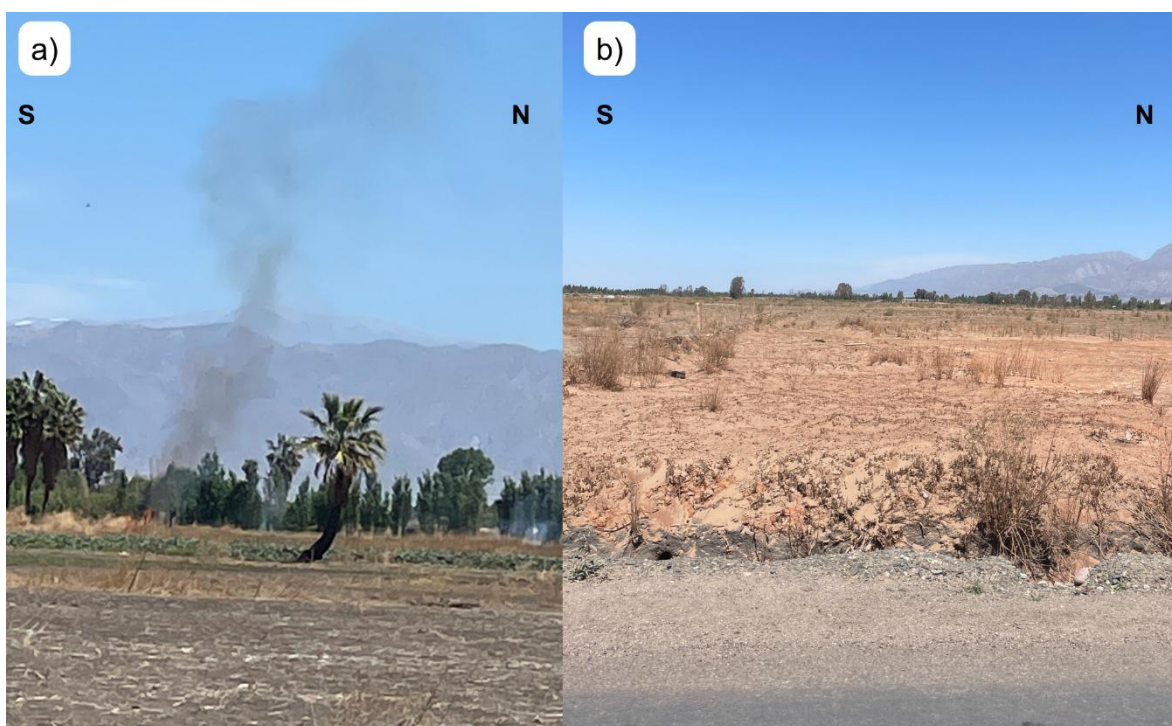


Figura 51: Vista general del área de muestreo correspondiente a la calicata CA05. Se observa sobre la Calle Alfonso XIII, entre Calle 5 y Santa Teresa, suelo ennegrecido por la presencia de material orgánico quemado y un foco de incendio (a) y un terreno rojizo (Calle Santa Teresa), con vegetación escasa y quemada característico de sectores con turba afectada por incendios subterráneos recurrentes.

El perfil de suelo presenta una profundidad total de 1,05 m (Figura 52). La superficie está constituida por un relleno antrópico (REG) correspondiente a materiales de terraplén utilizados para obras civiles. Este relleno incluye cantos rodados y otros elementos como plásticos y latas, así como vegetación antrópica compuesta por arbustos grandes y de

menor porte (Figura 53a). El REG se extiende desde 1,05 m hasta aproximadamente 73 cm de profundidad.

Por debajo se encuentra un horizonte con estructura en bloques (capa 1), cuyo material es muy liviano, similar al polvo, lo que le otorga una consistencia blanda. La textura es predominantemente arcillosa y está compuesta por material fino de color oscuro. No se observan carbonatos, aunque aparecen motas blancas pertenecientes a otras sales. Se reconocen abundantes restos de materia orgánica, raíces y pequeñas concreciones de tonalidad rojiza. El límite con la superficie es lineal, y el espesor total de la capa es de 12 cm, extendiéndose entre 73 y 55 cm. El color es 10 YR 7/1 en seco y 10 YR 2/2 en húmedo. Entre 55 y 50 cm (capa 2) se desarrolla un horizonte de tonalidad cobriza, también con estructura en bloques y consistencia blanda. Está compuesto principalmente por material orgánico, como troncos, palos y raíces, con escaso sedimento mineral, lo que define un horizonte poco plástico. Su espesor es de aproximadamente 5 cm, y su color en seco corresponde a 10 YR 5/1.

A continuación, entre 50 y 42 cm (capa 3), el material adquiere una coloración marrón clara y una estructura en cuña. La consistencia es dura, aunque el material resulta liviano. La textura es arcillosa (Figura 53b), con alta plasticidad, sin presencia de carbonatos y con muy poco contenido de materia orgánica en comparación con las capas superiores. El límite con la capa anterior es lineal, y su color es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 4/4 en húmedo. Entre 42 y 20 cm (capa 4), el horizonte mantiene características similares a las observadas en la capa 2, aunque con una mayor cantidad de raíces. El color es 10 YR 8/3 en seco y 10 YR 4/4 en húmedo.

CALICATA 05

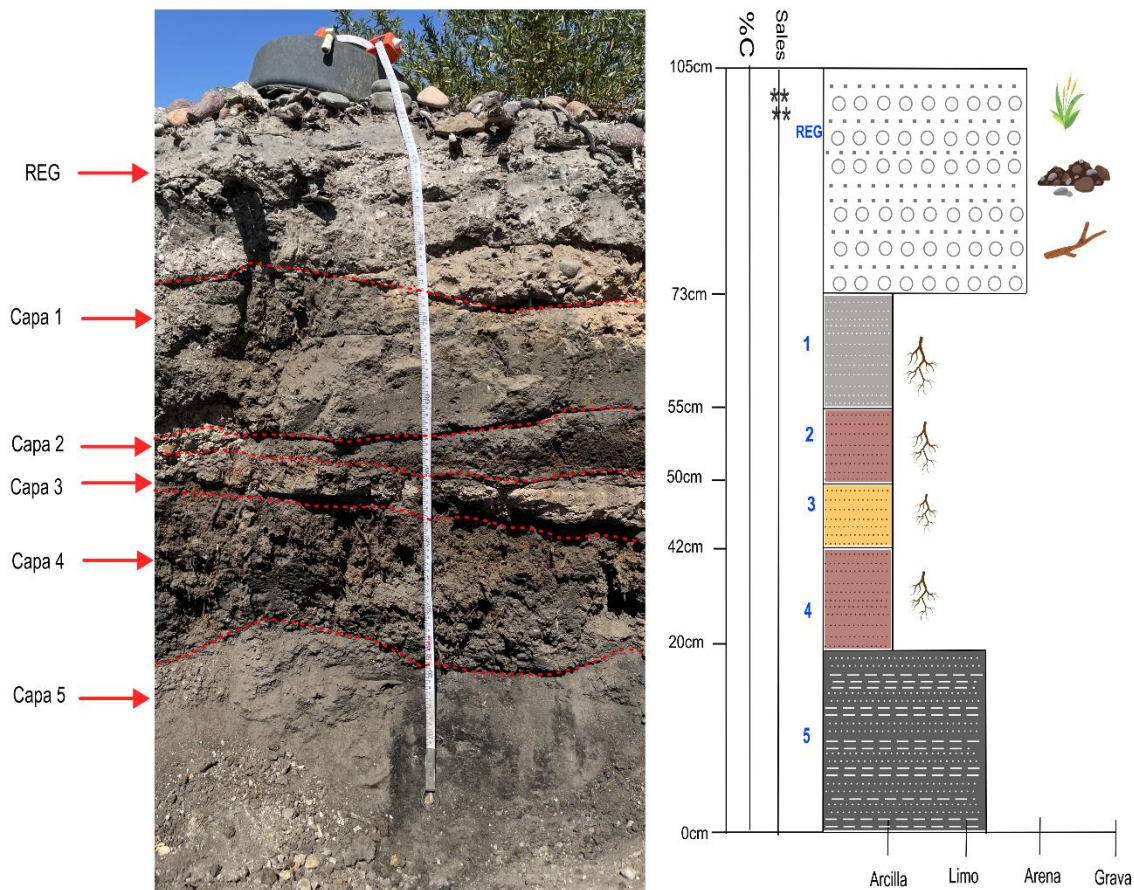


Figura 52: Ubicación y perfil completo de la calicata CA05, donde se observan los distintos horizontes con variaciones de color, textura y contenido de materia orgánica. Destacan los niveles oscuros de turba con estructura liviana y alta porosidad, alternando con capas arcillosas compactas.

Finalmente, la capa superior (capa 5), comprendida entre los 20 cm y la superficie, se caracteriza por su color negro brillante (Figura 52b), estructura granular, consistencia blanda y textura franca, lo que indica un horizonte moderadamente plástico. No se identifican carbonatos, aunque se observan cristales o pequeñas concreciones blanquecinas que no reaccionan frente al ácido clorhídrico, posiblemente correspondientes a sulfatos. Presenta abundante materia orgánica y raíces muy finas. Su color es 10 YR 6/1 en seco y 10 YR 2/2 en húmedo.

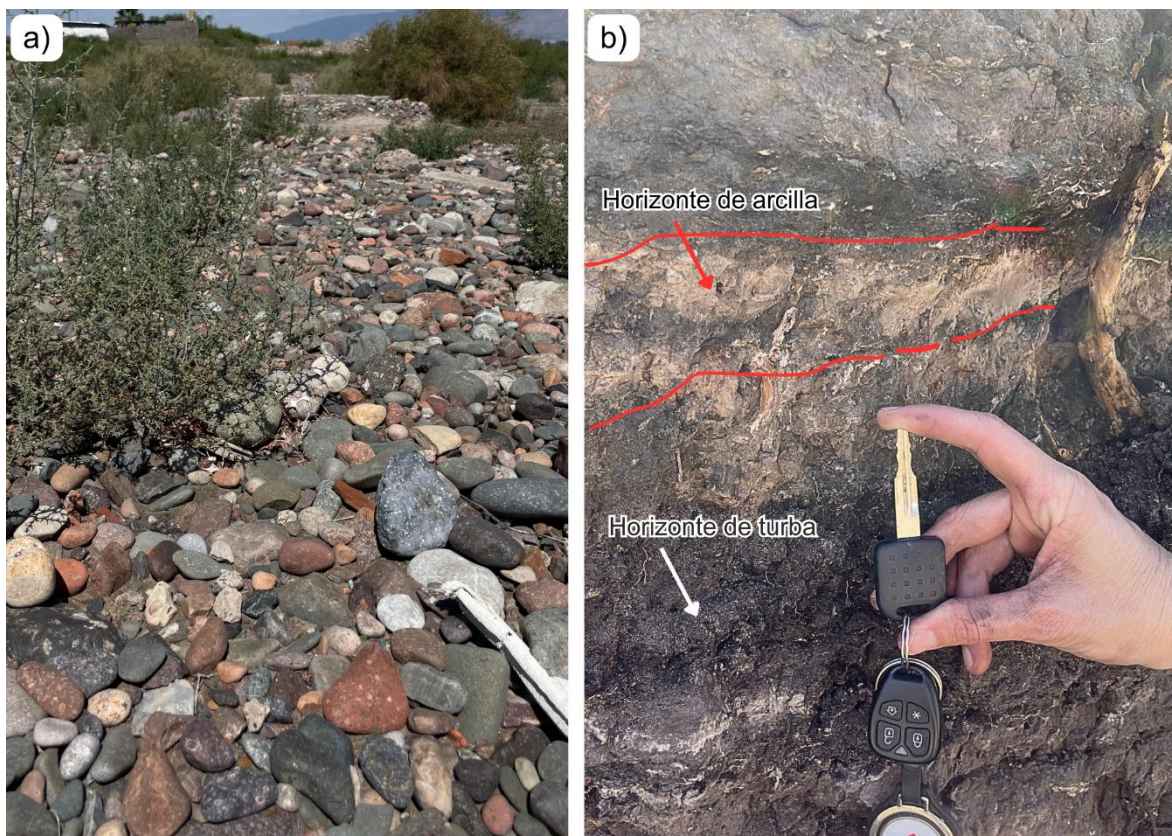


Figura 53: (a) Superficie antropizada del entorno inmediato, donde se observan rellenos antrópicos con cantos rodados, materiales de construcción y vegetación dispersa adaptada a condiciones áridas. (b) Perfil expuesto con delimitación de los horizontes de arcilla y de turba, evidenciando el contraste entre niveles compactos y zonas ricas en materia orgánica oscura asociadas a procesos de combustión subterránea y baja aireación.

En conjunto, el perfil de la CA05 pertenece al Complejo Médano de Oro y evidencia un suelo con un marcado predominio de materia orgánica y procesos de combustión recurrentes. Las condiciones observadas son indicativas de un ambiente con baja aireación y alto contenido de humedad, donde los materiales orgánicos, al sufrir combustión incompleta, generan horizontes oscuros y ricos en carbono. Este tipo de suelo, compuesto principalmente por turba, presenta gran capacidad de retención de agua y, al mismo tiempo,

alta vulnerabilidad frente a los incendios subterráneos, fenómeno que modifica su estructura interna y afecta su estabilidad físico-química.

Síntesis Integrada de los Perfiles de Suelo

El análisis conjunto de las cinco calicatas realizadas en el Valle de Tulum revela una marcada heterogeneidad edáfica, estrechamente condicionada por la dinámica fluvial del río San Juan, la presencia de paleocauces, los procesos de subsidencia y la acumulación diferencial de sales y materia orgánica. Cada perfil aporta evidencias particulares que, en conjunto, permiten comprender la relación entre ambiente geomorfológico, hidrología local y génesis de los suelos.

La CA01, ubicada en el Complejo Ramón Franco, expone un horizonte superficial oxidado, de tonalidades rojizas y enriquecido en óxidos, que sobreyace a un nivel más oscuro y anóxico. Esta superposición sugiere un ambiente holoceno inicialmente expuesto, posteriormente deprimido y cubierto por materiales más recientes. La presencia de cristales blancos (yeso sin reacción frente al HCl) junto con rasgos asociados a humedad y salinidad indica un sector vulnerable a inundaciones, hundimientos y, potencialmente, licuefacción del terreno.

Las calicatas CA02 y CA03, pese a encontrarse en sectores distintos, comparten características diagnósticas: ambas exhiben una fuerte influencia salina evidenciada por acumulaciones de sales en superficie y en profundidad. Esta condición no solo compromete la capacidad portante del suelo, alterando la estabilidad de construcciones y caminos, sino que también implica impactos ambientales adicionales. Durante episodios de viento, la movilización de sales en suspensión puede deteriorar la calidad del aire y afectar la salud de trabajadores y habitantes cercanos, reflejando la interacción entre degradación edáfica y problemáticas ambientales locales.

El perfil de la CA04 muestra una transición textural y cromática más marcada con la profundidad, destacándose la capa 5 por su mayor contenido de arcilla y la presencia abundante de carbonatos. Estas características señalan procesos de salinización superficial ligados a la elevada evapotranspiración, el limitado drenaje y la cercanía a cauces activos y paleocauces. El perfil representa un ambiente donde la acumulación de sales y la variabilidad hídrica condicionan fuertemente el comportamiento del suelo.

Finalmente, la CA05, correspondiente al Complejo Médano de Oro, se distingue por la presencia dominante de materia orgánica y la evidencia de combustión incompleta de materiales turbosos. La recurrencia de incendios subterráneos, junto con la alta humedad y la pobre aireación, produce horizontes oscuros ricos en carbono y una estructura interna que puede verse profundamente alterada. Estos suelos, de naturaleza palustre, poseen gran capacidad de retención hídrica, pero muestran elevada fragilidad frente a la combustión y a cambios en el nivel freático.

Por lo tanto, los perfiles estudiados confirman que la distribución y el comportamiento de los suelos del valle no pueden comprenderse sin considerar la compleja interacción entre topografía, dinámica fluvial, salinidad, saturación hídrica, procesos palustres y actividades antrópicas. Esta integración edafológica constituye un insumo clave para interpretar la evolución geomorfológica reciente del Valle de Tulum y para orientar estrategias de planificación territorial, mitigación de riesgos y manejo sostenible del ambiente.

CAPÍTULO 6: MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

El presente capítulo aborda la aplicación del método magnetométrico como herramienta de prospección geofísica orientada al reconocimiento de estructuras subsuperficiales en el valle de Tulum. Se presentan los fundamentos físicos que sustentan el comportamiento del campo magnético terrestre y la respuesta de los materiales geológicos frente a sus variaciones, junto con la descripción de los procedimientos de adquisición y procesamiento de los datos. A partir de la generación de perfiles magnetométricos y la aplicación de filtros y transformaciones, se busca identificar anomalías asociadas a paleocauces, estructuras tectónicas y contrastes litológicos relevantes para la reconstrucción geomorfológica del área de estudio (Figura 54).

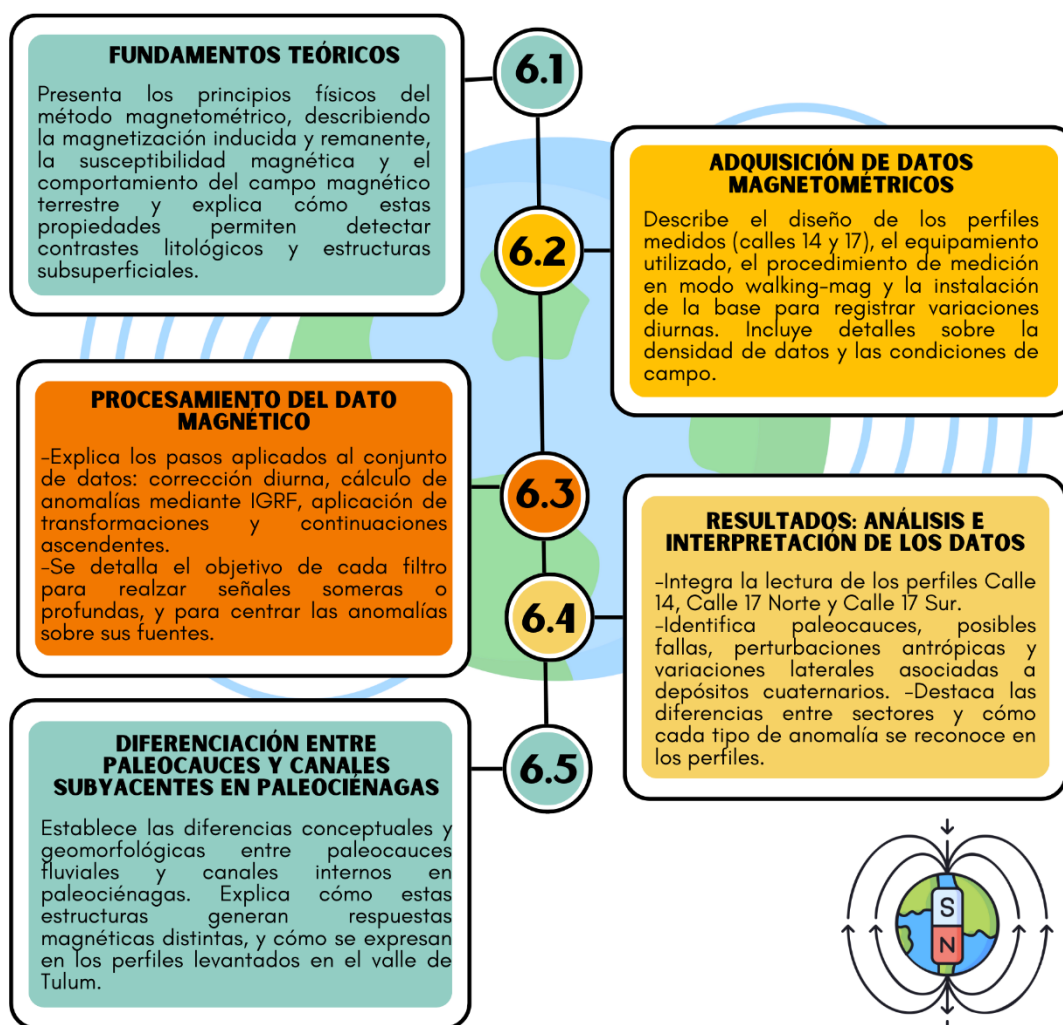


Figura 54: Esquema general del Capítulo 6. Se presentan las secciones que conforman el análisis magnetométrico realizado en el valle de Tulum. Elaboración propia

6.1. Fundamentos teóricos

El método magnetométrico consiste en una técnica geofísica indirecta, no invasiva, que se basa en la medición de variaciones locales del campo magnético terrestre. Dichas variaciones se originan en contrastes de magnetización de los materiales del subsuelo, ya sea por diferencias en su susceptibilidad magnética o en su magnetización remanente. El análisis de estas anomalías permite identificar estructuras geológicas, localizar mineralizaciones, caracterizar paleocauces y suelos con óxidos de hierro, así como detectar objetos enterrados de origen antrópico (Telford, Geldart y Sheriff, 1990; Kearey, Brooks y Hill, 2009).

El campo magnético terrestre tiene su origen principal en los movimientos del núcleo externo y puede considerarse, en primera aproximación, como un dipolo magnético, cuyo valor absoluto varía entre 25.000 y 65.000 nT según la latitud. Sobre este campo global actúan componentes externas e internas que generan variaciones, entre las cuales la contribución cortical resulta significativa a escala local. La magnetización total de un cuerpo geológico puede descomponerse en dos componentes: la magnetización inducida, proporcional al campo terrestre actual y dependiente de la susceptibilidad del material, y la magnetización remanente, adquirida durante los procesos de formación, enfriamiento o diagénesis de las rocas, que persiste independientemente del campo presente. La susceptibilidad magnética (k) es la propiedad física que determina la capacidad de una roca para magnetizarse bajo la acción del campo terrestre, constituyendo una medida de su respuesta magnética. La interacción entre la magnetización inducida y la remanente, y su resultante en un cuerpo rocoso, se ilustra en la figura 55 (Hinze et al., 2013).

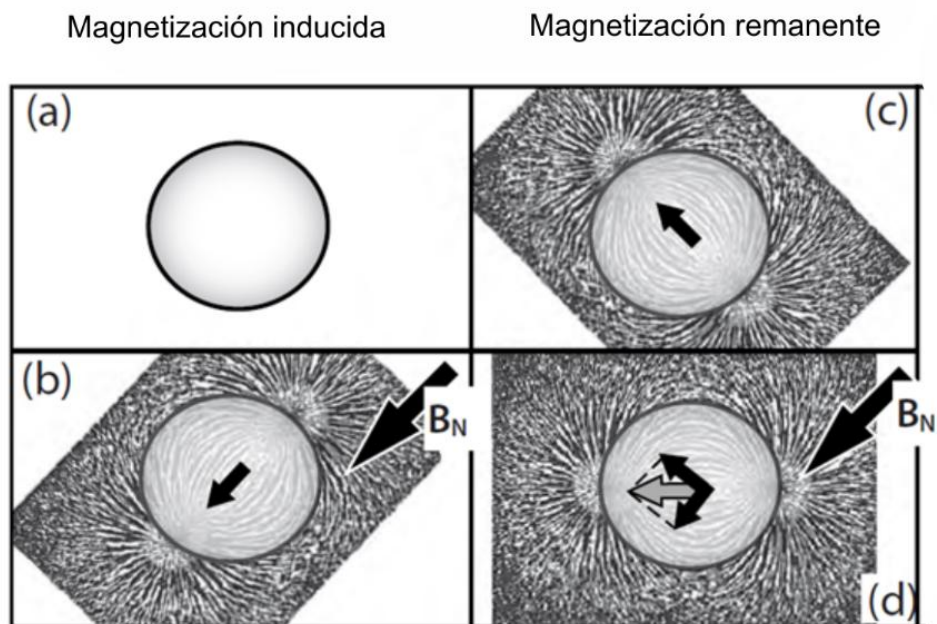


Figura 55: Esquema conceptual de la magnetización en un cuerpo rocoso. (a) Estado inicial sin campo aplicado. (b) Magnetización inducida generada por un campo externo aplicado (B_n). (c) Magnetización remanente. (d) Magnetización total resultante como combinación de las componentes inducida y remanente. Las limaduras de hierro ilustran los patrones de los campos de fuerza. Modificado de Hinze et al. (2013).

Según sus características, los minerales pueden clasificarse en diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos (Maher y Thompson, 1999; Roberts et al., 2011). Bautista et al. (2014) propusieron un ordenamiento de los estados magnéticos en el cual los tres primeros (ferro-, ferri- y antiferromagnetismo) corresponden a materiales con momentos magnéticos alineados paralela o antiparalelamente, incluso en ausencia de un campo externo. En cambio, el paramagnetismo y el diamagnetismo representan comportamientos en los que los materiales solo manifiestan magnetización en presencia de un campo aplicado (Figura 56).

Comportamiento Magnético	Momento magnético	Minerales con este comportamiento	Susceptibilidad
Ferromagnético	Altamente alineados ↑↑↑↑↑§	Fe puro, Ni y Cr	Intensa y positiva
Ferrimagnéticos	Alineados pero con fuerzas opuestas y desiguales ↑↓↑↓↑↑	Magnetita (Fe_3O_4), maghemita (γFe_2O_3), greigita (Fe_3S_4), pirrotita (Fe_3S_8), serie de titanomagnetitas ($Fe_3O_4-Fe_2TiO_4$) y titanomaghemitas ($Fe_2O_3-FeTiO_3$) y otros compuestos de Fe.	Intensa y positiva
Antiferromagnéticos	Acoplamiento antiparalelo ↑↓↑↓↑↓	Hematita (αFe_2O_3) y goethita ($\alpha FeOOH$).	Moderada y positiva
Paramagnéticos	Alineados al azar, se alinean en presencia de campo magnético. ←↑→↓	Biotitas (Mg, Fe, Al silicatos), pirita (FeS_2), lepidocrosita ($\gamma FeOOH$) y ferrihidrita ($5Fe_2O_3 \cdot 9 H_2O$).	Débil y positiva
Diamagnéticos	Magnetización débil y opuesta al campo magnético aplicado ↓↓↓	Minerales que no contienen Fe, como alkali-feldspatos (Ca, Na, K, Al silicatos) y carbonatos.	Débil y negativa

Figura 56: Estados magnéticos de los minerales y su relación con la susceptibilidad magnética, mostrando ejemplos de minerales característicos y su respuesta frente a un campo aplicado. Modificado de Bautista et al. (2014).

La anomalía magnética (ΔT) se define como la diferencia entre el campo observado y un campo de referencia, habitualmente el International Geomagnetic Reference Field (IGRF). Su magnitud y geometría dependen de la forma, profundidad y orientación del cuerpo causante (Nabighian et al., 2005). La prospección magnetométrica se fundamenta en la detección de esas diferencias, ya que un elevado contenido de minerales ferromagnéticos, como la magnetita, produce anomalías positivas, mientras que su ausencia se refleja en anomalías negativas (Lowrie, 1997). Así, la inclinación del campo terrestre y la intensidad regional condicionan la forma y amplitud de las anomalías, lo que se observa en perfiles magnéticos donde los cuerpos someros generan respuestas de mayor amplitud y longitud de onda corta, mientras que los cuerpos más profundos producen anomalías de menor amplitud y longitud de onda más larga (Figura 57).

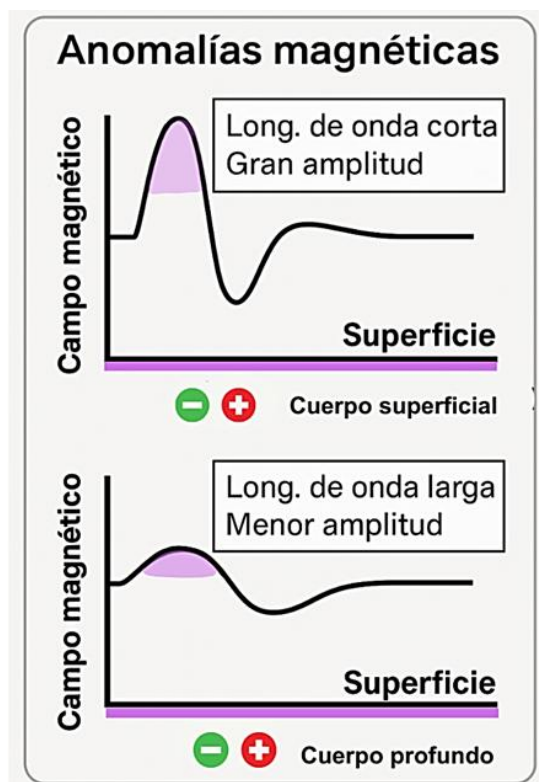


Figura 57: Esquema conceptual de anomalías magnéticas producidas por cuerpos a distintas profundidades: los cuerpos superficiales generan anomalías de corta longitud de onda y gran amplitud, mientras que los cuerpos más profundos producen anomalías de mayor longitud de onda. Elaboración propia.

El método magnetométrico es ampliamente utilizado en la industria para caracterizar estructuras en el subsuelo vinculadas a fuentes anómalas emplazadas en la corteza. Su empleo se justifica especialmente en contextos donde existe una marcada variación lateral de susceptibilidad magnética, una condición frecuente en la naturaleza. Esta característica explica su amplia difusión tanto en la investigación científica como en la prospección aplicada. Una de sus principales ventajas es la posibilidad de explorar extensas áreas en tiempos relativamente cortos, lo que facilita seleccionar estratégicamente los sitios más adecuados para la aplicación complementaria de otros métodos, como el sísmico (Hinze et al., 2013).

El procesamiento e interpretación de los datos magnetométricos incluye la corrección de las variaciones diurnas del campo, la remoción del campo regional mediante modelos de referencia y la aplicación de diferentes técnicas de realce, tales como la señal analítica, las derivadas horizontal y vertical, entre otras. Estas herramientas permiten individualizar estructuras geológicas con mayor claridad. Asimismo, la implementación de modelos de

inversión directa e inversa posibilita inferir la profundidad y geometría de las fuentes anómalas asociadas a las estructuras corticales (Blakely, 1995; Nabighian et al., 2005).

Por lo tanto, la magnetometría se erige como una herramienta eficaz para la exploración del subsuelo, sustentada en bases físicas sólidas y con un amplio rango de aplicaciones. Su fortaleza radica en la alta resolución espacial, la rapidez de adquisición de datos y la capacidad de detectar tanto procesos geológicos como elementos antrópicos, lo que la convierte en una técnica indispensable en la investigación geológica, ambiental e industrial.

6.2. Adquisición de datos magnetométricos

La adquisición magnética se realizó en sectores circundantes al cerro Barboza, con un perfil a lo largo de la calle 14, ubicada al extremo norte del cerro, y dos perfiles al oeste, sobre la calle 17 (Figura 58). En el área oeste se midieron aproximadamente 1600 lecturas distribuidas en dos perfiles de 3 km cada uno, denominados Perfil Norte y Perfil Sur, según su posición geográfica. El primero coincide con perfiles de tomografía sísmica (ver CAPÍTULO 9), mientras que el segundo se dispone de manera oblicua respecto de los paleocauces y estructuras geológicas de interés (fallamiento Tulum). Por otra parte, en el extremo norte del cerro Barboza se efectuaron 4179 lecturas de campo magnético a lo largo de 9 km sobre la calle 14, coincidiendo también con perfiles sísmicos.

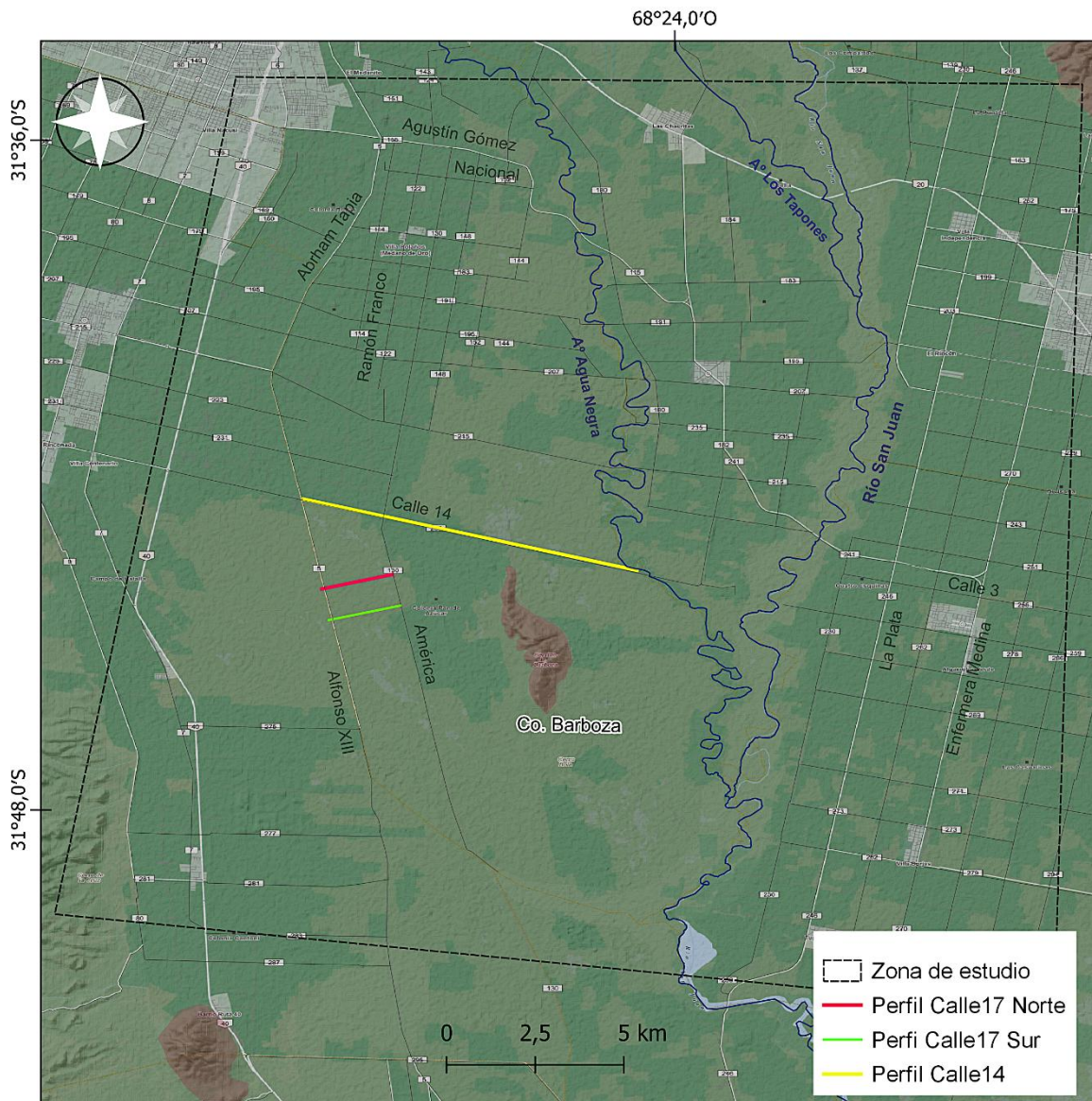


Figura 58: Ubicación de los perfiles magnetométricos relevados en el área de estudio. El Perfil Calle 14 (línea amarilla) se localiza al norte del cerro Barboza, mientras que los perfiles Calle 17 Norte (línea roja) y Calle 17 Sur (línea verde) se encuentran situados al oeste del mismo cerro.

Para la adquisición se emplearon dos magnetómetros de campo total GEM Systems Overhauser GSM 19 V7, con una precisión de 0,1 nT. El equipo móvil consta de una mochila que sostiene la antena que emite las señales magnéticas y un arnés en la parte delantera que sujeta la CPU de dicho instrumento (Figura 59). Además, el magnetómetro móvil consta de un GPS, para el posicionamiento global de los datos. Para la corrección de la variación diurna, uno de los equipos, se instaló en las inmediaciones del Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), en una zona aislada de artefactos metálicos para evitar la

contaminación de la señal magnética, donde se registró con un ciclo de 5 segundos y un filtro de 50 Hz.

El magnetómetro móvil se contrastó previamente con la estación base magnética del IGSV y se configuró en modo walking mag, obteniendo determinaciones cada 2 segundos, equivalentes a un muestreo aproximado cada 2 m. Los datos de ambos equipos se descargaron con el software GEMLink 5.0 y se almacenaron en un disco duro para su posterior procesamiento.



Figura 59: Magnetómetro GEM Systems Overhauser. Las imágenes superiores muestran el uso del equipo durante las mediciones de campo, donde se observa al operador transportando la mochila que sostiene la CPU y la antena del magnetómetro. En la imagen inferior se presenta un acercamiento (zoom) de la unidad central (CPU) del magnetómetro de campo total GEM Systems Overhauser GSM-19 V7.

6.3. Procesamiento del dato magnético

6.3.1 Corrección Diurna

Las variaciones diurnas causadas por corrientes ionosféricas se eliminaron restando el registro continuo del magnetómetro móvil al registro obtenido por el magnetómetro base localizado en la Sierra Chica de Zonda (IGSV). La estación base funcionó, como fue mencionado, con lecturas cada 5 s durante toda la campaña; se calculó diariamente una línea de base nocturna (22:00–04:00 LT) para eliminar el offset instrumental y la deriva a largo plazo. Los datos de campo y base se procesaron con el programa GEMLink, obteniendo un error residual ≤ 0.2 nT en cada estación móvil.

6.3.2 Cálculo de Anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas de campo total (ΔT) se obtuvieron restando el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) de los valores observados en tierra (T_{obs}). El IGRF se calculó mediante el módulo IGRF GX de Oasis Montaj, ingresando para cada perfil la fecha de adquisición, una cota altimétrica media de 500 m s.n.m. y las coordenadas del área de estudio. Dado que la zona relevada posee dimensiones reducidas (< 15 km de diámetro), el campo de referencia resultó constante en todos los perfiles.

Para el perfil de la Calle 14, se empleó el modelo IGRF-13 (2020) desarrollado hasta grado y orden 13 (Alken et al., 2021). El cálculo correspondiente a la fecha de medición (21 de octubre de 2021) arrojó un valor de 22907.9 nT, con una inclinación de -32.67° y una declinación de -2.6° .

En el caso de los perfiles norte y sur de Calle 17, se utilizó el IGRF disponible en Oasis Montaj basado en los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos vigentes hasta grado y orden 10 (Pedie, 1982), adecuados para la fecha de adquisición. Al igual que en el perfil de Calle 14, el valor obtenido fue prácticamente constante a lo largo de todo el recorrido, dadas las dimensiones reducidas del área. Tras una corrección adicional de la variación diurna, la anomalía magnética obtenida (Figura 59) representa únicamente las fuentes magnéticas de la corteza:

$$\Delta T = T_{obs} - IGRF \quad (\text{Ec.8})$$

donde T_{obs} es el campo total corregido por diurna registrado en cada estación.

6.3.3 Transformaciones y filtros aplicados a la anomalía magnética

Con el fin de facilitar la interpretación y discriminar señales de distinta profundidad y extensión, sobre los datos de anomalía magnética se aplicaron transformaciones estandarizadas. En todos los casos, los parámetros direccionales (inclinación y declinación) se obtuvieron del IGRF20 para la fecha y coordenadas del levantamiento (véase Sección 6.3.2). A continuación, se describen los procedimientos empleados y su significado geofísico en el contexto de la detección de paleocauces.

Reducción al Polo (RTP)

La anomalía magnética depende no solo de la forma del cuerpo causante, sino también de la inclinación y declinación de su magnetización, de la dirección del campo magnético terrestre local y de la orientación del cuerpo respecto del norte magnético. Para simplificar la interpretación se aplica la reducción al polo (RTP, por sus siglas en inglés Reduction to Pole), que transforma la anomalía observada en una que correspondería a condiciones polares, con campo y magnetización verticales ($I=90^\circ$, $D=0^\circ$). Este proceso centra las anomalías sobre sus fuentes, aunque constituye una aproximación, ya que la magnetización remanente puede no ser paralela al campo terrestre (Blakely, 1995). En este trabajo, los parámetros de inclinación (-32.67°) y declinación ($-2,6^\circ$) se obtuvieron del módulo IGRF GX, aplicando el filtro mediante Oasis Montaj v. 7.2 (Figura 59).

Continuación ascendente de la RTP

La aplicación de la continuación ascendente sobre la anomalía magnética reducida al polo (RTP) constituye una herramienta esencial dentro del procesamiento de datos magnéticos, especialmente en estudios de geofísica superficial. Esta técnica matemática permite proyectar el campo magnético observado a una altura mayor a la de adquisición, en este caso 25 m por encima del nivel de registro, lo que equivale a simular una medición desde un plano superior. El efecto principal de este procedimiento es la atenuación de las altas frecuencias del espectro magnético, vinculadas a fuentes muy someras o a ruidos de origen cultural (infraestructura, objetos ferrosos dispersos, perturbaciones locales), y el realce de las anomalías de baja frecuencia, asociadas a cuerpos más profundos y de mayor volumen (Blakely, 1995; Nabighian et al., 2005). Al aplicarse sobre la RTP, previamente corregida por la inclinación y declinación del campo magnético, las anomalías resultan centradas sobre sus fuentes, lo que permite que la continuación ascendente resalte de forma más clara la geometría de las estructuras.

En el marco de este trabajo, la comparación entre los perfiles de anomalía magnética total, RTP y RTP continuada a 25 m brinda un enfoque multiescala que posibilita distinguir entre señales de origen superficial y aquellas vinculadas a estructuras subsuperficiales de interés (Figura 60). Las anomalías que persisten luego de la continuación ascendente reflejan contrastes de susceptibilidad a mayor escala, como los generados por rellenos sedimentarios en paleocauces o por contactos litológicos significativos en el subsuelo. De esta forma, se reduce la ambigüedad interpretativa asociada a perturbaciones locales y se obtiene una imagen más "regional" del sistema, fundamental para trazar con mayor precisión la continuidad lateral de los paleocauces y su relación con la red de fallas del área de estudio. Además, la utilización de diferentes alturas de continuación permite evaluar la variación espectral de las anomalías y establecer un criterio de jerarquización entre las respuestas someras y profundas, lo que constituye un complemento metodológico robusto dentro de la prospección magnetométrica aplicada a la geomorfología cuaternaria y al ordenamiento territorial (Hinze et al., 2013).

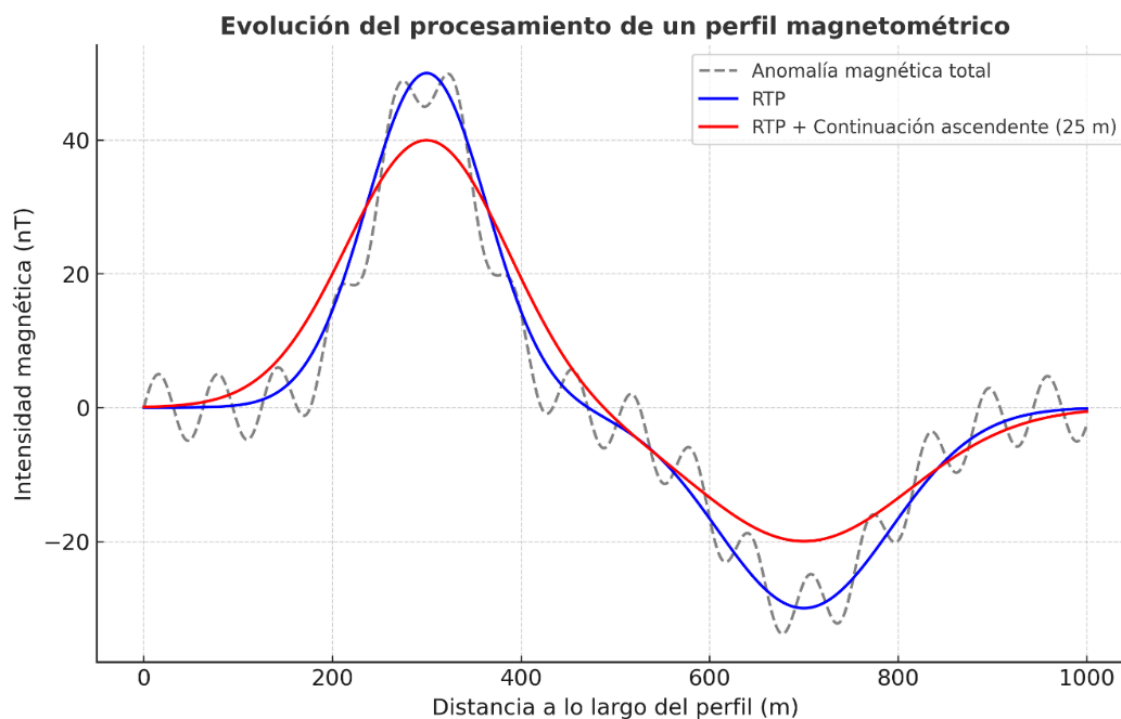


Figura 60: Ejemplo de procesamiento de un perfil magnetométrico. Se observa la anomalía magnética total (gris), la anomalía reducida al polo (RTP) en azul y la RTP luego de aplicar una continuación ascendente a 25 m (rojo). La continuación ascendente suaviza las altas frecuencias y resalta las anomalías de mayor escala, facilitando la interpretación de estructuras profundas como rellenos de paleocauces.

