



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

“PROSPECCIÓN DE ARCILLAS, EN EL DISTRITO
BENTONÍTICO ULLUM - ZONDA, PROVINCIA DE
SANJUAN, ARGENTINA”

Alumna: GIULIANA ANDREA DONNICI PRINGLES

Asesora: Mg. Valeria Cortéz Taillant

Co-asesora: Dra. Paula Santi Malnis

San Juan, Diciembre 2025

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	8
RESUMEN.....	10
CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN	11
Motivos.....	11
Objetivos	11
Ubicación y vías de acceso.....	12
Orografía	17
Hidrografía	18
Clima	18
Suelo y Vegetación.....	19
Demografía.....	20
Geología Regional.....	21
Geología Local	24
Estratigrafía.....	24
Estructura.....	34
CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO	37
Historia del Yacimiento.....	37

Génesis de los depósitos bentoníticos en la zona de estudio.....	38
Morfología de los cuerpos arcillosos.....	38
CAPÍTULO 5 - TELEDETECCIÓN Y TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES	40
Teledetección.....	40
Sistema de Teledetección Espacial.....	40
Radiación Electromagnética (REM)	41
Espectro Electromagnético (EEM).....	42
Satélites y Sensores remotos utilizados en este trabajo.....	43
ASTER	44
LANDSAT 8	45
SENTINEL-2	46
Imágenes Satelitales	47
Resolución Espacial	47
Resolución Espectral.....	48
Resolución Radiométrica	49
Resolución Temporal	50
Técnicas de Procesamientos de Imágenes Satelitales	51

Análisis De Componentes Principales (PCA).....	51
Clasificación Supervisada	52
CAPÍTULO 6 - METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	56
Etapa I - Recopilación de antecedentes	56
Etapa II – Pre-procesamiento de Imágenes Satelitales.....	56
Descarga de Imágenes Satelitales	56
Modelo digital de elevación (DEMs).....	57
Georeferenciación	58
Correcciones.....	58
Stacking o Stackeo	58
Pansharpening	59
Etapa III – Procesamiento de Imágenes Satelitales	59
Procesamiento	59
Combinaciones de Bandas (RGB)	59
Cocientes y matemática de Bandas	59
Análisis De Componentes Principales (PCA).....	60
Procedimiento para la diferenciación de unidades geológicas mediante firmas espectrales y clasificación supervisada.....	60

Firmas Espectrales	61
Análisis de firmas espectrales a partir de las especies minerales arcillosas encontradas en la zona de estudio.	63
Procedimiento para Clasificación Supervisada.....	64
Etapas IV - Control de campo.....	66
Etapas V – Análisis de datos.....	66
Etapas VI – Elaboración de Mapas y Realización de informe final	66
CAPÍTULO 7: RESULTADOS.....	67
Combinación de Bandas (RGB).....	67
RGB de Color real: SENTINEL-2: RGB 4-3-2 y LANDSAT 8: RGB 4-3-2	67
Matemática de Bandas.....	74
Detección de áreas con concentración de óxidos de hierro.....	74
Detección de áreas con concentración de minerales arcillosos.....	78
Composiciones RGB basadas en índices de cociente de bandas	81
Firmas Espectrales.....	84
Formación Albarracín:	84
Firmas espectrales por unidades.....	86
Resultados del análisis de firmas espectrales a partir de las especies minerales arcillosas encontradas en la zona de estudio.	90

Análisis de Componentes Principales (PCA)	90
PCA con ASTER de 6 Bandas	90
RGB con PCA 6 Bandas	93
PCA con ASTER de 9 Bandas	106
RGB con PCA 9 Bandas	108
Clasificación Supervisada	116
ASTER – Máxima Probabilidad	116
ASTER – Distancia Mínima	118
ASTER – Mapeo de ángulo espectral (<i>Spectral Angle Mapper</i> SAM)	120
LANDSAT 8 – Máxima Probabilidad	122
LANDSAT 8 – Distancia Mínima	124
LANDSAT 8 – Mapeo de ángulo espectral (<i>Spectral Angle Mapper</i> SAM)	126
SENTINEL-2 – Máxima Probabilidad.....	128
SENTINEL-2 – Distancia Mínima.....	130
SENTINEL-2 – Mapeo de ángulo espectral (<i>Spectral Angle Mapper</i> SAM).....	132
Reconocimiento de campo	138
Discusiones.....	146
CAPÍTULO 8 – CONCLUSIONES.....	148