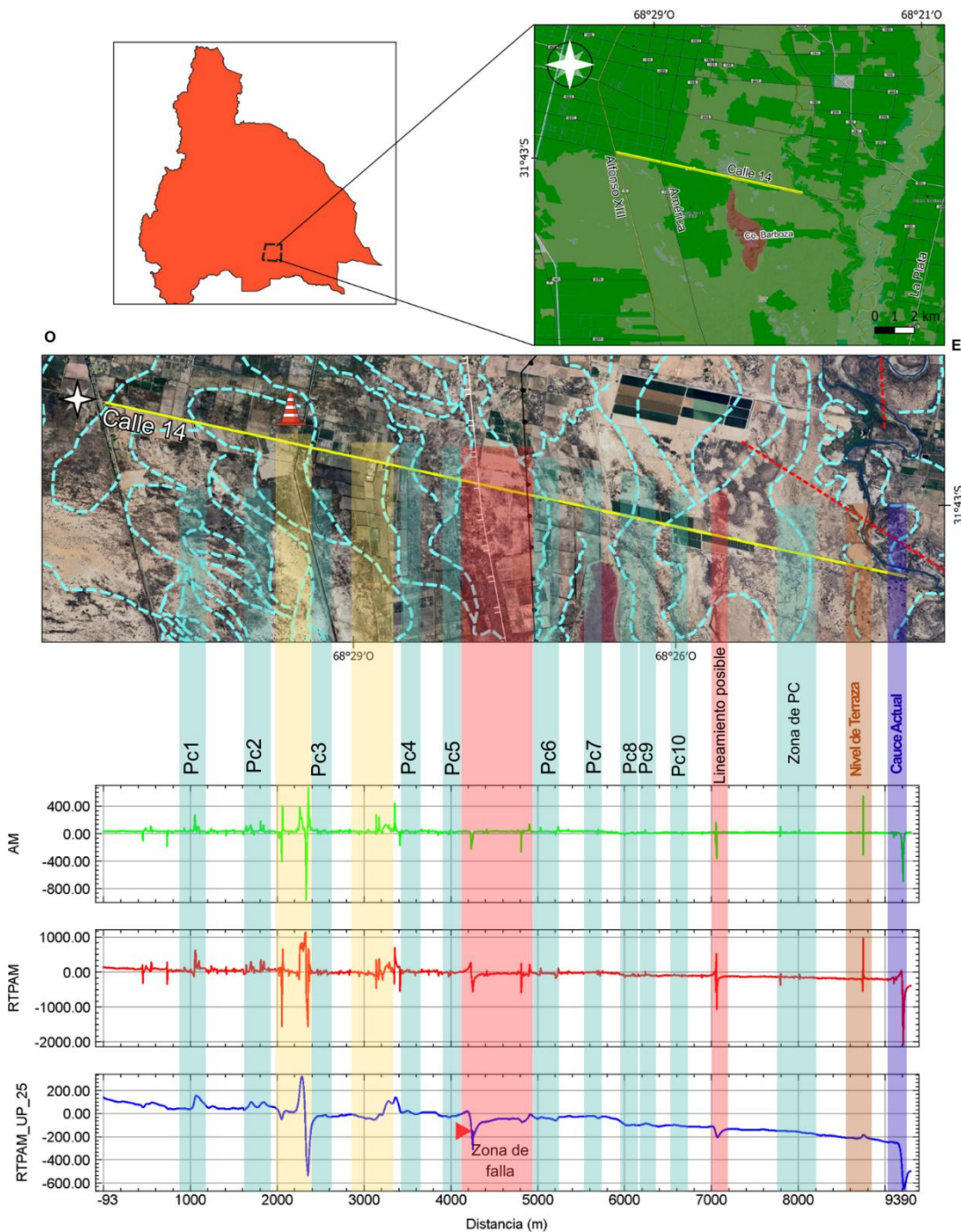
6.4. Resultados: Análisis e interpretación de los datos magnetométricos

Perfil Calle 14

El perfil magnetométrico de dirección oeste–este sobre la calle 14 (Figura 58) permitió reconocer máximos positivos y negativos representadas en la Anomalía Magnética (AM), la Anomalía Magnética Reducida al Polo (RTPAM) y la prolongación ascendente de la RTP a 25 m (Figura 61). El análisis de estas curvas evidenció contrastes entre respuestas naturales vinculadas a depósitos cuaternarios y perturbaciones generadas por infraestructura superficial.

Los paleocauces (PC1 a PC10), señalados en recuadros celestes, se expresan como anomalías suaves, de baja amplitud, generalmente definidas por un mínimo seguido de un máximo magnético. Estas respuestas son coherentes con rellenos sedimentarios de baja susceptibilidad magnética, típicos de antiguos cauces fluviales relictos. La geometría lateral continua y la expresión espectral persistente en la prolongación ascendente refuerzan su interpretación como paleocauces migrantes, producto de la dinámica fluvial cuaternaria del valle de Tulum.

En contraste, las anomalías de origen antrópico (calles e industrias) se presentan como picos abruptos, intensos y de escasa continuidad lateral. Un aspecto central del perfil corresponde a la posible falla identificada en el sector medio (rectángulo rojo), caracterizada por un cambio abrupto de gradiente con oscilaciones entre valores negativos y positivos. Esta anomalía se refuerza en la prolongación ascendente, donde la discontinuidad se hace más evidente. Finalmente, en el extremo occidental del perfil se identifican anomalías vinculadas a terrazas fluviales las cuales se encuentran señaladas con un recuadro de color marrón.



Perfil Calle 14

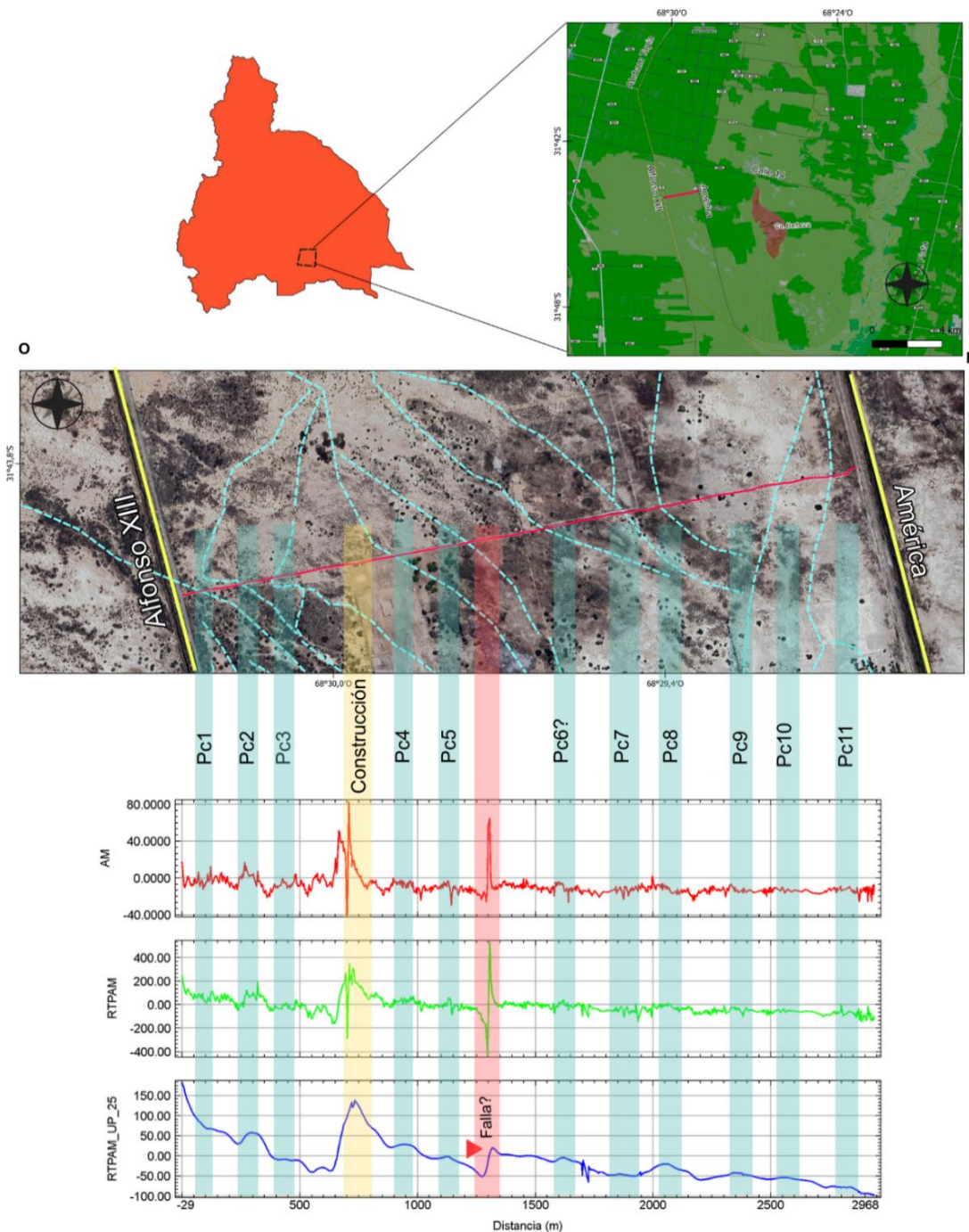
Figura 61: Perfil magnetométrico obtenido sobre la calle 14 (dirección O–E), donde se representan la Anomalia Magnética (AM), la anomalía Reducida al Polo (RTP) y la RTP con continuación ascendente. Se identifican paleocauces, perturbaciones antrópicas y una posible falla, evidenciando contrastes asociados a la dinámica fluvial cuaternaria y a estructuras tectónicas del sector del cerro Barboza.

Perfil Calle 17 Norte

El perfil levantado sobre la calle 17 Norte, con orientación oeste-este localizado al norte del perfil anterior y de menor extensión (Figura 62), confirma la presencia de múltiples anomalías. Para este caso se analizan las mismas anomalías magnéticas que en el perfil descrito anteriormente para la calle 14.

Los paleocauces (PC1 a PC11, recuadros celestes) muestran anomalías suaves y de baja amplitud, con el patrón característico de un bajo seguido de un alto magnético. La coherencia lateral de estas respuestas, junto con su persistencia en las prolongaciones ascendentes, permite interpretarlas como paleocauces fluviales, asociados a migraciones pasadas del sistema aluvial del río San Juan. Estas estructuras presentan rellenos arenosos o limo-arenosos con baja susceptibilidad magnética, lo que genera respuestas espectrales suaves pero definidas.

Entre las perturbaciones antrópicas (recuadro amarillo) se distingue una construcción de gran tamaño que genera un pico abrupto y localizado, y la traza de una calle con una señal menos intensa pero igualmente puntual. Hacia el sector central se reconoce una posible falla (rectángulo rojo), evidenciada como un cambio abrupto en la anomalía magnética y reforzada en la reducción al polo, sobre la prolongación ascendente se destaca como una discontinuidad clara respecto a los valores adyacentes. Al igual que en calle 14, la señal muestra una disminución progresiva hacia el este, vinculada a depósitos distales más homogéneos.



Perfil Calle 17 Norte

Figura 62: Perfil magnetométrico calle 17 Norte (dirección W–E), con registros de Anomalía Magnética (AM, verde), Anomalía Magnética Reducida al Polo (RTPAM, rojo) y prolongación ascendente a 25 m (azul). Se identifican paleocauces (PC1–PC11, recuadros celestes), una anomalía intensa asociada a una construcción de gran tamaño (recuadro lila) y perturbaciones localizadas por infraestructura vial (recuadro naranja). Destaca una posible falla (triángulo rojo), expresada como un cambio brusco de gradiente, y una tendencia decreciente de la señal hacia el sector oriental.

Perfil Magnetométrico Calle 17 Sur

El perfil magnetométrico de la calle 17 Sur (Figura 63), paralelo al descrito anteriormente, exhibe un comportamiento análogo en cuanto a la expresión de anomalías magnéticas. En este caso, además de la AM y la RTPAM, se utilizaron prolongaciones ascendentes a 10 y 25 m, lo que permitió diferenciar anomalías locales de señales más regionales.

Las trazas de los antiguos canales señalados en la imagen satelital de la figura 62 de color celeste y línea punteada, se expresan como anomalías suaves y continuas, de amplitud reducida, con el patrón típico de bajo seguido de alto magnético. Sin embargo, a diferencia de los perfiles calle 14 y calle 17 Norte, este tramo se encuentra emplazado sobre una antigua paleociénaga, identificada en estudios gravimétricos y sedimentológicos como parte del depocentro Barboza–Pie de Palo. En este contexto, se reconoce la presencia de canales subyacentes o internos de laguna (Recuadros de color verde en la figura 63, cuya génesis puede estar vinculada a drenaje natural, subsidencia tectónica o colmatación progresiva del cuerpo palustre.

Estas estructuras enterradas presentan una geometría más difusa y una respuesta espectral atenuada, atribuible a rellenos arcillosos o limo-arenosos con menor susceptibilidad magnética. La prolongación ascendente permite distinguir estas señales de origen palustre respecto de los paleocauces fluviales, identificados en los perfiles anteriores, que muestran mayor coherencia lateral y contraste magnético. Esta diferenciación resulta clave para interpretar la evolución geomorfológica del valle de Tulum, donde la superposición de procesos tectónicos, climáticos y antrópicos ha generado ambientes mixtos con registros sedimentarios complejos. Entre las anomalías antrópicas destacan la traza de una calle y una construcción relevante, ambas responsables de picos intensos, abruptos y de muy corta extensión lateral (recuadro amarillo).

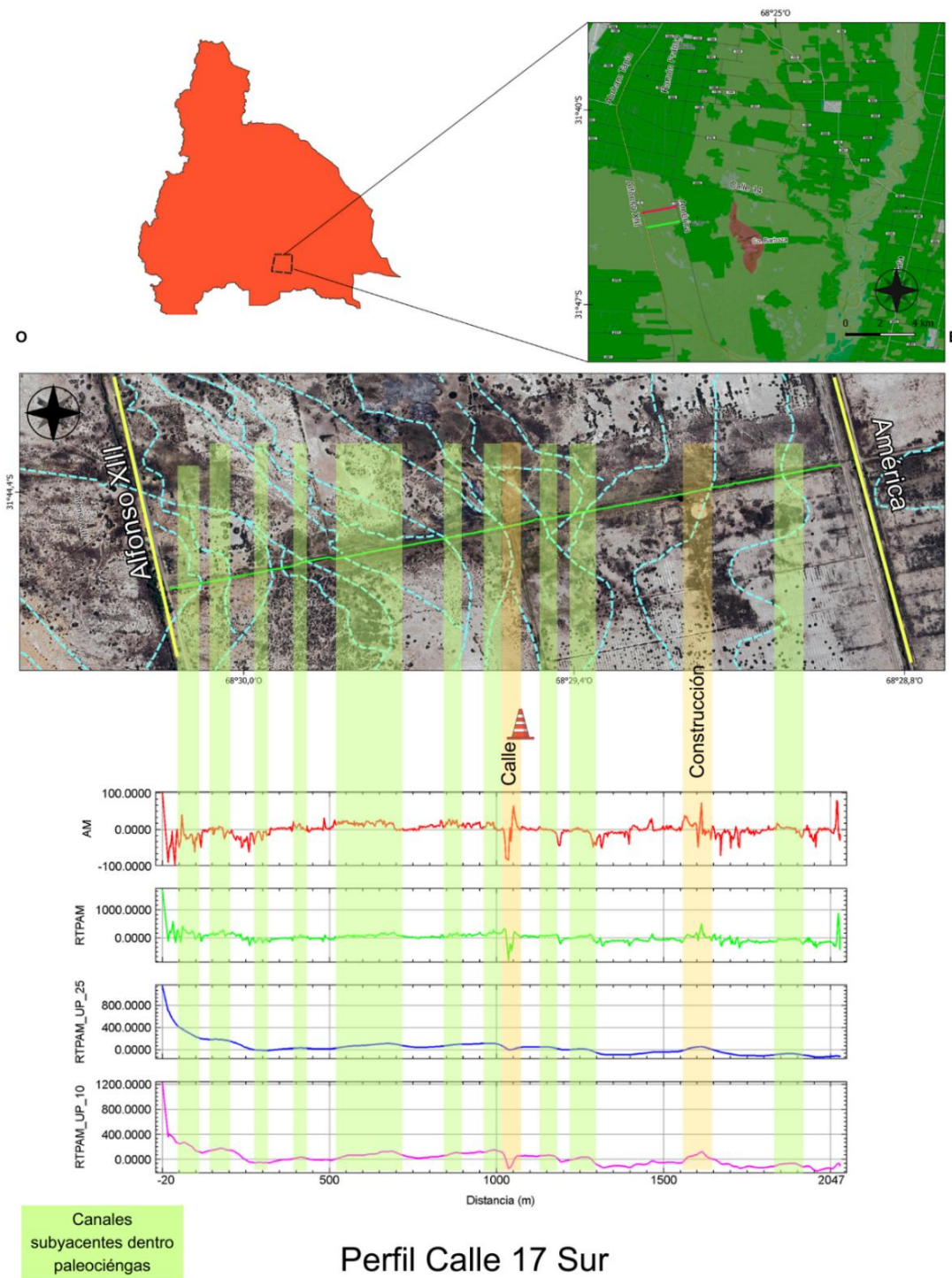


Figura 63: Perfil magnetométrico calle 17 Sur (dirección W–E), con registros de Anomalía Magnética (AM, verde), Anomalía Magnética Reducida al Polo (RTPAM, rojo) y prolongaciones ascendentes a 10 y 25 m (violeta y azul). Se reconocen paleocauces (PC1–PC11 y zona de PC, recuadros celestes), anomalías intensas de origen antrópico vinculadas a una calle (recuadro naranja) y a una construcción (recuadro lila). La señal muestra un patrón suave característico de depósitos aluviales cuaternarios y una disminución progresiva hacia el sector oriental del perfil.

La interpretación conjunta de los tres perfiles magnetométricos (Calle 14, 17 Norte y 17 Sur) permite establecer patrones consistentes y diferencias significativas:

- En los perfiles calle 14 y calle 17 Norte, los paleocauces se reconocen como anomalías suaves, con el patrón típico de bajo–alto magnético, confirmando la eficacia del método para la detección de estructuras fluviales cuaternarias.
- En el perfil calle 17 Sur, las anomalías reflejan canales subyacentes en una paleociénaga, con geometría difusa y baja respuesta espectral, atribuible a rellenos palustres.
- Las anomalías antrópicas (calles, construcciones e industrias) generan picos intensos, abruptos y de extensión lateral limitada, claramente distinguibles de las señales naturales.
- Las fallas identificadas con claridad en los perfiles de calle 14 y calle 17 Norte se interpretan como parte del Sistema de fallamiento del Tulum, mientras que en el perfil de calle 17 Sur su expresión no se reconoce de manera evidente.
- En todos los casos se reconoce una tendencia decreciente de la señal hacia el sector oriental, atribuida a la transición hacia depósitos más homogéneos en la llanura distal.

En consecuencia, los perfiles magnetométricos revelan la superposición de procesos fluviales cuaternarios, actividad tectónica reciente y perturbaciones antrópicas, aportando información esencial para la reconstrucción geomorfológica y estructural del valle de Tulum.

6.5 Diferenciación entre paleocauces y canales subyacentes en paleociénagas

La existencia de paleociénagas en el Valle de Tulum ha sido ampliamente documentada mediante estudios históricos, geomorfológicos, sedimentológicos y geofísicos. La información histórica señala que vastas superficies del valle estuvieron ocupadas por cuerpos palustres, entre ellos la Ciénaga Grande o "Ciénaga Trinidad–Pocito", junto con numerosos humedales menores distribuidos en las nacientes de los arroyos Agua Negra y Los Taponés. Estos ambientes se asocian a hallazgos de sedimentos lacustres, niveles de arcillas y limos orgánicos, presencia de gasterópodos en perforaciones, paleosuelos hidromórficos, así como evidencias arqueológicas de ocupaciones humanas vinculadas a zonas húmedas (Suvires et al., 2009; Genini, 1999; Rocca 1969, Gambier, 1999 y Martos, 2002). La geometría, distribución y conectividad de estas paleociénagas reflejan una fuerte

dependencia del marco tectónico: estudios gravimétricos indican que se desarrollaron sobre depocentros flexurales generados por el Sistema de Fallas del Tulum, donde la subsidencia creó áreas deprimidas con freáticos aflorantes, baja pendiente y drenaje deficiente (Rodríguez et al., 2016). Complementariamente, Rodríguez et al. (2018) demostraron que estos sectores funcionaron como zonas de descarga del acuífero, con suelos finos, salinos y mal drenados, condiciones propicias para el establecimiento de humedales persistentes durante el Cuaternario.

Los paleocauces se definen como antiguos cursos fluviales relictos (Figura 64 a), producto de la migración lateral o abandono de cauces activos, cuya geometría y relleno sedimentario permiten reconstruir la dinámica fluvial cuaternaria (Bridge, 2009; Miall, 2013). Estas estructuras suelen presentar una alta coherencia lateral, rellenos arenosos o gravosos, y una expresión magnética suave pero definida, con el patrón característico de mínimo seguido de máximo magnético (Hinze et al., 2013; Nabighian et al., 2005).

En contraste, los canales subyacentes en paleociénagas corresponden a estructuras enterradas bajo depósitos palustres (Figura 64 b), cuya génesis puede estar vinculada a drenaje interno, subsidencia tectónica o colmatación progresiva del cuerpo palustre (Neiff et al., 2017; Rodríguez et al., 2016). Estas estructuras presentan geometrías más difusas, rellenos arcillosos o limo-arenosos con baja susceptibilidad magnética, y una respuesta espectral atenuada, especialmente en prolongaciones ascendentes.

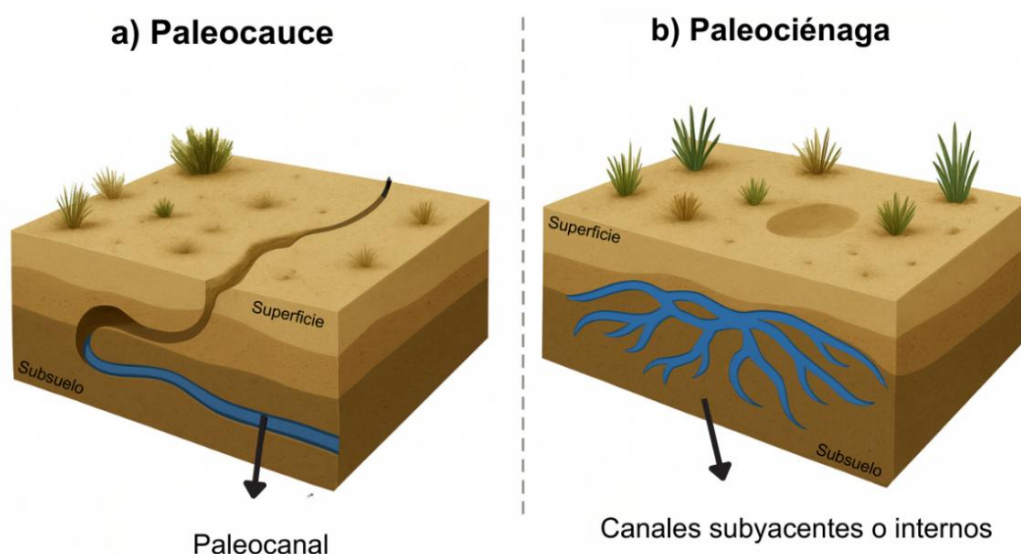


Figura 64: Diferenciación conceptual entre paleocauces y canales subyacentes en paleociénagas. Esquema comparativo (elaboración propia) entre dos ambientes cuaternarios del valle de Tulum. A la izquierda (a), se representa un paleocauce fluvial migrante, con relleno sedimentario arenoso y continuidad lateral, típico de

ambientes aluviales. A la derecha (b), se ilustra una paleociénaga con canales subyacentes o internos de laguna, de geometría difusa y relleno arcilloso, vinculados a drenaje interno y subsidencia tectónica.

Por lo tanto, la interpretación magnetométrica del perfil Calle 17 Sur evidencia este comportamiento, donde las anomalías suaves y difusas se corresponden con estructuras palustres desarrolladas en el depocentro Barboza–Pie de Palo, y no con paleocauces bien definidos como los observados en las calles 14 y 17 Norte. La Figura 65 integra la evidencia histórica, cartográfica y geofísica que respalda la distribución de estas paleociénagas y su estrecha relación con la dinámica tectónica y el funcionamiento hidrológico del Valle de Tulum.

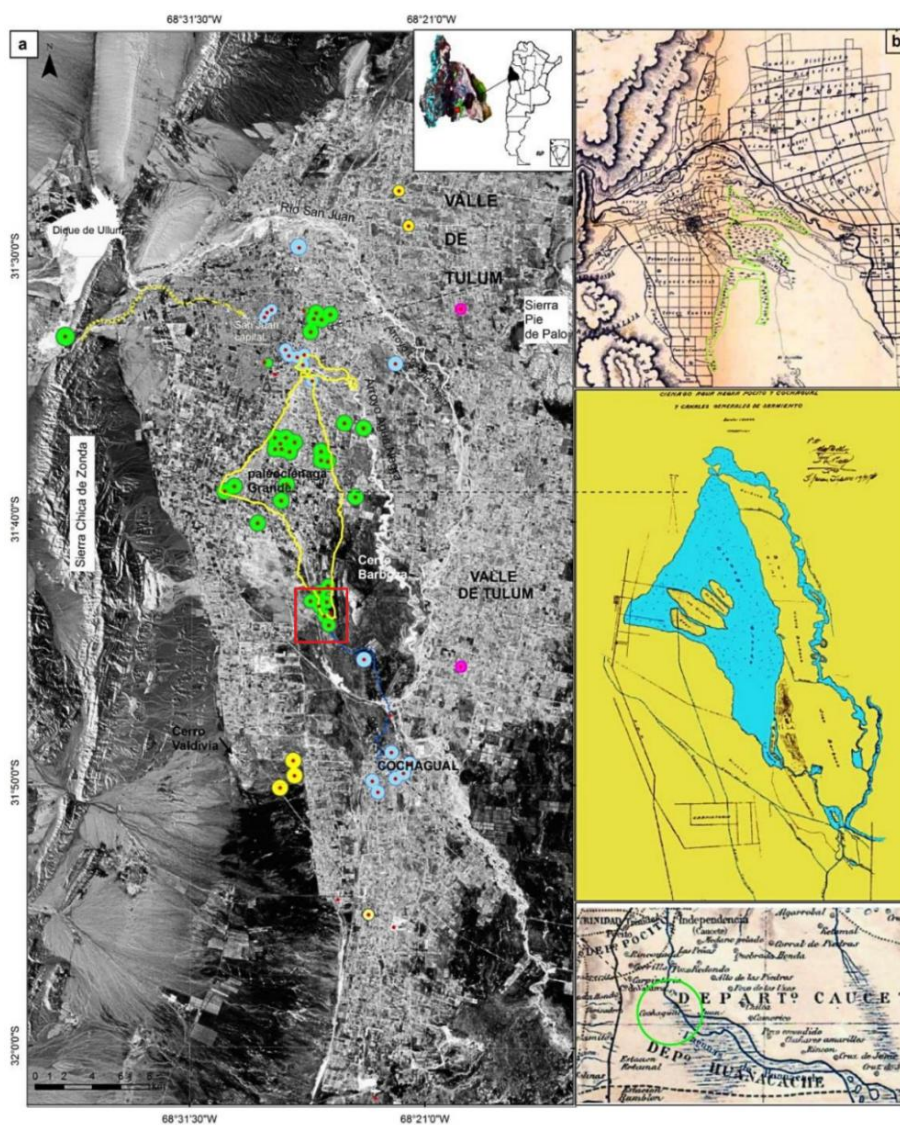


Figura 65: a)- Distribución geográfica de las paleociénagas del Valle de Tulum obtenida a partir del procesamiento de una imagen satelital con el índice *Tasseled Cap Wetness* que resalta sectores con mayor

humedad superficial y permite identificar los límites de la antigua "Ciénaga Grande". Los puntos de colores representan el grado de precisión de los registros históricos: verde (posición precisa), celeste (ubicación aproximada) y amarillo (referencias con baja exactitud espacial). El recuadro rojo indica la zona donde se llevó a cabo del perfil magnetométrico Calle 17 Sur, emplazado en un sector palustre del depocentro Barboza–Pie de Palo. b)- A la derecha se incluyen mapas históricos (Miranda, 2008) que documentan la presencia de paleociénagas durante los siglos XIX y principios del XX, entre ellos: 1) ciénagas registradas durante la gobernación de D. F. Sarmiento (1862), 2) croquis de la ciénaga de Agua Negra, Pocito y Cochagual (Archivo del Departamento de Hidráulica, 1917), y 3) mapa de hidrografía de la Provincia de San Juan (1889). Elaboración propia a partir de fuentes históricas y material cartográfico no publicado.

CAPÍTULO 7: MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico constituye una herramienta fundamental para estudiar la estructura interna de la corteza terrestre, ya que permite detectar variaciones espaciales del campo de gravedad asociadas a contrastes de densidad en el subsuelo. En este trabajo su aplicación tuvo como objetivos principales identificar la influencia del sistema de fallas del Tulum en la configuración estructural del valle, analizar la relación entre las anomalías gravimétricas y la distribución de cauces activos y zonas de subsidencia, y caracterizar las variaciones de densidad vinculadas al basamento y al relleno cuaternario. El capítulo se estructura en cuatro apartados que abarcan los fundamentos teóricos del método, la adquisición y el procesamiento de los datos y, finalmente, la interpretación de los perfiles gravimétricos integrados con información geológica y geomorfológica. La figura 66 presenta un esquema introductorio que sintetiza visualmente esta organización.

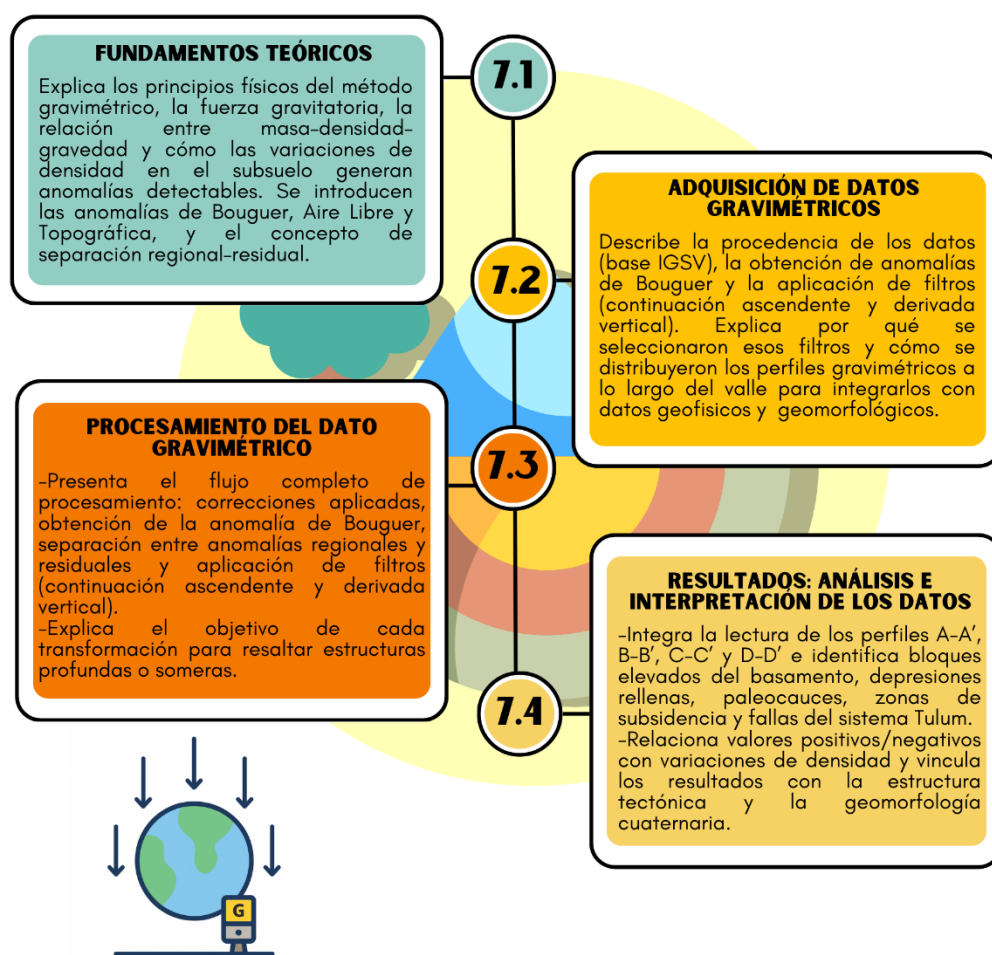


Figura 66: Esquema introductorio del Capítulo 7 que resume la organización general del método gravimétrico aplicado en el Valle de Tulum. Elaboración propia.

7.1. Fundamentos teóricos

7.1.1. La fuerza gravitatoria

El campo gravitatorio es generado por el fenómeno fundamental de la gravitación, responsable de la atracción mutua entre los cuerpos. Una masa, en presencia de otra, posee una energía potencial gravitatoria que tiende a producir una aceleración relativa si ambas son libres de moverse. En la superficie terrestre, esta fuerza se manifiesta como el peso de los objetos, producto de la atracción entre la masa de la Tierra y la del cuerpo considerado. La masa, determinada por el volumen, la composición atómica y la estructura interna, constituye la fuente del campo gravitatorio. En geofísica, se trabaja con la densidad (masa por unidad de volumen), dado que las variaciones de densidad en el subsuelo originan cambios detectables en la aceleración de la gravedad (Hinze et al., 2013).

Según la Ley de la Gravitación Universal de Newton (Figura 67), la fuerza gravitatoria entre dos masas (m_1 y m_2) es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa:

$$F_g = G (m_1 m_2 / r^2) \quad (Ec.9)$$

Esta relación explica por qué los cambios de masa o de densidad en el interior de la Tierra producen pequeñas perturbaciones en el campo de gravedad medido en superficie.

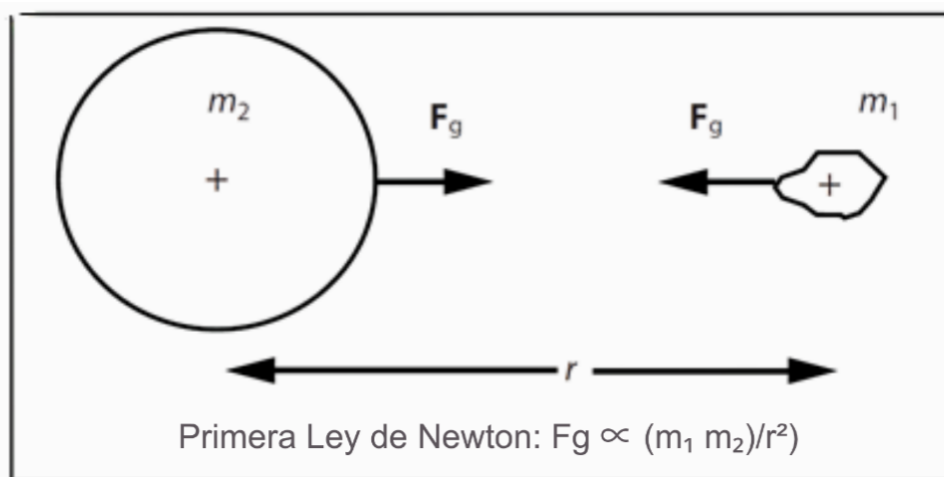


Figura 67: Ilustración de dos cuerpos que se atraen mutuamente con una fuerza gravitatoria (F_g) proporcional al producto de sus masas (m_1 y m_2) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre los centros de ambas masas. (Modificado de Hinze et al., 2013).

El campo gravitatorio terrestre es la suma de múltiples contribuciones: la masa de la Tierra, su rotación, la topografía y las heterogeneidades internas. Esta superposición justifica la aplicación de correcciones y filtros para aislar el efecto de las estructuras de interés. Además, la gravedad es un campo conservativo, representable mediante un potencial escalar que facilita su tratamiento matemático (Hinze et al., 2013).

7.1.2. El método gravimétrico

El método gravimétrico permite detectar variaciones en la densidad de los materiales del subsuelo a partir de mediciones precisas de la gravedad. Las anomalías resultantes reflejan diferencias en la distribución de masa y permiten inferir contrastes litológicos, estructuras tectónicas o espesores de rellenos sedimentarios (López y Vásquez, 2012).

La magnitud de la gravedad se expresa en gales (Gal), donde $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$, o en mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$). Las densidades varían ampliamente dependiendo de los materiales (Hinze et al., 2013). Los sedimentos sueltos hasta rocas cristalinas o minerales metálicos (Figura 68), generando variaciones mensurables en el campo gravitatorio. El análisis de estas mediciones permite obtener anomalías gravimétricas, definidas como las diferencias entre la gravedad observada y la esperada en una Tierra homogénea. Estas anomalías son indicativas de heterogeneidades internas y constituyen la base para la interpretación geológica.

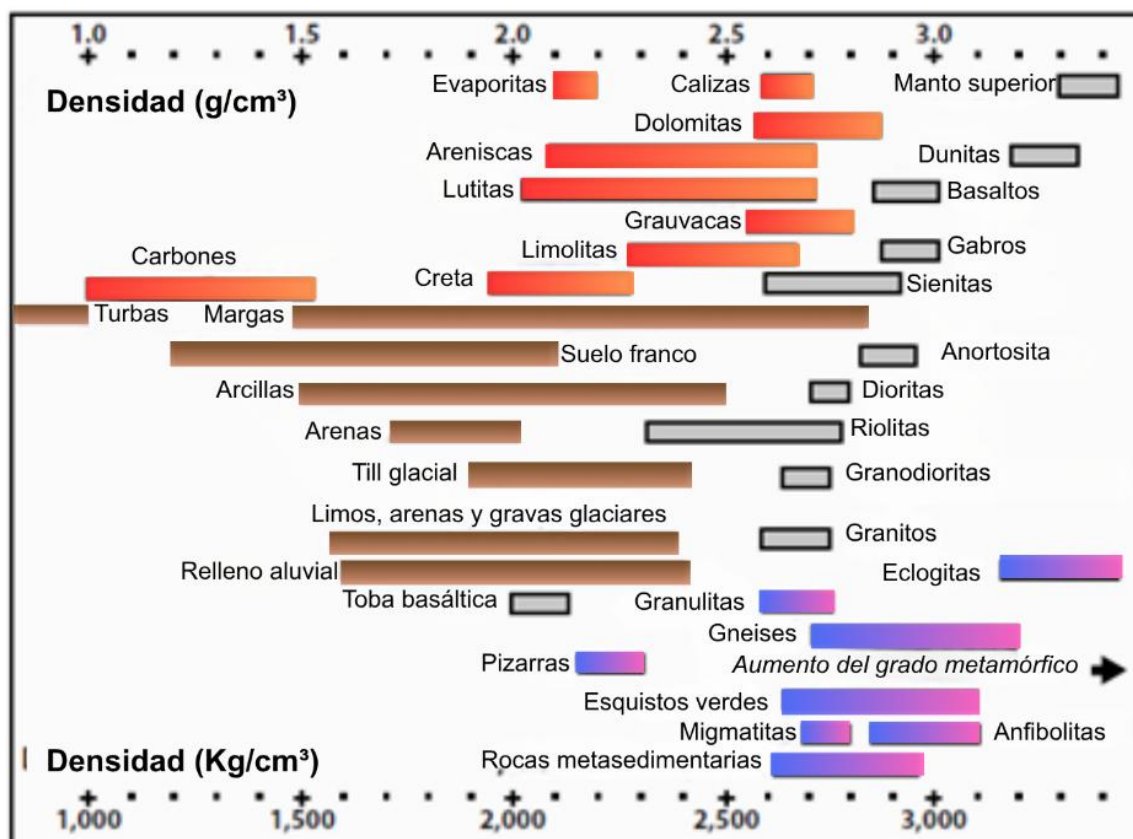


Figura 68: Densidades típicas de materiales consolidados y no consolidados (Modificada de Hinze et al., 2013).

7.1.3. Anomalías Gravimétricas

La anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre el valor de gravedad observado (g_{obs}) y el valor teórico normal (γ) correspondiente a una Tierra elipsoidal y homogénea. Esta diferencia refleja el efecto combinado de las variaciones de densidad en el subsuelo y de las condiciones topográficas y geográficas del punto de medición. Para obtener valores físicamente coherentes y comparables, es necesario aplicar una serie de correcciones que compensan los efectos de la latitud, la altitud de la estación, la distribución real de masas en las proximidades y las variaciones temporales del campo gravitatorio, incluyendo la deriva instrumental y las influencias lunisolares.

A continuación, se presentan los fundamentos físicos y los procedimientos de cálculo de cada corrección aplicada

1) Corrección de Aire Libre (CAL)

Compensa la variación de la gravedad con la altura respecto al nivel del mar. A medida que una estación de medición se sitúa a mayor altitud, disminuye el valor de la gravedad debido

al aumento de la distancia al centro de la Tierra. Esta corrección añade un valor positivo proporcional a la altura de la estación, con el fin de trasladar el valor observado a la superficie de referencia.

De acuerdo con la formulación propuesta por Hofmann-Wellenhof y Moritz (2005), que considera a la Tierra como un elipsoide de revolución, la corrección de Aire Libre se expresa mediante:

$$CAL = - 0,3087691 + 0,0004398 \sin^2(\varphi) h + 7,212510^{-8} h^2 \quad (\text{Ec.10})$$

Dónde:

- φ : latitud en radianes
- h : altura de la estación sobre el nivel del mar (en metros).

El término 0,3086 mGal/m representa el gradiente vertical del campo de gravedad medio de la Tierra. Esta corrección supone que no existe masa entre la estación y la superficie de referencia, razón por la cual su aplicación aislada tiende a sobrestimar la gravedad en regiones montañosas o subestimar en zonas deprimidas. Por ello, debe complementarse con las correcciones de Bouguer y topográfica.

2) Corrección de Bouguer (**CB**)

La corrección de Bouguer tiene eliminar el efecto gravitacional de las masas rocosas comprendidas entre la estación y el nivel de referencia (nivel del mar o geoide). En términos físicos, se considera que la masa situada bajo la estación ejerce una atracción adicional sobre el gravímetro, que debe ser restada para obtener el valor de gravedad correspondiente a la superficie de referencia.

El modelo más común para calcular esta corrección asume una losa plana e infinita de espesor h y densidad σ , de acuerdo con la expresión:

$$CB = 2\pi G\sigma h = 0,041931 \sigma h \quad (\text{mGal}) \quad (\text{Ec.11})$$

Dónde:

- h (m): diferencia de altura entre la estación y la superficie de referencia.
- σ (g/cm^3): densidad media del material considerado

En este trabajo se adoptó una densidad media de 2,67 g/cm³, valor representativo para rocas de composición silíceas (Hinze, 2003). Sustituyendo este valor, el factor se reduce a 0,1119 h, expresado en mGal. Aunque este modelo es adecuado para topografía suave, en zonas con relieve abrupto puede introducir errores residuales que deben corregirse mediante la corrección topográfica.

3) Corrección Topográfica (CT):

La corrección topográfica ajusta los efectos gravitatorios asociados a la topografía real del terreno. Compensa tanto las masas descontadas en exceso por la corrección de Bouguer como las masas situadas por encima del plano de referencia cuyo efecto no fue considerado. Su valor es siempre aditivo y depende de la morfología local, la densidad de los materiales y la distancia a la estación. Para su cálculo se utilizó una densidad media de 2,67 g/cm³ y modelos de elevación digital (DEM) locales y regionales, procesados mediante el módulo Terrain Corrections de Oasis Montaj (Geosoft), siguiendo los procedimientos de Phillips (2007). El algoritmo implementado se basa en los métodos clásicos de Nagy (1966) y Kane (1962), que evalúan el efecto gravitacional de prismas rectangulares distribuidos alrededor de cada estación.

Esta corrección adquiere mayor importancia en áreas montañosas o con fuertes pendientes. En el área de estudio, aunque el relieve es moderado, su incorporación es esencial para asegurar la consistencia física y comparativa de las anomalías calculadas.

Cálculo de las anomalías

Una vez procesados los datos, y a partir de la información de gravedad observada, elevación y posicionamiento geográfico, se calculan las anomalías de Aire Libre (AAL) y la Anomalía de Bouguer (AB) siguiendo los procedimientos y formulaciones propuestos por Blakely (1995), Hinze et al. (2003)

Las siguientes ecuaciones expresan las distintas formas de anomalía de gravedad:

$$AAL = g_{obs} - (\gamma - CAL) \text{ (Ec.12)}$$

$$AB = g_{obs} - (\gamma - CAL + CB) \text{ (Ec. 13)}$$

$$AB_{comp} = g_{obs} - (\gamma - CAL + CB + CT) \text{ (Ec.14)}$$

donde **C** representa las diferentes correcciones aplicadas:

- **CAL:** Corrección de Aire Libre.
- **CB:** Corrección de Bouguer.
- **CT:** Corrección Topográfica.

7.2. Adquisición del dato gravimétrico

Los datos utilizados en este estudio provienen de la base de datos gravimétricos del Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (IGSV), adquiridos de manera terrestre a partir de múltiples campañas de mediciones de campo, los cuales cubren de manera continua el Valle de Tulum. El cálculo de anomalías gravimétricas de Bouguer (AB) se efectuó mediante las clásicas expresiones siguiendo lo manifestado por Blakely (1995). Los valores de AB con corrección topográfica, fueron grillados cada 500 m para obtener la carta de anomalías de Bouguer. A partir de esta base se seleccionaron cuatro trazados gravimétricos con el fin de analizar la estructura subsuperficial y su relación con las geoformas y el drenaje actual.

Los perfiles fueron ubicados estratégicamente (Figura 69) para intersectar los principales lineamientos previamente cartografiados, así como zonas con cauces activos, paleocauces (Capítulo 4) y áreas interpretadas como paleociénagas (Capítulo 6). El perfil A–A' recorre la parte septentrional del área de estudio, donde además se cuenta con perfiles de suelos y estudios complementarios. El trazado B–B' sigue la Calle 17, coincidiendo con transectas magnetométricas y perfiles de sismica de refracción abordados en capítulos posteriores. El perfil C–C' atraviesa el sector central del valle con orientación noroeste–sureste, siendo correlacionable con las líneas geofísicas de Calle 14. Finalmente, el perfil D–D' se extiende de oeste a este hacia el departamento 25 de Mayo, coincidiendo con levantamientos de tomografía eléctrica y sísmica. La ubicación de estas líneas permitió integrar la información gravimétrica con estudios geomorfológicos y otros métodos geofísicos, facilitando una caracterización regional coherente del subsuelo cuaternario y del marco tectónico del Valle de Tulum.

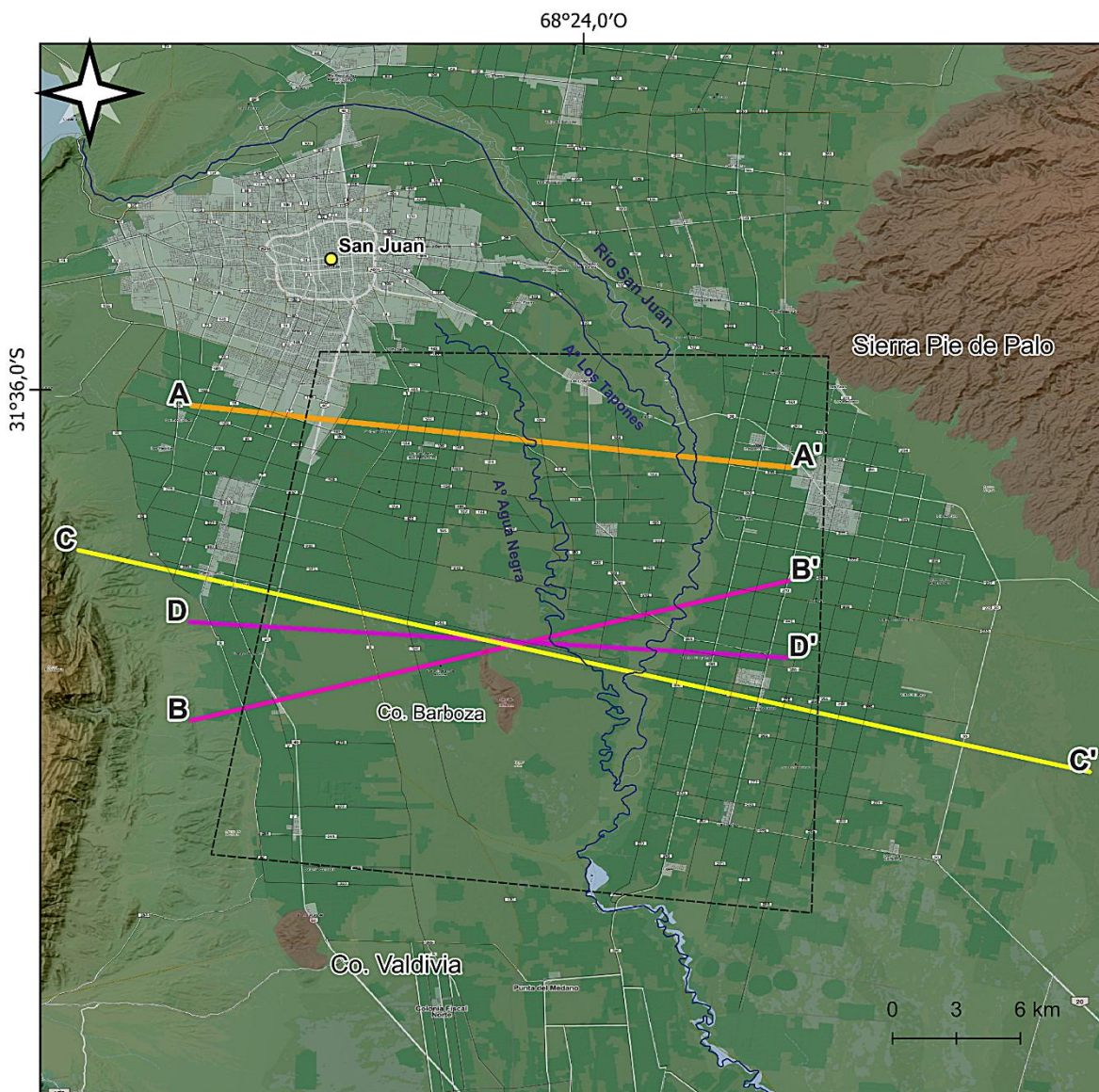


Figura 69: Mapa de ubicación de los cuatro perfiles gravimétricos realizados en el área de trabajo.

7.3. Procesamiento del dato gravimétrico

Los datos fueron procesados para generar grillas de anomalías de Bouguer y mapas residuales mediante continuación ascendente ($h = 10$ km) y derivada vertical en Z, utilizando el software Oasis Montaj (GEOSOFT®).

La selección de estos filtros respondió a objetivos específicos:

- Continuación ascendente: obtener una residual que muestre rasgos de estructuras en superficie.
- Derivada vertical: realza contrastes de densidad de diferentes profundidades.

7.3.1. Separación de Anomalías Regionales y residuales de la Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer (AB) refleja el efecto combinado de las estructuras geológicas que se distribuyen tanto en profundidad como en la superficie. Por lo tanto, su señal integra simultáneamente las contribuciones gravimétricas de origen regional, asociadas a contrastes de densidad en el basamento o en la corteza profunda, y las de origen local, vinculadas a variaciones someras en el relleno cuaternario, fallas o discontinuidades estructurales.

Con el propósito de analizar con mayor precisión las variaciones gravimétricas vinculadas a la geología del Cuaternario del Valle de Tulum, fue necesario separar el componente regional de la anomalía total, de modo de aislar las anomalías residuales, que expresan las variaciones de densidad más superficiales. Esta separación se realizó aplicando filtros matemáticos sobre el mapa de anomalía de Bouguer (AB), mediante el software Oasis Montaj™, seleccionando parámetros adecuados a cada tipo de filtrado (Figura 70), teniendo en cuenta la siguiente expresión:

$$AB = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomalía residual} \text{ (Ec. 15).}$$

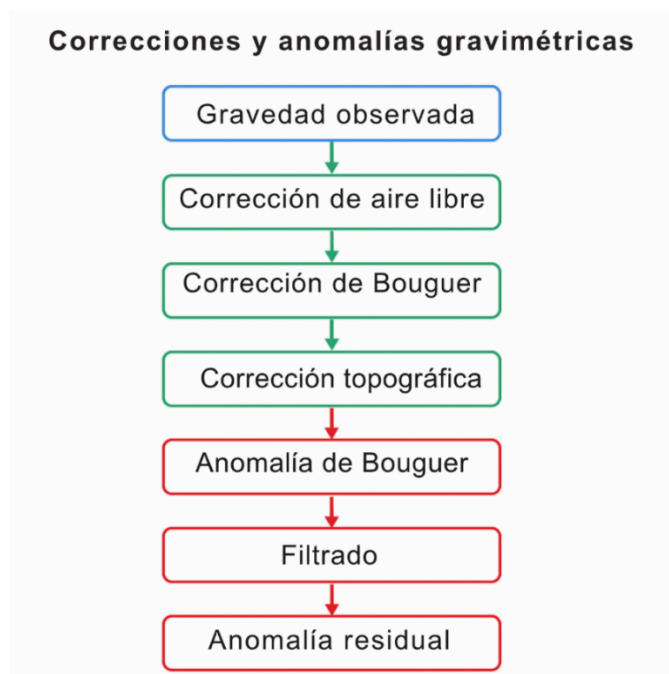


Figura 70: Diagrama esquemático de las correcciones aplicadas al valor observado de gravedad y su efecto sobre la anomalía resultante. Elaboración propia.

La ecuación anterior (Ec.15) indica que la anomalía observada puede descomponerse en dos partes: una de baja frecuencia o larga longitud de onda (regional), y otra de alta frecuencia o corta longitud de onda (residual) (Figura 71). La primera está controlada por las variaciones de densidad a gran profundidad (como por ejemplos relieves del basamento o estructuras corticales), mientras que la segunda se asocia a cuerpos o estructuras próximas a la superficie (Figura 70 b).

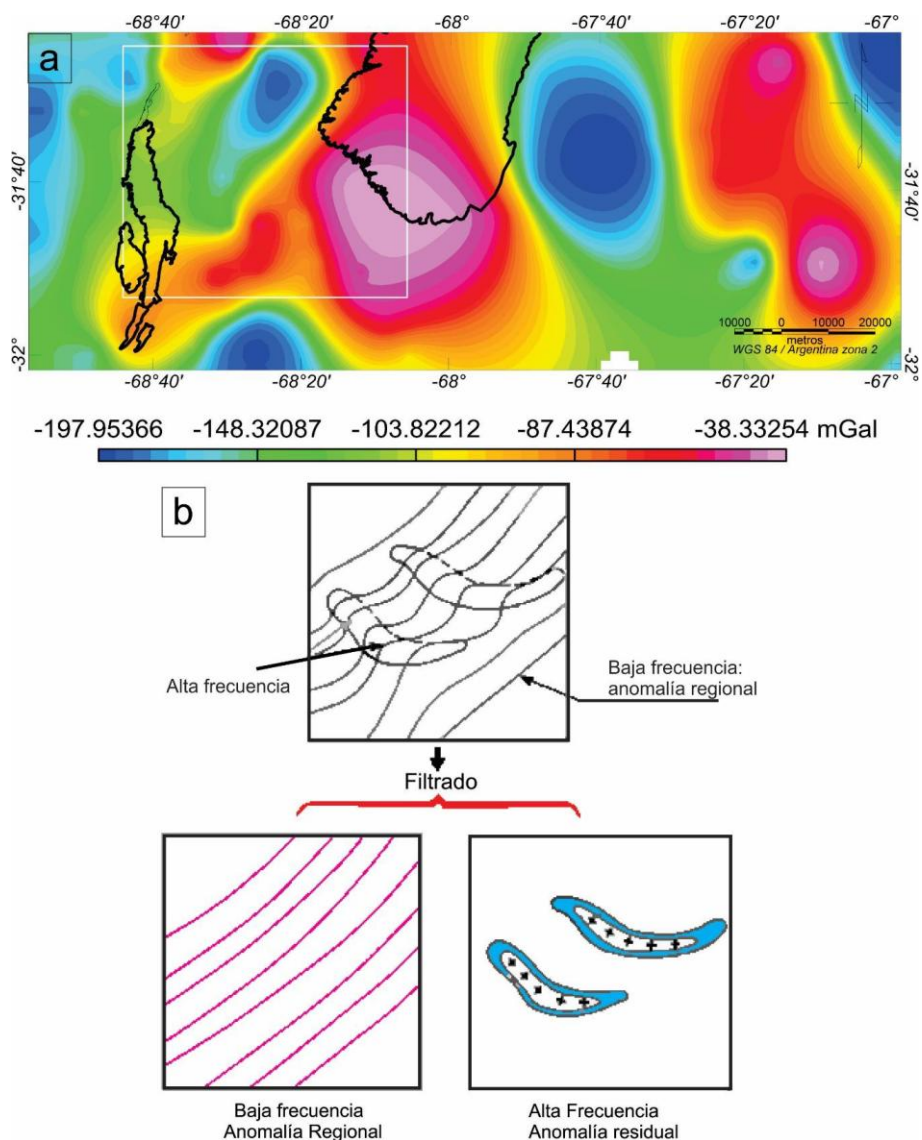


Figura 71 :a) Mapa de anomalías de Bouguer: La anomalía de Bouguer constituye un indicador directo de la distribución de masas en el subsuelo. Mediante la aplicación de filtros específicos es posible aislar las longitudes de onda largas, asociadas a las contribuciones del manto superior, obteniéndose así la componente Regional. Esta componente se sustrae para obtener la anomalía residual, vinculada a variaciones dentro de la corteza. El recuadro en blanco delimita el área analizada en este estudio. Los valores de anomalía de Bouguer oscilan

entre $-199,54$ y $-36,61$ mGal. b) Separación entre anomalías Regionales (R) y residuales (r) según el esquema metodológico propuesto por Henry (1997).

7.3.2 Filtros aplicados

Para efectuar la separación de componentes regionales y residuales se aplicaron dos técnicas principales de procesamiento:

a) Continuación ascendente (*Upward Continuation*)

La prolongación analítica ascendente es un filtro matemático que proyecta el campo gravimétrico observado hacia un plano superior, es decir, a una altura mayor que la superficie de observación original. Esta operación suaviza la señal, reduciendo las variaciones de alta frecuencia y, por lo tanto, atenuando las anomalías causadas por fuentes someras mientras acentúa las contribuciones de las estructuras más profundas (Blakely, 1995; Hinze et al., 2013).

Desde el punto de vista físico, este filtro equivale a calcular el valor del potencial gravitatorio en un plano hipotético elevado, como si las mediciones se hubiesen realizado a una mayor altura. En consecuencia, la amplitud de las anomalías locales o superficiales disminuye progresivamente con la altura del plano de proyección, mientras que las anomalías regionales, de mayor longitud de onda, se mantienen prácticamente invariantes. De acuerdo con Jacobsen (1987), los resultados del filtro de continuación ascendente constituyen una buena aproximación del campo regional. Así, el mapa resultante puede sustraerse del campo original para obtener las anomalías residuales, que corresponden a los contrastes de densidad en niveles más superficiales.

b) Derivadas verticales

El uso de las derivadas verticales del campo gravimétrico constituye un método clásico de realce de datos, orientado a resaltar los componentes de alta frecuencia del espectro y, por lo tanto, las estructuras someras o límites abruptos de densidad (Nabighian, 1984; Elkins, 1951). Este procedimiento se basa en el principio de que las fuentes cercanas a la superficie generan variaciones rápidas del campo, mientras que las fuentes profundas producen variaciones más suaves y de baja frecuencia.

La primera derivada vertical se obtiene aplicando el operador diferencial $\partial/\partial z$ sobre el campo gravimétrico total, lo cual equivale a un filtro paso alto que amplifica las señales de corta longitud de onda. En la práctica, este filtro permite realzar las anomalías asociadas a

fallas, contactos litológicos, bordes de intrusiones y otros contrastes de densidad cercanos a la superficie.

Por su parte, la segunda derivada vertical se calcula aplicando nuevamente el operador $\partial^2/\partial z^2$, lo que incrementa el efecto de las altas frecuencias, aunque también amplifica el ruido presente en los datos. Por esta razón, derivadas de tercer orden o superiores rara vez se utilizan en estudios gravimétricos, ya que tienden a acentuar de manera excesiva las irregularidades instrumentales o de muestreo (Elkins, 1951).

En la Figura 72 se muestra una comparación esquemática entre el efecto de la derivada vertical y el de la continuación ascendente. En ella puede observarse cómo la derivada vertical realza las anomalías de corta longitud de onda y resalta los límites laterales de las fuentes próximas a la superficie, mientras que la continuación ascendente suaviza el campo y enfatiza las tendencias regionales asociadas a estructuras profundas (Blakely, 1995; Hinze et al., 2013).

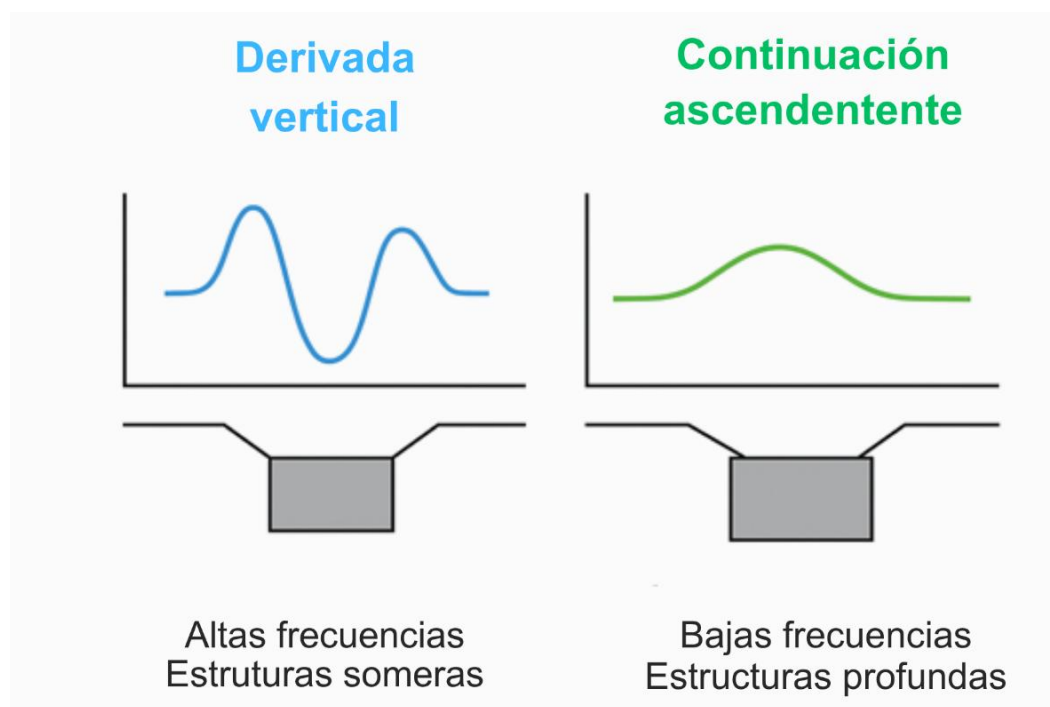


Figura 72: Comparación entre el efecto de la derivada vertical (realce de altas frecuencias y estructuras someras) y la continuación ascendente (suavizado del campo y énfasis en estructuras profundas). Elaboración propia.

En esta investigación, la aplicación conjunta del filtro de continuación ascendente y la técnica de la derivada vertical permitieron: a) descomponer la señal gravimétrica total en componentes regionales y residuales de manera coherente separando las tendencias

amplias y profundas, asociadas al basamento, de las residuales de origen somero; b) mediante la técnica de la derivada vertical se realizaron los cambios en la señal residual originados por posibles fallas, contactos y discontinuidades superficiales. Este enfoque combinado facilitó la identificación de bloques estructurales, zonas de subsidencia y límites tectónicos activos en el Valle de Tulum, que serán analizados en la sección siguiente.

7.4. Resultados: Análisis e interpretación de los datos

Los perfiles gravimétricos construidos a partir de la anomalía de Bouguer y de los filtros residuales permiten reconocer variaciones de densidad vinculadas a la estructura profunda del valle (basamento) y a la distribución de sedimentos cuaternarios.

En las figuras (73 a 76), las franjas rojas corresponden a trazas interpretadas como fallas o lineamientos tectónicos (SFT, FIO, LBMG), mientras que los recuadros celestes señalan zonas donde se reconocen paleocauces o canales internos de paleolagunas. Los cauces activos, como el arroyo Agua Negra, Los Tapones y el río San Juan, se indican en azul.

A continuación, se presentan los perfiles A–A', B–B', C–C' y D–D', correlacionando las variaciones de la señal gravimétrica con la información geomorfológica, el análisis estructural y los estudios geofísicos complementarios.

Perfil A–A' (Figura 73)

El perfil A–A' se ubica en el sector sur del Valle de Tulum, atraviesa O-E, un tramo caracterizado por elevada densidad de paleocauces superficiales y condiciones geomorfológicas asociadas al Complejo Médano de Oro. En este contexto, la señal gravimétrica muestra un comportamiento coherente con la presencia de sedimentos poco compactados, paleocanales superpuestos y un relieve suave que favorece la acumulación de materiales de baja densidad.

En el sector A, indicado en la figura 73, las tres curvas gravimétricas (Bouguer en rojo, derivada vertical en azul y residual a 10 km en verde) exhiben un mínimo gravimétrico amplio, rasgo compatible con un depocentro somero relleno por depósitos arenosos y limosos vinculados a paleocauces concentrados. La coincidencia entre el mínimo de la anomalía de Bouguer residual y el mínimo en la derivada vertical sugiere que el contraste de densidad corresponde principalmente a variaciones de la corteza superior y al espesor del relleno sedimentario.

Hacia el extremo este (bloque B) del perfil, la señal gravimétrica cambia progresivamente hacia valores más elevados. Este ascenso sostenido en la anomalía de Bouguer (línea roja) y el incremento moderado en la anomalía residual de Bouguer (línea verde) reflejan un basamento progresivamente menos profundo, consistente con la transición hacia sectores dominados por la influencia estructural del SFT, que controla la organización regional de los bloques y la compartimentación del relleno cuaternario.

En resumen, el Perfil A–A' evidencia:

1. un bajo gravimétrico principal asociado a la concentración de paleocauces en el Complejo Médano de Oro;
2. una señal compatible con flexuramiento del relleno generado por fallas normales subsidiarias del régimen compresivo del SFT (inferido a partir del patrón de la anomalía);
3. y una tendencia hacia valores más altos hacia el este del perfil, indicando la proximidad al sistema de fallas que estructura la cuenca.

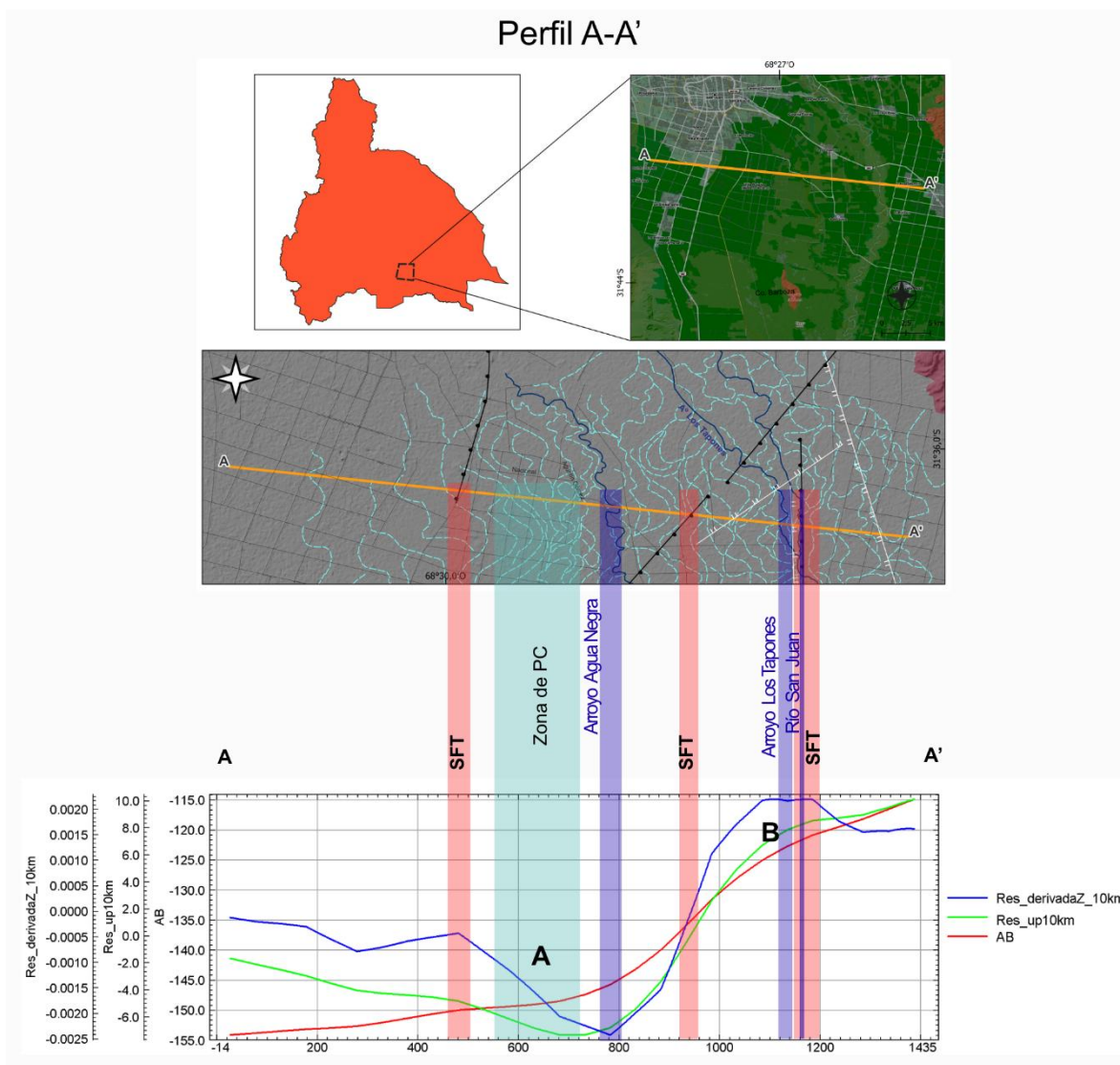


Figura 73: Perfil gravimétrico A–A': Se representan la anomalía de Bouguer (rojo), la derivada vertical del campo gravimétrico (azul) y la continuación ascendente a 10 km (verde). El tramo marcado en (A) corresponde al bajo gravimétrico asociado al Complejo Médano de Oro, donde se concentran múltiples paleocauces. Las líneas rojas indican estructuras tectónicas regionales y los recuadros celestes señalan los rasgos geomorfológicos superficiales correlacionados. Mientras que en B se observa una anomalía gravimétrica positiva, relacionada al levantamiento de las fallas del Tulum (SFT).

-Perfil B-B' (Figura 74)

El Perfil B–B' que se encuentra al sur del perfil anterior y se diferencia ya que atraviesa, en dirección NE-SO, la zona donde convergen el Lineamiento Barboza–Médanos Grandes (LBMG), el Sistema de Fallas del Tulum (SFT) y las Fallas Inversas Oblicuas (FIO), lo que confiere una marcada compartimentación a la cuenca.

Se destaca en el sector más occidental del perfil un mínimo gravimétrico en la anomalía de residual de Bouguer (verde), derivada vertical (azul) y correspondiente a un lineamiento asociado al lineamiento Barboza -Médanos Grandes (LBMG). En el sector A, se observa un máximo y un mínimo que se debería al Depocentro Barboza y coincidente con la zona de paleociénagas y canales internos observados también en magnetometría. Su morfología indica un bajo estructural controlado por el LBMG y la acción combinada de fallamiento inverso y normal superficial.

En cambio, el sector B representa el alto estructural generado por el SFT, donde las curvas gravimétricas ascienden de manera marcada, reflejando el levantamiento del bloque del cerro Barboza. Por otra parte, el bloque C constituye una segunda depresión, bien diferenciada en las anomalías gravimétricas como una anomalía negativa, donde se concentran paleocauces y meandros abandonados entre el Arroyo Agua Negra y el río San Juan. Su configuración sugiere un flexuramiento del relleno cuaternario y un probable control estructural asociado a trazas de falla que segmentan el sector oriental del perfil. Estas estructuras podrían estar vinculadas a la deformación compresiva del sistema de fallamiento, generando subsidencia relativa y acomodación sedimentaria en esta zona.

Continuando hacia el este, el perfil intersecta el trazado actual del río San Juan, el cual coincide con una transición gravimétrica donde las curvas comienzan a elevarse nuevamente. La anomalía de Bouguer (rojo) muestra un ascenso progresivo, la residual (verde) se estabiliza sobre valores altos y la derivada vertical (azul) presenta un cambio de pendiente que indica un nuevo umbral estructural. Este comportamiento es coherente con el cruce de más segmentos del Sistema de Fallas del Tulum (SFT) hacia el extremo oriental del perfil. Estas fallas delimitan bloques elevados y deprimidos de manera alternante, lo que explica el patrón ondulado de la señal gravimétrica.

Hacia el extremo B', las tres curvas convergen hacia valores más altos, lo que sugiere que la presencia combinada de los segmentos orientales del SFT, el cruce del río San Juan, y el levantamiento estructural hacia el este confirman que este borde del perfil representa una transición desde una cuenca interna compartimentada hacia un bloque más rígido y elevado, coherente con la configuración regional del Valle de Tulum.

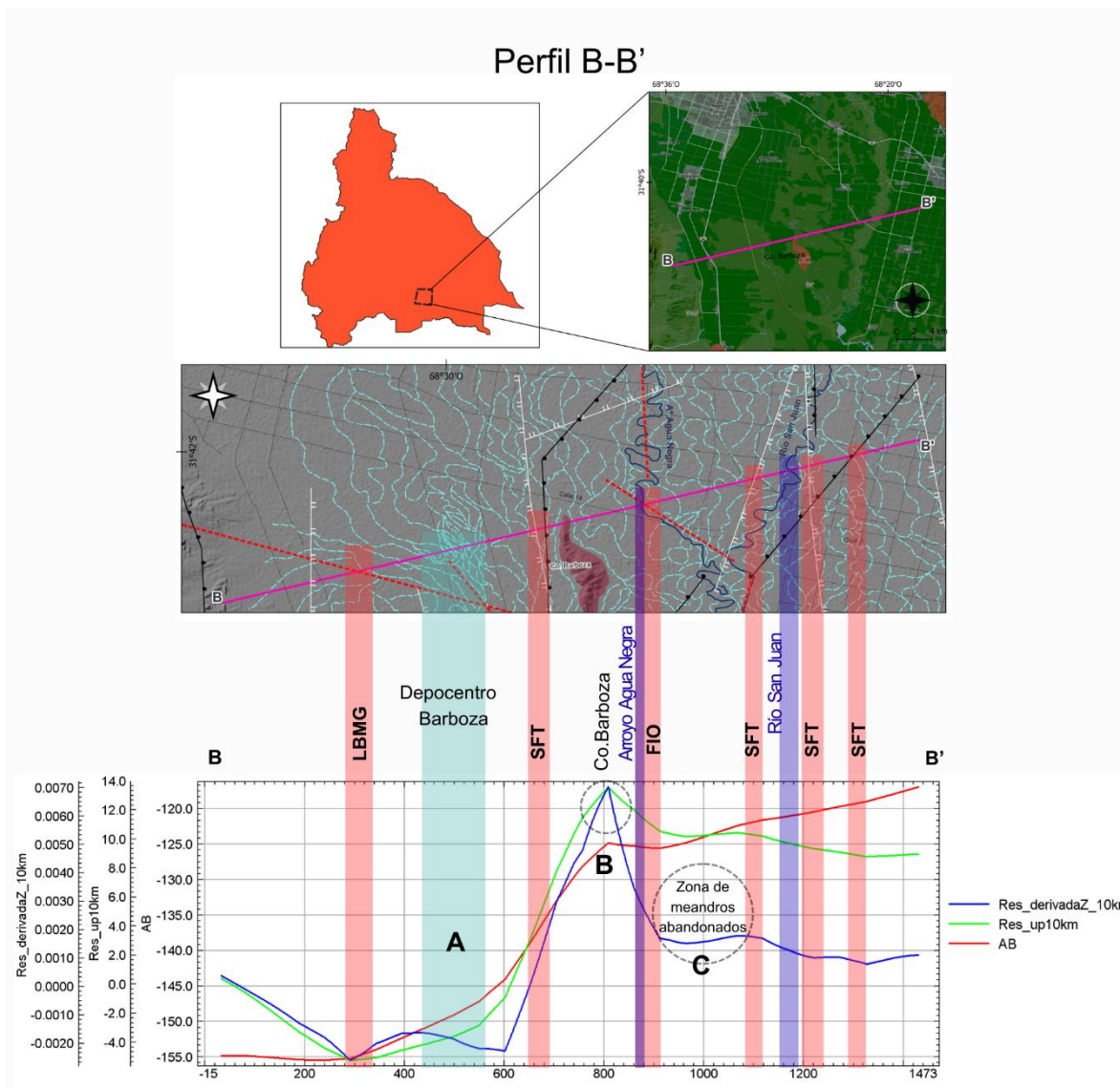


Figura 74: Perfil gravimétrico B-B': Se muestran la anomalía de Bouguer (rojo), la derivada vertical (azul) y la continuación ascendente a 10 km (verde). Los tramos (A), (B) y (C) corresponden, respectivamente, al depocentro Barboza, al bloque elevado vinculado al Sistema de Fallas del Tulum, y a una depresión con paleocauces y meandros abandonados. Las líneas rojas marcan el SFT, las FIO y el LBMG, mientras que los recuadros celestes destacan paleocauces y canales internos. Los cauces activos se indican en azul.

-Perfil C-C' (Figura 75)

El recorrido C-C' abarca una extensión considerable del valle mayor a la de los perfiles anteriores, en dirección NO-SE, y permite reconocer con claridad la arquitectura interna de la cuenca. La anomalía gravimétrica describe una sucesión de depresiones y elevaciones que reflejan tanto el control estructural de los sistemas tectónicos mayores como las variaciones en el espesor del relleno cuaternario.

El tramo inicial del perfil se caracteriza por un mínimo gravimétrico amplio correspondiente a la prolongación norte del depocentro Barboza (A). Las tres curvas evidencian un hundimiento profundo y continuo, coherente con un paquete sedimentario espeso influenciado por fallas de escala regional.

Hacia el centro del perfil, la anomalía asciende abruptamente y define un bloque estructural elevado asociado al levantamiento del cerro Barboza (B). La derivada vertical resalta el borde de falla vinculado al Sistema de Fallas del Tulum, mientras que la anomalía residual confirma que la estructura tiene alcance profundo.

Más hacia el este, la señal vuelve a descender delineando un hundimiento intermedio (C), donde se observan numerosos paleocauces. La geometría de este tramo coincide con sectores afectados por flexuramiento del relleno cuaternario y subsidencia relativa, posiblemente vinculados a la presencia de trazas de falla que segmentan el sector oriental del valle. Este comportamiento ha sido documentado en contextos compresivos recientes del valle de Tulum, donde la propagación de estructuras ciegas y la acomodación del relleno generan depresiones que alojan a los paleocauces identificados en este trabajo. A continuación, el perfil intercepta el Arroyo Agua Negra, las fallas inversas oblicuas (FIO) y la traza del río San Juan (D), configurando una franja de complejidad estructural donde las curvas gravimétricas experimentan variaciones bruscas debido a la interferencia entre fallas transversales y segmentos del SFT.

Luego se identifica una nueva depresión de menor magnitud (E), también acompañada por trazas fluviales relictas. Los mínimos relativos que muestran las curvas sugieren un control estructural similar al observado en el sector C, aunque más pronunciado en la derivada vertical.

Finalmente, la anomalía se incrementa de manera sostenida hacia el este, alcanzando los máximos del perfil y señalando la aproximación al basamento somero del Pie de Palo (F). El aumento progresivo de la anomalía residual (verde) refuerza la interpretación de un sustrato más rígido y elevado que delimita la cuenca en su borde noreste.

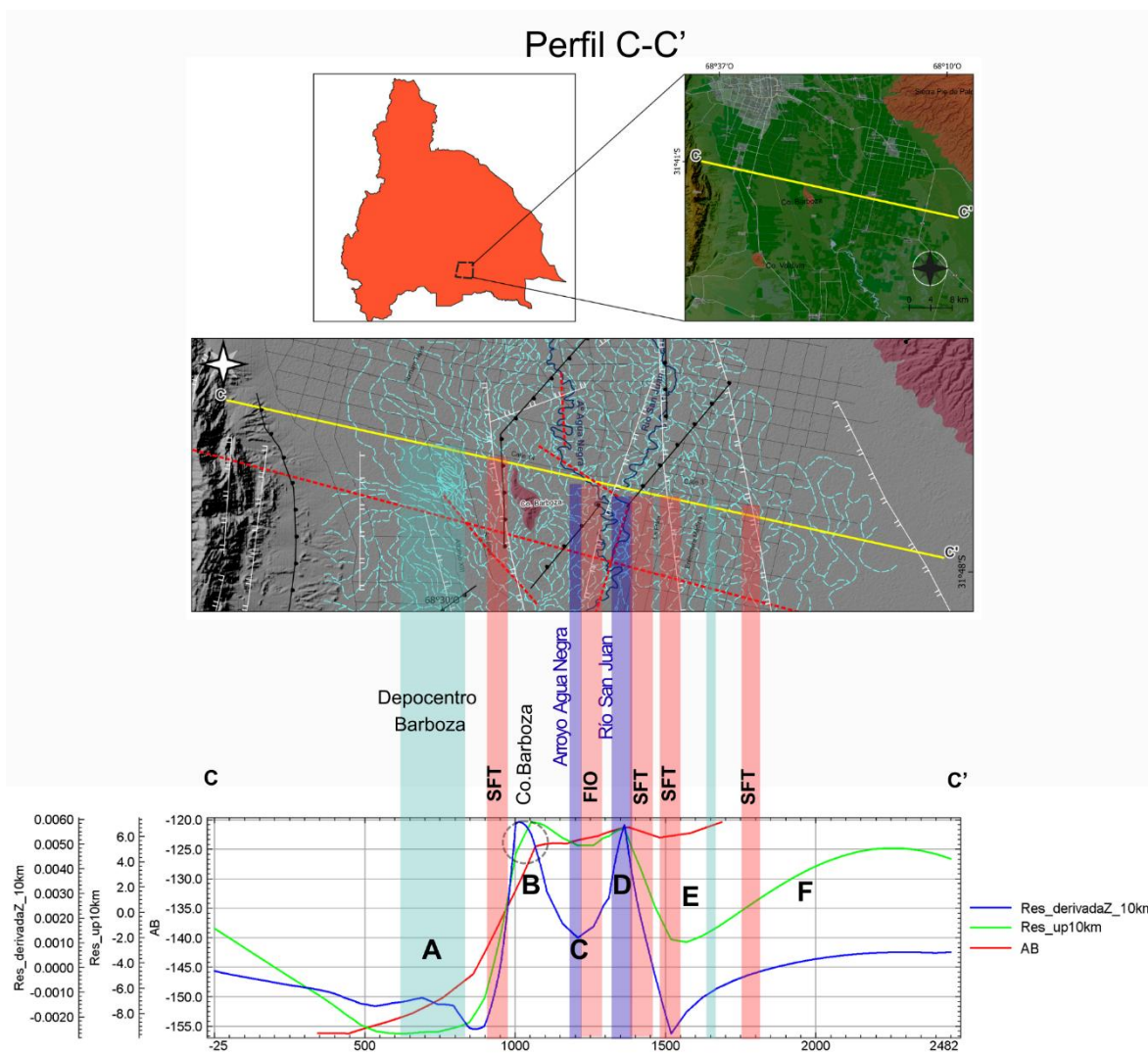


Figura 75: Perfil gravimétrico C–C'. Se ilustran la anomalía de Bouguer (rojo), la derivada vertical (azul) y la continuación ascendente a 10 km (verde). Los segmentos (A), (B), (C), (D), (E) y (F) representan la prolongación del depocentro Barboza, el bloque levantado del cerro Barboza, depresiones asociadas a paleocauces y flexuramiento del relleno, la zona estructural influenciada por las FIO y el río San Juan, y el ascenso hacia el basamento somero del Pie de Palo. Las estructuras tectónicas se indican en rojo y los rasgos fluviales y geomorfológicos en celeste y azul.

-Perfil D-D' (Figura 76)

El trazado D–D' ofrece una visión transversal (O-E) de la cuenca en un área donde la deformación está fuertemente influenciada por distintos segmentos del Sistema de Fallas del Tulum y estructuras transversales asociadas. La señal gravimétrica presenta una alternancia de depresiones y elevaciones que refleja este patrón de compartimentación. Por su proximidad con el perfil C-C', este perfil muestra una gran coincidencia en las anomalías.

El inicio del perfil se distingue por un mínimo muy marcado, correspondiente a la proyección septentrional del depocentro Barboza (A). La amplitud de este rasgo y la continuidad del descenso evidencian un mayor espesor sedimentario y un control estructural regional similar al observado en los perfiles previos.

Hacia el centro del recorrido, la anomalía experimenta un ascenso abrupto que define el bloque levantado del cerro Barboza (B). La derivada vertical destaca el borde de falla principal del SFT, mientras que la anomalía residual confirma el carácter superficial de esta estructura.

A continuación, la señal vuelve a descender configurando una depresión de escala moderada (C), donde se identifican paleocauces relictos y meandros abandonados. La forma del mínimo gravimétrico y los quiebres observados en la curva azul sugieren un control estructural asociado a flexuramientos locales del relleno cuaternario y a la probable presencia de trazas de falla que segmentan este sector del valle. Estas variaciones podrían estar vinculadas a la acomodación del relleno aluvial en un contexto de deformación compresiva regional.

En el extremo final del perfil, la señal gravimétrica no muestra un ascenso sostenido, como ocurre en otros recorridos, sino que describe un comportamiento más complejo. En esta franja, identificada como (D) en la figura, la anomalía de Bouguer presenta un aumento relativo, mientras que los filtros residuales, tanto la derivada vertical como la residual, exhiben un descenso. Esta divergencia entre curvas sugiere que el contraste de densidad responsable del rasgo no proviene únicamente del basamento profundo, sino que involucra variaciones en el relleno cuaternario y en la distribución de materiales de menor densidad en niveles someros.

La geometría de este tramo y la concentración de paleocauces indican que se trata de un bajo gravimétrico adicional, análogo al identificado previamente en la zona (C), donde la depresión está asociada a un flexuramiento del relleno, el desarrollo de fallas normales superficiales y la presencia de sedimentos finos vinculados a antiguos sistemas fluviales. La delimitación de sus bordes por distintos segmentos del Sistema de Fallas del Tulum (SFT) refuerza esta interpretación, ya que dichas estructuras generan bloques diferenciales cuyo hundimiento relativo favorece la instalación de drenajes y la acumulación de sedimentos menos densos

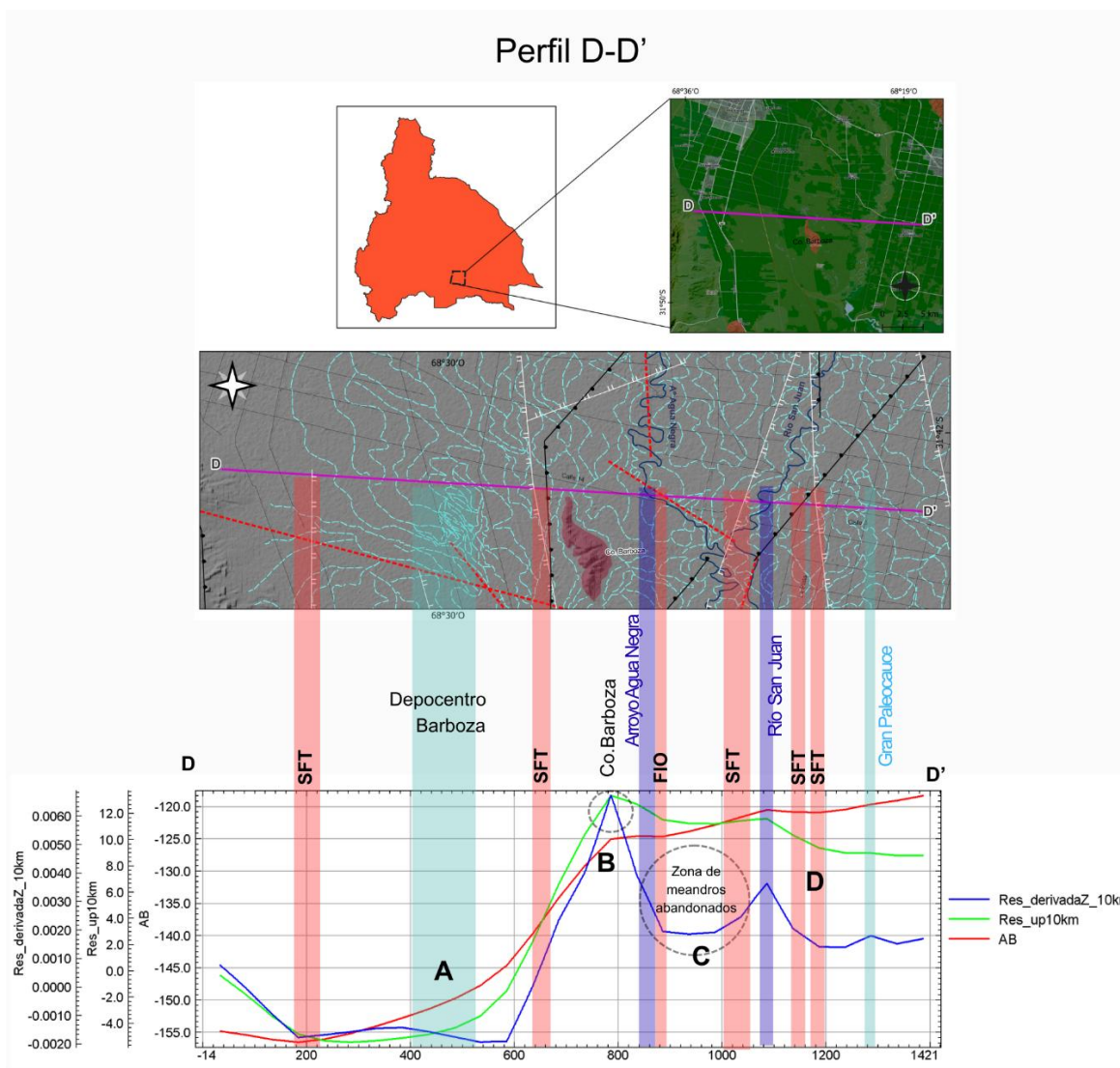


Figura 76: Perfil gravimétrico D–D': Se presentan la anomalía de Bouguer (rojo), la derivada vertical (azul) y la continuación ascendente a 10 km (verde). Los tramos (A), (B), (C) y (D) corresponden a la extensión norte del depocentro Barboza, el bloque elevado del cerro Barboza, una depresión con paleocauces asociados a flexuramiento del relleno, y un bajo gravimétrico final donde la Bouguer aumenta mientras las residuales disminuyen. Las estructuras del SFT se indican en rojo y los rasgos asociados a drenajes y paleocauces en celeste y azul.

La integración de los perfiles gravimétricos permite establecer una correspondencia directa entre las anomalías de densidad y las principales estructuras tectónicas que afectan al Valle de Tulum. Las anomalías positivas se asocian de manera sistemática a bloques elevados del basamento, entre los que destaca el cerro Barboza como un alto estructural central dentro del Sistema de Fallas del Tulum, mientras que las anomalías negativas definen

depocentros y zonas de subsidencia ocupadas por espesos paquetes de sedimentos cuaternarios.

Las fallas y corrimientos identificados (zonas resaltadas en rojo en las figuras) actúan como límites estructurales de estos bloques, condicionan la geometría del basamento y controlan la instalación y la migración de los cauces actuales y de los paleocauces. El contraste entre la derivada vertical, sensible a fuentes someras, y la continuación ascendente, que enfatiza las tendencias regionales, evidencia la superposición de un campo compresivo profundo con una deformación superficial más reciente, expresada en flexuramientos del relleno, fallamiento normal y zonas de subsidencia activa.

Los resultados gravimétricos confirman que el Valle de Tulum constituye una cuenca fuertemente compartimentada por el Sistema de Fallas del Tulum y sus estructuras asociadas, donde la interacción entre el alzamiento de bloques, el desarrollo de depocentros y la dinámica fluvial ha controlado la distribución del relleno cuaternario, la generación de paleocauces y la configuración geomorfológica actual del valle.

CAPÍTULO 8: MÉTODO GEOELÉCTRICO

El método geoelectrico es una herramienta eficaz para estudiar las propiedades del subsuelo a partir de las variaciones de resistividad eléctrica, lo que permite reconocer contrastes litológicos, zonas saturadas y estructuras fluviales. En este trabajo se aplicó la Tomografía Eléctrica de Resistividad (ERT, *Electrical Resistivity Tomography*), técnica que brinda modelos de resistividad de alta resolución. El objetivo principal fue caracterizar la distribución de resistividades en áreas agrícolas afectadas por subsidencia, identificar paleocauces enterrados y evaluar las variaciones laterales del relleno cuaternario, integrando estos resultados con las unidades geomorfológicas reconocidas en superficie.

El capítulo se organiza en tres secciones: fundamentos del método, adquisición y procesamiento de datos, e interpretación de los perfiles geoelectricos. La Figura 77 sintetiza esta estructura.