Recomendaciones	151
CAPÍTULO 9 – BIBLIOGRAFÍA.....	152
ANEXOS	171

AGRADECIMIENTOS

Tengo que decir que este es el apartado que más me ha costado escribir, ya que no me es fácil poner en palabras y resumir tanto agradecimiento sin olvidarme de quienes realmente han sido parte de este largo y difícil camino. Sí, digo difícil, porque así lo ha sido.

Quisiera agradecer primero a mi familia: mis padres Susana y Ricardo, a mi hermana Paola, a mis hermanos Adriano y Gustavo, mis abuelos Alicia y Vittorio, mi prima Agostina, mis primos José, Juan, Emi y Facu; a mis tías Adriana Mónica, Mabel y Marcela y mis tíos Eduardo, Daniel, Mauricio y Emilio; que desde su lugar supieron acompañarme y apoyarme sin dudar. A mi cuñado Cali y mi hermosa sobrina Maren, por su cariño incondicional.

No quiero dejar de agradecer a las que integran e integraron durante este camino el Departamento de Geología: Ele, Gabi, Nilda, Ale, M. Martha, Graciela. Quienes me brindaron sus conocimientos, apoyo y contención en todo momento.

También quisiera agradecer a quienes fueron parte de dirección de este trabajo: Paula Santi Malnis y Raúl Cardó, quienes ayudaron a llevar a cabo esta tesis, junto a los miembros del jurado.

Agradecer principalmente y profundamente a **mis amigos** y sus familias que fueron el verdadero sostén en este camino universitario. A ellos, quienes la vida me los puso adelante solo para mejorarla, en quienes encontré sentido de pertenencia, a ellos que siempre estuvieron apoyándome, quienes nunca dejaron que me rindiera, a ellos que nunca dejaron de creer en mí: Pablo, Marian, Gonza, Flor M., Negra, Paulita, Cami, Romi, Ani, Ago, Andre Caro, Nere, Flor G., Gime, Tefy, Yami, Clau, Fran, Dani, Yani, Vicky, Bren. Les agradezco de todo corazón por tanto cariño, terminé por ustedes y con ustedes.

A ella le tengo que agradecer en un párrafo aparte, a ella, la directora de este trabajo, pero por sobre todo mi amiga, Valeria Cortéz Taillant. Valoro enormemente todo lo que hizo por mi este

tiempo. Por brindarme su ayuda desinteresadamente, por su tiempo, su aliento, ¡su paciencia! y su cariño.

No quiero dejar de agradecer también al equipo de Geología San Juan del Proyecto Lunahuasi, Aylu, Pao, Dani, Mati, Diego, quienes me han apoyado enormemente estos últimos meses.

Agradezco además a todos los que fueron compañeros, que sin dudas me ayudaron a poder transitar este camino, donde compartimos días enteros de estudio, muchas bibliotecas, muchos colectivos, muchos viajes y muchos mates. Pretender nombrarlos es caer en el olvido de alguno, pero no quería dejar de agradecerles.

Y, por último, pero no menos importante, quiero agradecer enormemente a la Educación Pública y a la Universidad Nacional de San Juan, que me abrieron sus puertas desde mi paso por el secundario en el Colegio Central Mariano Moreno, hasta mis años en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y naturales. Donde tuve la oportunidad de educarme, de adquirir conocimientos, de aprender a tener pensamiento crítico, pero por sobre todo valores que me permitieron y me permiten desarrollarme como persona. Creo firmemente que mi vida no sería la misma sin mi paso por esta institución. Espero poder defenderla toda mi vida.

¡Educación Pública siempre!

RESUMEN

Este trabajo final de licenciatura se enfoca en la aplicación de imágenes satelitales como herramienta para la prospección de minerales no metalíferos en la provincia de San Juan, donde la minería de mediana y pequeña escala constituye una actividad productiva significativa. Ante las limitaciones técnicas y económicas que suelen enfrentar estos emprendimientos, el uso de herramientas geoespaciales representa una alternativa eficaz para reducir costos de exploración.