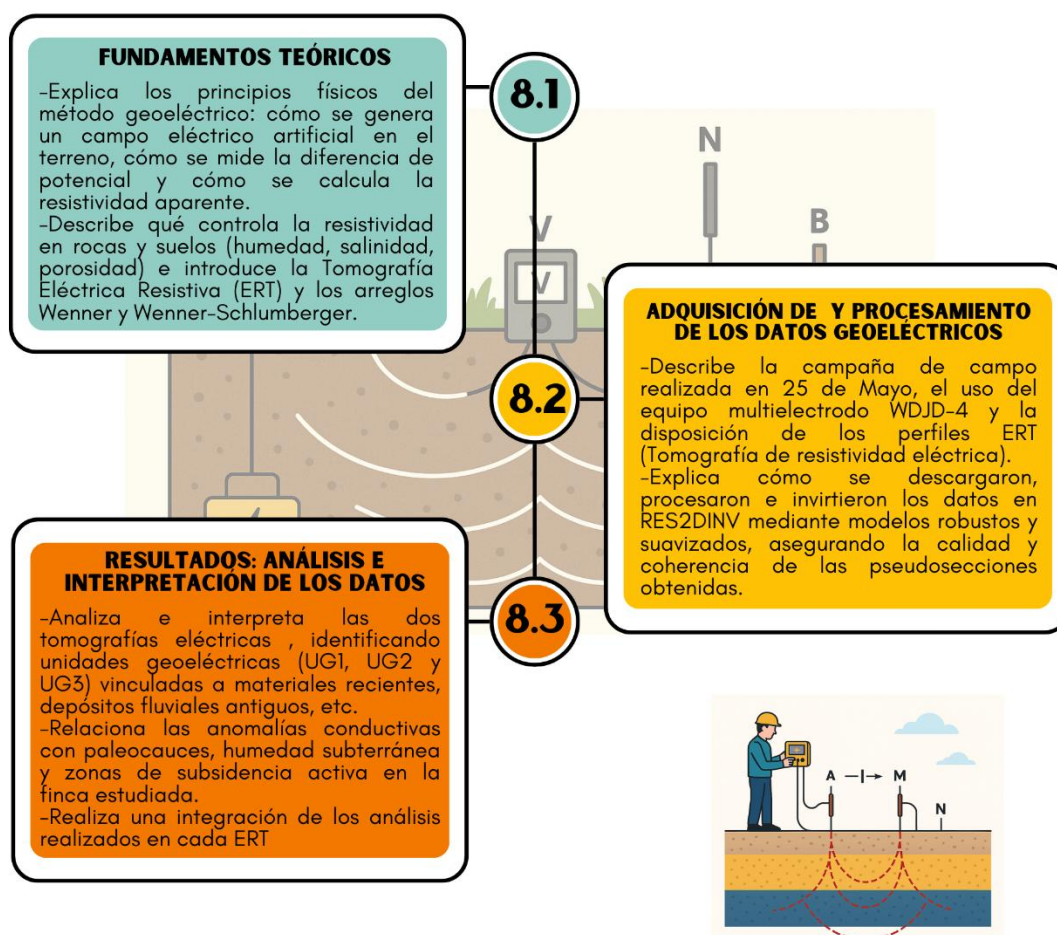


Figura 77: Esquema introductorio del Capítulo 8: Método Geoelectrico que resume la organización general del método geoelectrico utilizado en esta investigación.

8.1. Fundamentos teóricos

8.1.1. Prospección eléctrica

El método de prospección geoelectrica se fundamenta en la generación de un campo eléctrico artificial en el terreno mediante la inyección de corriente continua a través de dos electrodos de emisión, designados como A y B.

De forma simultánea, la diferencia de potencial (ΔV) inducida por dicha corriente se mide entre otros dos electrodos, M y N, denominados de potencial o de medida. La disposición relativa de los cuatro electrodos define el denominado dispositivo tetraelectrónico, cuya geometría depende del tipo de problema geológico a investigar y determina tanto la profundidad de penetración como la resolución del método.

Cuando se inyecta una corriente eléctrica de intensidad I en un medio homogéneo e isótropo, los electrodos A y B generan un campo eléctrico cuya distribución de potencial puede expresarse en cualquier punto M situado a distancias r_{AM} y r_{BM} de los electrodos de corriente.

El potencial debido a cada electrodo viene dado por:

$$U_{MA} = \frac{(I\rho)}{(2\pi r_{AM})} \quad U_{MB} = -\frac{(I\rho)}{(2\pi r_{BM})} \quad (Ec. 16)$$

donde ρ es la resistividad eléctrica del terreno.

El potencial total en el punto M resulta de la superposición de ambos:

$$U_M = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right) \quad (Ec. 17)$$

De modo análogo, el potencial en el punto N se expresa como:

$$U_N = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}}\right) \quad (Ec. 18)$$

Por lo tanto, la diferencia de potencial medida entre los electrodos M y N se calcula mediante:

$$\Delta U = U_M - U_N = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left[\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}}\right)\right] \quad (Ec. 19)$$

A partir de esta relación se obtiene la expresión general para la resistividad del medio:

$$\rho = K \left(\frac{\Delta U}{I} \right) \quad (Ec. 20)$$

donde K representa el coeficiente geométrico del dispositivo, que depende exclusivamente de la disposición de los electrodos sobre el terreno:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \right]^{-1} \quad (Ec. 21)$$

El coeficiente K tiene dimensiones de longitud y actúa como factor de corrección que permite expresar los resultados de las mediciones en unidades de resistividad (Ohm.m).

La ecuación (16), formulada inicialmente para un medio homogéneo, también puede aplicarse a terrenos heterogéneos. En ese caso, el valor obtenido no representa la resistividad verdadera, sino una magnitud aparente, denominada resistividad eléctrica aparente (ρ_a), que constituye una media ponderada de las resistividades reales de las diferentes capas del subsuelo:

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta U}{I} \right) \quad (Ec. 22)$$

En el caso particular de un medio homogéneo, $\rho_a = \rho$. Las trayectorias de corriente y las líneas equipotenciales en la superficie del terreno muestran la distribución del campo eléctrico generado, tal como se ilustra en la Figura 78. Estas líneas permiten visualizar la forma en que la corriente se dispersa en profundidad y cómo las variaciones de resistividad del terreno alteran la geometría del campo eléctrico.

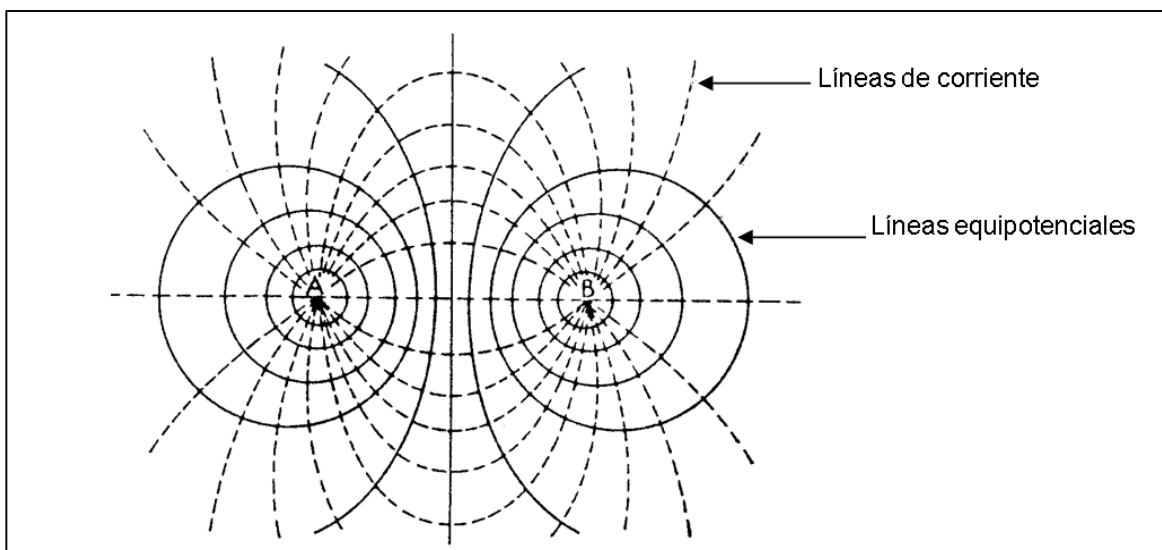


Figura 78: Líneas equipotenciales y de flujo de corriente en un medio homogéneo.

8.1.2. Tomografía Eléctrica Resistiva (ERT)

La Tomografía Eléctrica Resistiva (ERT, Electrical Resistivity Tomography) es una técnica de prospección geofísica de corriente continua ampliamente utilizada para la caracterización del subsuelo, ya que permite determinar la distribución espacial de la resistividad eléctrica de los materiales. Este método constituye una evolución de los procedimientos clásicos de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y Calicata Eléctrica, combinando su principio de medición con sistemas automatizados de adquisición multielectrónica. De este modo, se obtiene una imagen geoelectrónica bidimensional o tridimensional del subsuelo que refleja los cambios laterales y verticales de resistividad.

La resistividad eléctrica de las rocas y suelos está controlada principalmente por el contenido de humedad, salinidad, porosidad y composición mineral, y la corriente se transmite por tres mecanismos distintos:

- (1) Conducción dieléctrica, característica de materiales aislantes;
- (2) Conducción electrónica, típica de metales o minerales con electrones libres; y
- (3) Conducción electrolítica, la más común en medios geológicos, generada por el movimiento de iones en los fluidos intersticiales.

Los valores de resistividad eléctrica varían ampliamente en función de la naturaleza de los materiales geológicos, su grado de compactación, porosidad, contenido de humedad y salinidad. Estos contrastes permiten diferenciar unidades con distintas propiedades físicas

y, en consecuencia, con comportamientos geológicos o geotécnicos diferenciados. En la figura 79 se muestran los rangos característicos de resistividad y conductividad eléctrica para diversos tipos de sedimentos, rocas y fluidos, compilados a partir de estudios realizados en ambientes de cuencas andinas (Aguirre et al., 2022). La información sintetiza datos de campo y laboratorio reportados para materiales comunes en subsuelos continentales, y sirve como referencia general para la interpretación cualitativa de modelos geoelectricos, en los cuales las variaciones de resistividad se asocian a diferencias en la composición litológica, la granulometría, el grado de meteorización y la presencia de fluidos.

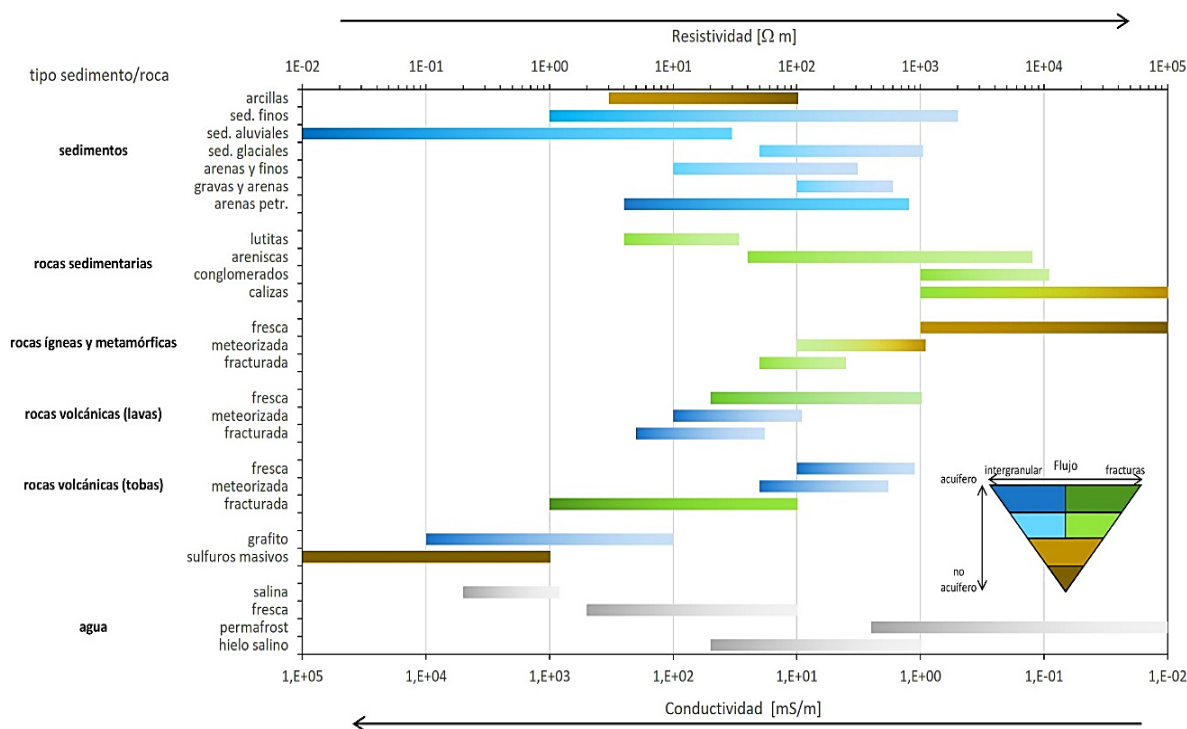


Figura 79: Rango de resistividades y conductividades características para diferentes tipos de sedimentos, rocas y fluidos. Los intervalos se basan en mediciones compiladas para materiales típicos de cuencas andinas en el trabajo de Aguirre et al. (2022).

Durante un levantamiento de tomografía eléctrica se emplean, por lo general, cuatro electrodos alineados sobre el perfil de estudio. En cada medición, los electrodos de corriente inyectan un flujo eléctrico hacia el subsuelo y los electrodos de potencial registran la diferencia de voltaje inducida. El equipo automatiza esta secuencia de mediciones, cambiando sucesivamente la posición de los electrodos activos hasta cubrir todas las combinaciones posibles de corriente–potencial. Este procedimiento permite generar una

pseudosección eléctrica (Figura 80) en la que se representan las variaciones verticales y laterales de resistividad, constituyendo una imagen continua del subsuelo.

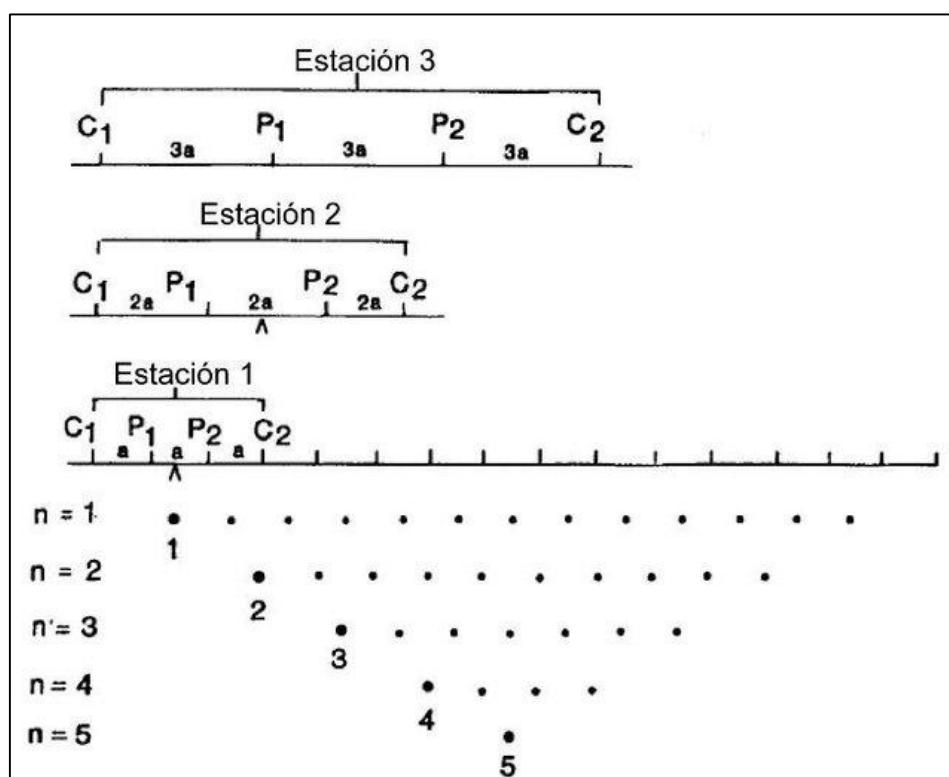


Figura 80: Representación esquemática de la disposición de electrodos y líneas equipotenciales en el método ERT. Las pseudosecciones resultantes permiten identificar variaciones verticales y laterales de resistividad. Tomada de Reynolds (2011).

En el presente estudio se emplearon las configuraciones Wenner y Wenner-Schlumberger, ampliamente reconocidas en estudios de resistividad eléctrica por su confiabilidad y resolución en la caracterización del subsuelo. Ambos arreglos difieren en la disposición de los electrodos y en la sensibilidad del sistema frente a variaciones verticales y laterales de resistividad.

En la configuración Wenner, los cuatro electrodos (A–M–N–B) se disponen alineados y equiespaciados, manteniendo una separación constante a entre ellos (Figura 81 a). Los electrodos externos (A y B) inyectan corriente eléctrica, mientras que los internos (M y N) registran la diferencia de potencial generada en el terreno. La profundidad de investigación aumenta al incrementar la separación a manteniendo una excelente sensibilidad vertical y una alta relación señal-ruido. Este arreglo presenta una respuesta estable y simétrica, lo que facilita el procesamiento y la interpretación de los datos. Por estas características, la

configuración Wenner resulta adecuada para estudios de detalle y para detectar variaciones verticales pronunciadas en la resistividad del subsuelo.

Por su parte, la configuración Wenner-Schlumberger representa un arreglo mixto que combina las ventajas de los dispositivos Wenner y Schlumberger. En este esquema, la separación entre los electrodos de potencial (M y N) se mantiene relativamente constante, mientras que los electrodos de corriente (A y B) se alejan progresivamente del centro del dispositivo (Figura 81 b). Este tipo de configuración ofrece una mayor sensibilidad lateral, permitiendo detectar contrastes más graduales de resistividad y mejorar la resolución en medios heterogéneos. Estudios recientes han demostrado que el arreglo Wenner-Schlumberger optimiza la distribución del flujo eléctrico en profundidad y minimiza el error cuadrático medio durante la inversión numérica, por lo que se considera especialmente apropiado en tomografía eléctrica 2D orientada a la detección de paleocauces, rellenos fluviales o zonas de saturación diferencial.

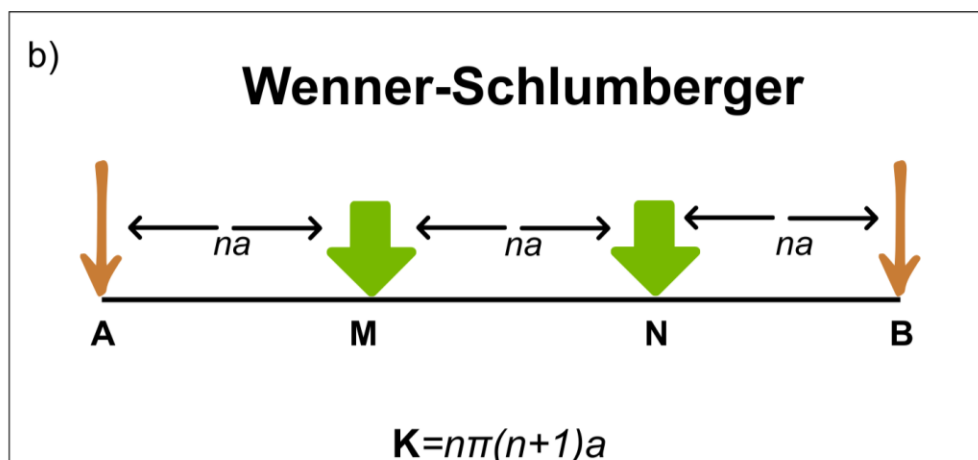
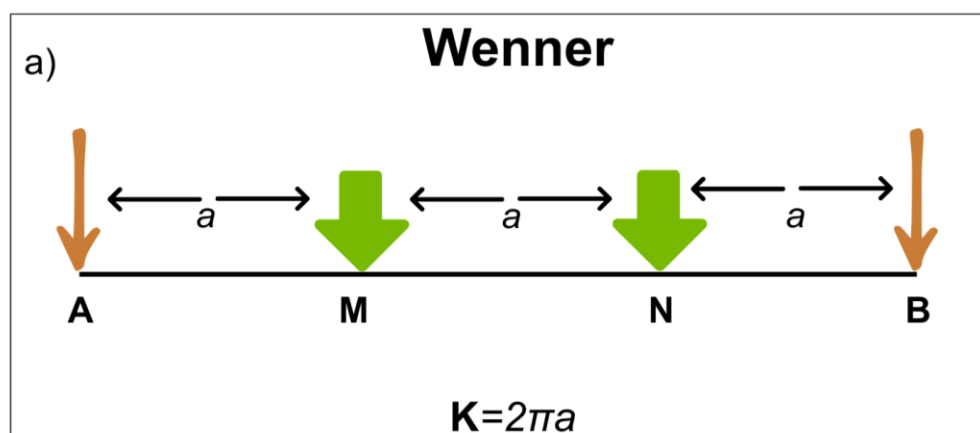


Figura 81: a)- Esquema del arreglo Wenner, donde los electrodos de corriente (A y B) están señalados en marrón, mientras que los electrodos de potencial en negro (M y N) se encuentran identificados en verde. b)- Esquema del arreglo Wenner- Schlumberger, donde los electrodos de corriente (A y B) están señalados en marrón, mientras que los electrodos de potencial en negro (M y N).

8.2. Adquisición de datos geoelectricos

8.2.1. Localización de las tomografías eléctricas

La campaña geoelectrica se llevó a cabo en una finca agrícola situada sobre calle 3, en el departamento 25 de Mayo, provincia de San Juan, seleccionada por presentar procesos activos de colapso y hundimiento asociados a paleocauces cubiertos. En el terreno se identificaron tres socavones de morfología circular, ubicados principalmente en los bordes de los parrales, con bordes bien delimitados y dimensiones variables:

- Socavón 1: depresión circular con bordes definidos y un diámetro menor a 1 m (Figura 82 a).
- Socavón 2: cavidad de aproximadamente 1 m x 1 m, con similar morfología (Figura 82 b)
- Socavón 3: el de mayor tamaño, con dimensiones aproximadas de 1,30 m x 2 m, evidenciando un proceso más avanzado de inestabilidad del terreno (Figura 82 c).

Según el propietario, estas cavidades generan pérdidas significativas de agua de riego, ya que el flujo se infiltra rápidamente a través de los espacios colapsados antes de alcanzar las hileras productivas. Esta situación se ve agravada por el déficit hídrico regional, producto de varios años de sequía, que ha provocado el descenso del nivel de los pozos y ha dejado al agua de canal como la única fuente disponible para el riego. En consecuencia, la ineficiencia en la distribución del agua repercute en disminuciones de la productividad agrícola y el abandono progresivo de parcelas.



Figura 82: Ejemplos de socavones observados en la finca ubicada sobre calle 3 (departamento 25 de Mayo). a) Hundimiento circular (S1) de pequeño tamaño (<1 m de diámetro) con bordes bien definidos, ubicado en el margen de un parral y asociado a procesos de colapso del suelo. b) Segundo socavón (S2) de morfología similar, de aproximadamente 1 m x 1 m, donde se evidencia la inestabilidad superficial y la infiltración preferencial del agua de riego. c) Socavón de mayor desarrollo (S3), con dimensiones cercanas a 1,30 m x 2 m, emplazado junto a la estructura de sostén del cultivo; presenta paredes verticales y un vacío interno que indica un proceso avanzado de subsidencia vinculado a paleocauces enterrados.

Este conjunto de evidencias convierte al área en un caso representativo de inestabilidad del terreno vinculada a paleocauces enterrados, justificando su selección para la aplicación de métodos geofísicos. El trabajo de campo se llevó a cabo en diciembre de 2024 mediante la instalación de dos perfiles de tomografía eléctrica (ERT) orientados según la morfología local y la disposición de los sistemas de riego (Figura 83), con el objetivo de caracterizar la estructura interna del subsuelo y su relación con los colapsos observados en superficie.

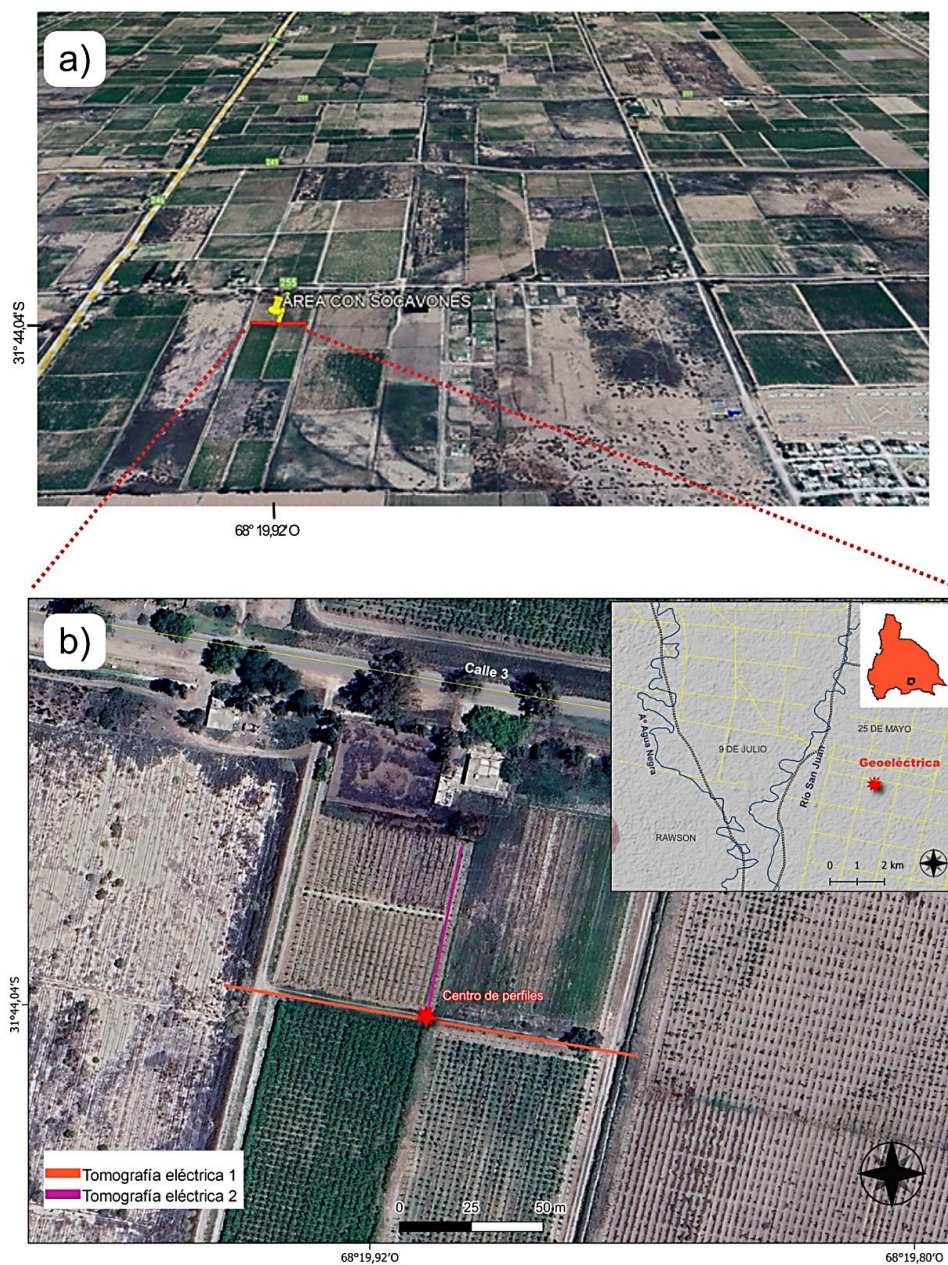


Figura 83: a) Vista general de la finca donde se localizan los socavones, mostrando su posición relativa dentro del parcelario agrícola; hacia la derecha se reconoce un paleocauce de gran escala que atraviesa el sector. b)

Detalle de la ubicación y orientación de los perfiles de tomografía eléctrica (ERT) adquiridos en el departamento 25 de Mayo. Se indican los dos trazados realizados: Tomografía eléctrica 1 (línea roja) y Tomografía eléctrica 2 (línea violeta), junto con el centro de los perfiles. El recuadro de arriba a la derecha muestra el mapa de referencia que sitúa el área de estudio dentro del Valle de Tulum.

8.2.2. Equipamiento y arreglos utilizados

Para la adquisición de datos se empleó un equipo de tomografía eléctrica multielectrodo WDJ-4 de 120 canales (Figura 84) (fabricado por Chongqing Gold Mechanical & Electrical Equipment Co. Ltd., China). Este sistema consta de una unidad principal y una unidad multiplexora de conmutación de electrodos, que permite automatizar la secuencia de mediciones y conectar hasta 120 electrodos metálicos distribuidos a lo largo del perfil de estudio.



Figura 84: Componentes del sistema WDJ-4 utilizados en la campaña: a) Módulo multiplexor de 120 canales del equipo de tomografía eléctrica WDJ-4, encargado de la conmutación automática de los electrodos durante la adquisición de datos. b) Unidad principal del resistivímetro WDJ-4 utilizada para la generación de corriente,

registro de potencial y control de la adquisición multicanal. c) Operador realizando las mediciones geoelectricas, ubicado en el centro de los perfiles.

Entre sus componentes principales se incluyen:

1. Fuente de corriente continua con control automático de polaridad y tensión.
2. Cables de conexión multicanal con conectores tipo "take-out" (1–30, 31–60, 61–90 y 91–120).
3. Pantalla y teclado integrados, que permiten ajustar la intensidad, el tiempo de integración y el número de electrodos activos.
4. Puerto RS-232 para la transferencia de datos y alimentación de 12 V DC mediante batería recargable.

Este instrumento posibilita la adquisición automatizada y simultánea de medidas de resistividad aparente (ρ_a) bajo distintas configuraciones electródicas, con elevada estabilidad y precisión. (Figura 85)

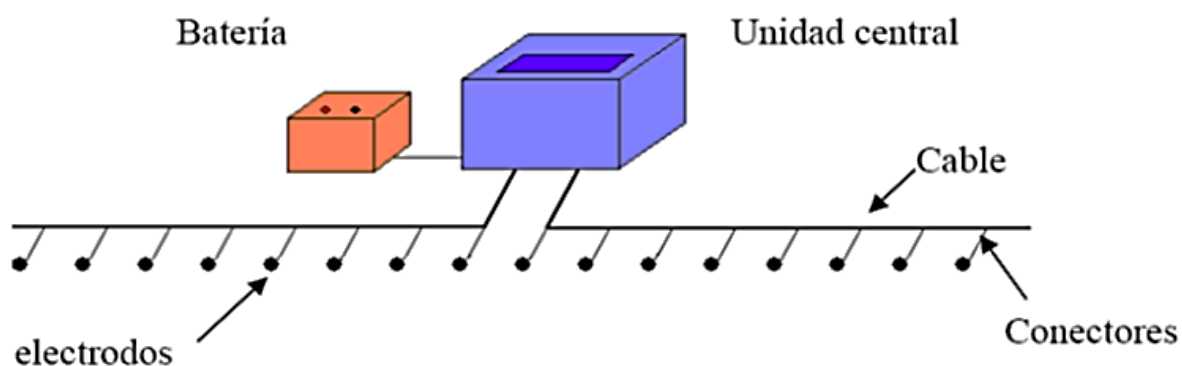


Figura 85: Esquema de los principales componentes del sistema de adquisición eléctrica utilizado. Se muestra la unidad central (resistímetro), la batería, los cables de conexión y los electrodos dispuestos sobre el terreno.

Procesamiento de datos

Los datos adquiridos se descargaron directamente desde el equipo en formato digital y se procesaron con el programa RES2DINV (Geotomo Software, Malasia), aplicando un modelo bidimensional de inversión iterativa por mínimos cuadrados constreñidos por suavización (Loke y Barker, 1996). Este procedimiento permitió ajustar un modelo de resistividad real a partir de las mediciones de resistividad aparente, alcanzando errores cuadráticos medios (RMS) inferiores al 3 %, lo que evidencia una buena convergencia entre los datos observados y calculados.

El programa RES2DINV, desarrollado por M. H. Loke, realiza el cálculo automatizado de modelos bidimensionales (2-D) de resistividad del subsuelo a partir de datos adquiridos mediante tomografía eléctrica. Para estimar la resistividad aparente utiliza una subrutina de modelización directa, mientras que la obtención de los modelos inversos se lleva a cabo mediante una rutina no lineal de optimización por mínimos cuadrados (Loke y Barker, 1996). El software emplea la técnica de diferencias finitas cuando no se requiere corrección topográfica y el método de elementos finitos cuando resulta necesario incorporar dicha corrección.

La rutina de inversión se basa en el método de mínimos cuadrados constreñidos por suavización señalado por los autores antes mencionados, pudiendo aplicar tanto la técnica quasi-Newton como el método de Gauss-Newton. Para ello, el terreno se divide en bloques rectangulares, de igual o distinto tamaño, incluso superando el número de medidas disponibles. El objetivo es determinar la resistividad de cada bloque de manera que la pseudosección calculada se ajuste lo más fielmente posible a la pseudosección obtenida en campo, siendo la diferencia entre ambas expresada mediante el error cuadrático medio (RMS). RES2DINV admite múltiples configuraciones de electrodos, tales como Wenner, Schlumberger, polo-polo, dipolo-dipolo y polo-dipolo, incluyendo además arreglos no lineales con electrodos distribuidos en dos dimensiones sobre la superficie del terreno.

Posteriormente, los modelos fueron refinados y visualizados en el mismo software, aplicando diferentes esquemas de inversión según las características de cada perfil. Para la Tomografía Eléctrica 1 se utilizó un modelo robusto (robust inversion), también denominado modelo L1 o blocky, que privilegia contrastes bruscos de resistividad y permite resaltar cambios abruptos en el subsuelo, como cavidades o contactos litológicos definidos. En el caso de la Tomografía Eléctrica 2, se aplicó un modelo suavizado o refinado (smooth model / L2), adecuado para representar transiciones graduales y variaciones laterales continuas, típicas de depósitos sedimentarios heterogéneos o rellenos fluviales.

Ambos modelos se representaron utilizando la misma escala cromática para facilitar su comparación: los tonos azules corresponden a zonas de baja resistividad, mientras que los colores más cálidos reflejan materiales más resistivos. El control de calidad incluyó la homogeneización de las escalas de resistividad, la eliminación de valores espurios y la correlación lateral entre perfiles, garantizando la coherencia espacial de los resultados.

8.3. Resultados

Tomografía eléctrica 1

La Tomografía Eléctrica 1 se ejecutó en dirección este–oeste a lo largo del camino central de la finca, entre los canales de riego oriental y occidental, con una longitud total de 150 m. Se emplearon dos cables con 60 electrodos cada uno, abarcando del electrodo 31 al 90, con una separación interelectródica de 2,5 m. La configuración utilizada fue Wenner, la cual ofrece buena resolución en los niveles someros, especialmente adecuada para la detección de socavones.

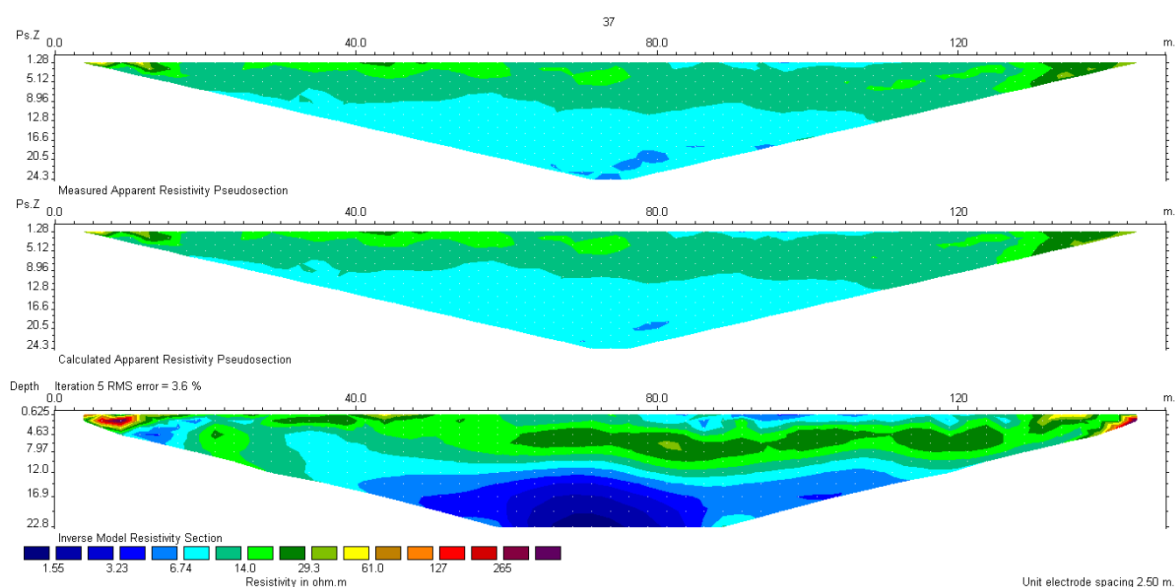


Figura 86: Se muestran tres perfiles: el superior corresponde a la resistividad aparente medida en campo; el inferior, al modelo de inversión con resistividades reales; y el central, al modelo de resistividad aparente asociado al proceso de inversión. La diferencia entre el perfil superior y el central corresponde al error cuadrático medio (RMS), expresado en la cabecera del perfil inferior, que para la Tomografía 1 es de 3,6 %.

En el perfil se definen varias unidades geoelectricas diferenciadas por sus valores de resistividad (Figura 87):

- Unidad Geoelectrica 1 (UG1): Corresponde a los primeros metros de profundidad y aparece únicamente en el sector derecho del perfil. Se trata de un nivel que alcanza aproximadamente 3 metros de profundidad y presenta resistividades entre 4 y 7 Ohm.m (tonos celestes y azul claro). Estos valores sugieren la presencia de una capa arcillosa y saturada, coherente con la zona donde se desarrollan los socavones observados en campo (S1; Figura 82a).

- Unidad Geoeléctrica 2 (UG2): Ubicada por debajo de UG1 y proyectándose hacia la superficie en el sector izquierdo del perfil, alcanza una profundidad investigada de 12 metros. Presenta resistividades entre 14 y 61 Ohm.m (tonos verdosos y amarillos). En la porción oriental aflora en superficie, lo que podría reflejar un leve gradiente topográfico o erosivo. Su respuesta eléctrica es compatible con una unidad arenosa o limo-arenosa, posiblemente vinculada a sedimentos de un paleocauce o canal relleno con materiales más permeables. Esta interpretación coincide tanto con las observaciones de superficie como con la información aportada por el propietario, quien reconoce un suelo arenoso en este sector de la finca, mientras que hacia el oeste el tipo de suelo cambia.
- Unidad Geoeléctrica 3 (UG3): Caracterizada por tonos azulados oscuros y resistividades muy bajas (< 3 Ohm.m), aparece a partir de los 12 metros de profundidad. Podría corresponder al nivel freático, evidenciando un estrato saturado de agua.
- Unidad Geoeléctrica 4 (UG4): Se manifiesta como anomalías puntuales en los bordes de la sección presentando colores más fuertes que van del marrón al magenta, con resistividades mayores a 65 Ohm.m, localizadas en la superficie del terreno y coincidentes con los canales de riego que bordean la finca.

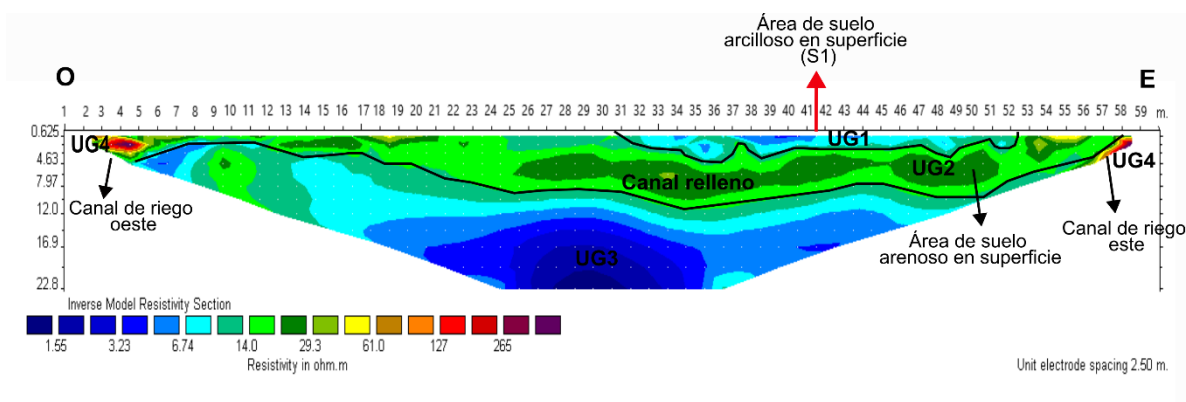


Figura 87: Modelo bidimensional de resistividad correspondiente a la Tomografía Eléctrica 1 (dirección O-E), obtenido mediante inversión robusta (L1 blocky) en RES2DINV. Se identifican las unidades geoelectricas UG1, UG2, UG3 y UG4, diferenciadas por sus valores de resistividad. En la parte central del perfil se observa un canal relleno asociado a resistividades intermedias (tonos verdes), mientras que a mayor profundidad aparece la unidad de muy baja resistividad (UG3, tonos azul oscuro). En superficie se destacan las áreas de suelo arcilloso (sector oriental, donde se localiza el socavón S1) y de suelo arenoso (sector occidental). En los extremos del perfil se reconocen las zonas de alta resistividad (UG4) coincidentes con los canales de riego que limitan la parcela. La escala cromática indica la distribución de resistividades en Ohm.m y la separación entre electrodos es de 2,5 m.

Tomografía eléctrica 2

La Tomografía Eléctrica 2, orientada en dirección sur–norte, se ubicó sobre el camino que separa ambas parcelas agrícolas y se realizó sobre las cavidades previamente señaladas por los propietarios como una segunda zona de colapsos del suelo (Figura 82). El trazado cubrió 60 m de longitud y se empleó un solo cable con 30 electrodos separados 2 metros entre sí. Se utilizó la configuración Wenner–Schlumberger, adecuada para resolver variaciones someras y cambios laterales de resistividad.

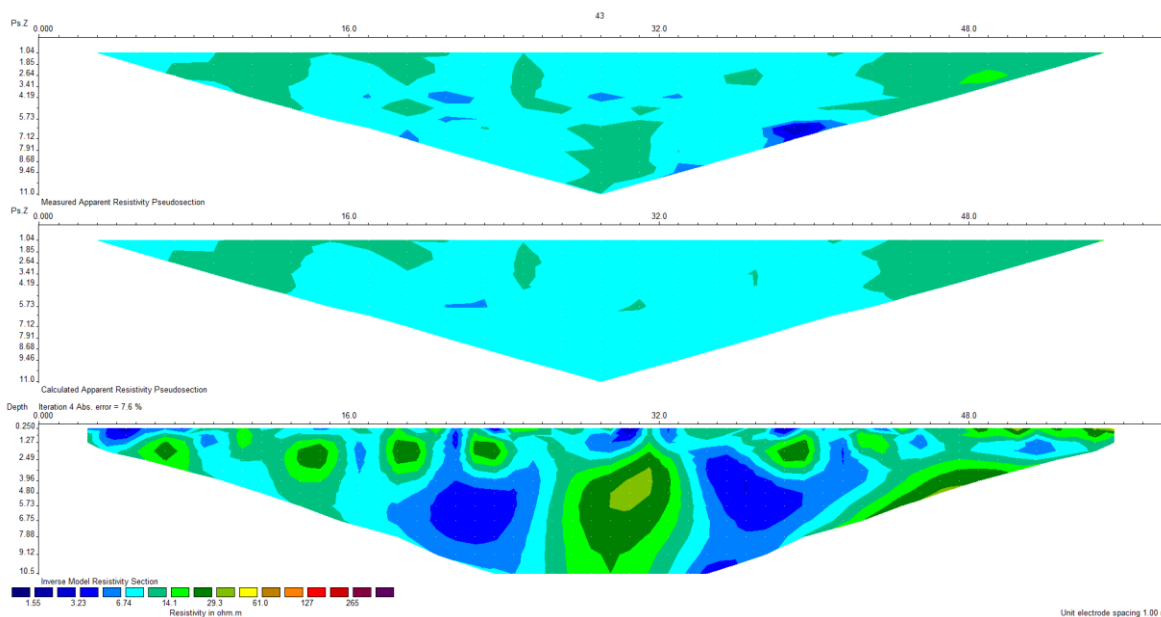


Figura 88: Al igual que en el perfil anterior, se muestran los modelos de resistividad aparente, el modelo invertido y el correspondiente RMS, que para esta tomografía es menor al 7,6 %. En esta sección, los valores de resistividad no superan los 60 Ohm.m.

A partir de esta adquisición se distinguieron dos unidades geoelectricas principales (Figura 89), dispuestas de manera subparalela y con variaciones laterales en su espesor y profundidad. En términos generales, el modelo de resistividad muestra un predominio de valores bajos a intermedios, lo que sugiere materiales con distinto grado de humedad y granulometría, permitiendo inferir cambios laterales en las condiciones hidrogeológicas del subsuelo.

- UG1: Corresponde a un nivel geoelectrico caracterizado por resistividades bajas a intermedias (aproximadamente entre 1.5 y 30 Ohm·m; tonos azules a verdes), que se dispone de manera continua a lo largo del perfil. Se trata de un nivel que alcanza aproximadamente 4 metros de profundidad y podría asociarse a materiales finos a

moderadamente gruesos con alto contenido de humedad, constituyendo una zona favorable para la circulación de fluidos. En el sector central del perfil se observa su correspondencia espacial con áreas de fuga, coincidiendo además con la ubicación de los socavones S2 y S3 identificados en superficie.

- UG2: Se presenta también dentro del rango de resistividades bajas a intermedias (tonos azules a verdes), pero se diferencia de UG1 por su disposición más profunda y su geometría más definida en el sector central del perfil. Esta unidad aparece a partir de los 4 metros de profundidad y se dispone en forma subparalela a la UG1, mostrando continuidad lateral y variaciones de espesor. Desde el punto de vista interpretativo, podría corresponder a un nivel de materiales más permeables o con menor contenido de finos, posiblemente vinculado a depósitos arenosos.

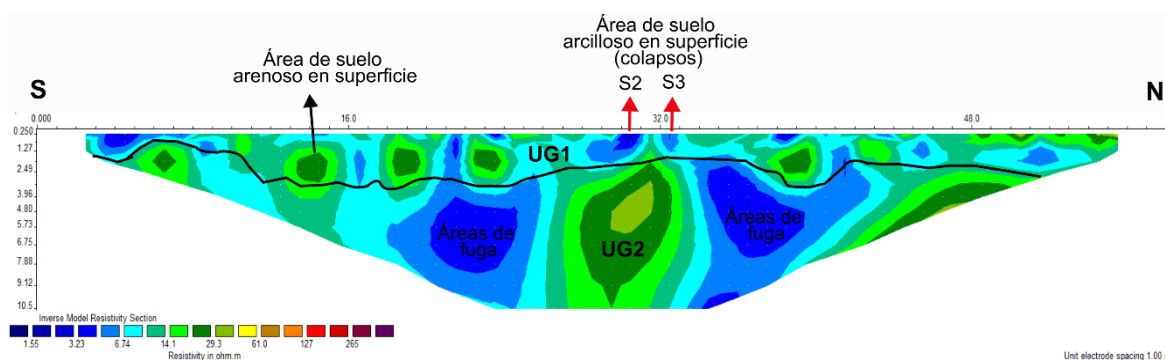


Figura 89: Modelo bidimensional de resistividad correspondiente a la Tomografía Eléctrica 2 (dirección S–N), obtenido mediante inversión suavizada (L2 smooth) en RES2DINV. Se distinguen dos unidades geoelectricas principales (UG1 y UG2), dispuestas de manera subparalela y definidas principalmente por su geometría y posición relativa más que por contrastes estrictos de resistividad. Ambas unidades abarcan un rango de resistividades bajas a intermedias (tonos azules a verdes). UG1 se asocia a materiales con mayor contenido de humedad, vinculándose espacialmente con las áreas de fuga y con los socavones S2 y S3 identificados en superficie. UG2, de disposición más profunda y continua, podría corresponder a materiales relativamente más permeables. La distribución lateral y vertical de estas unidades refleja la heterogeneidad del subsuelo en una zona afectada por procesos de colapso superficial. La escala cromática indica resistividades en Ohm·m y la separación interelectródica utilizada fue de 2 m.