El estudio se centra en la detección de minerales del grupo de las arcillas, con énfasis en aquellas presentes en la Formación Albarracín, ubicada en el sector occidental del valle Ullum-Zonda. Esta formación cuenta con antecedentes de explotación de bentonitas en su Miembro Basal, lo que permitió validar la metodología a partir de zonas con presencia comprobada de arcillas. El enfoque consistió en aplicar técnicas de teledetección para evaluar si es posible identificar otras áreas potenciales dentro del área de estudio a partir de estos sectores conocidos.

Se emplearon imágenes satelitales ASTER, LANDSAT 8 y SENTINEL-2, considerando las características espectrales asociadas a minerales arcillosos. El procesamiento se realizó en el software libre QGIS 3.4, utilizando combinaciones y cocientes de bandas, análisis de componentes principales (PCA) y clasificación supervisada. Como resultado, se obtuvo una serie de mapas que identifican zonas favorables para la prospección de arcillas, junto con un mapa geológico de la zona de estudio.

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

Motivos

El principal motivo de este trabajo es cumplir con el requisito académico que establece el Departamento Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, para obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas. Asimismo, se propone realizar un aporte a la exploración minera de arcillas a través del uso de softwares gratuitos.

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo final de licenciatura consiste en identificar áreas que puedan contener minerales de arcilla con interés económico en la Formación Albarracín, dentro del distrito Ullum – Zonda, mediante el procesamiento de imágenes satelitales.

Como objetivos particulares se destacan:

- ✓ Diferenciar la Formación Albarracín de otras unidades litológicas circundantes, utilizando distintos procesamiento de imágenes satelitales.
- ✓ Definir sectores favorables para la exploración de arcillas a través de la combinación de bandas espectrales e índices minerales asociada a los depósitos que conforman la Formación Albarracín.
- ✓ Identificar la presencia de óxidos e hidróxidos asociados a acumulaciones de arcillas utilizando cocientes de bandas e índices espectrales desarrollados para tal fin.
- ✓ Generar un mapa geológico de la zona de estudio, diferenciado unidades litológicas y lineamientos, empleando modelos digitales de elevación.
- ✓ Corroborar si la metodología aplicada con Quantum GIS es aplicable a la región.

Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la región centro oeste de la provincia de San Juan, entre los departamentos de Zonda y Ullum, a unos 30 km de la capital; entre los 31° 25' y 31° 42' de latitud sur y 68° 45' y 68° 53' de longitud oeste. Se accede por la Ruta Provincial N°60 desde el departamento Ullum y desde el departamento Zonda por la Ruta Provincial N°12 (Figura 1).

Geológicamente la zona de trabajo está en Precordillera Central. El área de estudio está delimitada por el Cerro La Sal (al norte), el río Ancho y sector norte del Cerro Los Potrillos (al sur), el Cerro Zonda (al este) y el área que abarca la quebrada Albarracín hasta el Cerro Sasito (al oeste) (Figura 2).