Integración de ambas tomografías eléctricas

En conjunto, UG1 corresponde a materiales más arcillosos y con mayor contenido de humedad, mientras que UG2 estaría asociada a niveles más arenosos, lo cual es coherente con las muestras de superficie. En ambos perfiles, los socavones se desarrollan en zonas

de baja resistividad, limitando inferiormente con una capa arenosa que podría vincularse con depósitos de canal cubiertos por sedimentos arcillosos posteriores.

La relación entre unidades, sumada a la presencia de un nivel freático cercano y fluctuante, podría explicar la inestabilidad superficial y la formación de socavones, donde se produce la pérdida del agua de riego. En términos geomorfológicos, el patrón resultante es consistente con la presencia de cauces abandonados del sistema fluvial del río San Juan, posteriormente cubiertos por sedimentos finos, donde la humedad y la circulación subterránea favorecen procesos locales de hundimiento y subsidencia.

CAPÍTULO 9: MÉTODO SÍSMICO

El método sísmico de refracción constituye una herramienta fundamental para la caracterización del subsuelo somero, ya que permite identificar contrastes litológicos, estructuras asociadas al fallamiento y geformas vinculadas a la dinámica fluvial del valle de Tulum. A partir del registro y análisis de las primeras llegadas de ondas P se obtienen modelos tomográficos bidimensionales de velocidad, que permiten reconstruir la geometría interna de los depósitos cuaternarios y evaluar su grado de compactación, humedad y continuidad lateral. En este capítulo se describen los fundamentos teóricos del método, los procedimientos de adquisición y procesamiento de los datos en tres perfiles estratégicamente seleccionados, y finalmente se presenta la interpretación integrada de los tomogramas sísmicos en relación con la geomorfología y las estructuras activas del área de estudio (Figura 90).

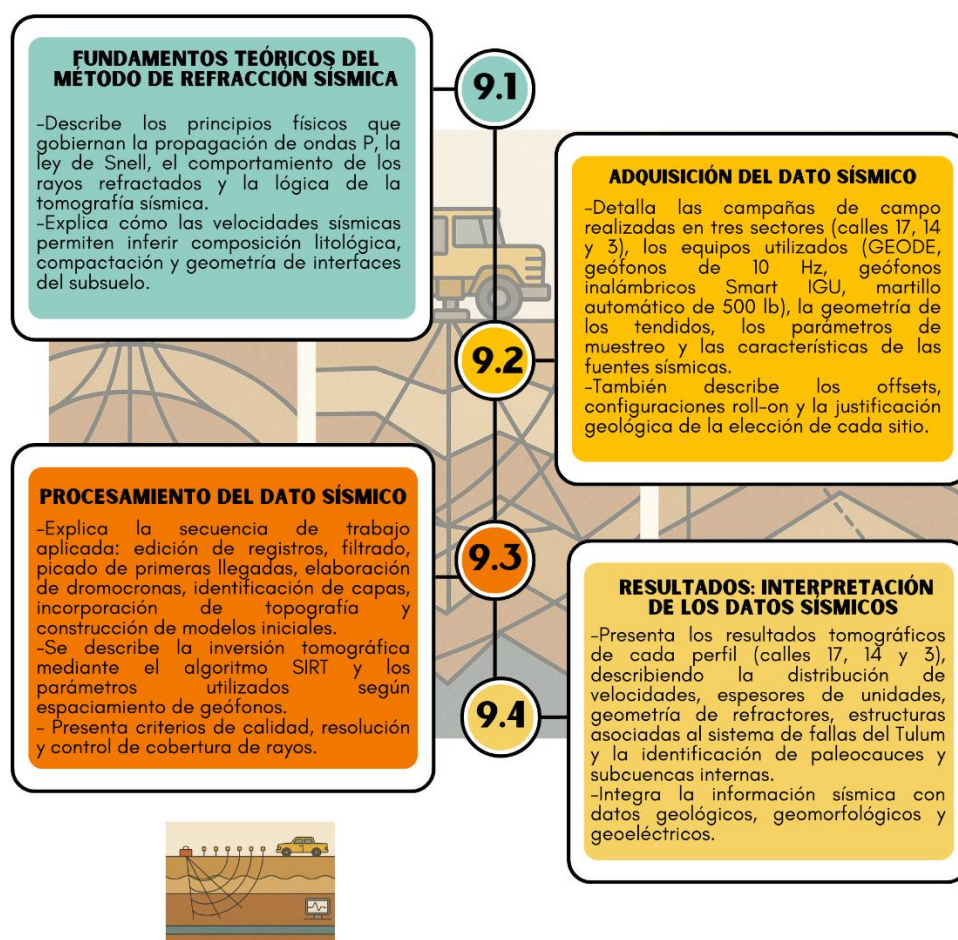


Figura 90: Esquema introductorio del Capítulo 9: Método Sísmico que resume la organización general del método sísmico utilizado en esta investigación.

9.1. Fundamentos teóricos del método de refracción sísmica

La refracción sísmica es una técnica geofísica activa ampliamente utilizada para investigar las propiedades físicas del subsuelo, especialmente en estudios geológicos, hidrogeológicos y geotécnicos. El método se basa en la generación de ondas sísmicas, que se propagan a través del terreno y son registradas por sensores (geófonos) ubicados en superficie. Esta propagación está regida por leyes físicas que explican el comportamiento de las ondas cuando atraviesan interfaces entre medios con distintas propiedades elásticas y densidad (Telford et al., 1990; Sheriff y Geldart, 1995).

El principio del método consiste en medir el tiempo de propagación de las ondas elásticas entre el punto de generación (por impacto o explosivo) y su llegada a diferentes receptores dispuestos linealmente en superficie. Las ondas compresionales (P) se transmiten a través del subsuelo, interactuando con capas de distintas velocidades sísmicas. Parte de la energía se refleja dentro del mismo medio, mientras que otra porción se transmite al medio adyacente, modificando su dirección de propagación al cruzar interfaces geológicas. La sísmica de refracción se centra en las ondas que, al incidir sobre una interfaz con un ángulo crítico, se refractan y continúan propagándose paralelamente a la interfaz, para luego emerger nuevamente a la superficie. Estas ondas refractadas, de menor contenido en altas frecuencias respecto a las reflejadas, son las únicas registradas y utilizadas para la interpretación. En cada interfaz se cumple la ley de Snell (Figura 91), tanto para la reflexión como para la refracción, tal como se expresa a continuación:

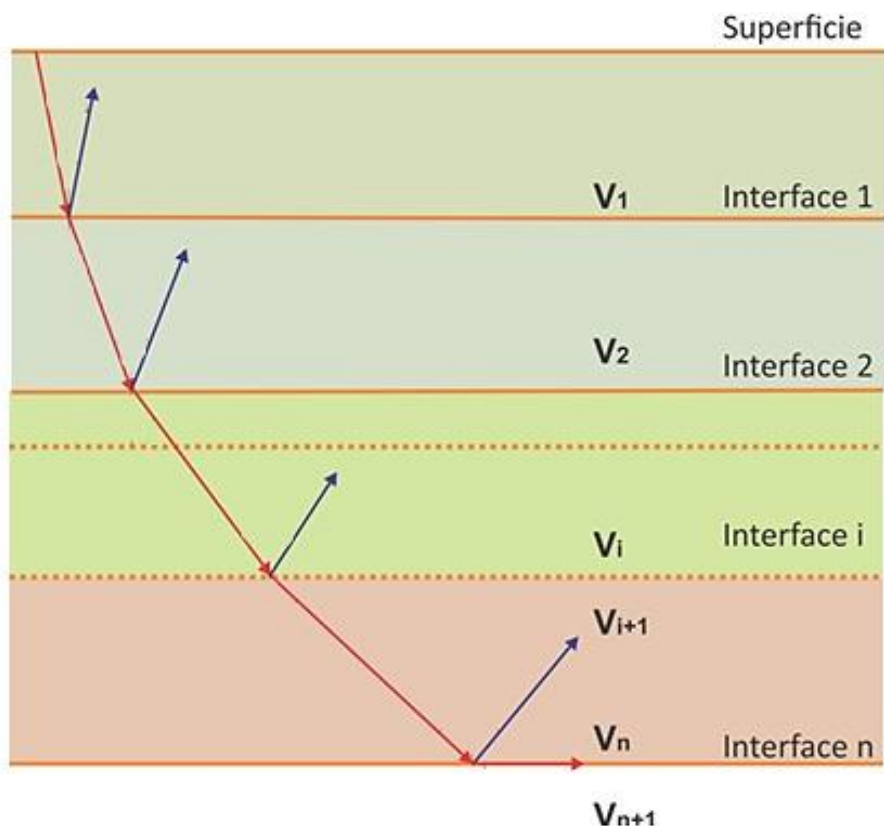


Figura 91: Representación esquemática de la ley de Snell aplicada a un medio multicapa, mostrando la trayectoria de los rayos sísmicos incidentes, reflejados y refractados.

A partir del análisis de los tiempos de llegada de las ondas refractadas, es posible reconstruir la geometría y distribución de velocidades del subsuelo, e inferir así la composición litológica de los materiales. Cada punto de la interfaz actúa como fuente secundaria de energía, generando rayos que emergen hacia la superficie con el mismo ángulo de incidencia (Figura 92).

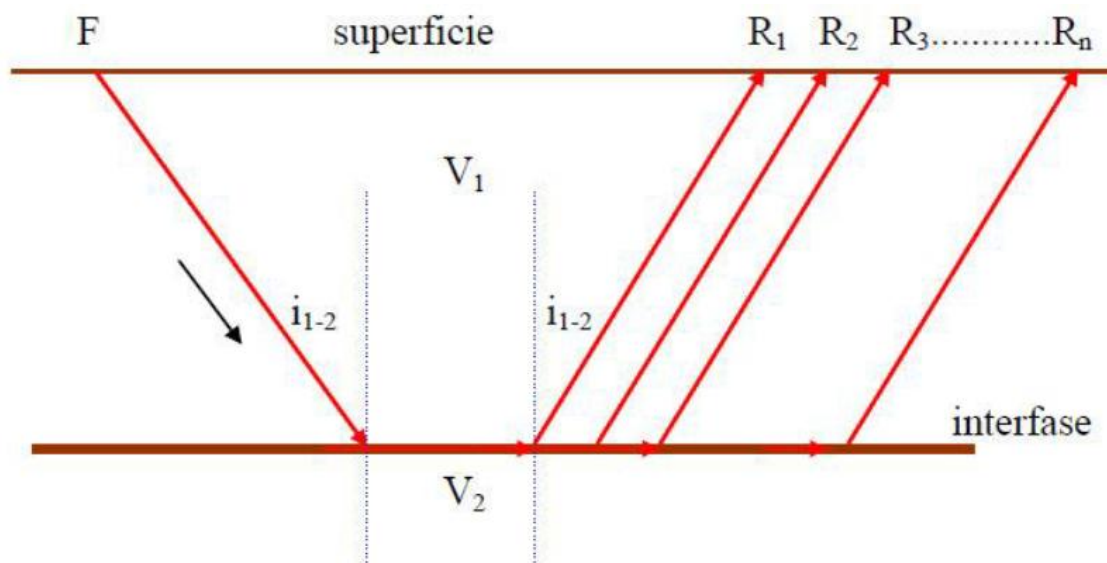


Figura 92: Esquema conceptual de la propagación de ondas sísmicas refractadas en un modelo bicapa, ilustrando su trayectoria a lo largo de la interfaz y su posterior detección en superficie mediante geófonos.

El análisis de las primeras llegadas (ondas P) en estos registros permite calcular las velocidades longitudinales (V_p), asociarlas a diferentes materiales y determinar la geometría de los refractores. Actualmente, la interpretación se realiza mediante técnicas de inversión tomográfica, que ajustan un modelo inicial de velocidades a través de algoritmos iterativos, minimizando la diferencia entre los tiempos observados y los calculados (Zelt y Smith, 1992). Este enfoque permite obtener modelos bidimensionales de alta resolución, esenciales para identificar unidades geológicas, discontinuidades estructurales y contrastes litológicos o hidrológicos significativos (White, 1989; Roy, 2014).

La refracción sísmica, por lo tanto, constituye una herramienta no invasiva y eficaz para la caracterización estructural del subsuelo, siendo particularmente útil en contextos donde es necesario estimar profundidades de interfaces, evaluar condiciones de saturación hídrica o complementar datos obtenidos mediante métodos eléctricos o gravimétricos (Steeple, 2001).

En el presente trabajo, esta metodología fue aplicada a tres perfiles sísmicos ubicados en sectores representativos del valle de Tulum, cuyos procedimientos de adquisición y procesamiento se detallan a continuación.

9.2. Adquisición del dato sísmico

El método de tomografía sísmica de refracción fue aplicado en tres sectores representativos del área de estudio, seleccionados por sus contrastes morfológicos y estructurales (Figura 93). Estas secciones corresponden a las calles 17 y 14, ubicadas en el departamento Rawson, y a la calle 3, situada en el departamento 25 de Mayo. La elección de los sitios respondió a la necesidad de correlacionar los resultados sísmicos con la información obtenida por magnetometría, gravimétrica y tomografía eléctrica, y de reconocer las variaciones litológicas, estructurales y sedimentarias en el subsuelo somero del valle de Tulum.

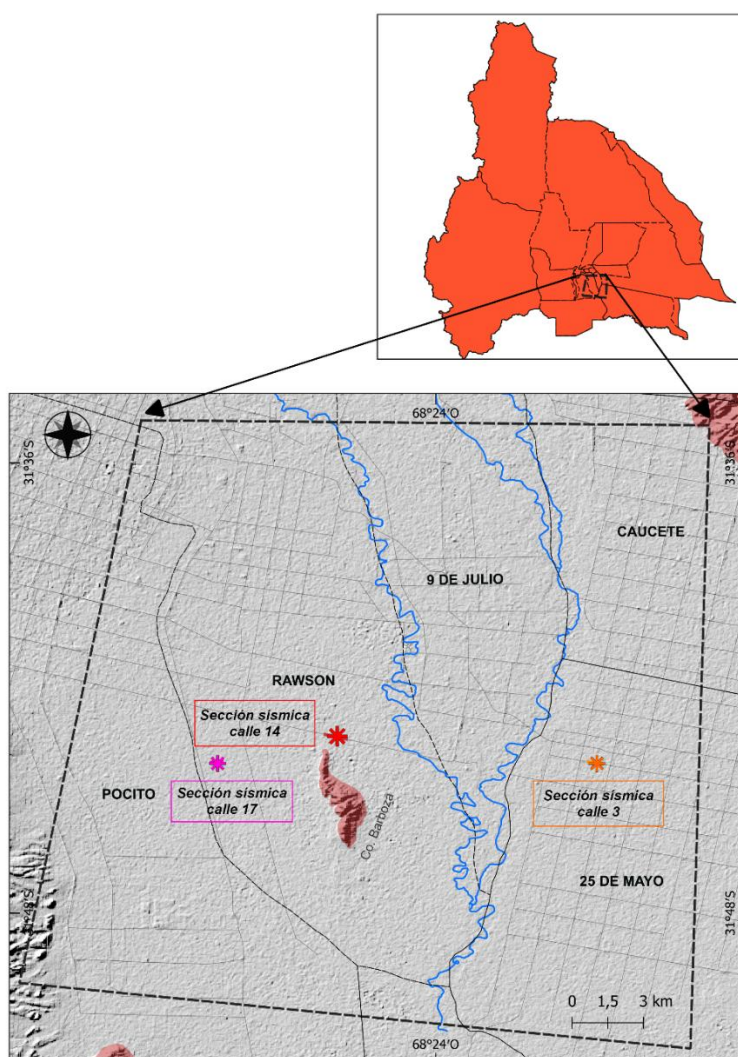


Figura 93: Mapa de ubicación de las secciones sísmicas. Dos de ellas, ubicadas en el departamento Rawson, una al oeste del cerro Barboza (sección sísmica calle 17) y la otra ubicada al norte de dicho cerro (sección sísmica calle 14). La tercera sección se llevó a cabo en el departamento 25 de Mayo al este del Río San Juan).

Sección calle 17

El perfil de calle 17, coincidente con el *perfil Calle 17 Norte* medido con el método magnetométrico, ubicado en las inmediaciones del cerro Barboza, y atraviesa una zona caracterizada por la presencia de paleociénagas con canales internos y paleocauces colmatados. Su orientación oblicua a la traza principal del sistema de fallas del Tulum permite captar el contraste entre los depósitos aluviales recientes y los materiales más consolidados del subsuelo. El registro se obtuvo mediante cuatro tendidos sísmicos consecutivos de 115 m cada uno, con separación de 5 m entre geófonos en configuración *roll-on*, alcanzando una longitud total de 460 m (Figura 94).

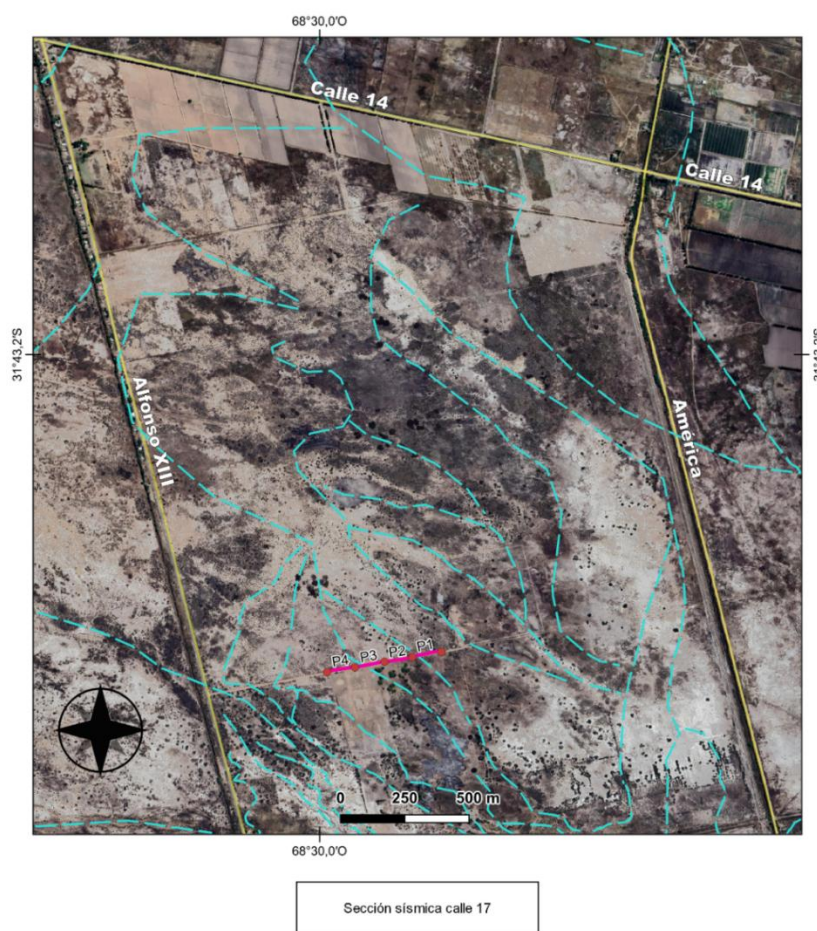


Figura 94: Ubicación de la sección sísmica calle 17, en el departamento Rawson. La imagen señala de color fucsia el tendido sísmico y los cuatro perfiles realizados sobre el misma (P1 a P4) en dirección este-oeste. De color celeste se encuentran mapeados los canales internos antiguos típicos de un ambiente paleolacustre.

Para este caso se empleó una masa metálica de 10 kg como fuente de energía, la ubicación de las fuentes se dispuso de forma que se obtenga la mayor resolución en los perfiles en

posiciones 2,5; 27,5; 57,5; 87,5 y 112,5 m, aplicando tres impactos por punto de disparo con el objetivo de sumar las ondas sísmicas y eliminar el ruido incoherente (*stacking*) para mejorar la relación señal/ruido. Asimismo, se hicieron espectro de frecuencia para cada registro (Figura 95 a), esto permitió diseñar un filtro pasa-banda, el filtro fue diseñado con frecuencias de corte: *Low-cut*: 10 – 30 Hz (elimina ruido de largo período y microsismos), *High-cut*: 200 – 220 Hz (suprime alias y componentes electrónicas de alta frecuencia). La respuesta del filtro (línea azul superpuesta) muestra que la banda útil de la señal se conserva entre ~30 Hz y 200 Hz, mejorando la relación señal/ruido antes del *picking* de primeras llegadas (Figura 95 b). El proceso se aplicó a todas las trazas, conservando la integridad del registro para el análisis de velocidades y la determinación de la profundidad (Figura 95 c).

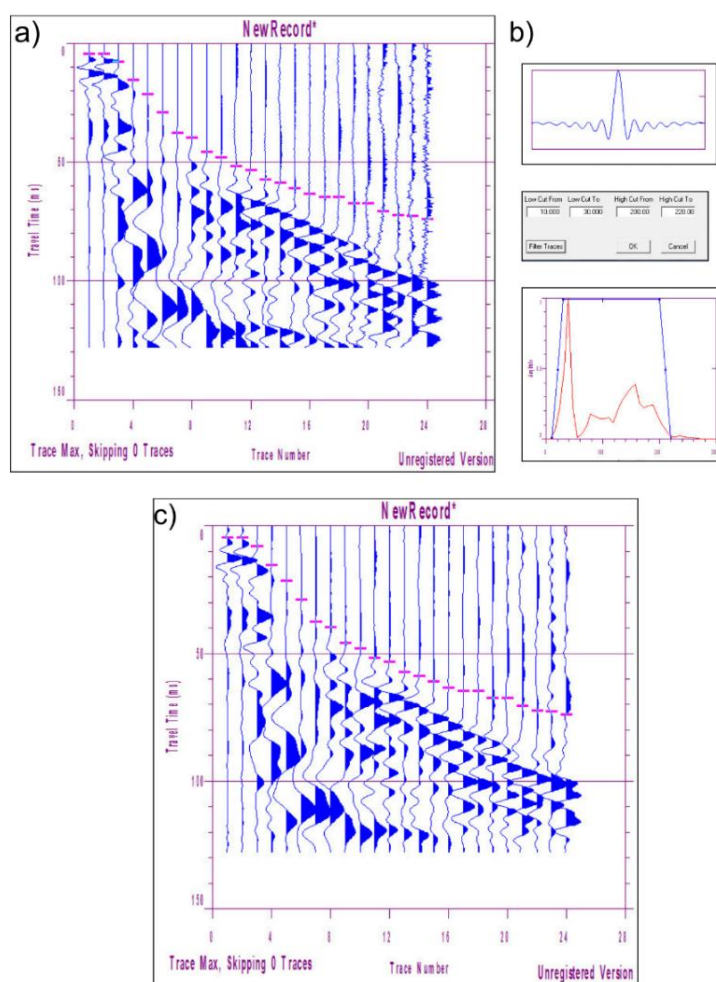


Figura 95: a) registro del ruido natural, b) espectro de frecuencias obtenido por la registraci3n del ruido y c) Registro final filtrado.

Para la adquisición se usó un sismógrafo GEODE de 24 canales (Geometrix) (Figura 96a), una masa de 10 kg conectada con un Trigger TB Time Recorder para sincronizar el tiempo cero de disparo, asegurando la precisión temporal en el registro de las ondas refractadas (Figura 96b) y geófonos verticales de 10 Hz (Figura 96c), previamente testeados con el software *Seismodule Controller*, que verificó una confiabilidad superior al 98 % (Figura 96d). Además, se definió un tiempo de grabación de 250 ms, intervalo de muestreo de 0,128 ms y ganancia variable según la distancia a la fuente. Los datos fueron almacenados en formato SEG2 para su posterior procesamiento.

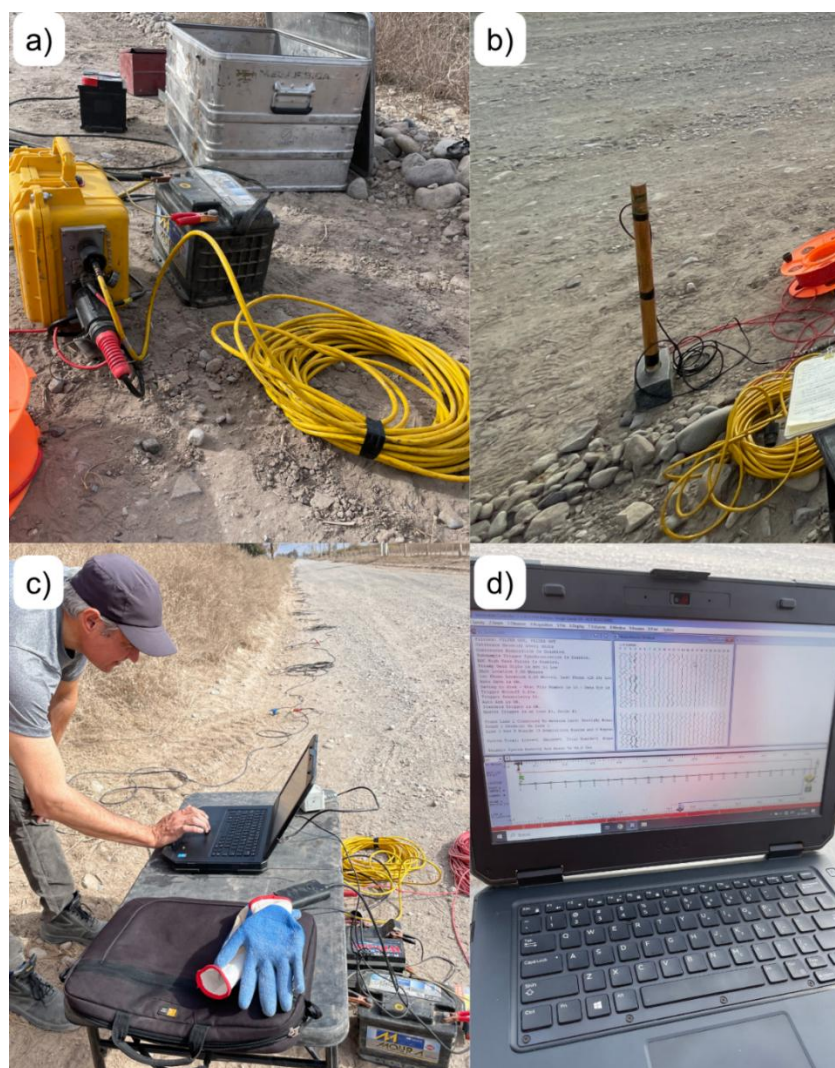


Figura 96: a) Sismógrafo GEODE de 24 canales, cables; b) Masa de 10 kg conectada con un Trigger TB Time Recorder c) Tendido sísmico con cables y geófonos conectados y d) ordenador para el funcionamiento del módulo de adquisición de los datos sísmicos.

Sección calle 14

La segunda sección, sobre calle 14 (Figura 97), se extiende de oeste a este, atravesando el extremo norte del cerro Barboza. Este perfil se ubica en un sector donde el sistema de fallas del Tulum produce una marcada discontinuidad estructural, acompañada de depósitos eólicos y fluviales superpuestos. Se adquirieron dos tendidos sísmicos parcialmente solapados de 345 m cada uno, con geófonos espaciados cada 15 m (Figura 98). Los disparos se efectuaron a 7,5; 82,5; 172,5; 262,5 y 337,5 m del primer receptor en ambas direcciones (perfil y contra perfil), garantizando una cobertura simétrica de los rayos sísmicos. Además, se hicieron disparos externos (*offset*) para garantizar mayor profundidad del tendido. En este caso los *offset* fueron asimétricos para el primer perfil las distancias fueron -35, 10, 355 y 380 m, para el segundo perfil se buscó mayor profundidad con *offset* -200, -100, -50, -25, 370, 395, 445 y 545 m (Figura 98).

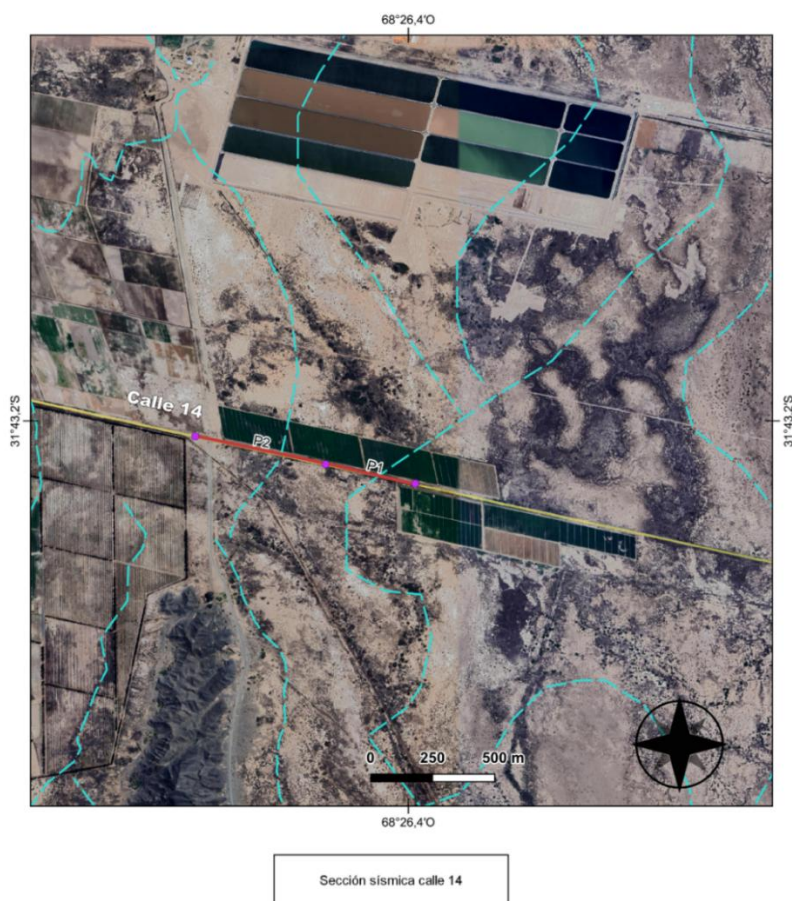


Figura 97: Ubicación de la sección sísmica calle 14 en el departamento Rawson. La imagen señala de color rojo el tendido sísmico y los dos perfiles realizados sobre el mismo (P1 y P2) en dirección este-oeste. De color celeste se encuentran mapeados los paleocauces que atraviesan esta zona.

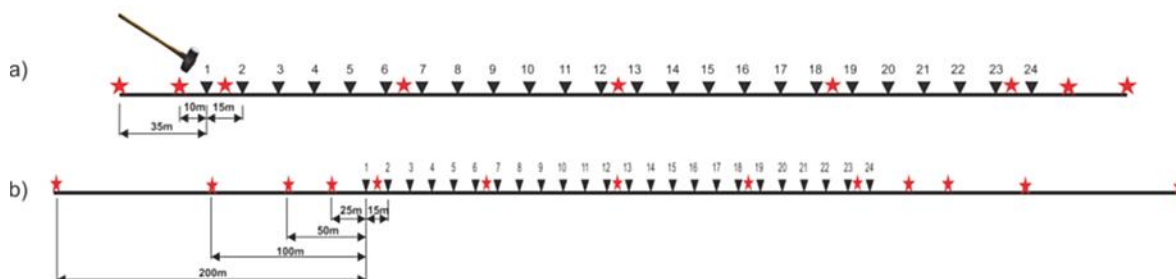


Figura 98: Geometría del dispositivo sísmico utilizado en la adquisición. a) Tendido sísmico 1. b) Tendido sísmico 2.

Para este perfil sísmico se utilizó un martillo automático de 500 lb (Figura 100c) como fuente, aumentando así la energía transmitida y la profundidad de investigación. La longitud final combinada fue de aproximadamente 925 m, considerando los *offsets* de disparo y el solapamiento de los tendidos. El tiempo de registro se extendió a 500 ms, manteniendo los mismos parámetros de muestreo, lo que permitió alcanzar una mayor resolución en profundidad respecto al perfil anterior.

Sección calle 3

La tercera sección, trazada sobre calle 3 en el departamento 25 de Mayo (Figura 99), se emplaza al este del área de estudio, donde se reconocen paleocauces de gran magnitud vinculados al antiguo cauce del río San Juan. Este perfil tuvo como objetivo analizar el comportamiento interno de dichos depósitos y su continuidad lateral, correlacionando los resultados sísmicos con los obtenidos por tomografía eléctrica (CAPÍTULO 8).



Figura 99: Ubicación de la sección sísmica calle 3 en el departamento 25 de Mayo. La imagen señala de color naranja el tendido sísmico y los dos perfiles construidos en dirección (oeste-este). De color celeste se encuentran mapeados los paleocauces que atraviesan esta zona.

Para su adquisición se empleó un sistema de geófonos inalámbricos Smart IGU-BD3C-5, de tres componentes y rango de frecuencia entre 0,2 y 150 Hz, con memoria interna y GPS incorporado (Figura 100 a). La disposición y control de los receptores se efectuó mediante una tablet con aplicación dedicada, que permitió configurar la geometría de medición y la sincronización de los dispositivos vía Bluetooth (Figura 100 b). El intervalo de muestreo fue de 0,25 ms. Para esta línea se utilizó, como fuente el mismo martillo automático de 500 lb mencionado en la sección anterior (Figura 100 c). El tiempo cero se registró con él un Trigger marca Smart, modelo TB Time Recorder (TBR 90100210001-006), (Figura 100 d), que registra el inicio de disparo con precisión de microsegundos. Se distribuyeron once geófonos espaciados cada 30 m, cubriendo una longitud total de 600 m, lo que permitió

alcanzar profundidades de hasta 80 m. Sobre el mismo trazado se efectuaron dos líneas en sentido O-E.

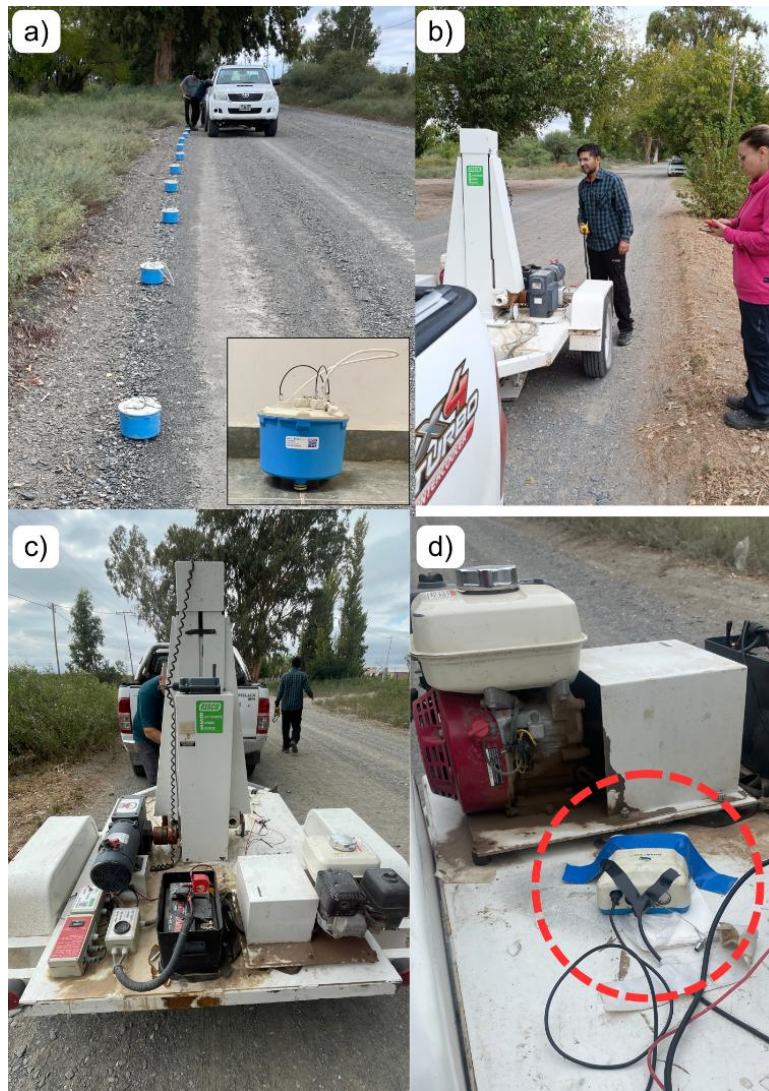


Figura 100: Equipamientos utilizados para la adquisición de los datos sísmicos: a) Geófonos inalámbricos; b) Toma de coordenadas de posición de los geófonos, verificación de los receptores a través de una tablet y c) Martillo automático de 500 libras para la generación de ondas sísmicas; d) Trigger marca Smart, modelo TB Time Recorder (TBR 90100210001-006).

9.3. Procesamiento del dato sísmico

El procesamiento sísmico tuvo como finalidad obtener modelos de velocidad que permitan interpretar variaciones litológicas y estructurales en el subsuelo, complementando la información geológica y geoelectrica. Para ello se aplicó una secuencia metodológica compuesta por ocho etapas principales: edición de registros, picado de primeros arribos,

construcción de dromocronas, identificación y asignación de capas, incorporación de topografía, elaboración de un modelo inicial y, finalmente, el cálculo del tomograma sísmico a partir de una inversión.

Durante la edición de registros, se corrigieron errores de adquisición, se aplicaron filtros pasa banda en función de un análisis de espectro de frecuencia para cada registro (ejemplo Figura 95). Esta etapa fue esencial para garantizar la calidad de los datos utilizados en las etapas posteriores. En la fase de picado de primeros arribos (Figura 101 a), empleando el software SeisImager, se identificaron los tiempos de llegada de las ondas P en cada traza, delimitando los eventos sísmicos más representativos. Con esta información se construyeron las curvas tiempo-distancia (dromocronas) mediante el módulo Plotrefra (Figura 101 b), graficando los tiempos de arribo en función de la distancia. Los cambios de pendiente en estas curvas reflejan contrastes de velocidad, interpretados como límites entre capas de distintas propiedades físicas y litológicas.

A partir de estas relaciones se elaboró un modelo inicial de velocidades, coherente con la geología superficial y la topografía del perfil. Luego, se aplicó un proceso de inversión no lineal mediante el algoritmo SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) incluido en SeisImager v2.0 (Sheehan et al., 2005). Este procedimiento ajustó iterativamente el modelo comparando los tiempos observados y calculados hasta minimizar el error cuadrático medio normalizado (nRMS). Los parámetros de inversión incluyeron una malla de entre 3 y 6 nodos por celda, dependiendo de la separación entre geófonos: 5 m para los perfiles de calle 17 (mayor resolución), 15 m para los de calle 14 (menor resolución) y 30 m para los geófonos de calle 3. La resolución final de cada tomograma se relaciona directamente con el tamaño de celda y la cobertura de rayos calculados (Figura 101 c), una mayor densidad de rayos implica menor incertidumbre en la geometría de las estructuras.

En conjunto, este procedimiento permitió obtener modelos sísmicos coherentes con la geología local, capaces de evidenciar contrastes litológicos, contactos entre unidades de distinta competencia y posibles estructuras asociadas a fallamiento o cambios en la saturación del subsuelo. De este modo, la tomografía sísmica de refracción funcionó como una herramienta de apoyo que refuerza la interpretación geológica y la correlación con los resultados geoelectrónicos.

Los resultados obtenidos a partir de este procesamiento se presentan en la siguiente sección, donde se analizan los tomogramas y su correlación con los datos geológicos.

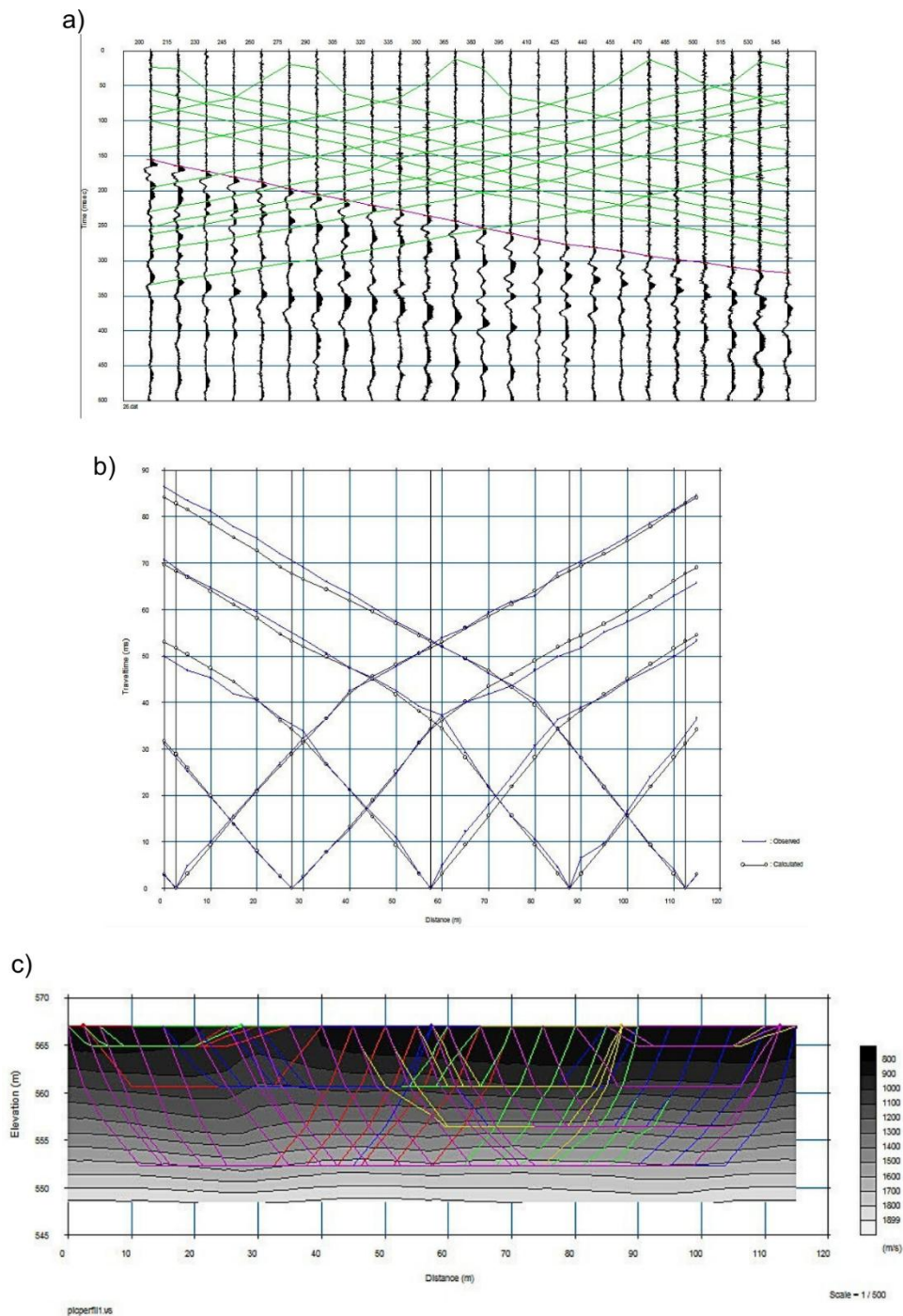


Figura 101: Pasos para el procesamiento del dato sísmico a)- Picado de primeros arribos de la onda sísmica. b) Curvas de tiempo-distancia (dromocronas) correspondientes a la segunda sección sísmica mostrando las velocidades y el quiebre abrupto entre interfaces. Dromocronas observadas en azul y calculadas por inversión en negro. c) Trayectoria de los rayos teóricos.

9.4 Resultados: Interpretación de los datos sísmicos

La interpretación de las secciones tomográficas obtenidas mediante el método de refracción sísmica permite caracterizar la estructura somera del subsuelo, identificando contrastes litológicos, zonas de fractura y posibles paleocauces asociados a la dinámica fluvial del valle de Tulum. En las tomografías sísmicas, la distancia horizontal (eje X) representa la posición de los geófonos a lo largo del perfil, mientras que el eje vertical (eje Y) indica la elevación sobre el nivel del mar la superficie topográfica o la posición de los receptores. Los colores corresponden a valores de velocidad de onda P (km/s), según la escala incluida en cada figura.

Las velocidades más bajas (azules a verdes) reflejan materiales sueltos, húmedos o poco consolidados, mientras que las velocidades intermedias (amarillos y naranjas) indicarían arenas y gravas compactas. Las velocidades altas (rojos y violetas) se asocian a materiales densos o cementados, que pueden corresponder a horizontes más antiguos o al basamento somero.

La profundidad de investigación depende de la energía de la fuente, el espaciamiento entre geófonos y la longitud total del tendido, factores que determinan el alcance de los rayos refractados en el subsuelo.

9.4.1. Sección sísmica Calle 17

La figura 102 (perfil de la calle 17) muestra el tomograma integrado de 460 m de longitud y una profundidad efectiva cercana a los 35-40 m, donde se distinguen tres dominios de velocidad bien definidos:

- a) un nivel superior con valores entre 0.32 y 0.80 km/s, (Capa 1)
- b) un nivel intermedio con velocidades de 1.05 a 1.6 km/s, (Capa 2)
- c) un dominio profundo con valores que superan los 1.7–1.97 km/s. (Capa 3)

La capa superficial presenta velocidades bajas, entre 0,32 y 0,80 km/s, compatibles con sedimentos cuaternarios sueltos compuestos por arenas finas, limos y niveles con humedad variable. Dentro de esta unidad se distingue una subzona interna de muy baja velocidad (0,32–0,60 km/s) que resalta en tonos azules. Esta subunidad refleja el relleno típico de paleocauces, constituido por materiales más porosos y poco compactados (arenas medias, arenas finas y gravas sueltas), lo cual explica la marcada disminución de velocidad respecto del entorno inmediato. La presencia de estas velocidades tan bajas indica no solo menor

compactación, sino también una mayor influencia del nivel freático y del grado de retrabajo sedimentario en este sector del abanico aluvial. La segunda capa, más continua lateralmente, muestra velocidades promedio de 1.2–1.4 km/s y espesores de 10–15 m, lo que sugiere arenas y gravas medianamente compactas. En el dominio más profundo (Capa 3), las velocidades mayores a 1.8 km/s se asocian a depósitos más consolidados o posiblemente a sedimentos antiguos del sistema aluvial del río San Juan.

Estructuralmente, se destacan tres fallas en el perfil sísmico, dos fallas contra buzantes en el sector central que afectarían a la capa inferior de mayor velocidad. Coincidentemente los paleocanales al oeste y al este de esta estructura se curvan contrariamente, marcando un control de dicha estructura. Hacia el este se observa una falla con vergencia al oeste la cual deformaría la capa 2 y 3. Asimismo, la variación lateral de velocidades entre los 25 y 30 m de profundidad, particularmente hacia el centro del perfil (200–300 m de distancia), evidencia un cuerpo elongado de menor velocidad interpretado el depocentro ubicado entre las dos fallas (1).