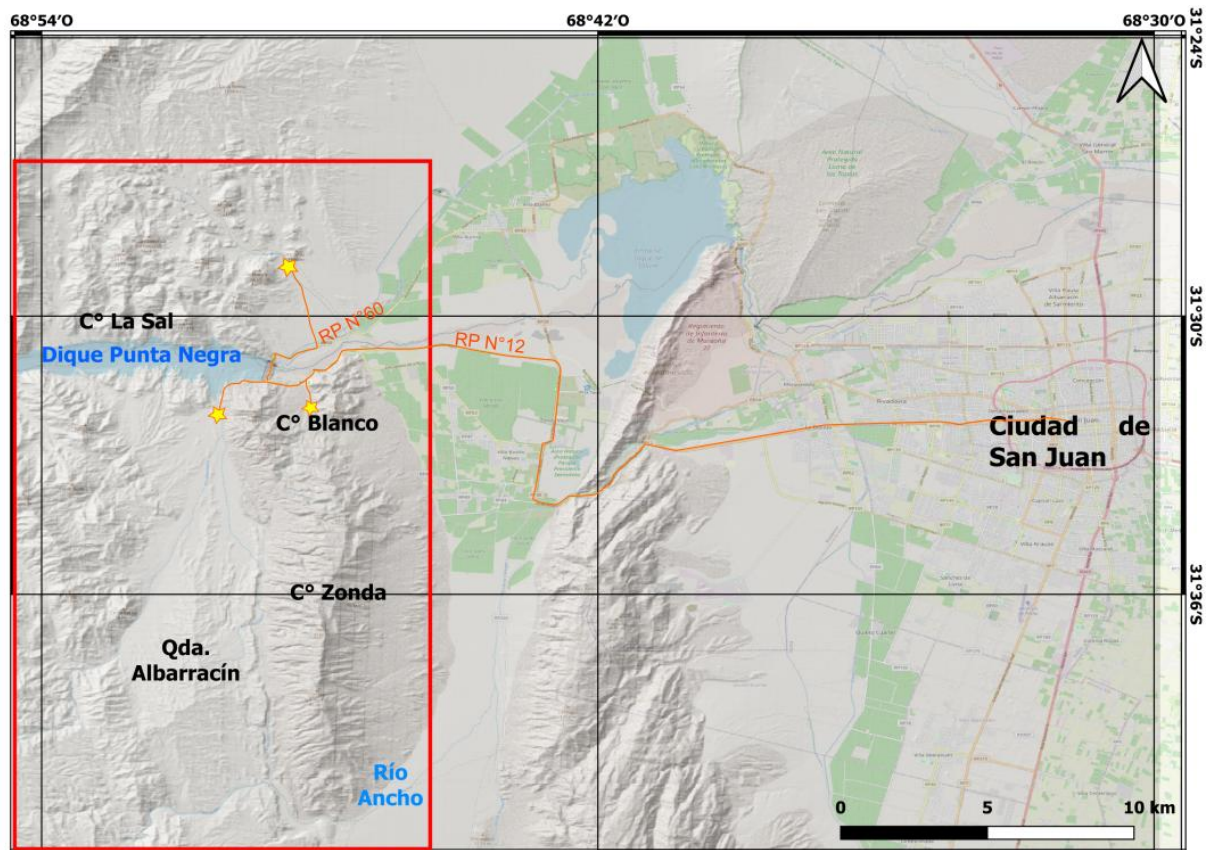


Figura 1: Rutas de acceso a la zona de estudio (rectángulo rojo) desde la ciudad de San Juan, Ruta Provincial N°60 y Ruta Provincial N°12. Las estrellas ubican las Zonas de Trabajo.

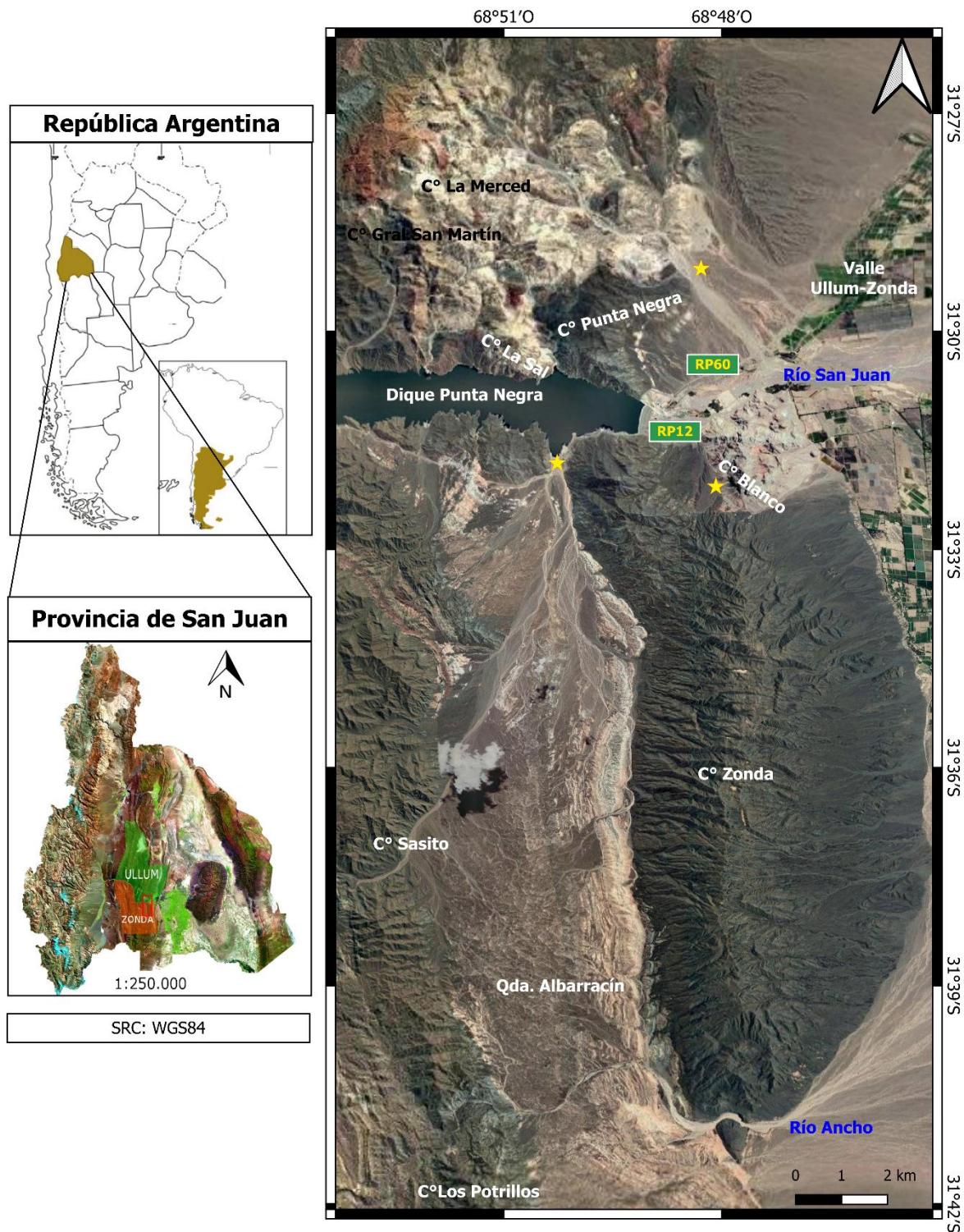


Figura 2: Mapa de ubicación del área de trabajo. Imagen LANDSAT. Las estrellas señalan las zonas de trabajo.

Antecedentes

A mediados del siglo XX, se realizaron estudios sobre yacimientos de bentonitas en las provincias de San Juan y Mendoza (Camacho, 1952). En San Juan, los trabajos se centraron al oeste del valle Ullum – Zonda, entre el área que ocupa el Cerro Blanco y Cerro La Sal, en ambos márgenes del río San Juan. Allí se localizan un grupo de minas de bentonitas que fueron explotadas esporádicamente a mediados del siglo XX.

- Stappenbeck, R. (1910), Groeber, P. y Tapia, A. (1926), mencionaron los conocidos niveles bentónicos de la Formación Albarracín.
- Wetten, F. (1959), realizó estimaciones de las reservas de cada una de ellas, diferenciándolas por categorías y sumando unas 80.000 toneladas de roca para todo el distrito. Este autor concluyó además que, por la amplitud de la zona y la calidad del mineral favorable para ser activado, la zona presenta un potencial positivo y de fácil acceso. Los principales depósitos de interés están caracterizados dentro de la Formación Albarracín, cuya depositación fue sincrónica con el aporte de materiales volcánicos relacionados genéticamente con los afloramientos de las volcanitas de Cerro Blanco y Cerro La Sal.
- Leveratto, M. (1968), llevó a cabo un estudio exhaustivo de los afloramientos en el sector, nombrando así a la Formación Albarracín. Además, desarrolló un perfil característico que identifica tres miembros distintos: Basal, Tobáceo y Conglomerádico. También elaboró un mapa geológico detallado de la zona, señalando la presencia de caolines de origen hidrotermal.
- Leveratto, M. (1976), determinó una edad de $16 \pm 2,9$ Ma con el método Ar/K para el conjunto de cuerpos andesíticos y dacíticos del distrito minero Ullum-Zonda, proponiendo una edad miocena media para los intrusivos de Precordillera.
- Miolano, A. (1977), De Los Ríos y Cardó (1998), determinaron que las manifestaciones de bentonitas se localizan en el faldeo oriental y occidental de la sierra Alta de Zonda y frente al Cerro Blanco, en el ámbito de Precordillera Central.