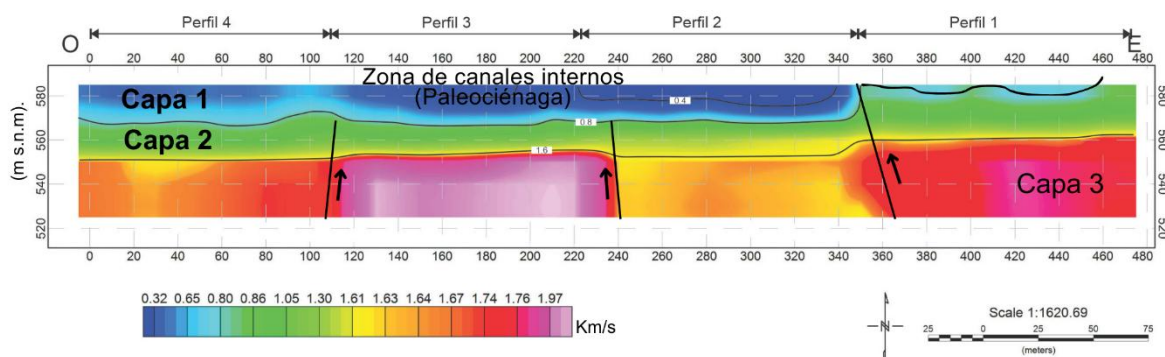


Figura 102: Tomografía sísmica de refracción correspondiente a la Calle 17, integrada por los perfiles 4, 3, 2 y 1. Se identifican tres unidades principales: Capa 1, de bajas velocidades (0,32–0,80 km/s), asociada a depósitos cuaternarios muy poco consolidados; Capa 2, con velocidades moderadas (0,80–1,30 km/s), interpretada como sedimentos finos a medios parcialmente compactados; y Capa 3, caracterizada por valores más altos (>1,30 km/s), correspondientes a materiales más competentes del relleno intermontano. En el sector central se reconoce una zona de canales internos (paleociénaga) marcada por valores particularmente bajos (0,32–0,60 km/s), que representan rellenos orgánicos o limosos saturados. Las flechas indican ascensos locales del contacto entre Capa 2 y Capa 3, vinculados a discontinuidades internas del relleno. La barra de colores representa el modelo final de velocidades del proceso de inversión.

9.4.2. Sección sísmica Calle 14

La tomografía correspondiente a la calle 14 (Figura 103) abarca una longitud total de aproximadamente 950 m y profundidades de investigación de hasta 150 y 180 m. Se distinguen tres dominios principales:

- a) un nivel superior de bajas velocidades (0.6–0.8 km/s),
- b) un dominio intermedio con velocidades de 1.7–1.8 km/s, y
- c) un dominio profundo con valores superiores a 2.0 km/s.

La unidad superficial muestra velocidades relativamente más altas que en Calle 17, con valores que oscilan entre 0,50 y 1,00 km/s, lo cual sugiere una mayor compactación de los sedimentos arenosos y limosos que dominan este tramo del abanico. Aun así, los paleocauces pueden reconocerse como zonas discretas de velocidad reducida, entre 0,50 y 0,70 km/s, representadas también en tonos azules. Si bien estas velocidades son menores que las del material circundante, son más elevadas que las registradas en los paleocauces de Calle 17, lo que indica un relleno más denso o con menor humedad. Estas diferencias laterales reflejan variaciones en el grado de consolidación, en la energía del antiguo flujo y en el nivel de influencia del freático a lo largo del valle. El dominio intermedio, con espesores variables de 30–100 m, corresponde a materiales arenosos y gravosos de mayor compactación, mientras que el dominio profundo exhibe velocidades elevadas (>2 km/s), posiblemente vinculadas a depósitos más antiguos o semi-consolidados.

La geometría del modelo evidencia estructuración tectónica en el subsuelo, manifestada por la ondulación de las isolíneas y el desplazamiento vertical de los dominios intermedios, particularmente hacia el sector oriental (entre 550 y 900 m; Figura 103). Allí se observa discontinuidades en las capas representadas por la sísmica, que sugieren la presencia de estructuras de bloques que descienden, atribuidas a fallas verticales, según lo observado se sugiere un comportamiento normal. Esto se manifiesta en una subcuenca (dominio intermedio) delimitado por dos bloques de mayor velocidad (dominio profundo).

En conjunto, el tomograma de la calle 14 refleja la interacción entre procesos tectónicos y sedimentarios, donde el fallamiento controla la morfología y la distribución de materiales, generando contrastes sísmicos que evidencian tanto actividad estructural como heterogeneidad en la compactación del relleno cuaternario.

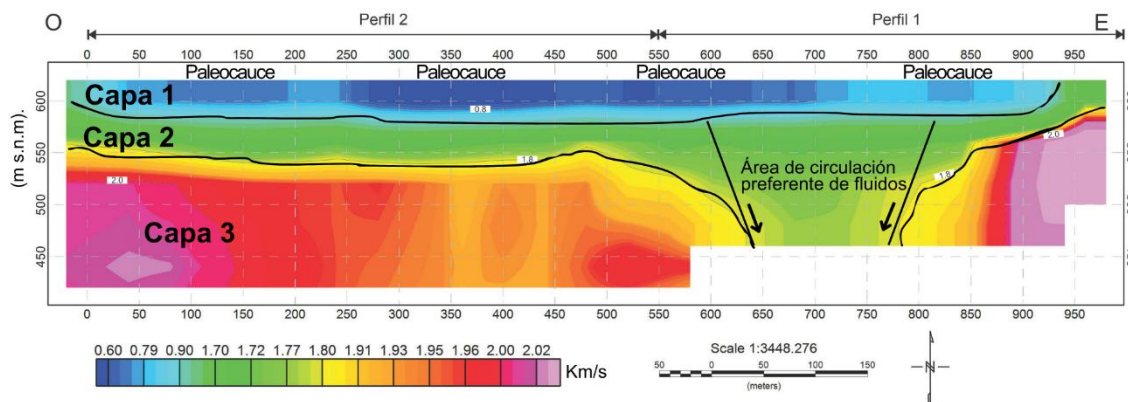


Figura 103: Tomografía sísmica de refracción correspondiente a la Calle 14, donde se reconocen tres unidades principales: Capa 1, con velocidades de 0,60–1,00 km/s, correspondiente a sedimentos superficiales poco consolidados; Capa 2, con velocidades intermedias (1,00–1,70 km/s), atribuida a arenas y limos compactados; y Capa 3, que supera los 1,70–2,02 km/s, asociada a niveles más densos del relleno cuaternario. A lo largo de todo el perfil se observan paleocauces, expresados como depresiones de baja velocidad ubicadas en Capa 1 y el techo de Capa 2. Hacia el sector oriental se destaca un área de circulación preferente de fluidos, evidenciada por un adelgazamiento del nivel de mayor velocidad y un ensanchamiento de la zona de bajos valores, posiblemente relacionada con mayor saturación o heterogeneidad del material. La escala cromática corresponde al modelo invertido de velocidades.

9.4.3. Sección sísmica Calle 3

La figura 104 corresponde a la tomografía sísmica obtenida en la calle 3, departamento 25 de Mayo. El perfil, de 600 m de longitud, alcanza una profundidad de investigación aproximada de 80 m y se emplaza sobre el sector oriental del valle, donde se reconocen paleocauces de gran magnitud relacionados con antiguas migraciones del río San Juan. El modelo de velocidades presenta tres dominios principales:

- una capa superficial con valores de 0.6–0.8 km/s, correspondiente a sedimentos finos no consolidados (limos y arenas sueltas);
- un dominio intermedio con velocidades de 1.0–1.4 km/s, interpretado como una secuencia arenosa y gravosa medianamente compacta
- un dominio más profundo con valores superiores a 1.5 km/s, posiblemente asociado a depósitos antiguos o a la base del relleno aluvial.

En el sector occidental del perfil (entre los 50 y 100 m de distancia), se observa una deflexión de las isolíneas en las capas superiores, con geometría de canal, donde las velocidades disminuyen progresivamente. Este rasgo indica la presencia de un paleocauce colmatado por materiales más finos y húmedos, cuya morfología en U

y continuidad lateral sugieren un cauce trenzado antiguo. Se destaca un marcado descenso de las velocidades en el sector oriental del perfil (entre los 400 y 650 m de distancia; Figura 104), las bajas velocidades (Capa 1) alcanzan profundidades de hasta 50 m. Notablemente, lo anterior se podría asociar con lo observado en las tomografías geoeléctricas que permiten inferir que el paleocauce correspondiente a una antigua vía de drenaje del río San Juan, posteriormente inactiva y colmatada por sedimentos finos de origen fluvial. Estas unidades presentan actualmente un comportamiento hidrogeológico diferenciado, actuando como zonas preferenciales de retención de humedad y posibles vías de flujo subterráneo.

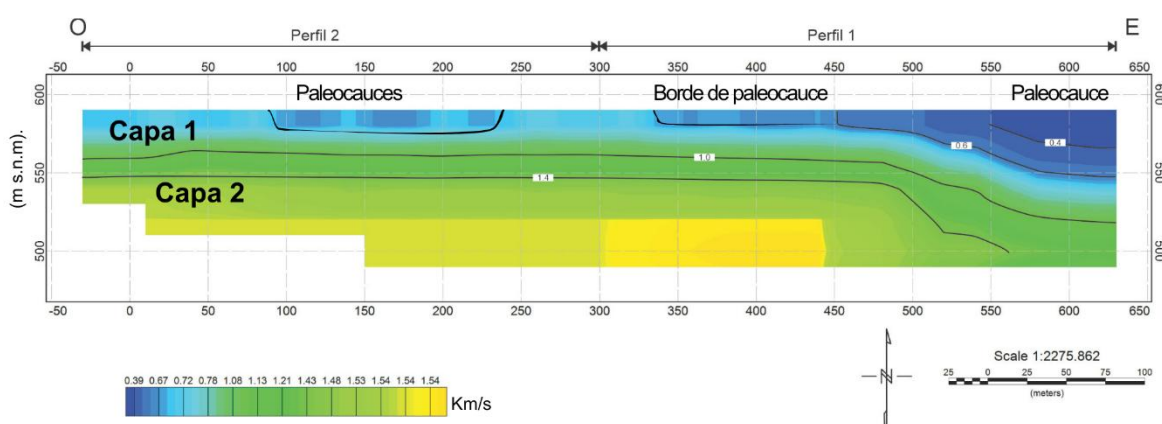


Figura 104: Tomografía sísmica de refracción obtenida en Calle 3, donde se distinguen dos unidades principales: Capa 1, de bajas velocidades (0,59–1,10 km/s), que constituye el paquete superficial formado por limos y arenas poco consolidadas; y Capa 2, de velocidades moderadas a altas (1,10–1,56 km/s), atribuida a sedimentos compactados del relleno cuaternario. Se identifican varios paleocauces en el tramo central y oriental del perfil, así como un borde de paleocauce donde el techo de Capa 2 asciende abruptamente, indicando un cambio lateral marcado en la geometría del relleno. La barra de colores corresponde al modelo final de velocidades obtenido por inversión.

Síntesis de los resultados sísmicos

Las tomografías sísmicas adquiridas en las calles 17, 14 y 3 permiten reconstruir la arquitectura somera del subsuelo del valle de Tulum y evidencian la coexistencia de procesos tectónicos activos y dinámicas fluviales cuaternarias que han modificado la distribución y compactación de los sedimentos. Los modelos de velocidad revelan la presencia sistemática de tres dominios litológicos, un paquete superficial de materiales sueltos, un nivel intermedio de arenas y gravas compactadas y un dominio profundo más competente, cuya geometría varía lateralmente en respuesta a controles estructurales y a la migración histórica del río San Juan. En los tres perfiles se identifican paleocauces de

distinta magnitud, expresados como cuerpos de baja velocidad con morfologías en U o depresiones elongadas, vinculados tanto a canales principales como a trazas internas más pequeñas; estos rellenos finos y húmedos conforman zonas preferenciales para la circulación subterránea de fluidos. Asimismo, las secciones sísmicas evidencian fallamiento somero que afecta la continuidad de las capas, generando desplazamientos verticales, ondulaciones e incluso subcuencas locales, como se observa particularmente en Calles 17 y 14. Estas estructuras condicionan la distribución de depocentros, controlan el alojamiento de paleocanales y explican contrastes de velocidad asociados a variaciones en compactación y humedad. En síntesis, los resultados sísmicos aportan un marco integrado de la estructura subsuperficial del valle, demostrando que la heterogeneidad del relleno cuaternario responde a la interacción entre tectónica activa, paleohidrodinámica del río San Juan y propiedades hidrogeológicas actuales, elementos clave para evaluar la evolución geomorfológica y la susceptibilidad del terreno en el área de estudio.

CAPÍTULO 10: DIAGNÓSTICO AMBIENTAL Y EVALUACIÓN DE RIESGOS

Este capítulo presenta un diagnóstico ambiental integral del Valle de Tulum mediante la articulación entre la evidencia geológica-geomorfológica y la percepción de los habitantes. A partir de entrevistas y metodologías participativas, se identifican problemáticas asociadas a inundaciones, subsidencia, combustión subterránea, salinización y variabilidad hídrica, analizando cómo estos procesos afectan el uso del suelo y la vulnerabilidad local. La integración de datos sociales y técnicos permite comprender la dinámica ambiental del valle y aportar insumos para la evaluación del riesgo y la planificación territorial (Figura 105).

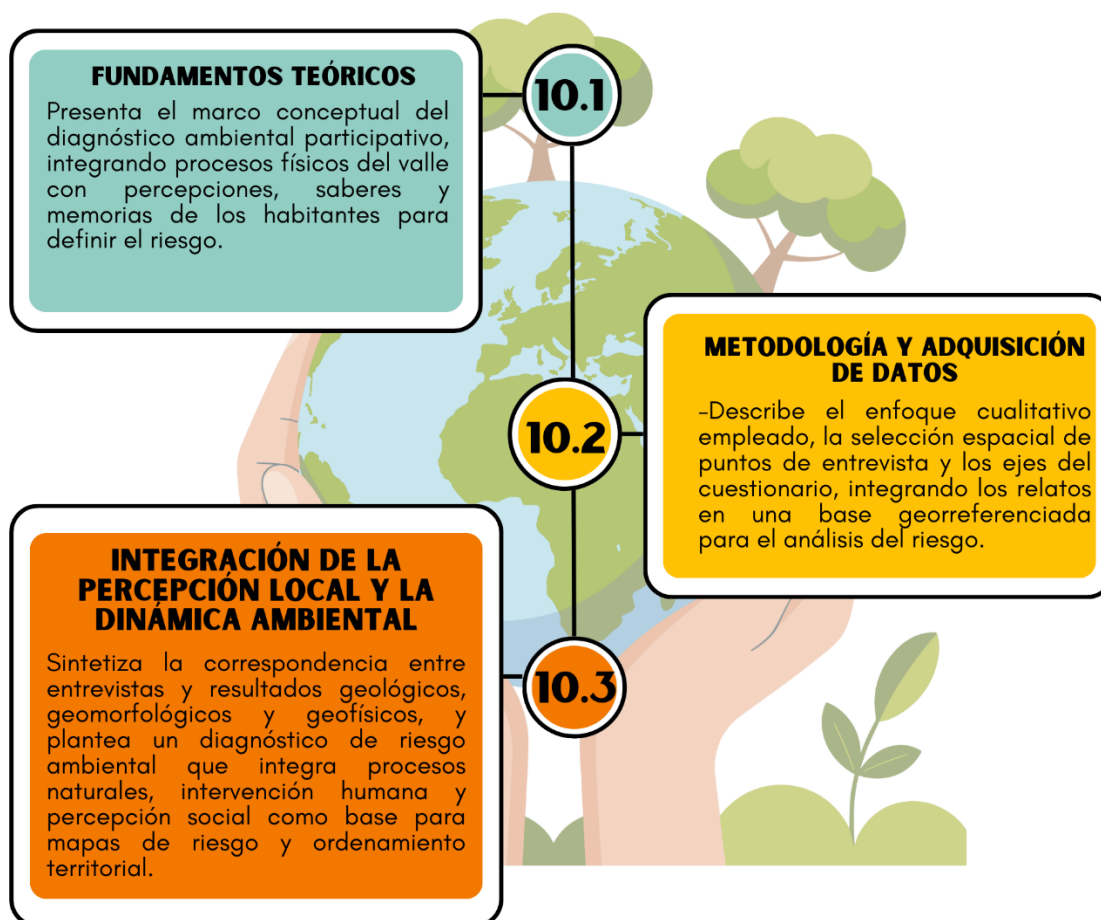


Figura 105: Esquema introductorio del Capítulo 10. Se sintetizan las tres secciones principales del diagnóstico ambiental y la evaluación de riesgos: los fundamentos teóricos del enfoque participativo, la metodología cualitativa aplicada y la integración entre percepción local y dinámica del medio físico

10.1 Fundamentos teóricos

El diagnóstico ambiental y la evaluación de riesgos constituyen etapas esenciales en la comprensión integral de un territorio, ya que permiten incorporar la mirada de los actores locales frente a los procesos naturales y antrópicos que condicionan la dinámica del medio físico. En este sentido, la investigación geológica y geomorfológica puede enriquecerse mediante metodologías cualitativas que integren la experiencia cotidiana de los pobladores con las evidencias obtenidas a partir de estudios de suelos, geofísica y análisis satelital.

El enfoque metodológico adoptado en este trabajo parte de la premisa de que la comprensión del riesgo ambiental requiere integrar los procesos físicos del territorio con las percepciones sociales que los habitantes construyen sobre su entorno. Así, la participación de los pobladores no solo aporta información empírica sobre los fenómenos naturales observados, sino que también permite reconocer las representaciones, valores y saberes locales que influyen en su relación con el ambiente. La Figura 106 sintetiza este enfoque metodológico participativo, que articula tres dimensiones interdependientes:

1. la producción del dato social mediante técnicas cualitativas,
2. la construcción de la percepción ambiental y
3. la integración de dicha información en la evaluación del riesgo.

Este esquema, adaptado de Achilli (2005), Kvale (2011), Sales et al. (2023) y Cardona (2001), resume la lógica teórico-metodológica que guía el desarrollo del capítulo, donde se abordan los fundamentos conceptuales de cada componente.



Figura 106: Esquema introductorio del Capítulo 10. Se sintetizan las tres secciones principales del diagnóstico ambiental y la evaluación de riesgos: los fundamentos teóricos del enfoque participativo, la metodología cualitativa aplicada y la integración entre percepción local y dinámica del medio físico. Elaboración propia.

A continuación, se profundiza en cada una de estas dimensiones teóricas, comenzando por el papel de la entrevista como herramienta de investigación cualitativa.

10.1.1. La entrevista como herramienta de investigación cualitativa

Dentro de las técnicas cualitativas, la entrevista representa una de las formas más directas de acceder a la experiencia, los saberes y las percepciones de los sujetos sobre su entorno. Según Achilli (2005), la entrevista en las ciencias sociales implica un espacio de interacción social en el que se construye conocimiento a través del diálogo entre investigador e informante. Más que una mera recolección de datos, constituye un proceso comunicativo y reflexivo donde ambos participantes elaboran conjuntamente significados acerca de la realidad.

Por su parte, Kvale (2011) sostiene que la entrevista cualitativa es una herramienta orientada a explorar los mundos de la vida de los entrevistados, es decir, las formas en que las personas experimentan, interpretan y atribuyen sentido a los fenómenos. Desde este

enfoque, el conocimiento no se "extrae" del sujeto, sino que se co-construye en un contexto social determinado, mediado por la confianza y el reconocimiento mutuo.

Las entrevistas realizadas en el presente trabajo doctoral persiguen este propósito: acceder a la percepción de los habitantes del Valle de Tulum respecto a los fenómenos naturales y a las transformaciones del suelo, para comprender cómo interpretan los procesos de hundimiento, saturación, incendios subterráneos, sequías o subsidencias observadas en la región. Estos testimonios permiten, además, identificar la manera en que los pobladores vinculan sus prácticas productivas y cotidianas con los cambios geomorfológicos y con los riesgos ambientales emergentes.

10.1.2. Percepción del medio físico y métodos participativos

La percepción del medio físico constituye una dimensión central del diagnóstico ambiental, ya que expresa cómo los sujetos interpretan su entorno y los peligros asociados a él. Tal como plantea Sales et al. (2023), la percepción forma parte del proceso de construcción social del riesgo, integrando componentes psicológicos, culturales y cognitivos. A través de ella, las comunidades desarrollan representaciones espaciales que influyen directamente en su comportamiento frente a las amenazas naturales.

En este marco, las técnicas participativas, como las entrevistas, los talleres o el mapeo participativo, se han consolidado como herramientas valiosas para incorporar la voz de los actores locales en la gestión del territorio. El mapeo participativo, en particular, permite espacializar las percepciones, visibilizando cómo diferentes grupos identifican zonas de peligro, recursos o conflictos ambientales. Estas metodologías complementan el análisis geocientífico tradicional al aportar una dimensión social y subjetiva del paisaje, indispensable para la planificación territorial.

Como destacan Achilli (2005) y Sales et al. (2023), estas aproximaciones promueven una forma de investigación situada, donde el conocimiento técnico se articula con los saberes locales. De este modo, la percepción de los habitantes del valle, respecto al agua subterránea, los incendios, las inundaciones o las transformaciones del suelo, se convierte en una fuente de información legítima para comprender los procesos naturales en curso y orientar estrategias de mitigación de riesgos.

10.1.3. Riesgos y peligros naturales desde un enfoque geológico-geomorfológico

El estudio de los riesgos naturales desde la perspectiva geológica requiere integrar los conceptos de amenaza, vulnerabilidad y resiliencia, tal como proponen Cardona (2001, 2006) y Sales et al. (2023). El riesgo se entiende como la probabilidad de pérdidas derivadas de la interacción entre un fenómeno potencialmente peligroso (amenaza) y una población o sistema expuesto (vulnerabilidad), mientras que la resiliencia alude a la capacidad de una comunidad o territorio para resistir, adaptarse y recuperarse frente a eventos adversos.

En regiones áridas y semiáridas como el Valle de Tulum, estos componentes se encuentran estrechamente vinculados con la dinámica geomorfológica del terreno, la disponibilidad hídrica y las transformaciones antrópicas recientes. La presencia de suelos con alta porosidad, materiales finos y niveles freáticos variables favorece la ocurrencia de hundimientos y subsidencias, mientras que la sobreexplotación hídrica, el riego intensivo y la expansión urbana sobre suelos inestables incrementan la vulnerabilidad ambiental y social del sistema. Desde esta perspectiva, la evaluación del riesgo no puede limitarse al análisis físico de los procesos naturales, sino que debe incorporar la dimensión social y perceptiva. La memoria colectiva, la experiencia cotidiana y el conocimiento local de los habitantes permiten reconocer los peligros y sus impactos, aportando información cualitativa esencial para la planificación territorial.

En este sentido, la integración de las entrevistas desarrolladas en este trabajo posibilita vincular las observaciones geocientíficas con la experiencia vivida de las comunidades, configurando un diagnóstico ambiental integral que combina la evidencia técnica con el conocimiento socialmente situado. La Figura 107 presenta un esquema conceptual adaptado de Cardona (2001, 2006), que sintetiza la relación entre los factores de amenaza y vulnerabilidad, incorporando los aportes de la percepción social y de la dinámica geomorfológica del Valle de Tulum. Este modelo resume el marco teórico desde el cual se interpreta la generación del riesgo ambiental en la región.



Figura 107: Componentes del riesgo ambiental. Adaptado de Cardona (2001, 2006). El riesgo resulta de la interacción entre las amenazas naturales del medio físico y las condiciones de vulnerabilidad social, económica y perceptiva, integrando la mirada geológica y las percepciones locales. Elaboración propia.

10.2 Metodología y adquisición de datos

El diagnóstico ambiental se desarrolló mediante un enfoque cualitativo, orientado a integrar la percepción de los habitantes del Valle de Tulum con los resultados obtenidos a partir de los estudios geomorfológicos, de suelos y geofísicos. El objetivo principal consistió en relevar problemáticas ambientales y sociales vinculadas a los procesos de hundimiento, subsidencia, anegamiento, incendios subterráneos, salinización y saturación de suelos, con el fin de complementar la información física y técnica con la experiencia de los pobladores locales.

10.2.1 Diseño metodológico general

Las entrevistas se realizaron en los sectores centro y sur del valle, abarcando los departamentos Rawson (sector sur), Pocito, 9 de Julio y 25 de Mayo. La selección de los sitios de entrevista se efectuó a partir de una grilla espacial construida sobre los puntos

piloto donde previamente se llevaron a cabo los estudios de suelos, análisis geomorfológico y prospecciones geofísicas.

El trabajo de campo se organizó en tres etapas principales entre octubre de 2024 y marzo de 2025, y posteriormente una cuarta etapa complementaria en el departamento 25 de Mayo abarcando una secuencia espacial desde el norte hacia el este del valle. En cada zona, se realizaron entrevistas semi-estructuradas a pobladores de distintos perfiles (productores, docentes, amas de casa, trabajadores rurales, etc.), buscando captar la diversidad de experiencias y percepciones respecto a los procesos del medio físico.

El cuestionario incluyó preguntas orientadas al diagnóstico social y ambiental, centradas en tres ejes temáticos:

1. **Percepción de los fenómenos naturales** (inundaciones, incendios, sequías, sismos, subsidencias).
2. **Cambios observados en el suelo y el agua** (nivel freático, humedad, salinidad, estabilidad del terreno).
3. **Riesgos percibidos y estrategias de adaptación o respuesta** (medidas preventivas, impacto en las viviendas, actividades productivas, salud y ambiente).

Las entrevistas fueron complementadas con observaciones de campo, registros fotográficos y georreferenciación de los puntos de muestreo, lo que permitió integrar posteriormente la información a una base de datos espacial en QGIS, destinada a la elaboración de mapas de peligrosidad y de percepción del riesgo.

10.2.2 Ejecución del trabajo de campo

Las entrevistas se iniciaron en el sector norte del área de estudio (Rawson sur y Pocito), continuando hacia el este (departamento 9 de Julio) y finalizando en 25 de Mayo. Cada punto de entrevista fue ubicado sobre una imagen satelital base (Figura 108), a partir de la cual se registraron las coordenadas y características ambientales inmediatas (tipo de suelo, cobertura vegetal, presencia de canales, infraestructura, etc.).

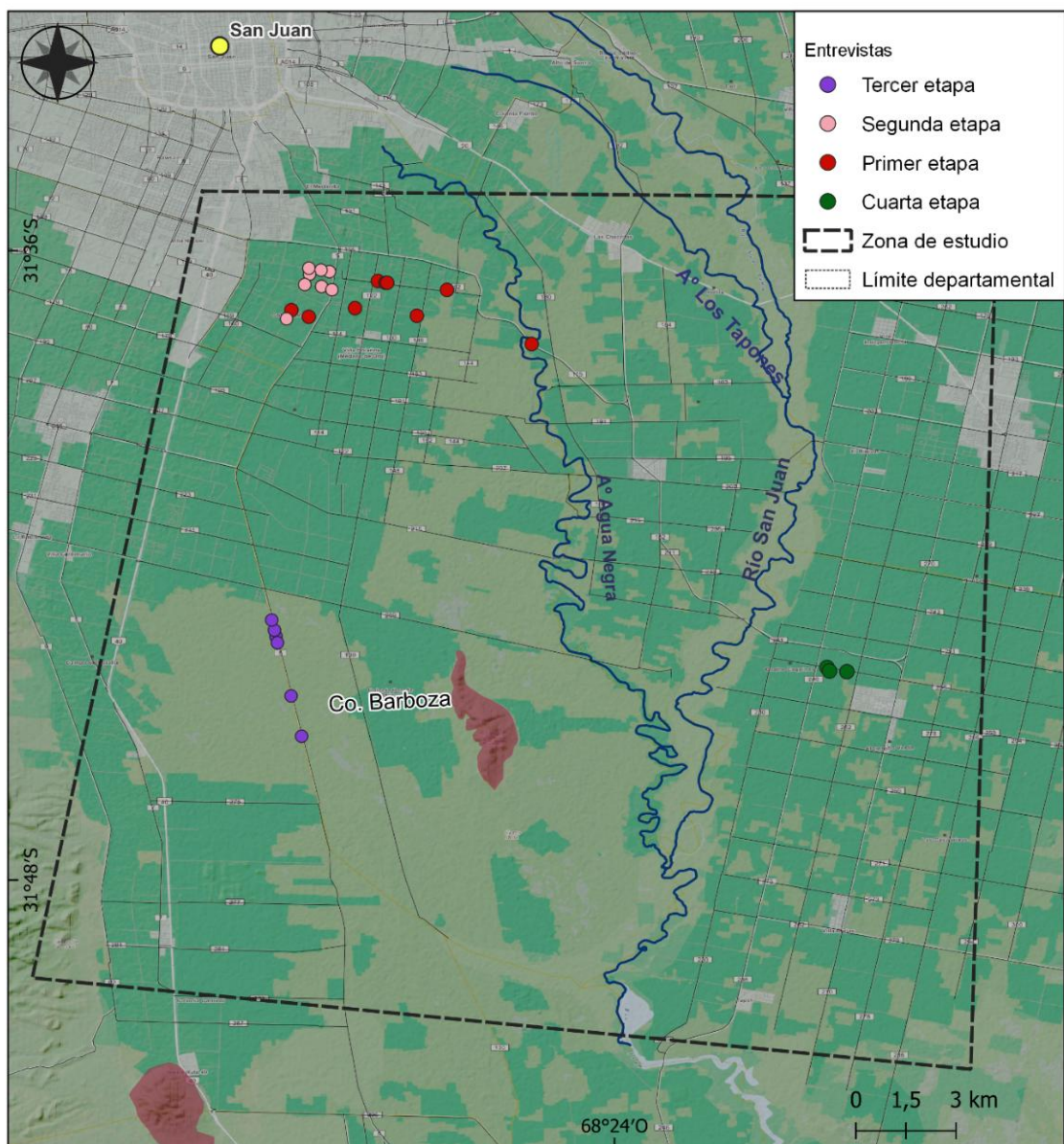


Figura 108: Ubicación de las diferentes etapas realizadas para entrevistar a los habitantes de la zona de estudio.

Primera etapa de entrevistas

La primera etapa del relevamiento se llevó a cabo en el sector norte del área de estudio, abarcando parte del departamento Rawson (zona sur) y el norte de Pocito (Figura 109). El trabajo se concentró en los alrededores de Calle Nacional, Calle 4, Calle 5, Alfonso XIII, Santa Teresita (Calle 6) y Ramón Franco, donde convergen viviendas rurales, áreas agrícolas tradicionales y sectores sometidos a un proceso reciente de loteo y expansión urbana. El análisis conjunto de las entrevistas y del reconocimiento de campo permitió

identificar tres sectores ambientales diferenciados, cuya delimitación responde a variaciones en la textura y capacidad de drenaje del suelo, la presencia o ausencia de anegamientos, y la ocurrencia de procesos subterráneos asociados al contenido orgánico del terreno. Estos sectores se describen a continuación.

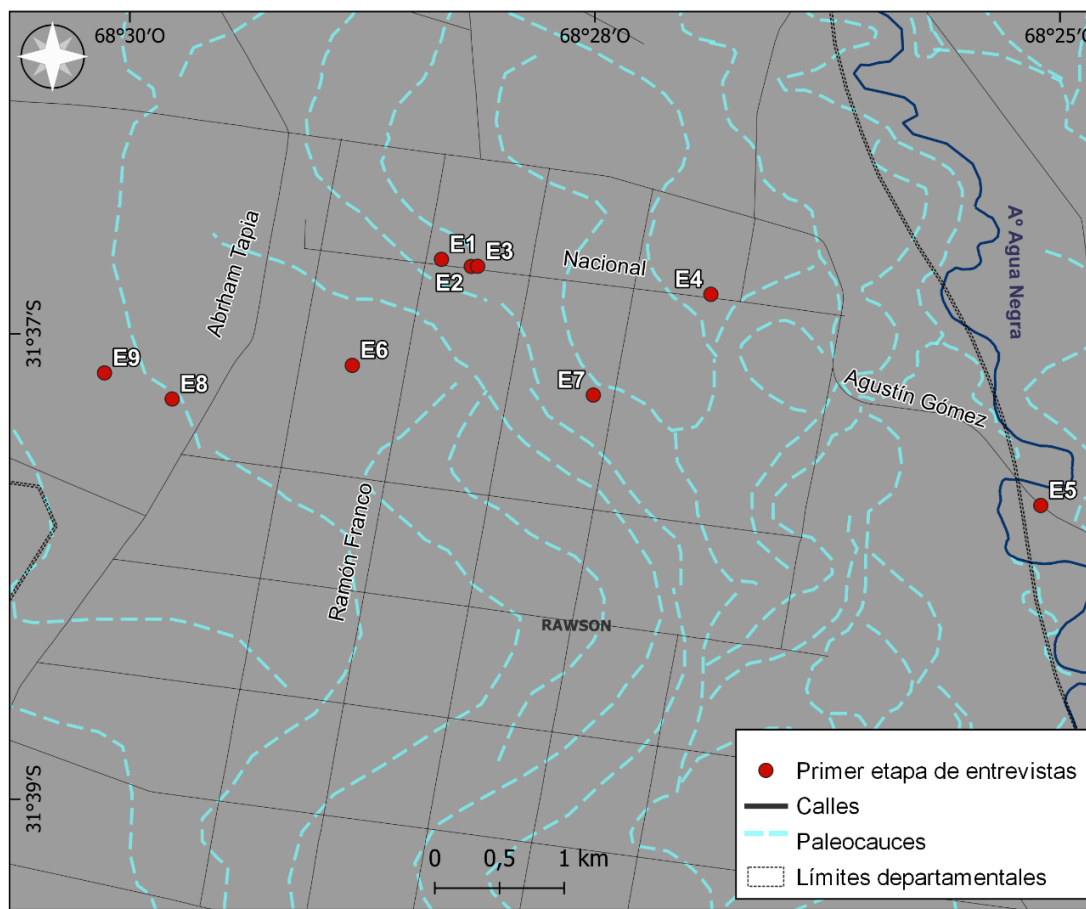


Figura 109: Localización de los puntos relevados durante la primera etapa de entrevistas en el sector norte del Valle de Tulum. Los círculos rojos identificados con la letra E corresponden a cada una de las entrevistas realizadas.

1. Sector sin inundaciones (entrevistas 1, 2 y 3)

Este sector comprende el tramo oriental de Calle 4 (o Nacional) y sus áreas adyacentes, ubicado al este de Calle Ramón Franco. Se caracteriza por la presencia de suelos más duros y compactos, con buena aptitud agrícola y sin evidencia de inundaciones recientes. Los pobladores destacan que, incluso durante episodios de lluvias intensas, no se observan anegamientos significativos, limitándose la acumulación de agua a charcos aislados o pequeñas reivindicaciones antiguas.

Las principales problemáticas registradas se asocian a:

Hundimientos en la infraestructura vial, especialmente sobre Alfonso XIII, Ramón Franco, Carril y sectores de Calle Nacional, atribuidos a obras cloacales inconclusas que redujeron la compactación del terreno

- Incremento de incendios superficiales, especialmente hacia Colonia Rodas, vinculados a la limpieza de lotes y a la extrema sequedad del material vegetal.
- Descenso sostenido del nivel freático, con pozos que actualmente se encuentran entre 14 y 18 metros y presentan episodios de agotamiento, situación que contrasta con el comportamiento histórico donde no era necesario emplear bombas de extracción.
- Desecación de antiguos canales y acequias, que históricamente mantenían flujo permanente y hoy se encuentran inactivos.

Si bien los suelos continúan siendo valorados como fértiles (Figura 110a), los entrevistados perciben un deterioro progresivo de la calidad ambiental debido a la sequía prolongada, la erosión eólica y la reducción de la humedad del suelo.

2. Sector con inundaciones (entrevistas 4 y 7)

Este sector se localiza en la franja oriental al oeste de Calle Ramón Franco, abarcando los tramos más distales de Calle 4 y Calle 5, donde la densidad de viviendas disminuye y los suelos se vuelven sensiblemente más blandos y arcillosos (Figura 110 b y c). En esta zona predominan materiales finos, gredosos y con elevada plasticidad, descritos por los pobladores como "champa" o "tierra jabonosa", los cuales presentan muy baja capacidad de drenaje.

Los testimonios coinciden en que durante tormentas intensas:

- *"Las calles se transforman en verdaderos cursos de agua, llegando el nivel del agua hasta las rodillas" (entrevista 7).*
- *"El escurrimiento superficial es prácticamente nulo, de modo que el agua queda estancada entre badenes, imposibilitando el tránsito" (entrevista 4).*
- *"El comportamiento del suelo saturado genera pérdida de adherencia, impide la circulación vehicular y favorece los deslizamientos superficiales de la capa arcillosa".*

A estas condiciones se suman problemáticas complementarias, tales como: falta de acceso regular a agua potable, situación que obliga a depender del abastecimiento municipal o de perforaciones comunitarias, incendios superficiales vinculados a limpieza de lotes, quema de acequias y propagación en episodios de viento Zonda y variabilidad en la aptitud agrícola, ya que algunos lotes pierden productividad debido a la saturación recurrente y a la presencia de materiales arcillosos expansivos.

En consecuencia, el sector representa un ambiente con alta susceptibilidad al anegamiento y con condiciones edáficas que limitan el uso del suelo, la transitabilidad y el desarrollo de infraestructura básica.

3. Sector con turba y combustión subterránea: (entrevistas 8 y 9)

El tercer sector se ubica hacia el oeste del área de estudio, principalmente en los alrededores de Calle Santa Teresita (Calle 6), Alfonso XIII y la zona de influencia de la Escuela Berutti. Aquí se identifican suelos turbosos y orgánicos, remanentes de antiguos humedales y paleociénagas, cuya desecación progresiva y oxidación han favorecido procesos de combustión interna del material orgánico (Figura 110d).

Los pobladores describen una problemática severa caracterizada por:

- Emisión continua de humo y calor desde el subsuelo, visible incluso en invierno.
- Hundimientos y deformaciones asociados a la quema y colapso del material turboso.
- Suelos rojizos, agrietados y con olor permanente a quemado.
- Afectación directa a la salud, con abundancia de problemas respiratorios debido a la exposición prolongada al humo.
- Riesgo estructural crítico, reflejado en que la Escuela Berutti debió ser construida sobre pilotes y presenta daños asociados tanto a la sismicidad reciente como a la inestabilidad del terreno.

En esta zona se diferencian incendios subterráneos de origen natural, asociados a la ignición de raíces y turba, e incendios superficiales antrópicos generados por la quema de limpieza de loteos. En ambos casos, la recurrencia de estos focos convierte a esta área en una de las zonas de mayor riesgo ambiental del norte del valle.

Primera etapa

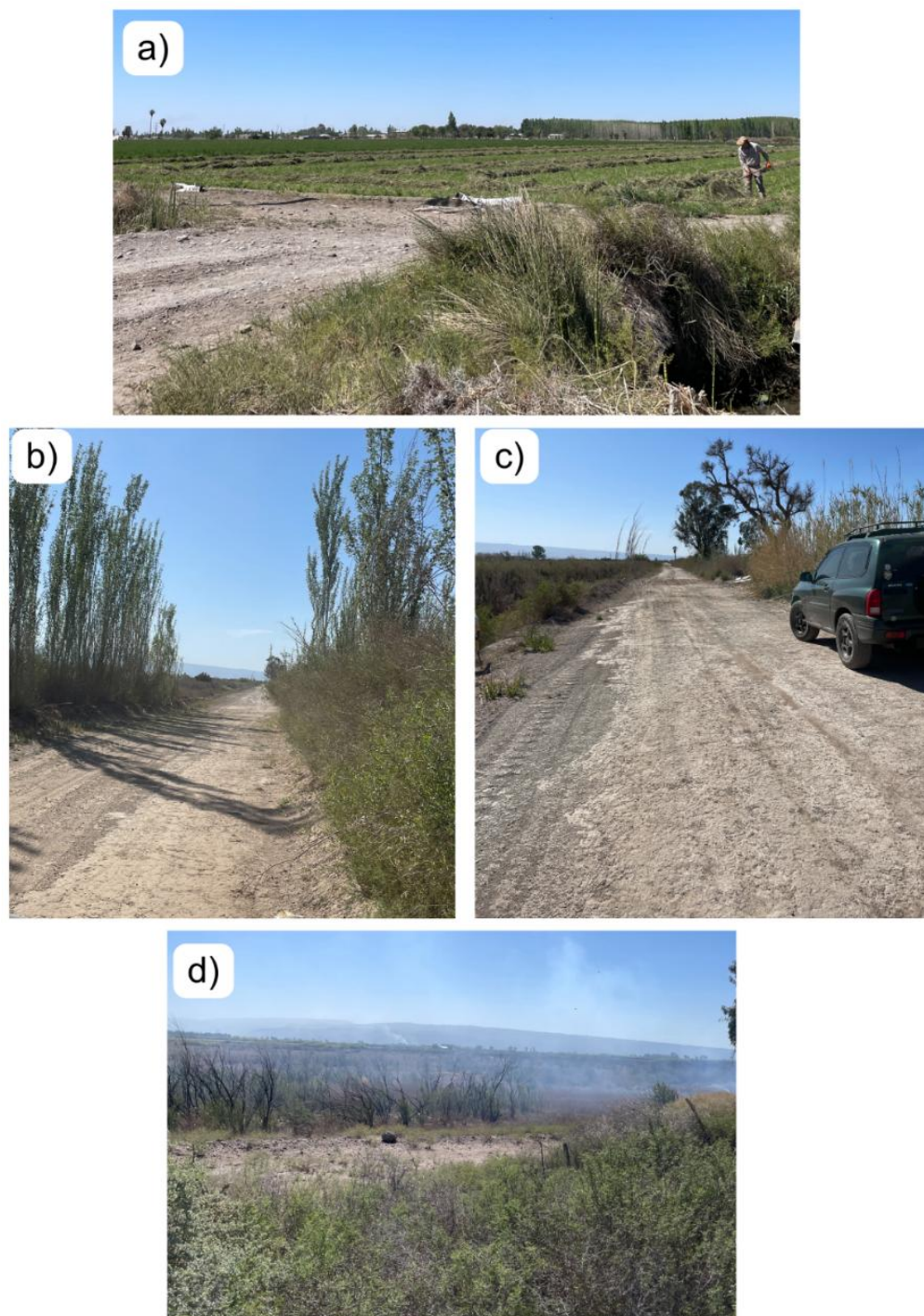


Figura 110: Imágenes representativas de los ambientes relevados durante la primera etapa de entrevistas. a) Suelos compactos y de buena aptitud agrícola correspondientes al sector sin inundaciones. b–c) Sector con inundaciones: suelos blandos y arcillosos del sector con tendencia al encharcamiento. d) Área con turba y combustión subterránea.

Segunda etapa de entrevistas: Fuego subterráneo y subsidencia

La segunda etapa profundizó el relevamiento en el mismo sector occidental, extendiéndose hacia el sur por las calles Alfonso XIII, Labrador, Pío XII y Nacional, donde se repiten las manifestaciones de fuego subterráneo y hundimientos (Figura 111).

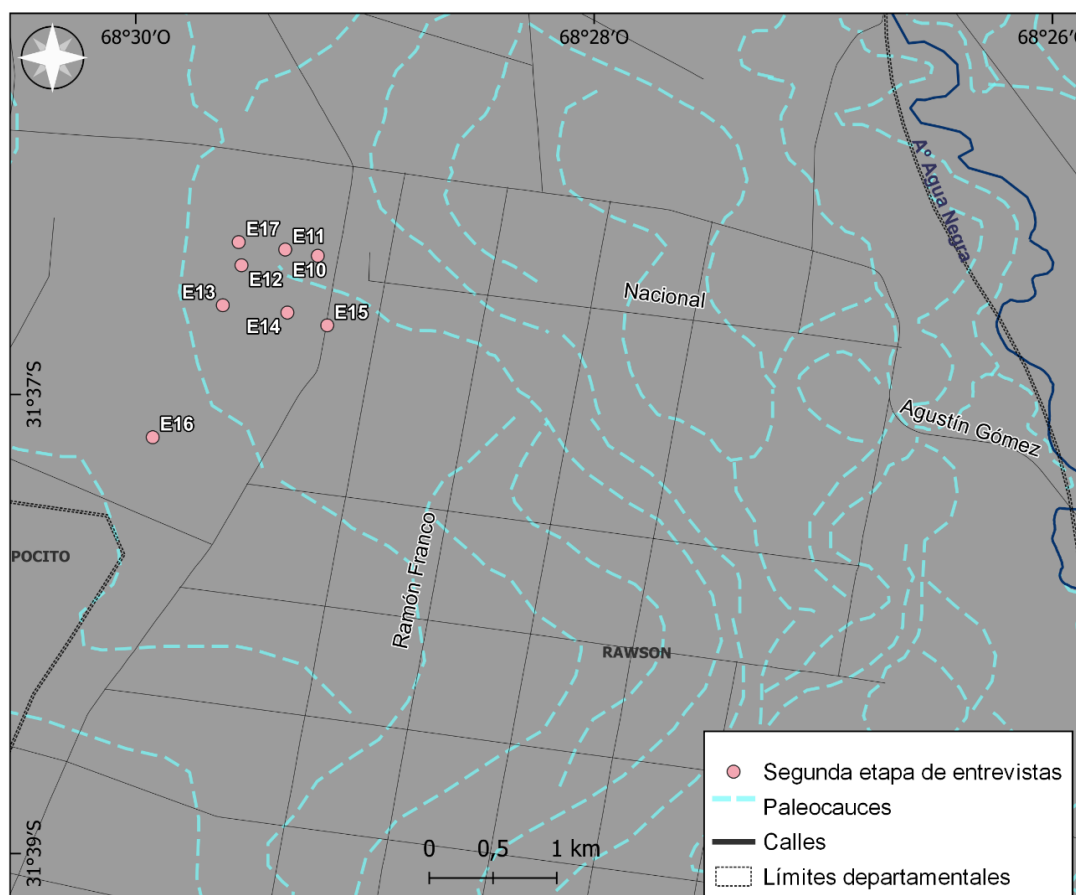


Figura 111: Localización de los sitios entrevistados en la segunda etapa, correspondiente al sector occidental del valle. Los círculos de color rosado identificados con la letra E corresponden a cada una de las encuestas realizadas en esta etapa.