- Peralta, S. (1981), ejecutó un estudio de naturaleza estratigráfica en el Cerro Los Baños, concluyendo que los cuerpos subvolcánicos que intruyen a las tobas y tufitas de la Formación Albarracín tienen una edad posterior al Plioceno.
- Figueroa, (1987) llevó a cabo un detallado análisis de la Formación Albarracín en la quebrada homónima, centrándose en su composición litológica y su evolución paleoambiental.
- Salinas, L. y Matar, M., (1997), interpretaron las características geomorfológicas y estructurales del Complejo Subvolcánico Río Blanco. Basándose en la revisión de antecedentes geológicos, imágenes satelitales, fotografías aéreas y datos sísmicos.
- Mendoza, N. et al., (2000), empleó imágenes satelitales para identificar zonas de alteración y analizar su relación con las estructuras geológicas y la mineralización.
- Lanzilotta, I. et al., (2000) utilizaron espectrómetro portátil (PIMA), obteniendo minerales como: Illita, mezclas de Caolinita, Caolinita – Illita y Caolinita- Halloysita. También explicaron que, las zonas de alteración hidrotermal en el Complejo Subvolcánico Río Blanco se encuentran en la intersección de un lineamiento NO-SE (quebrada del Río Blanco), con lineamientos NE-SO. Estas intersecciones dieron como resultado argilización y silicificación en la roca original, dejando a veces solo fenocristales de cuarzo inmersos en arcillas blancas.
- Palacio, M. de B. (2001) mencionó la presencia de afloramientos de brechas piroclásticas posiblemente correspondientes a la Formación Albarracín, y depósitos de conglomerado terciario, en el sector comprendido entre las quebradas del Salto y Carrizalito.
- Bordonaro, O. et al; (2002) indicaron diferencias en la sucesión estratigráfica neógena del sector sur de Precordillera Central, con respecto a los antecedentes bibliográficos previos a la fecha de publicación de la Hoja 3169-34, Los Berros (1:100.000), aportando un nuevo ordenamiento estratigráfico e interpretación sobre la evolución tectosedimentaria de dicha sucesión aflorante en la zona austral de Precordillera Central.
- Vallecillo, G. et al. (2002), describe por primera vez las facies sedimentarias y piroclásticas de la Formación Albarracín en las quebradas Río Blanco y de los Bueyes (Complejo Subvolcánico Río Blanco).

- Los trabajos de Vallecillo et al. (2002), Ahumada (2004) y Jofré Troila (2004) permitieron redefinir la unidad actualmente reconocida como Formación El Corral (Neógeno), previamente incluida en los “Depósitos pedemontanos antiguos” (Leveratto, 1968). Esta redefinición se basó en el reconocimiento de una sucesión sedimentaria conglomerádica y pelítica, rica en óxidos de hierro, aflorante en el sector noroccidental del Complejo Subvolcánico Río Blanco. Su caracterización se basó en teledetección con imágenes satelitales Landsat 7ETM+, técnicas de clasificación supervisada y no supervisada, análisis de componentes principales, integrando dicha información con controles de campo y estudios litofaciales. Esto permitió discriminar la unidad por sus firmas espectrales distintivas, su composición (dominada por clastos de la Formación Punta Negra), su fuerte cementación limonítica y su relación estratigráfica discordante con unidades del Silúrico-Devónico y del Neógeno. En consecuencia, se propusieron su separación de los depósitos cuaternarios y a la consolidación de una nueva interpretación estratigráfica para el área a partir de estas técnicas.
- Ordoñez, M. y Mendoza, N. (2008), realizaron procesamiento de imágenes satelitales para análisis de alteraciones hidrotermales en el Complejo Subvolcánico Río Blanco. A diferencia de Jofré Troila (2004), las autoras utilizaron una imagen ASTER y validación con espectrómetro portátil (PIMA). Determinaron las zonas de alteración hidrotermales como alteración argílica, con predominancia de caolinitas y con alto grado de cristalinidad, asociadas a las Andesitas y Dacitas de Ullum.
- Manrique, J. (2017), en su trabajo final de licenciatura, mediante el procesamiento de imágenes ASTER, distinguió claramente los miembros de la Formación Las Trancas en el distrito minero Las Chiguas, departamento Iglesia; y las diferencias composicionales y litológicas en cada uno de ellos, discriminando los depósitos de arcillas.
- Bazzani, S. (2018) caracterizó y evaluó la calidad de los depósitos de bentonitas de la Formación Albarracín, al sur del Cerro Blanco a partir de Difractometría de Rayos X. Pudo constatar la presencia de las siguientes especies minerales: albita, calcita, caolinita, cuarzo, illita, heulandita, montmorillonita y hematita. Aportando de esta manera, datos sobre características físicas, químicas y mineralógicas de estos depósitos pertenecientes a la Formación Albarracín.

CAPÍTULO 2 – CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA

Orografía

La zona de estudio forma parte de la provincia geológica de Precordillera, por sus características geológicas y geográficas fue dividida en tres subprovincias, denominadas de oeste a este: Precordillera Occidental, Precordillera Central y Precordillera Oriental (Heim, 1952; Baldi y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981). La subprovincia en el área de trabajo es la Precordillera Central. Las características orográficas de la misma se detallan a continuación, tomando como referencia el río San Juan que divide en dos sectores la región:

Hacia el norte, predominan los cuerpos de rocas con formas dómicas que no sobrepasan los 1800 msnm. Entre ellos se pueden mencionar el Cerro La Merced (1699 m s n m), el Cerro La Sal (1635 m s n m) y el Cerro Punta Negra (1400 m s n m). Hacia el sur, el relieve se caracteriza por cordones montañosos orientados en sentido norte - sur, con picos que superan los 2300 msnm. Entre estos se puede señalar el Cerro Blanco o Cerro Blanco de Zonda (1366 m s n.), Cerro Negro (1550 m s n m), Cerro Zonda (2100 m s n m), Cerro Sasito (2200 m s n m) y Cerro Los Potrillos (2316 m s n m) (Figura 2).

Por otra parte, el área de estudio limita hacia el este con el valle de Ullum-Zonda. Corresponde a una depresión tectónica elongada en sentido norte-sur, que se sitúa dentro de la unidad morfoestructural de Precordillera. Este valle abarca una superficie aproximada de 320 km² y se localiza a una altura promedio de 800 m s.n.m.. Se encuentra limitado al norte por el Valle de Matagusanos; al este por la Sierra de Marquesado y la Sierra Chica de Zonda; al sur la planicie aluvial del Río de la Ciénaga y al oeste, limita con el Cerro Zonda configurando una cuenca cerrada (Blanc, 2014).

Hidrografía

La cuenca hidrológica más grande e importante de la provincia es la del río San Juan. Está ubicada en el margen suroeste de la provincia y pertenece al sistema hidrológico Desaguadero-Colorado. El río San Juan tiene sus nacientes en el río de Los Patos y Castaño, en el departamento de Calingasta. Posee una superficie aproximada de 38.462 km² y ocupa el 45% de la superficie de la provincia de San Juan.

El río San Juan se caracteriza por tener un régimen glacio-nival, de carácter permanente con sus picos de máxima esorrentía entre los meses de diciembre y enero, y un caudal anual promedio de 60 m³/seg, registrando crecidas que pueden superar los 1000 m³/seg (Perucca y Esper, 2009).

El sistema hidrológico superficial del valle de Ullum-Zonda está caracterizado por su escaso desarrollo, esencialmente en los piedemontes de las unidades montañosas circundantes que desaguan directamente en el fondo del valle (sistemas transversales). También en los sectores norte y sur desde los que confluyen dos grandes colectores principales. Estos colectores principales son de carácter efímero, el río de La Ciénaga por el sur y el río de La Travesía en el valle de Matagusanos por el norte. La red de drenaje local tiene como nivel de base local al propio río San Juan.

Clima

Según Köppen (1936), esta clasificación, el clima de la zona de estudio es de tipo “árido frío” (BWk) ya que las precipitaciones son inferiores a 400 mm. La letra k indica que la temperatura media anual está por debajo de los 18°C.