Los pobladores describen el fenómeno como permanente y latente, con focos que “arden bajo tierra” y vuelven a encenderse luego de apagados. Las calles asfaltadas se agrietan y colapsan, obligando a retirar el pavimento en numerosos tramos, como es el caso de la Alfonso XIII. La tierra presenta tonalidades oscuras o rojizas, textura suelta y temperaturas elevadas en superficie (Figura 112 b, c y d). Muchos habitantes relacionan el fuego con las antiguas zonas de lagunas y totorales (Paleociénagas, véase capítulo 6, sección 6.5) que existían antes del descenso del nivel freático. La combustión de raíces y materia orgánica

residual habría originado un sistema de combustión interna auto sostenida (Figura 112 a). El fenómeno se intensifica durante los vientos Zonda y en épocas secas. Los relatos coinciden en denuncias por la falta de agua potable y la contaminación de las primeras napas, lo que obliga a depender del suministro municipal mediante camiones cisterna. En varios casos se observa hundimiento de viviendas y calles, con grietas atribuibles tanto a la pérdida de humedad como a la degradación térmica del suelo.

Este grupo de entrevistas permite confirmar la continuidad espacial y temporal del proceso de fuego subterráneo detectado en la primera etapa, consolidando su interpretación como un fenómeno geológico-geomorfológico asociado a la oxidación de turbas y subsidencia del terreno.

Segunda etapa

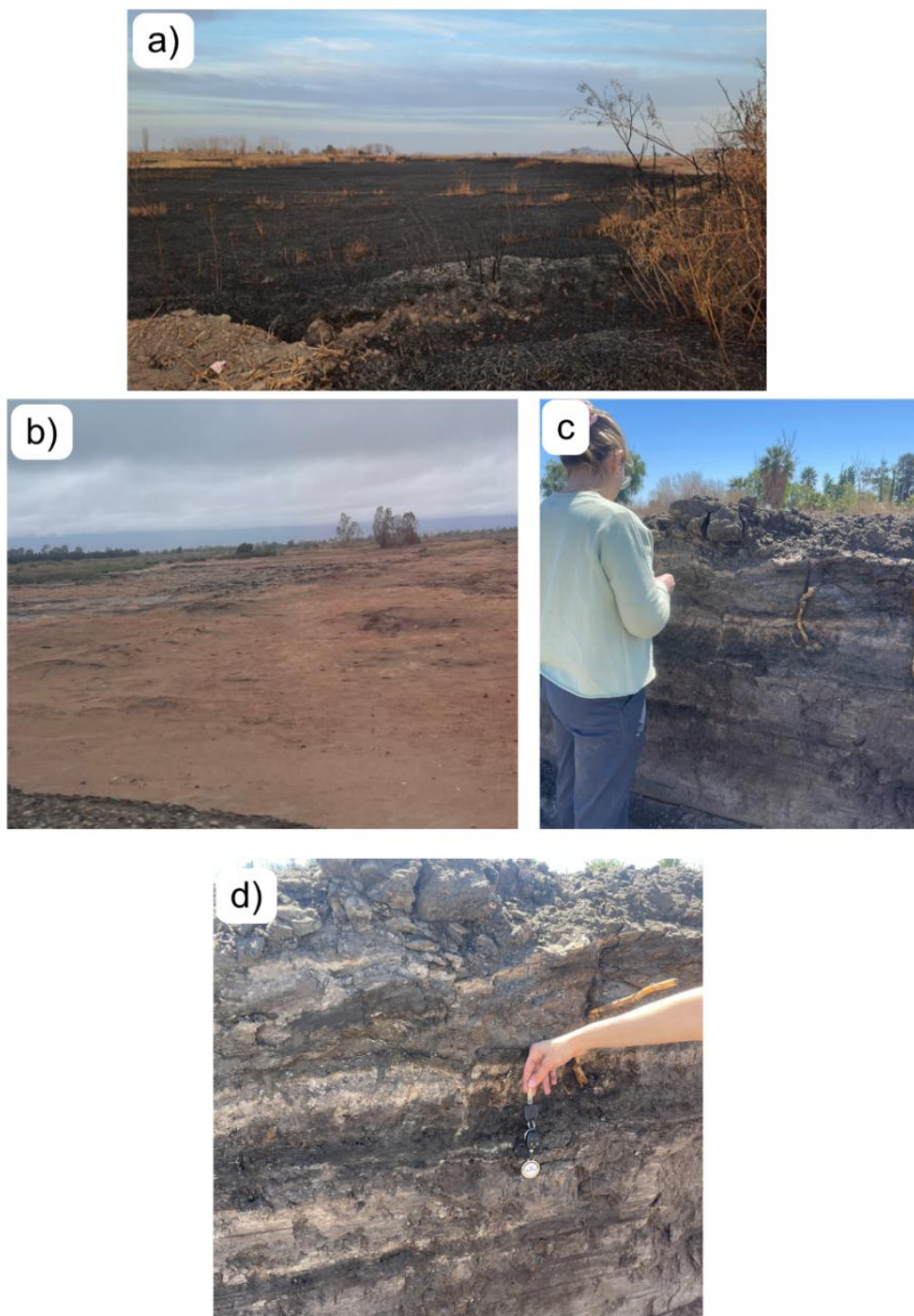


Figura 112: Imágenes representativas de la segunda etapa de entrevistas en el sector occidental. a) Superficie afectada por combustión. b) Suelos rojizos y sueltos asociados a procesos de degradación térmica. c–d) Perfil expuesto en una obra en construcción, donde se observa la alternancia entre materiales finos arcillosos y horizontes orgánicos oscuros correspondientes a turbas en distintos grados de oxidación.

Tercera etapa de entrevistas: Suelos salinos, arenosos y formación de "tinajas"

La tercera etapa del trabajo de campo se llevó a cabo en el sector sur del valle, específicamente a lo largo de la Calle Alfonso XIII en el departamento Pocito (Figura 113), donde predominan suelos salinos, arenosos y húmedos, con manifestaciones superficiales de subsidencia denominadas localmente "tinajas"

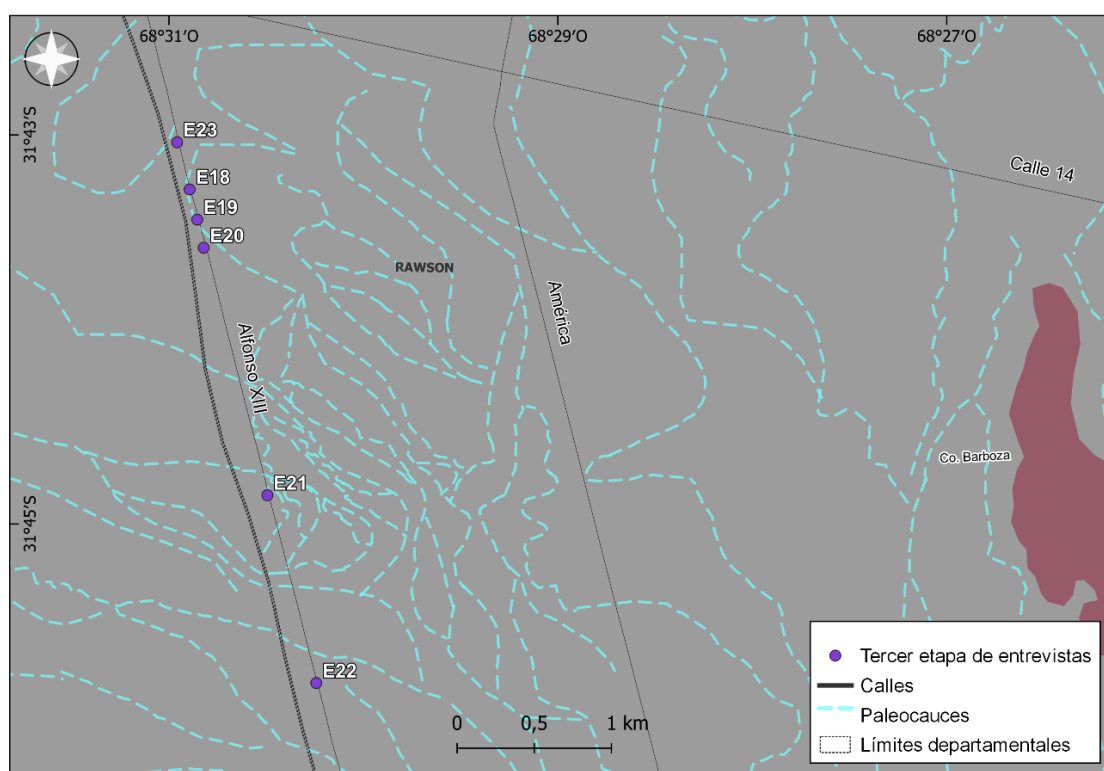


Figura 113: Distribución de los puntos de entrevistas de la tercera etapa en el sector sur del valle. Los círculos de color magenta identificados con la letra E corresponden a cada una de las encuestas realizadas en esta etapa.

Los pobladores describen estas *tinajas* como depresiones o pozos naturales que se generan en calles, patios y terrenos agrícolas, los cuales se llenan de agua durante las lluvias intensas o los riegos, para luego vaciarse lentamente por infiltración (Figura 114 a). En algunos casos, alcanzan profundidades de hasta un metro, generando inestabilidad y riesgo para personas, animales y vehículos. Los entrevistados atribuyen su formación a la presencia de capas de tosca compacta bajo sedimentos arenosos, que dificultan el drenaje vertical y provocan acumulación de agua sobre la superficie. El agua infiltrada erosiona las capas blandas inferiores, originando pequeñas cavidades o colapsos localizados. Estas estructuras reflejan procesos de disolución y subsidencia diferencial, exacerbados por la

pérdida de cohesión del suelo durante los períodos secos. La mayoría de los testimonios coincide en señalar una alta variabilidad de humedad en el terreno y la presencia de salitre en superficie (Figura 114 b y c), lo que limita la productividad agrícola. Las áreas no cultivadas presentan suelos compactos, de coloración blanca o grisácea, con costras salinas superficiales.

Asimismo, los entrevistados mencionan inundaciones temporales durante lluvias prolongadas, que provocan el aislamiento de las viviendas y dificultan la circulación. Sin embargo, el agua se infiltra con rapidez, lo que indica una elevada porosidad superficial. En paralelo, se destaca la persistencia de sequía estructural y la reducción del caudal en los canales de riego, situación que ha obligado a perforar nuevos pozos (entre 8 y 16 m de profundidad) y ha modificado las prácticas de cultivo tradicionales. Otro aspecto relevante identificado en las entrevistas es la ocurrencia de incendios intencionales, originados principalmente por leñeros y cazadores de liebres, que utilizan el fuego para despejar el terreno y favorecer la caza. Estas prácticas aumentan el riesgo de incendios forestales y degradan aún más los suelos ya salinizados.

Tercer etapa

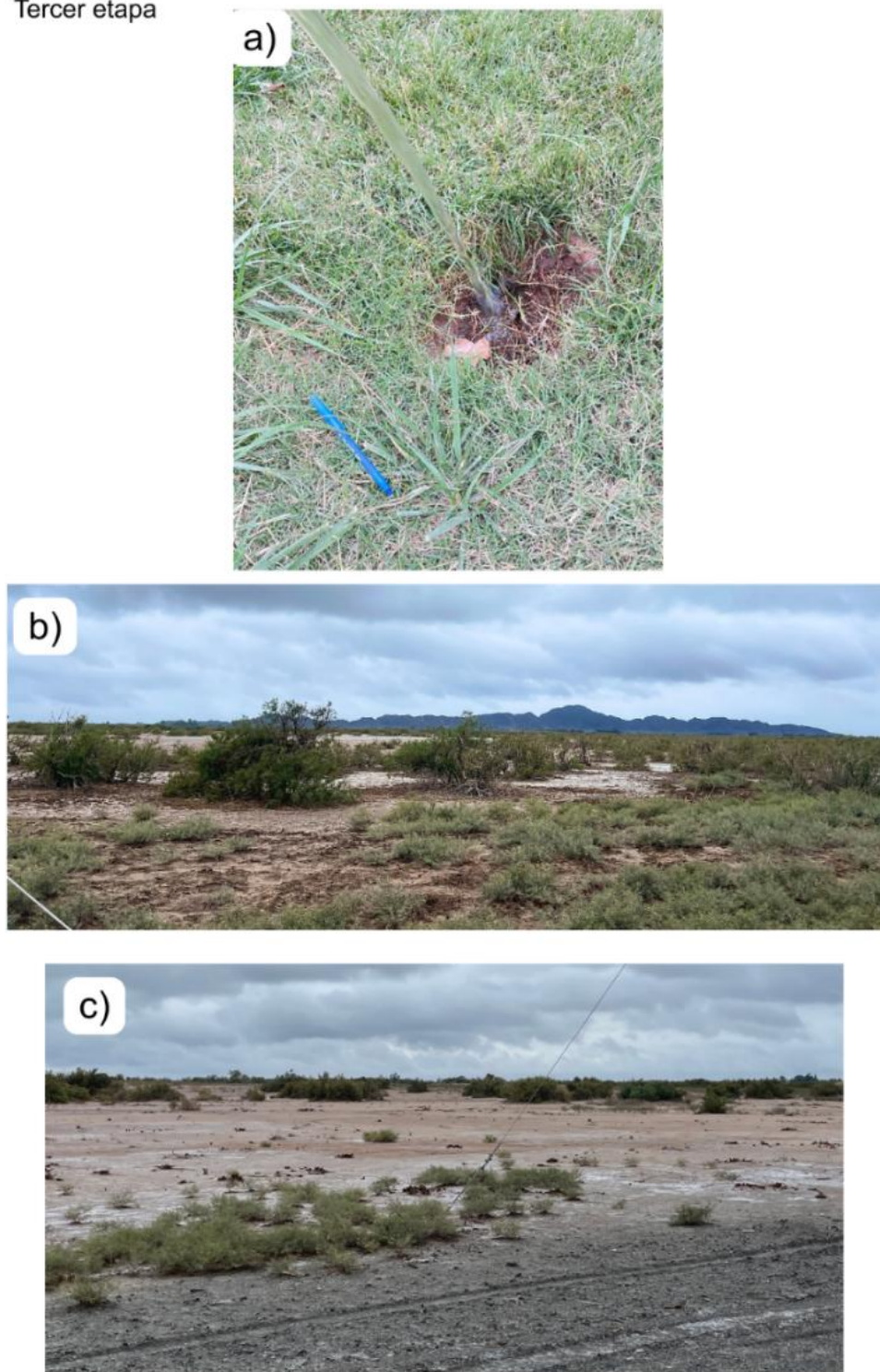


Figura 114: Imágenes correspondientes a la tercera etapa de entrevistas en el sector sur del valle. a) Formación de "tinajas" o hundimientos asociados a procesos de disolución y colapso en suelos arenosos y salinos. b–c) Superficies con salitre y escasa cohesión, donde la salinización y la variabilidad hídrica generan limitaciones para la productividad agrícola y favorecen la ocurrencia de subsidencia localizada.

Concluyendo, esta etapa permitió documentar un escenario donde la interacción entre aridez, salinidad y dinámica freática genera procesos de subsidencia tipo colapso, evidenciados en las *tinajas* y en la presencia de sectores inundables con escasa capacidad de recuperación. La correlación entre los testimonios y las observaciones de campo sugiere que estas formas están asociadas a antiguos niveles freáticos fluctuantes y a materiales finos parcialmente cementados por sales.

Cuarta etapa de entrevistas: Suelos con colapsos

La última etapa del diagnóstico cualitativo se realizó en el departamento 25 de Mayo, con el objetivo de extender el relevamiento hacia el sector oriental del Valle de Tulum, caracterizado por su uso predominantemente agrícola (Figura 115).

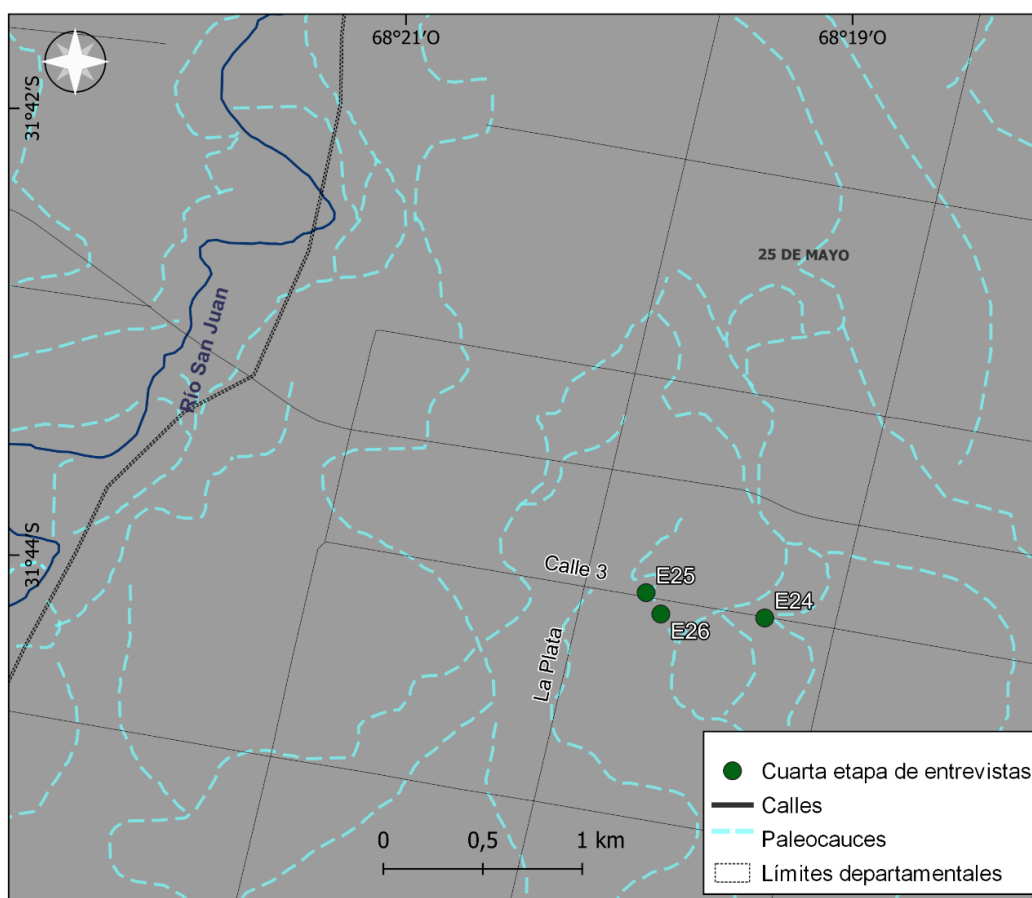


Figura 115: Ubicación de los entrevistados durante la cuarta etapa, realizada en el departamento 25 de Mayo. Los círculos de color verde identificados con la letra E corresponden a cada una de las encuestas realizadas en esta etapa.

Los testimonios obtenidos indican que los suelos presentan un buen rendimiento agrícola en las áreas bajo riego permanente (Figura 116 a), pero también revelan una alta heterogeneidad edáfica, con zonas de acumulación de salitre y humedad superficial persistente. Los habitantes distinguen claramente entre los sectores "mantenidos y regados", con suelos productivos, y aquellos "sin riego", donde el salitre aflora y oscurece la superficie, generando una textura pegajosa y dificultando el laboreo. Los pobladores identifican además la formación de pozos o hundimientos naturales (Figura 116 b, c y d), conocidos localmente como "*tinajas*", que se generan tras lluvias intensas o riegos prolongados. Estas depresiones se llenan de agua y posteriormente se vacían por infiltración, dejando cavidades o zonas blandas que dificultan el tránsito y la actividad agrícola.

Los habitantes asocian estos fenómenos a la saturación del subsuelo y la variabilidad del nivel freático, lo cual coincide con los resultados de los estudios geoelectricos y sísmicos realizados en este sector, donde se detectaron zonas de baja compactación y elevada humedad. De este modo, las observaciones locales complementan los datos geofísicos al señalar de manera empírica los lugares donde se producen hundimientos o subsidencias recurrentes.

Cuarta etapa

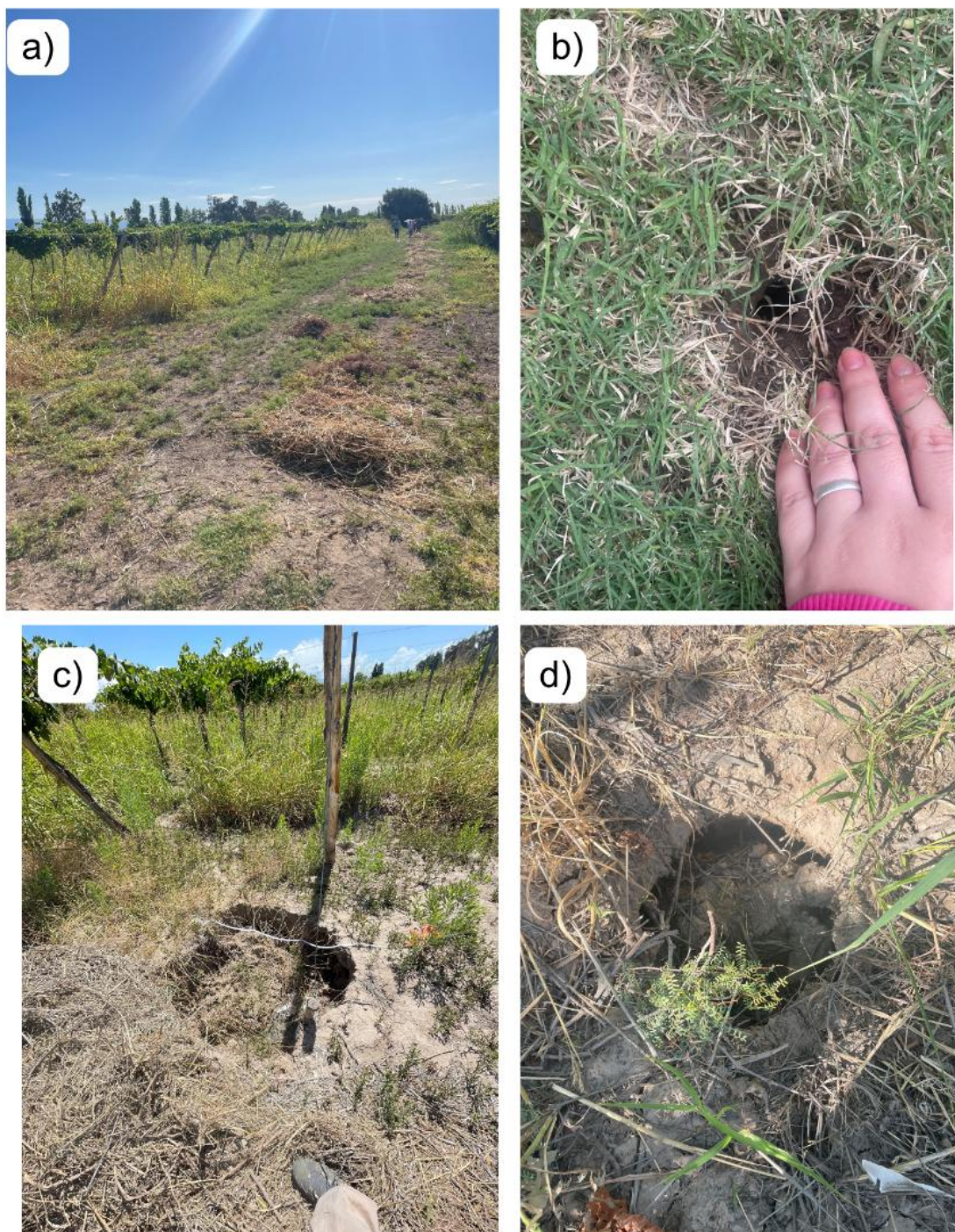


Figura 116: Cuarta etapa de relevamiento en campo: a) parcela cultivada con vid; b) cavidad puntual observada en el fondo de una vivienda; c) y d) detalle de los hundimientos de mayor tamaño identificados en la parcela mostrada en a).

En términos generales, las problemáticas percibidas se vinculan con la salinización progresiva, la pérdida de estabilidad del terreno y la variabilidad hídrica, a lo que se suma la expansión de loteos sobre suelos poco aptos para la construcción. Esta etapa permitió completar el gradiente ambiental del valle, mostrando la transición entre los ambientes áridos con fuego subterráneo del oeste y los sectores salinizados y colapsables del este, donde la presencia de humedad y sales favorece los procesos de hundimiento y subsidencia diferencial.

10.3 Integración de la percepción local y la dinámica ambiental

La integración de la información cualitativa obtenida en las entrevistas con los resultados de los estudios geomorfológicos, geofísicos y de suelos permite delinear una visión integral del riesgo ambiental en el Valle de Tulum, basada tanto en la evidencia técnica como en la experiencia de sus habitantes.

Los pobladores reconocen con gran precisión las manifestaciones superficiales de los procesos geomorfológicos que caracterizan cada sector del valle. En el norte, las entrevistas evidencian el contraste entre los ambientes orientales anegables, dominados por suelos finos y saturación temporaria, y los ambientes occidentales, donde el fuego subterráneo y la subsidencia reflejan la combustión de antiguas turbas y la pérdida de humedad de los materiales orgánicos.

En el sector sur, las percepciones sobre la presencia de tinajas y colapsos localizados se asocian a procesos de disolución y subsidencia en suelos salinos, concordantes con los perfiles geoelectricos que indican materiales saturados y heterogéneos. Finalmente, en el extremo oriental (25 de Mayo), las entrevistas refuerzan la existencia de hundimientos y suelos salinos con humedad permanente, coincidentes con las anomalías detectadas en las mediciones geoelectricas y sísmicas del área.

Esta correspondencia entre los datos empíricos y las percepciones locales demuestra que el conocimiento social del territorio puede funcionar como un indicador complementario de la dinámica del medio físico. Las comunidades reconocen los efectos de la sequía, el descenso de la napa, la inestabilidad del terreno y la salinización, estableciendo vínculos causales que se corresponden con las interpretaciones técnicas.

En términos de gestión, los resultados subrayan la importancia de incorporar la percepción social del riesgo como un componente esencial del diagnóstico territorial. Las entrevistas aportan información sobre la frecuencia, distribución y severidad percibida de los

fenómenos naturales, enriqueciendo la comprensión de la vulnerabilidad ambiental y social del valle.

El diagnóstico ambiental permitió consolidar una lectura interdisciplinaria del Valle de Tulum, donde los datos geológicos, geomorfológicos y geofísicos se articulan con la memoria y la experiencia de sus pobladores, constituyendo una base sólida para la elaboración de mapas de riesgo ambiental y el desarrollo de estrategias de ordenamiento territorial.

En conjunto, las entrevistas realizadas permitieron identificar fenómenos cuya distribución y origen no siempre emergen de los métodos técnicos, revelando hundimientos asociados a suelos salinos con minerales solubles (como el yeso), sectores con pérdida de estructura del terreno, focos de combustión subterránea y áreas con subsidencia activa. La inclusión del conocimiento local permitió reconocer la diversidad de mecanismos que afectan directamente a las comunidades, fortaleciendo la interpretación geocientífica y ofreciendo una comprensión más completa de los procesos que regulan la dinámica ambiental del Valle de Tulum.

CAPÍTULO 11: DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN TECTONO-GEOMORFOLÓGICA Y CONTROL ESTRUCTURAL DE LOS PALEOCAUCES EN EL VALLE DE TULUM

La evolución geomorfológica reciente del Valle de Tulum constituye el resultado de una compleja interacción entre procesos tectónicos activos, condiciones climáticas cambiantes y una dinámica fluvial altamente variable. La información obtenida a partir del análisis geofísico, la interpretación de imágenes satelitales y el estudio de suelos permite reconstruir una secuencia de eventos donde la tectónica cuaternaria ha desempeñado un papel determinante en la configuración del relieve, la migración de los cauces y la disposición de los depósitos aluviales.

En primer lugar, debe destacarse que no todos los paleocauces reconocidos en el valle se asocian al cauce actual del río San Juan. Muchos de ellos corresponden a fases anteriores del sistema fluvial, cuando el río se expandía ampliamente sobre una gran superficie aluvial. Según Suvires (2014), durante el Pleistoceno medio a tardío, bajo condiciones climáticas más frías y húmedas, el valle funcionó como un amplio sistema de abanicos aluviales interconectados, el megafan del río San Juan, que abarcaba los valles de Ullum-Zonda y Tulum. Este sistema, alimentado por un alto aporte de detritos desde la cordillera, se extendía sobre una depresión tectónica profunda y representaba un paisaje de gran dinamismo fluvial, con múltiples cauces distributarios y variaciones laterales frecuentes. Esta organización se refleja en la disposición actual de paleocauces y estructuras tectónicas dentro del valle (Figura 117).

El levantamiento progresivo del sistema de fallas del Tulum durante el Pleistoceno medio-tardío (Suvires, 2014) marcó el inicio de una reorganización estructural profunda en el valle. Las fallas inversas de rumbo NNE-SSO, que delimitan los bloques del antepaís, generaron una deformación en faja plegada y corrida y produjeron la compartimentación de la cuenca. Los resultados gravimétricos obtenidos en esta tesis revelan la existencia de anomalías residuales positivas en los bordes del valle y negativas en su parte central, lo que sugiere un hundimiento relativo del bloque oriental. Este comportamiento estaría acompañado por un flexuramiento suave del basamento, interpretado como el resultado de la actividad de fallas normales menores que compensan el ascenso del bloque occidental. Estas evidencias geofísicas concuerdan con el marco tectónico regional descrito por Leiva et al. (2024), quienes identifican la prolongación del lineamiento Barboza-Médanos Grandes como una estructura profunda que atraviesa el valle y controla el relieve del basamento.

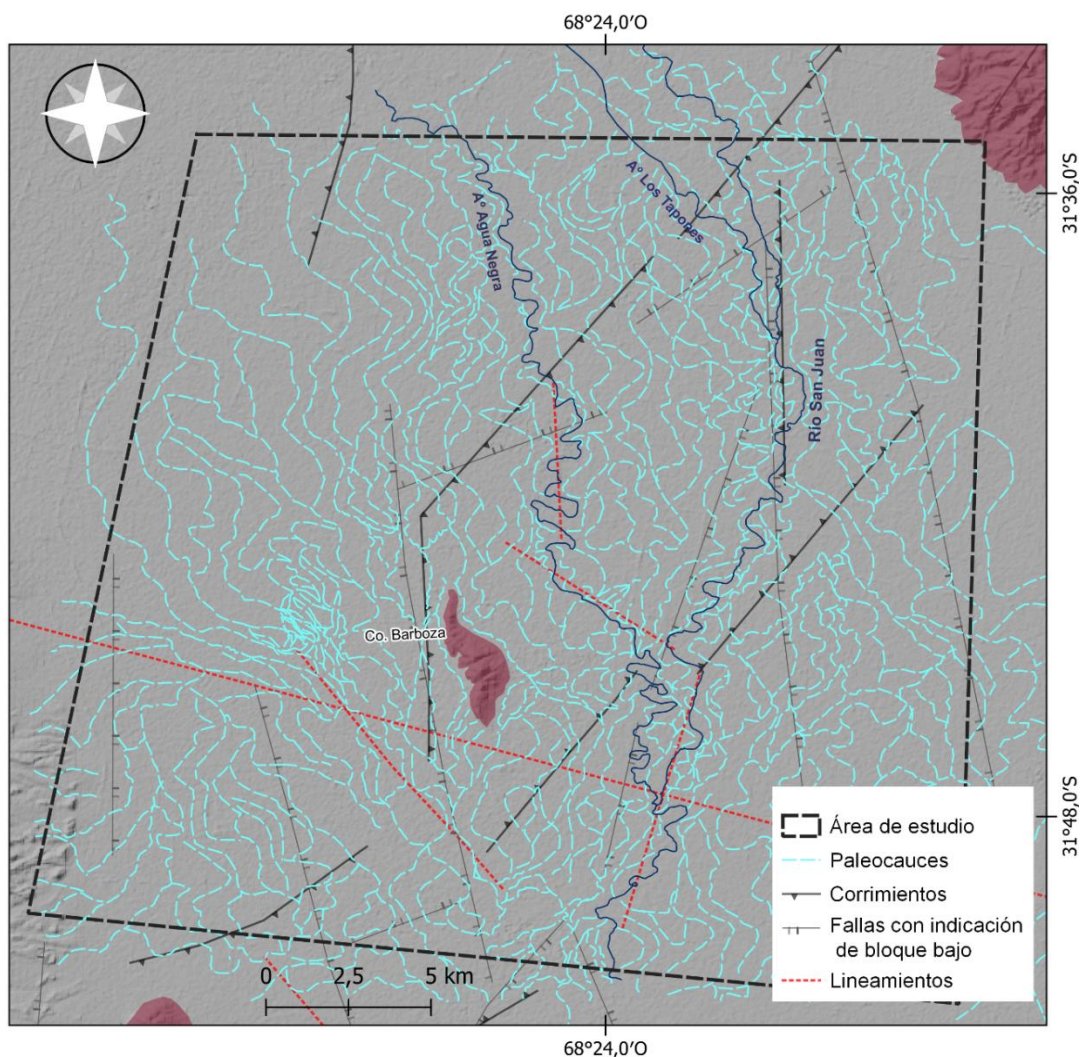


Figura 117: Distribución regional de paleocauces y estructuras tectónicas en el valle de Tulum. Mapa de sombreado del terreno donde se indican los paleocauces identificados mediante análisis de imágenes satelitales, las trazas del Sistema de Fallas del Tulum, las fallas con indicación de bloque bajo, el cerro Barboza y el cauce actual del río San Juan. La figura muestra la relación espacial entre la red de paleocauces, la compartimentación tectónica y las variaciones del relieve que condicionan la evolución geomorfológica del valle.

A raíz de este levantamiento, el drenaje original del río San Juan se vio interrumpido y desconectado. El curso que antiguamente atravesaba la quebrada de Zonda fue abandonado, y el río estableció una nueva trayectoria más septentrional, a través de la quebrada de Ullum (Suvires, 2008) La desconexión de los valles de Ullum-Zonda y Tulum, asociada a la elevación tectónica del frente precordillerano, dio origen a depresiones endorreicas en las que se desarrollaron lagunas y cuerpos de agua temporales, registradas por Suvires y Gamboa (2013) en el sector occidental del valle. En este contexto, la sedimentación lacustre y la presencia de paleoterrazas fluviales en el área de Zonda

constituyen evidencias claras de esta reorganización hidrológica. El cambio del curso principal habría ocurrido en una etapa posterior al levantamiento tectónico, en concordancia con condiciones más húmedas y mayor disponibilidad hídrica, cuando el megafan alcanzaba su máxima extensión.

Posteriormente, las evidencias geofísicas obtenidas en esta tesis indican que el relleno cuaternario experimentó un leve flexuramiento interno asociado a la reactivación de fallas normales locales. En el sector de Calle 14, los perfiles gravimétrico y magnetométrico, junto con la sección sísmica, muestran sectores de baja densidad y velocidades reducidas que coinciden con paleocanales rellenos por materiales finos y saturados (Figura 118). Si bien en dicha figura no se incluye el perfil geoelectrico, la respuesta obtenida es coherente con las anomalías de resistividad registradas en otros sectores del valle, que igualmente evidencian zonas conductoras asociadas a rellenos arcillosos y húmedos. Estas estructuras no solo reflejan una deformación postdeposicional, sino que además explican la concentración de suelos con alta humedad, mayor salinidad y baja capacidad portante observada en las calicatas. El flexuramiento diferencial del relleno habría favorecido la acumulación de sedimentos finos en los sectores más deprimidos del valle, promoviendo el desarrollo de niveles freáticos someros que actualmente condicionan la estabilidad del terreno.

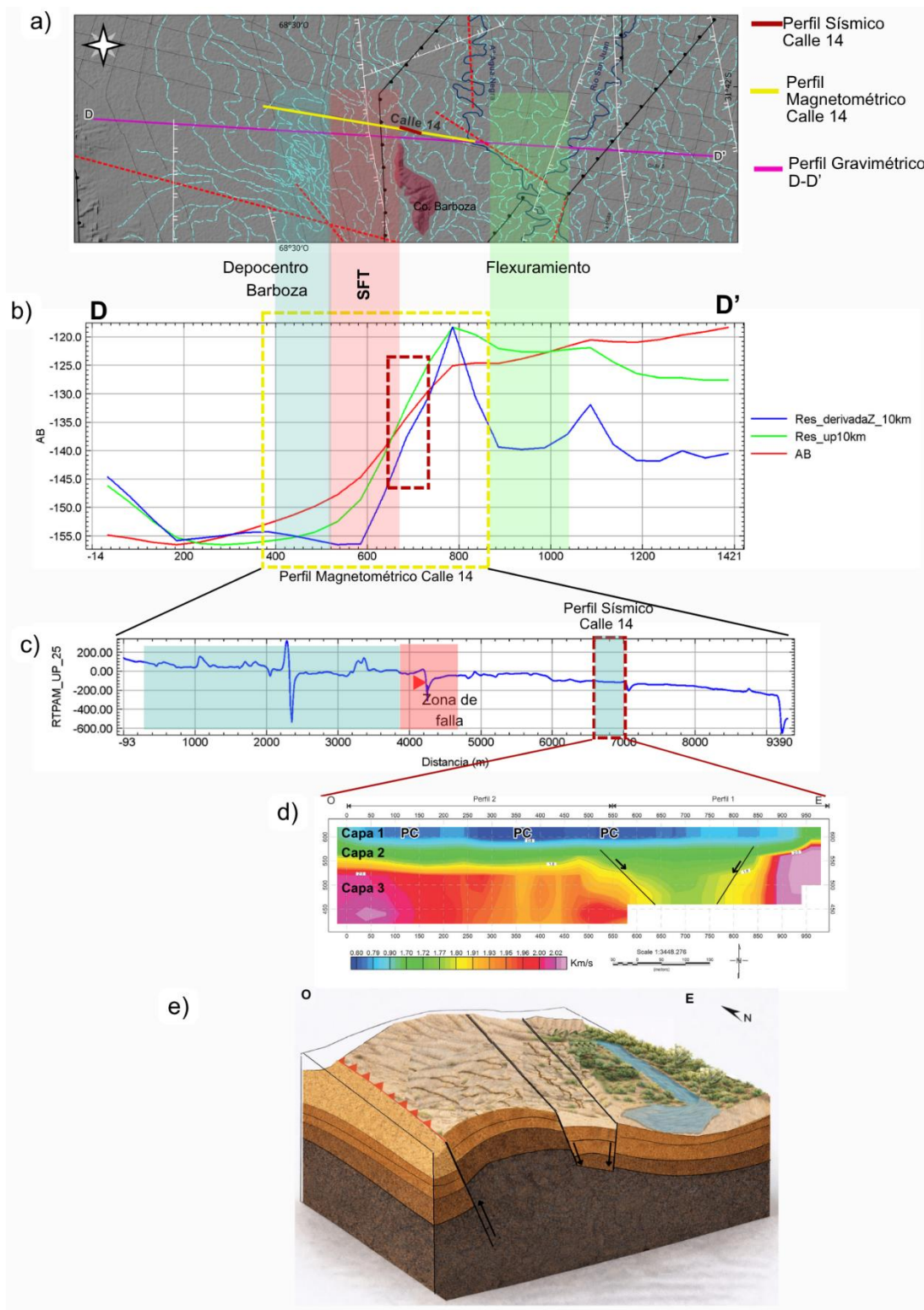


Figura 118: Integración geofísica e interpretación conceptual del sector de Calle 14. a) Ubicación de los perfiles gravimétrico, magnetométrico y sísmico, mostrando la red de paleocauces y las principales estructuras del Sistema de Fallas del Tulum (SFT). b) Anomalías de Bouguer y residuales a lo largo del perfil D-D', donde se

reconocen el depocentro Barboza (bajo gravimétrico central), el frente del SFT y la zona de flexuramiento hacia el este. El recuadro señala el tramo coincidente con los perfiles de mayor detalle. c) Perfil magnetométrico de la RTP de Calle 14, caracterizado por un descenso de amplitud en el sector asociado al depocentro y a la zona de falla. d) Tomograma sísmico de refracción que muestra tres capas principales y la presencia de paleocauces (PC) definidos por velocidades bajas y un engrosamiento de la Capa 2. e) Modelo conceptual integrado que sintetiza la configuración estructural del sector, destacando al este los cauces actuales, el basamento flexurado, con presencia de paleocauces en superficie (curvas marrones) y las fallas normales locales que afectan el relleno cuaternario. y la falla inversa occidental correspondiente al SFT.

A medida que el sistema tectónico se estabilizaba, el drenaje del valle habría experimentado nuevos procesos de avulsión y migración lateral. Este comportamiento se observa con claridad en el perfil de Calle 3, donde la integración de los datos geoelectricos y sísmicos evidencia un paleocauce profundo asociado a sedimentos finos saturados y a la ocurrencia de socavones superficiales (Figura 119). Estos conductos, de morfología semicontinua y alta reflectividad en los índices espectrales TCW y MNDWI, no se vinculan directamente con los cauces occidentales del megafan, sino que representan distributarios formados en un contexto de reorganización hidrológica posterior al levantamiento, cuando el relieve aún se ajustaba a las nuevas condiciones estructurales. Su desarrollo sugiere que algunos cursos antiguos lograron sobrepasar la falla principal y establecer nuevas trayectorias hacia el este, mientras otros quedaron confinados o se transformaron en zonas pantanosas. Esta diferencia morfológica entre los paleocauces del este y del oeste refuerza la hipótesis de una evolución fluvial asimétrica controlada por la tectónica y la subsidencia diferencial del relleno.

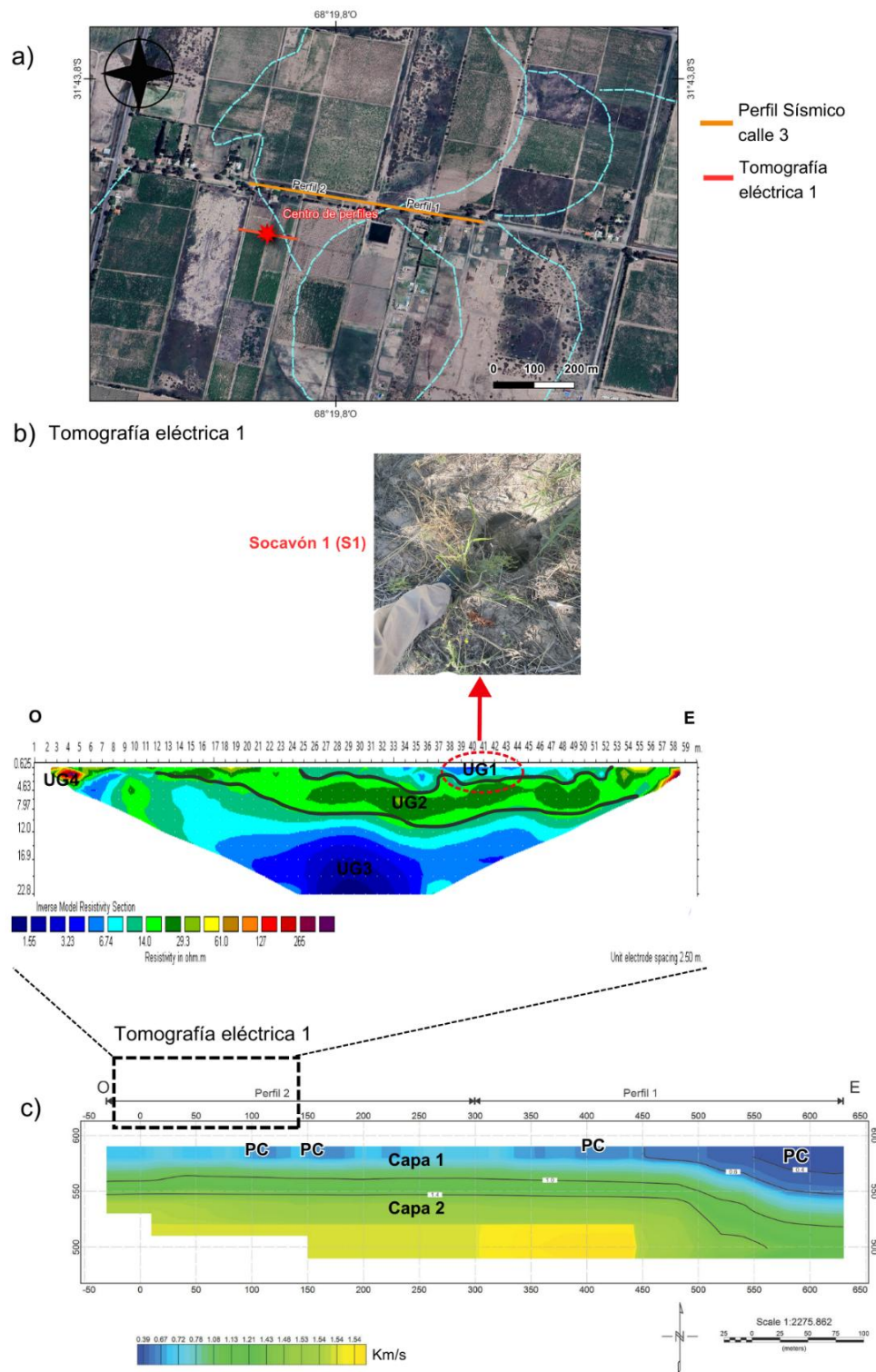


Figura 119: Integración geoelectrónica y sísmica en el sector de Calle 3 (25 de Mayo) a) Imagen satelital con la traza de los perfiles sísmico y geoelectrónico. b) Modelo de resistividad 2D de la Tomografía eléctrica (ERT) 1, donde la anomalía conductora central, coincidente con S1 (hundimiento), se interpreta como un paleocauce relleno por sedimentos finos y saturados. c) Tomografía sísmica de Calle 3, en el que se reconocen dos capas

principales, donde la capa 1 muestra menores velocidades que coincide con la anomalía conductora, evidenciando materiales blandos, húmedos y de baja capacidad portante, coincidiendo en algunos sectores de la superficie con paleocauces (PC). El recuadro de color negro indica el tramo cubierto por la ERT y el óvalo resalta el sector de menores velocidades que coincide con la anomalía conductora, evidenciando materiales blandos, húmedos y de baja capacidad portante.

En etapas más recientes, el sistema fluvial presenta una relativa estabilidad estructural y climática, aunque persistieron procesos locales de anegamiento y erosión. El cauce principal del río San Juan mantuvo su posición actual, mientras que los antiguos distributarios quedaron desconectados, representados hoy por alineamientos de suelos finos, depresiones con alta humedad y zonas de concentración salina. Si bien no se cuenta con perfiles edáficos de sectores ajenos a paleocauces para una comparación directa, la información obtenida en las calicatas evidencia materiales limo-arenosos con fuerte influencia freática y elevada conductividad eléctrica, rasgos que resultan coherentes con su interpretación como paleocauces. Estos resultados sugieren una correspondencia directa entre la morfología heredada, la estructura interna del subsuelo y las propiedades físico-químicas de los suelos actuales.

La comparación de estos resultados con investigaciones previas permite situar la evolución del valle dentro de un marco regional coherente. Suvires (2014) propuso que los valles de Ullum–Zonda y Tulum corresponden a megafanes de origen paraglacial acumulados en depresiones tectónicas profundas, lo que coincide con la disposición de los espesores aluviales inferidos en este trabajo. Martínez et al. (2008), a partir de evidencias geomorfológicas y gravimétricas, demostraron que las migraciones sucesivas de los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán están controladas por el ascenso de estructuras del basamento vinculadas a la tectónica cuaternaria activa. En esta línea, Blanc (2020) aportó un marco cronológico para la evolución reciente del valle mediante dataciones radiocarbónicas, mostrando que los procesos de subsidencia diferencial, relleno aluvial y reorganización del drenaje se desarrollaron durante el Holoceno. Sus resultados, junto con los de Leiva et al. (2018), que evidencian el control del ascenso tectónico del basamento sobre la reorganización del drenaje, y los de Leiva et al. (2024), que proponen un modelo de ascenso y subsidencia diferencial de bloques corticales a distintas profundidades, confirman que estos procesos siguen siendo los factores primarios que controlan la evolución del drenaje y la localización de los paleocauces en el Valle de Tulum.

Resumiendo, la secuencia de evidencias permite reconstruir una cronología relativa coherente de la evolución tectono-geomorfológica del valle, que se sintetiza en la Tabla 10.

Primero, la fase de levantamiento y deformación del sistema de fallas del Tulum, que generó la compartimentación estructural del valle; luego, la desconexión de los drenajes occidentales y la formación de lagunas o zonas endorreicas; posteriormente, el flexuramiento del relleno aluvial y la aparición de fallas normales menores; y finalmente, la migración de nuevos cauces hacia el este, seguida por la estabilización del paisaje actual. Esta sucesión de eventos no debe entenderse como etapas rígidas y separadas, sino como procesos superpuestos que respondieron a una dinámica tectono-sedimentaria continua.

Los paleocauces identificados a lo largo del valle constituyen así un registro climático y geomorfológico de la interacción entre la tectónica activa y la sedimentación cuaternaria. Su disposición, orientación y grado de preservación revelan la historia de deformación progresiva y las respuestas fluviales a los cambios en la pendiente y en la capacidad de transporte. Del mismo modo, la correspondencia entre las estructuras profundas y las propiedades de los suelos actuales demuestra que la herencia tectónica sigue condicionando los procesos superficiales y la vulnerabilidad del terreno frente a fenómenos como la subsidencia, la salinización o la licuefacción.

El conjunto de evidencias geofísicas, geomorfológicas y edáficas permite, por tanto, comprender al Valle de Tulum como un sistema dinámico en el que la estructura tectónica no solo determinó la arquitectura del relleno cuaternario, sino también la distribución espacial de los ambientes actuales. Esta interpretación integrada aporta un marco de referencia para la comprensión de la evolución reciente del valle y constituye una base fundamental para la planificación territorial y la gestión ambiental de la región.

Tabla 10: Síntesis de la evolución tectono-geomorfológica del valle de Tulum y de las evidencias que respaldan cada etapa.

Etapa	Evento principal	Evidencias integradas
I	Levantamiento y deformación asociado al Sistema de Fallas del Tulum (SFT) y flexuramiento inicial del basamento.	Anomalías gravimétricas (altas en los bordes y bajas en el sector central), cartografía de cabalgamientos y modelo de flexura del basamento.
II	Desconexión de los drenajes occidentales y formación de	Depósitos lacustres y paleociénagas, paleocauces relictos, análisis de imágenes satelitales e interpretación geomorfológica.

	zonas endorreicas en el sector occidental del valle.	
III	Flexuramiento local del relleno aluvial cuaternario y desarrollo de fallas normales menores.	Perfiles gravimétricos residuales, tomografías sísmicas y modelos geoelectricos que muestran geometría ondulada y zonas de baja densidad, velocidad y resistividad.
IV	Migración de nuevos cauces hacia el este y reorganización fluvial asimétrica del valle.	Imágenes procesadas con índices TCW, MNDWI y NDWI, identificación de paleocauces orientales e interpretaciones geoelectricas y sísmicas en 25 de Mayo y Calle 3.
V	Estabilización relativa del paisaje actual y control estructural sobre la distribución de suelos y zonas de subsidencia.	Descripción de calicatas, presencia de suelos finos y salinos, registros de hundimientos urbanos y correspondencia con paleocauces y anomalías geofísicas.

Elaboración propia

CAPÍTULO 12: CONCLUSIONES

El conjunto de análisis desarrollados a lo largo de esta tesis permitió construir una visión integrada del comportamiento físico y ambiental del valle de Tulum, abarcando procesos que actúan tanto en superficie como en el subsuelo. Para organizar los aportes alcanzados, las conclusiones se presentan siguiendo dos ejes complementarios. El primero reúne los aspectos vinculados a la configuración geológica y geofísica del área de estudio, enfatizando los factores que explican su estructura interna y la distribución de los paleocauces. El segundo concentra las implicancias ambientales y territoriales derivadas de esta caracterización, con especial atención a las áreas susceptibles a distintos tipos de peligros y a su relación con el uso del espacio por parte de la población. Finalmente, se sintetizan los aportes generados en el marco de los propósitos planteados al inicio del trabajo, destacando su valor científico y aplicado.

12.1 Lineamientos geológicos–geofísicos

La investigación desarrollada permitió caracterizar de manera integral la dinámica geológica, geomorfológica y ambiental del valle de Tulum mediante la articulación de múltiples líneas de evidencia que incluyeron estudios geomorfológicos, análisis de suelos, imágenes satelitales multitemporales y la aplicación complementaria de distintos métodos geofísicos de superficie. Esta integración proporcionó una visión completa de la distribución de paleocauces, paleociénagas y materiales del relleno cuaternario, así como de los procesos que controlan su evolución y de los peligros ambientales asociados a estas unidades.

Los resultados obtenidos demostraron que la configuración actual del valle no responde exclusivamente a la influencia tectónica vinculada al Sistema de Fallas del Tulum, sino también a la acción de factores climáticos contemporáneos. En particular, la prolongada sequía que afecta a la región fue determinante en el descenso del nivel freático, en la combustión subterránea de suelos orgánicos, en el incremento de la salinización y en la reactivación de procesos de subsidencia diferencial. Estos aspectos climáticos, sumados al control estructural preexistente, explican la distribución, geometría y comportamiento de los paleocauces y de las unidades del subsuelo.

La reconstrucción de los hechos realizada a partir del análisis integrado de las imágenes, de los registros geofísicos y de la información edáfica permitió identificar una secuencia evolutiva coherente en la que se reconocen fases de migración fluvial hacia el este, etapas

de formación y colmatación de paleociénagas, desarrollo de horizontes orgánicos, posterior abandono de meandros, episodios de retrabajo eólico y, finalmente, una marcada intervención antrópica que transformó parte de las geoformas originales del paisaje.

Los aportes geofísicos permitieron delimitar con precisión estructuras subsuperficiales asociadas a antiguos canales fluviales, depresiones rellenas, zonas saturadas, contactos litológicos y variaciones de densidad y susceptibilidad magnética. La gravimetría y la magnetimetría revelaron depresiones estructurales vinculadas a antiguos cursos fluviales y a la presencia del depocentro Barboza, mientras que la tomografía eléctrica y la sísmica de refracción aportaron información sobre geometrías, sedimentos arcillosos, niveles con alto contenido de humedad residual, sectores de disolución y zonas de colapso potencial. La integración de estos resultados con los análisis de suelos permitió relacionar horizontes orgánicos, texturas finas, lentes arenosas, niveles de sales y húmedos con la presencia de paleocauces y ambientes lacustres relictos, vinculando cada tipo de material con un comportamiento geotécnico particular. Asimismo, los métodos geofísicos permitieron identificar y caracterizar estructuras tectónicas activas y relictas dentro del valle. La sísmica de refracción evidenció la presencia de fallas normales que afectan el relleno cuaternario, mientras que la información gravimétrica y magnetométrica confirmó la ubicación y continuidad de fallas previamente cartografiadas por otros autores. Estas estructuras controlan no solo la distribución del espesor sedimentario sino también los bordes de las depresiones donde se concentra la mayor densidad de paleocauces, demostrando que la dinámica fluvial histórica estuvo fuertemente condicionada por estos lineamientos estructurales. El reconocimiento de estos rasgos tectónicos refuerza el modelo de flexión poscompresivo propuesto para la región, compatible con un anticlinal suavemente levantado cuya charnela se encuentra afectada por fallas normales posteriores al régimen compresivo del sistema de fallas del Tulum

12.2 Lineamientos ambientales y aplicación al mapa de riesgo

Como resultado del análisis geológico, edáfico, geomorfológico y geofísico desarrollado en esta investigación, se elaboró el mapa de riesgo de colapso del suelo (Figura 119), concebido como una herramienta clave para el ordenamiento territorial, la planificación urbana y la gestión ambiental del valle de Tulum. El mismo permite identificar áreas con distintos niveles de peligrosidad (muy alto, alto, intermedio, intermedio-bajo y bajo) asociados a características del subsuelo, dinámica hídrica y condiciones antrópicas. A

continuación, se detallan las zonas delimitadas, clasificadas según su nivel de riesgo y representadas por una escala cromática que permite su rápida interpretación

La Zona I, correspondiente a la llanura de inundación del río San Juan y del arroyo Agua Negra, se caracteriza por un peligro muy alto debido a su saturación frecuente, los depósitos limosos de baja resistencia y la propensión a incendios intencionales y subsidencias. La fuerte expansión urbana y agrícola sobre este sector incrementa significativamente la vulnerabilidad de la población y de las actividades productivas.

La Zona II a presenta peligro alto y se asocia al entorno occidental del cerro Barboza, donde se reconocieron paleociénagas, suelos salinos, procesos de disolución como la presencia de tinajas y canales subyacentes antiguos vinculados a paleolagunas controladas por fallamiento, junto con fluctuaciones marcadas del nivel freático según la estación del año. En este sector los paleocauces se disponen en gran cantidad, muy próximos entre sí y con un tamaño notablemente menor respecto de los identificados en otras áreas del mapa, lo que evidencia un ambiente altamente condicionado por la dinámica tectónica y las sucesivas fases de inundación y retrabajo lacustre.

La Zona II b, presenta un peligro alto e incluye meandros abandonados entre cauces activos y coincide con depresiones detectadas en los perfiles gravimétricos y magnetométricos, apoyándose en suelos pertenecientes a las series Mitre, Belgrano y Sarmiento, los cuales presentan susceptibilidad a subsidencia y humedecimiento diferencial.

La Zona III comprende suelos con horizontes orgánicos y turba donde se ha documentado combustión subterránea, subsidencia y baja capacidad portante por lo que se indica que su riesgo es intermedio. A pesar de ello, el área presenta alta densidad poblacional y productiva, situación que obligó a la construcción de terraplenes de varios metros para edificaciones y obras viales. En este sector los paleocauces no se encuentran tan próximos entre sí como en la Zona II a y presentan una morfología claramente meandriforme, observable principalmente en imágenes satelitales debido a la intensa actividad antrópica que ha modificado la expresión superficial de estas geoformas.

La Zona IV refleja un riesgo intermedio a bajo y contiene paleocauces meandriformes más anchos y relativamente más recientes en la dinámica fluvial, junto con suelos salinos que muestran procesos de disolución similares a los de la Zona II a. En este sector la población es menos densa y los datos geofísicos confirmaron sectores húmedos y zonas con colapso puntual.

Por último, la Zona V muestra el nivel de peligro más bajo e incluye los médanos del sur y el sector este del cerro Barboza, donde predominan materiales de la Serie Canal Puntilla. Sobre el flanco oriental del cerro se registra actividad minera vinculada a la extracción de piedra laja, lo que introduce intervenciones localizadas sobre el terreno. Aun así, el sector presenta baja peligrosidad general, aunque en las imágenes satelitales se evidencia retrabajo eólico y/o antrópico que afecta superficialmente a los depósitos.

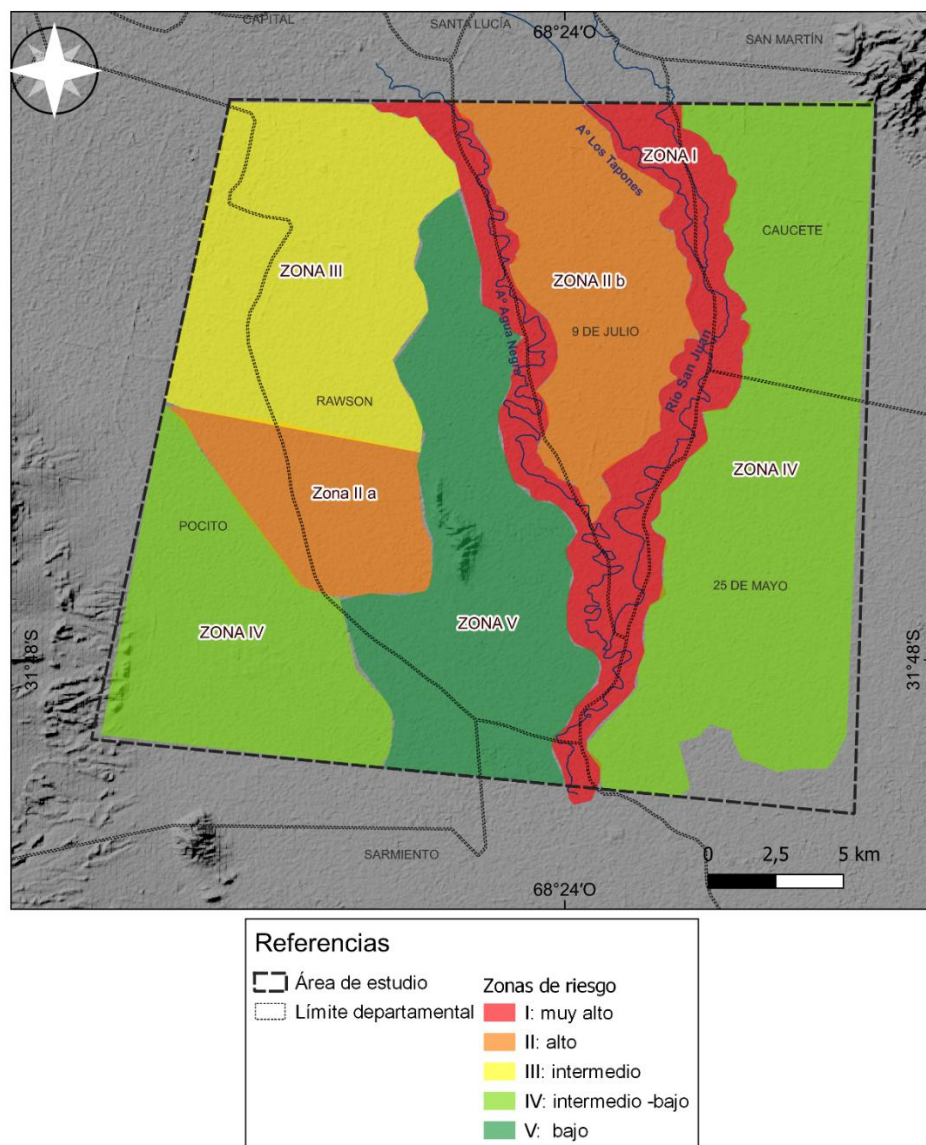


Figura 120: Mapa de riesgo de colapso del suelo. Los colores representan las cinco categorías de peligrosidad definidas para el valle: muy alto (rojo), alto (naranja), intermedio (amarillo), intermedio-bajo (verde claro) y bajo (verde oscuro). La zonificación integra información geomorfológica, edáfica y geofísica, permitiendo identificar sectores prioritarios para la gestión territorial.

Estas condiciones ambientales influyen de manera directa en las actividades humanas. En los sectores de mayor riesgo, especialmente en las zonas I, II a y parte de II b, las construcciones deben contemplar fundaciones profundas, uso de pilotes, rellenos controlados y sistemas de drenaje adecuados. En las áreas con suelos orgánicos o con presencia de turba, las edificaciones requieren estructuras livianas y terraplenes estables que eviten asentamientos diferenciales. Las obras viales deben considerar el empleo de geotextiles, rellenos compactados y control estricto de humedad para evitar deformaciones y fallas. En términos agrícolas, los suelos salinos y los sectores con disolución demandan manejo del riego, control del ascenso capilar y selección de cultivos tolerantes, mientras que la gestión del recurso hídrico debe evitar el descenso crítico del nivel freático que favorece procesos de subsidencia y combustión subterránea. En este sentido, el mapa de riesgo ofrece criterios objetivos para orientar el ordenamiento territorial y regular el avance de loteos y urbanizaciones sobre áreas de alta fragilidad.

12.3 Aportes finales en el marco de los propósitos planteados

El trabajo realizado permitió cumplir satisfactoriamente con los objetivos propuestos al inicio de la tesis. Se logró localizar paleocauces enterrados mediante la integración de imágenes satelitales, geofísica superficial y análisis del suelo, identificando con claridad estructuras fluviales antiguas y su continuidad subsuperficial. También se reconocieron elementos geomorfológicos que guiaron la adquisición de datos geofísicos, tales como trazas antiguas de canales, meandros abandonados, llanuras de inundación y paleolagunas. Los métodos geofísicos aplicados delimitaron paleocauces y variaciones litológicas con alta resolución, mientras que el procesamiento de imágenes satelitales permitió detectar contrastes de humedad, salinidad y vegetación que evidenciaron el trazado histórico del sistema fluvial. La caracterización de suelos aportó información clave sobre los materiales que componen cada unidad y su relación con los peligros naturales. Finalmente, se generó un mapa de riesgo de colapso del suelo aplicable al ordenamiento territorial y se contribuyó al avance de la Geología Ambiental y de las metodologías geofísicas para la evaluación de problemas geoambientales en ámbitos urbanos. Esta investigación constituye un aporte significativo al conocimiento del valle de Tulum y un punto de partida para futuros estudios que integren dataciones absolutas, análisis hidrogeológicos y ensayos de laboratorio, herramientas que permitirán profundizar y complementar la interpretación alcanzada.

BIBLIOGRAFIA

- Abdulkarim, M., Chapkanski, S., Ertlen, D., Mahmood, H., Obioha, E., Preusser, E. y Schmitt, L. 2022. Morpho-sedimentary characteristics of Holocene paleochannels in the Upper Rhine alluvial plain, France. *E&G Quaternary Science Journal*, 71(2), 191-212.
- Achilli, E. L. 2005. Investigar en antropología social: los desafíos de transmitir un oficio. Centro de Estudios Antropológicos en Contextos Urbanos, Facultad de Humanidades y Artes, Universidad Nacional de Rosario.
- Aguirre, I., Maringue, J., Santibáñez, I., y Yáñez, G. 2022. El rol de la exploración geofísica en acuíferos profundos en ambientes semiurbanos y rurales en cuencas andinas de ante arco: caso de estudio en acuífero del río Ñuble, valle central de Chile. *Andean Geology*, 49(1), 18–54. <https://doi.org/10.5027/andgeoV49n1-3341>
- Ali, A. M., y Khair, A. M. 2017. Comparison of thickness and depth resolution power of Wenner and Schlumberger arrays for two-layer model. *Advances in Geosciences*, 43, 59–68. <https://doi.org/10.4236/advgeo.2017.43004>
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., y Zhou, B. 2021. International geomagnetic reference field: The thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(1), 49.
- Alvarado, P., Beck, S., y Zandt, G. 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 170(2), 858-875.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M., y Beck, S. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina.
- Amos, A. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(1), 5-38.
- Aslan, A., y Autin, W. J. 1999. Evolution of the Holocene Mississippi River floodplain, Ferriday, Louisiana; insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research*, 69(4), 800-815.

- Baig, M. H. A., Zhang, L., Shuai, T., y Tong, Q. 2014. Derivation of a tasseled cap transformation based on Landsat 8 at-satellite reflectance. *Remote Sensing Letters*, 5(5), 423–431.
- Baldis B., Uliarte E. y Vaca, A. 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(4): 249-310.
- Baldis, B. y Bordonaro, O. 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. *Aetas 8Q Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, 2: 385-397, Buenos Aires.
- Baldis B., Martínez R., Villegas C., Pereyra M. y Pérez A. 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. *Relatorio del 11 Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina*.
- Bastías H., Weidman N. y Pérez M. 1984. Dos zonas de fallamiento plio-cuaternario en la Precordillera de San Juan. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 329-341, San Carlos de Bariloche*.
- Bautista F., Cejudo-Ruiz R., Aguilar-Reyes B. y Gogichaishvili A. 2014. El potencial del magnetismo en la clasificación de suelos: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66(2): 365-376.
- Bercowski, F. 1986. Texturas y estructuras sedimentarias del carbónico en la quebrada de Las Lajas, sierra Chica de Zonda. provincia de San Juan. *Aetas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. Asociación Geológica Argentina. Serie A, monografías y Reuniones. 2. 253-258. Buenos Aires*.
- Blakely, R. J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Blanc, P. A., Santi Malnis, P., y Pantano Zuñiga, A. V. 2020. Paleoambientes de la Formación Valentín (cuaternario tardío) en el valle de Ullum-Zonda, precordillera de San Juan, Argentina. *Latin American Journal of sedimentology and basin analysis*, 27(2), 125-162.
- Bordonaro O. 1980. El cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 26-40.

- Bridge, J. S. 2009. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. John Wiley & Sons.
- Bruniard, E. D. 1982. La diagonal árida argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica*, (95), 5-20.
- Burgos, L., Rodríguez, A. I., García, H., González, M., y Lince Klinger, F. 2018. Geofísica superficial aplicada a la localización de paleocauces en suelos saturados y riesgo sísmico asociado. En XIII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología (presentación oral). San Juan, Argentina.
- Cahill, T., e Isacks, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.
- Cardó R., Díaz I., Bordonaro O., Cardinali A. y Fauqué L. 2020. Hoja Geológica 3169-34 Los Berros, Provincia de San Juan. SEGEMAR.
- Cardona, O. D. 2001. La necesidad de repensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo: Una crítica y una revisión necesaria para la gestión. Ponencia presentada en el International Work-Conference on Vulnerability in Disaster Theory and Practice, Wageningen, Países Bajos.
- Cardona, O. D. 2006. A system of indicators for disaster risk management in the Americas. En J. Birkmann (Ed.), *Measuring vulnerability to hazards of natural origin: Towards disaster resilient societies* (pp. 189–209). Tokyo, Japan: United Nations University Press.
- Casañas, J. M., Cometto, P. M., Vera, M. G., y Córdoba, M. 2023. Geostatistical analysis of the relationship among geomorphology, land cover, and AOD at the local scale in a South American desert region. *Atmospheric Pollution Research*, 14(11), 101909.
- Castro B. 1984. Geología del extremo sudoccidental de la Sierra de pie de palo. Tesis doctoral.
- Chen, W., Qinghai, X., Xiuqing, Z., y Yonghong, M. 1996. Palaeochannels on the North China Plain: types and distributions. *Geomorphology*, 18(1), 5-14.
- Chiavazza, H. 2015. Estudio de contextos recuperados en los paleocauces del monte árido, NE de Mendoza (Argentina).

- Christian, C. S., y Stewart, G. A. 1964. Methodology of integrated surveys.
- Cortés J., Casa A., Pasini M., Yamín M. y Terrizano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31° 30' -33° 30' LS): controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 639-646. (inérita). San Juan, Argentina.
- Correa-Otto S., Ariza J., Lince Klinger F., Giménez M. y Lopez Hidalgo A. 2018. Analysis of neotectonic structures in the Eastern Precordillera of Argentina in relation to seismic hazard by the application of integrated geophysical methods. *Tectonophysics* 728-729, 23–33.
- Costa C., Machette M., Dart R., Bastías H., Paredes J., Perucca L., Tello G. y Haller K. 2000. Map y database of Quaternary faults y folds in Argentina. US Geological Survey Open File Report 108: 75.
- Costa C., Audemard F., Bezerra F., Lavenu A., Machette M. y París G. 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 461-479.
- Costa C. 2009. Falla La Rinconada (AR-22). Proyecto Multinacional Andino. Geociencia para las comunidades andinas, Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 7, 104-110.
- Crist, E. P., y Cicone, R. C. 1984. A physically-based transformation of Thematic Mapper data—The TM Tasseled Cap. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-22(3), 256–263.
- Cuerda, A.J. 1982. Graptolitos del Silúrico inferior en la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 18(3-4): 241-247, Buenos Aires.
- Dalla Salda L., Varela R. y Cingolani C. 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orógeno famatiniano. Aetas 122 Congreso Geológico Argentino y 22 Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 3: 358-366. Buenos Aires.
- De Morais, E. S., Dos Santos, M. L., y Stevaux, J. C. 2012. Identificação de paleocanaís na região da confluência entre os rios Ivaí e Paraná com o uso de dados de sensoriamento remoto e reconhecimento de fácies sedimentares.

- Duvall, A., Kirby, E., y Burbank, D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F3).
- Ehlers, T. A., y Poulsen, C. J. 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4), 238-248.
- Elkins, T. A. 1951. The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, 16(1), 29-50.
- Gambier M. 1991. Cerro Valdivia. Los más antiguos cazadores y su paleomedio en el valle del Río San Juan, San Juan, Instituto de Investigaciones arqueológicas y museo. Facultad de Filosofía, Humanidades y Artes, Universidad nacional de San Juan 1, 85 San Juan.
- GEAH I+D. 2012. Informe de Tomografía Eléctrica. Proyecto Montgat. Universidad de Barcelona.
- Genini G. 1999. Agua, tierra, hombre. La irrigación en San Juan 1850-1914. Universidad Nacional de San Juan, FFHA, Dpto. de Postgrado, pp106.
- Gomes, M. C., Silva, A. P. M., y Bayer, M. 2020. Índices Multiespectrais Aplicados à Identificação de Paleocanais no Rio Claro, afluente do Rio Araguaia, Goiás.: Multispectral indices applied to paleochannel identification on Rio Claro, tributary of Rio Araguaia, Goiás, Brazil. *Élisée-Revista de Geografia da UEG*, 9(2), e922030-e922030.
- Gorte, B., y Stein, A. 2002. Bayesian classification and class area estimation of satellite images using stratification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3), 803-812.
- Grígolo, M. A., Rodríguez, A. I., Sottile, A. L., Pittaluga, M. A., González, M., Martínez, P., y Lince Klinger, F. G. 2024. Identificación de Unidades Ambientales para la construcción de territorios sustentables a partir de estudios geológicos.
- Gómez Orea D., Gómez Villarino A. y Gómez Villarino M. 2015. El sistema territorial: una construcción humana inexorable. Curso Internacional de Postgrado de Ordenamiento territorial, Capítulos 5y 6, 1-10p, FUNDAIRES

- Hedrick K., Owen L., Rockwell, T., Meigs A., Costa C., Caffee M., Masana E. y Ahumada E. 2013. Timing and nature of alluvial fan and strath terrace formation in the Eastern Precordillera of Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 80, 143-168.
- Heim, A. 1948. Observaciones tectónicas en la Rinconada. *Precordillera de San Juan. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 64: 5-38. Buenos Aires.
- Henry G. 1997. *Geophysics for sedimentary basins*. Editions Technip, Paris, 415 p.
- Hinze W. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics*, 68(5), 1559-1560.
- Hinze W., Von Frese R. y Saad A. 2013. *Gravity y magnetic exploration: Principles, practices, y applications*, 502 p. Cambridge University Press.
- Hofmann Wellenhof B. y Moritz H. 2005. *Practical Geodesy*. Springer, Vienna.
- Hsü, K. J., Cita, M. B., y Ryan, W. B. F. 1973. *The origin of the Mediterranean evaporites*. U.S. Government Printing Office.
- INPRES. 2021. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Sismos históricos en Argentina.
- INTA 2016. Agrometeorología San Juan. Pocito: datos históricos y datos diarios. En línea: <http://inta.gob.ar/unidades/515000/agrometeorologia-san-juan>.
- INTA 2022. Caracterización geológica, Geomorfológica y edafológica de Zonas vitícolas argentinas. Provincia san juan. Cooperación Técnica No Reembolsable (CTNR) "Programa de Vitivinicultura Inteligente para la Corporación Vitivinícola Argentina (COVIAR)". Informe final unificado.
- Jacobsen, B. H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138–1148.
- Jakica, S., Brisbout, L. I., y Kovacs, N. D. S. 2021. Applying geophysics for 3D paleochannel imaging in the Gascoyne Province, Western Australia. Perth, Australia: Geological Survey of Western Australia.
- Jordan T., Isacks B., Ramos V. y Allmendinger R. 1983a. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 3(3): 20-26.
- Jordan T., Isacks B., Allmendinger R., Brewer J., Ramos V. y Ando C. 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.

- Jordan T. y Allmendinger R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain forely deformation. *American Journal of Science* 286(10): 737-764.
- Kane, M. F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455–462.
- Kauth, R., y Thomas, G. 1976. The tasseled cap—A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat. In *Proceedings of the LARS Symposium*, Purdue University.
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration* (3rd ed.). Blackwell Science
- Keidel, I. 1921. Observaciones geológicas en la precordillera de San Juan y Mendoza. *Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*. 15(2): 7-102. Buenos Aires.
- Kelly, J.G. 1962. Geología de las Sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Dpto. de Jáchal, provincia de San Juan. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración*, (inédito), Buenos Aires.
- Kharat, M., et al. 2023. Land cover clustering and classification of satellite images. *ITM Web of Conferences*, 60, 02004.
- Kozłowski E., Manceda R. y Ramos V. 1993. Estructura. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12 Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio.
- Kvale, S. 2012. *Las entrevistas en investigación cualitativa* (Vol. 2). Ediciones Morata.
- Lambin, E. F., Turner, B. L., Geist, H. J., Agbola, S. B., Angelsen, A., Bruce, J. W., y Xu, J. 2001. The causes of land-use and land-cover change: moving beyond the myths. *Global environmental change*, 11(4), 261-269.
- Lanz, E., Maurer, H., y Green, A. G. 1998. Refraction tomography over a buried waste disposal site. *Geophysics*, 63(4), 1414-1433.
- Latrubesse, E. M., y Franzinelli, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44(3-4), 241-257.

- Leiva, F., Gregori, S. D., Lupari, M., Martinez, M. P., Giménez, M. E., y Ruiz, F. 2018. Evidences of a tectonic uplift and seismic hazard in south of the Pie de Palo Range, San Juan-Argentina. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 9(1), 1–15. <https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1384404>
- Leiva F., Ruiz F., Rodríguez A., Acosta G., González M., Clavel F., Gianni M., Mackern V., Lince Klinger F., García H., Lupari M., Sánchez M. y Ariza, J. 2024. Crustal mobility analysis in the proximal Andean broken foreland at 31° s: a geodetic and geophysical approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 104986.
- Li, M., Zang, S., Zhang, B., Li, S., y Wu, C. 2014. A review of remote sensing image classification techniques: The role of spatio-contextual information. *European Journal of Remote Sensing*, 47(1), 389-411.
- Liotta M. 1999. Los Suelos en los Valles de Tulum, Ullum- Zonda. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), 18p. San Juan.
- Lloret G. y Suvires G. 2006. Ground Water Basin of the Tulum valley, San Juan, Argentina: a morphohidrogeologic analysis of its central sector. *Journal of South American Earth Sciences* 21(3): 267-275.
- Loke, M. H., y Barker, R. D. 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 44(4), 499–523.
- López Y. y Vásquez A. 2012. Modelamiento geofísico 2d en un área de la vereda Los Arrayanes, municipio de Facatativá Cundinamarca. *UD y la geomática* (6): 129-143.
- Lowrie, W. 1997. *Fundamental of Geophysics* Cambridge University Press Pp 354.
- Luna P. y Suvires G. 2010. Caracterización y relevamiento de los suelos para el uso de la tierra en el Tulum sur. *Eje Temático: Ecosistema y Biodiversidad*.
- MacQueen, J. 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Proc. Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, 1, 281–297.
- Maher, B. A., y Thompson, R. 1999. *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press.

- Martínez M., Perucca P., Giménez M. y Ruíz, F. 2008. Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2), 264-271.
- Martos L. 1987a. Evidencia de movimientos neotectónicos en una terraza de edad Holocena, La Rinconada-San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 263-265, San Miguel de Tucumán.
- Martos, L. 1987b. La neotectónica como control del paisaje cuaternario, Pocito -San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 275-278, San Miguel de Tucumán.
- Martos L. 2002. Oscilaciones climáticas cuaternarias en un sector de la Precordillera Oriental y centro occidental, San Juan. Argentina. Actas del XV Congreso Geológico Argentino: 6 p. El Calafate.
- McFeeters, S. K. 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>
- Miall, A. D. 2013. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.
- Milana, J.P. 1990a. Facies y paleohidrología de conglomerados aluviales plio-pleistocenos (San Juan. Argentina): evidencias de fases climáticas en los Andes a los 31° Sur. Actas 2° simposio sobre el Terciario de Chile, 215-224, Santiago.
- Milana, J.P. 1990b. Secuencias sedimentarias aluviales subsidencia y tectonismo en la cuenca de antepaís andina de la provincia de San Juan, Argentina. Actas 2° Simposio sobre el Terciario de Chile, 205-214, Santiago.
- Munsell, A. H. 1975. Munsell soil color charts. Munsell color.
- Nabighian, M. N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6), 780–786
- Nabighian, M., Grauch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Peirce, J., ... y Ward, S. H. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33ND–61ND.

- Nagy D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31(2): 362-371.
- Neiff, J. J., y Casco, S. L. 2017. Lluvias y sequías: los cambios históricos de la vegetación.
- Pal, M. 2008. Ensemble of support vector machines for land cover classification. *International journal of remote sensing*, 29(10), 3043-3049.
- Palacios, S., Lara, G., y Perucca, L. 2021. Susceptibilidad a la licuación de suelos y sedimentos en el valle Ullum-Zonda (31° 30'S-68° 25'O), Precordillera, Andes Centrales, Argentina. *Andean geology*, 48(2), 333-349.
- Paredes, J., Foix, N., y Allard, J. 2022. B. 4. Estratigrafía cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge. In *Geología y recursos naturales de Chubut. Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino*, Puerto Madryn (pp. 142-186).
- Peddie N. 1982. International geomagnetic reference field: The third generation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 34 (69), 309-326.
- Peralta, S.H. 1987. La graptofauna ordovícica de la Formación La Canterera, Precordillera Oriental de San Juan. *Actas 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 67-71, Mendoza.
- Pereyra, B. 1993. *Clima de San Juan*. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, San Juan
- Pereyra, B. 2000. *Clima de la provincia de San Juan. Argentina, recursos y problemas de la zona árida*: 71-78.
- Perucca, L. 1990. Sistema de Fallamiento La Dehesa Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino. *Actas 2*: 431-434, San Juan.
- Perucca, L.; Paredes, J. 2003. Fallamiento cuaternario en la zona de La Laja y su relación con el terremoto de 1944, Departamento Albardón, San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20 (1): 20-26.
- Perucca, L. y Bastías H. 2005. El terremoto argentino de 1894: Fenómenos de licuefacción asociados a Sismos. Simposio Bodenender. INSUGEO. Serie de Correlación Geológica, 19, 55-70.

- Perucca, L. y Ruiz F. 2014. New data on neotectonic contractional structures in Precordillera, south of Río de La Flecha: structural setting from gravity and magnetic data. San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 1-11.
- Perucca, L. y Vargas N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 291-304.
- Phillips, J. D. 2007. Geosoft executables (GX's) developed by the US Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code (p. 111). US Geological Survey.
- Prates, L., Luchsinger, H., Scabuzzo, C., y Mansegosa, D. 2011. Investigaciones arqueológicas en el sitio La Victoria 5 (Departamento de General Conesa, Río Negro). *Intersecciones en antropología*, 12(1), 109-120.
- Poblete, G. y Minetti J. 1989. Mesoclimas de San Juan. 1º parte. Informe Técnico N° 11. Centro de Investigaciones de San Juan (CISAJ). San Juan. P: 23-67. SAN JUAN. Servicio Meteorológico Nacional 2016. En línea: <http://www.smn.gov.ar/>
- Ramacciotti, C., Casquet C., Baldo E., Alasino P., Galindo C. y Dahlquist J. 2019. Late Cambrian – Early Ordovician magmatism in the Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas (Argentina): implications for the early evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000748> *Geological Magazine*
- Ramos, V. 1997. El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentinos-chilenos. *Acta geológica hispánica*, 32(1), 5-16.
- Ramos, V., Vujovich, G., Cardó R., Pérez L., Pelichotti R., Godeas M., Pucci J., Bercowski F., Bordonaro O. y Chernicoff C. 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan. Provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 243, 93 p. Buenos Aires.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 59-78
- Ramos, V. y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications 327(1): 31-54.

- Ramos, V. A. 2021. Fifty years of plate tectonics in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102997.
- Rekik, A., et al. 2012. An optimal unsupervised satellite image segmentation based on Pearson system and K-means algorithm. *Journal of Signal and Information Processing*, 3(1), 1–8.
- Resmi, M. R., Achyuthan, H., y Jaiswal, M. K. 2017. Middle to late Holocene paleochannels and migration of the Palar River, Tamil Nadu: Implications of neotectonic activity. *Quaternary International*, 443, 211-222.
- Reynolds, J. M. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester, 806 p.
- Richard, A., Costa, C., Giambiagi, L., Moreno, C., Ahumada, E., y Vázquez, F. 2019. Neotectónica del extremo austral de la falla La Rinconada, Precordillera Oriental, provincia de San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 76, 24–39.
- Rimando J., Schoenbohm L., Costa, C., Owen L., Cesta J, Richard, A. y Gardini C. 2019. Late Quaternary activity of the La Rinconada Fault Zone, San Juan, Argentina. *Tectonics*, 38, 916–940.
- Rittenour, T., Blum, M., y Goble, R. 2007. Fluvial evolution of the lower Mississippi River valley during the last 100 ky glacial cycle: Response to glaciation and sea-level change. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6), 586-608.
- Roberts, A. P., Tauxe, L., y Heslop, D. 2011. Magnetic paleointensity and paleomagnetism: fundamentals and applications. *Reviews of Geophysics*, 49(4), RG4002.
- Robertson, K. 2007. Morfotectónica y dataciones del fallamiento activo del piedemonte llanero, Colombia, Sudamérica. *Cuadernos de Geografía*, (16), 109-120.
- Rocca, J. 1969. Geología de los valles de Tulum, Ullum y Zonda. En plan de Agua subterránea, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Consejo Federal de inversiones: 1-108.
- Rockwell, T., Costa C., Meigs A., Ragona D., Owen L., Murari M., Masana E. y Richard A. 2022. Paleoseismology of the Marquesado-La Rinconada thrust system, Eastern Precordillera of Argentina. *Frontiers in Earth Science*, 10, 1032357.

- Rockwell, T., Ragona D., Meigs A., Owen L., Costa C. y Ahumada E. 2014. Inferring a thrust-related earthquake history from secondary faulting: A long rupture record of La Laja Fault, San Juan, Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 104 (1): 269-284.
- Rodríguez A., Christiansen R., Suvires G., Lince. Klinger F. y Martínez M. 2016. Structural features of the southern Tulum Fault System, western central Argentina, through gravimetric data y geomorphologic analyses. *Journal of South American Earth Sciences* 72: 159-168.
- Rodríguez, A., Martínez P., Burgos L. y Miranda G. 2017. Acción Antrópica, cambio climático y tectónica: implicancias en la supervivencia de paleociénagas en el valle de Tulum, provincia de San Juan, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas 7 San Miguel de Tucumán: 140-146.
- Rodríguez, A., Ocaña R., Suvires G., Leiva, F. y Martínez, M. P. 2018. Estructuras tectónicas en un valle árido y su potencial hídrico subterráneo, San Juan. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 75(3), 425-440.
- Rodríguez, A. 2019. Geología del Cuaternario y geofísica aplicada al diagnóstico ambiental-territorial en el Valle de Tulum, provincia de San Juan, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan, San Juan. (inédita).
- Rodríguez, A., Ocaña R., Flores D., Martínez P. y Casas, A. 2021. Environment diagnosis for land-use planning based on a tectonic and multidimensional methodology. *Science of The Total Environment*, 800, 149514.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., y Deering, D. W. 1974. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *NASA Special Publication*, 351, 309.
- Roy, K. K. 2014. Geophysical signatures for detection of fresh water and saline water zones. In *Recent Trends in Modelling of Environmental Contaminants* (pp. 45-94). New Delhi: Springer India.
- Ruiz, F., Introcaso A., Nacif S., Leiva F., Giménez M., Martínez P. y Laplagne A. 2011. Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 594-605.

- Sajinkumar, K., Arya, A., Rajaneesh, A., Oommen, T., Yunus, A., Rani, V, y Thrivikramji, K. 2022. Migrating rivers, consequent paleochannels: The unlikely partners and hotspots of flooding. *Science of the Total Environment*, 807, 150842.
- Salama, R. 1987. The evolution of the River Nile. The buried saline rift lakes in Sudan—I. Bahr El Arab Rift, the Sudd buried saline lake. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 6(6), 899-913.
- Sales, R., Rodríguez, A., Grígolo, A., Tejada, F., Naranjo, R., Castillo, M. A. A., y Ávila, A. M. B. 2023. Riesgo ambiental en tierras secas: mapeo participativo con estudiantes de una escuela primaria. El caso de La Rinconada, San Juan (Argentina). *Cuadernos geográficos de la Universidad de Granada*, 62(2), 53-71. <https://doi.org/10.30827/cuadgeo.v62i2.27570>
- Samadder, R., Kumar, S., y Gupta, R. 2011. Paleochannels and their potential for artificial groundwater recharge in the western Ganga plains. *Journal of Hydrology*, 400(1-2), 154-164.
- Serafini, R.L., Bustos, N. R y Contreras, V.H. 1986. Geología de la Formación Lama de Las Tapias (nov. nom.). *Aetas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera* (San Juan, 1985). *Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones*, 2, 77-82, Buenos Aires.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., y Mandell, W. A. 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10(1), 21-34.
- Sheriff, R., y Geldart, L. 1995. *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Siame, L., Bellier O., Sébrier M., Boulés D. L., Leturmy P., Pérez M. y Araujo M. 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: The Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina). *Geophysical Journal International*, 150(1), 241-260.
- Smalley R., Pujol J., Regnier M., Chiu J., Chatelain J., Isacks B., Araujo M. y Puebla N. 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt y implications for crustal y lithospheric behavior. *Tectonics* 12(1): 63-76.

- Steeple, D. W. 2001. Engineering and environmental geophysics at the millennium. *Geophysics*, 66(1), 31-35.
- Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R., y Trauth, M. H. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35(1), 747-787.
- Suvires, G. 1987. Geomorfología de la región centro-sur de la provincia de San Juan, Argentina. *Revista Simposio Teledetección. 10° Congreso Geológico Argentino: Actas 1: 97–109. Tucumán.*
- Suvires, G. 1988. Estudio integrado de los recursos naturales del Valle de Tulum, sector 1. Informe técnico, Secretaría de Ciencia y Técnica, UNSJ (inédito): 1–88.
- Suvires, G., Zambrano, J., Pereyra, B. y Oviedo, M. 1999. Posible antiguo cauce del río Jáchal en la depresión intermontana del valle del Tulum, San Juan. En: *Congreso de Geomorfología y Cuaternario, 1, Actas: 63–69.*
- Suvires, G.M. 2000. Geomorfología de la provincia de San Juan, Argentina. En: *Recursos y Problemas Ambientales de la Zona Árida. Primera Parte: Provincias Mendoza, San Juan y La Rioja (Abraham, E.M. y Rodríguez Martínez, F., eds.): 79–86. Buenos Aires.*
- Suvires, G.M. 2004. Distribution of soils in relation to relief and neotectonic activity within the tectonic depression of the Tulum Valley, in the south-eastern sector of San Juan Province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(3): 376–384.
- Suvires, G. y Luna, P. 2008. Unidades geomorfológicas ambientales del sur del oasis del Tulum, Andes Centrales de Argentina. *Multequina*, 17: 109–128.
- Suvires, G., Pittaluga, A. y Gennini, G. 2009. Geomorfología y registro histórico de cambios ambientales por la desecación de ciénagas en el oasis mayor del desierto sanjuanino, centro y oeste de Argentina. *Geomorfología y Cambio Ambiental: 1–25.*
- Suvires, G. 2013. Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2): 324–335.
- Suvires, G. y Gamboa, L. 2013. Medidas de autosuficiencia social ante el peligro sísmico. En: *Congreso Internacional de Riesgos y Mitigación de Desastres, Actas: 20–28. Catamarca: CIRIDE.*

- Suvires, G.M. y Pittaluga, M.A. 2013. Indicadores de peligrosidad total de unidades de tierra. Caso de estudio: Departamento Zonda, San Juan, Argentina.
- Suvires, G. 2014. The paradigm of paraglacial megafans of the San Juan River Basin, Central Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 166–172.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. 1990. *Applied geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Terrizzano, C, Morabito, EG, Christl, M., Likerman, J., Tobal, J., Yamin, M. y Zech, R. 2017. Forzamiento climático y tectónico en abanicos aluviales en los Andes Centrales del Sur. *Quaternary Science Reviews*, 172, 131-141.
- Tripaldi, A. 2002. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9:65-82
- Tu, Y., Chen, B., Zhang, T., y Xu, B. 2020. Regional mapping of essential urban land use categories in China: A segmentation-based approach. *Remote Sensing*, 12(7), 1058.
- Tucker, C. J. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8(2), 127–150.
- United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Soil Survey Staff. 2014. *Keys to soil taxonomy* (12th ed.). U.S. Government Printing Office.
- Universidad Nacional de San Juan. (2023). *Actualización PLAM SJ: Plan de ordenamiento territorial para el Área Metropolitana de San Juan*. Editorial UNSJ.
- Usman, B. 2013. Satellite imagery land cover classification using K-means clustering algorithm. *International Journal of Computer Applications*, 79(9), 29–33.
- Vujovich G. y Ramos V. 1994. La faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas 7Q Congreso Geológico Chilena*, 1: 215-219, Concepción.
- Wang, B., Cheng, W., Song, K., Wang, S., Zhang, Y., Li, H., ... y Wang, R. 2022. Application of ecology-geomorphology cognition approach in land type classification: a case study in the Altay Region. *Sustainability*, 14(7), 4023.

- White, D. J. 1989. Two-Dimensional Seismic Refraction Tomography. *Geophysical Journal International*, 97(2), 223-245
- Williams, M. A. J., y Williams, F. M. 1981. Evolution of the Nile basin.
- Xu, H. 2006. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14), 3025–3033.
- Zambrano J. y Suvires G. 2008. Actualización en el límite entre sierras Pampeanas occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 110-116.
- Zapata T. y Allmendinger R. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *AAPG bulletin* 80(3): 359-381.
- Zelt, C. A., y Smith, R. B. 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical journal international*, 108(1), 16-34.
- Zonneveld, IS 1989. La unidad territorial: un concepto fundamental en la ecología del paisaje y sus aplicaciones. *Ecología del paisaje*,3(2), 67-86.