Debido a las escasas precipitaciones que dominan en esta región, que suman un total aproximado de 120 mm anuales (Poblete y Minetti, 1989), todos los cauces originados dentro de esta depresión son de carácter efímero en todo su recorrido. Sus escurrimientos provienen principalmente de las breves pero intensas precipitaciones torrenciales estivales. La

precipitación nival es escasa, registrándose principalmente en los cordones montañosos occidentales más elevados del área (Blanc *et al.*, 2020).

El clima del departamento Ullum y del departamento Zonda es desértico con escasas precipitaciones, con temperaturas de 35 °C en verano con absolutas de hasta 40 °C y en invierno cerca de los 16 °C, con presencia de heladas con menos 8 °C.

Los vientos predominantes son del cuadrante sursureste. Es de destacar el viento seco local denominado Zonda, frecuente entre el otoño y la primavera (Liotta, 2000).

Suelo y Vegetación

El contexto climático de aridez en la provincia condiciona notablemente las áreas fitogeográficas y la generación de horizontes edáficos. El desarrollo de suelos es escaso. Se destacan por su origen aluvial-coluvial, son jóvenes, esqueléticos e inmaduros, con texturas que involucran elementos como cantos rodados, arenas y limos (INTA, 1990; Liotta, 2000).

El tipo de vegetación en la zona de estudio se corresponde con la provincia fitogeográfica de El Monte (Hauman, 1947). La misma se ve expresada con vegetación de tipo arbustiva xerófila que no superan los 1.5 m de altura, como el retamo (*Bulnesia retama*) y las variedades de jarilla (*Larrea*) (Figura3); con hojas pequeñas y raíces superficiales. También hay Cactáceas (Cactus) y bosques nativos con árboles de la familia *Mimosoideae*, con su representante más común, el algarrobo (*Prosopis alba*) (Cabrera, 1976).



Figura 3: Vegetación predominante en el sector de estudio, compuesta principalmente por jarilla (*Larrea cuneifolia* y *Larrea divaricata*) y retamo (*Bulnesia retama*). Foto tomada por Valentina Soria.

Demografía

Departamento Ullum

El departamento Ullum cuenta con una población de 6.463 habitantes, según datos del Censo Nacional 2022 realizado por el INDEC (Instituto Nacional de Estadística y Censos). La densidad poblacional del departamento es baja, aunque no se especifica oficialmente en el censo, puede estimarse en torno a 5,38 habitantes por kilómetro cuadrado, considerando su superficie aproximada de 1.200 km². La localidad cabecera es Villa Ibáñez, donde se concentra la mayor parte de la población (Figura 4).



Figura 4: Plaza departamental de Ullum. Fuente: Gobierno de San Juan.

Departamento Zonda

El departamento Zonda posee una población de 4.863 habitantes y una densidad de 2,06 habitantes por kilómetro cuadrado, de acuerdo con el Censo Nacional 2022 del INDEC. Esto lo convierte en uno de los departamentos con menor densidad poblacional de la provincia de San Juan. La mayor concentración de población se ubica en el noroeste del departamento, en su cabecera, la localidad de Villa Basilio Nievas (Figura 5).



Figura 5: Vista hacia el Valle de Zonda. Fuente: Bodega Xumex.

CAPÍTULO 3 – GEOLOGÍA

Geología Regional

La unidad morfoestructural de Precordillera (Bodenbender, 1902), se ubica en las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza. La constituyen topográficamente cordones montañosos orientados norte-sur, separados por valles intermontanos.

Estructuralmente constituye una faja plegada y corrida andina caracterizada por rocas sedimentarias paleozoicas, como resultado de la migración hacia el este del frente orogénico principalmente durante el Cenozoico superior (Baldis et al., 1982). Esto se debe a la subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. En consecuencia, genera ausencia de vulcanismo, con intensa sismicidad de intraplaca e importante actividad neotectónica en el frente orogénico (Ramos et al., 1986). En base a sus características estratigráficas y estructurales esta unidad ha sido dividida en tres subunidades Precordillera Oriental definida por Ortiz y Zambrano (1981), Precordillera Central y Precordillera Occidental (Rolleri y Baldis, 1967; Baldis y Chebli, 1969 y Baldis, 1975).

El área de estudio comprende afloramientos de la Precordillera Central. Esta subprovincia geológica está delimitada: al norte por la mega fractura Bermejo, al sur sus límites se encuentran entre los ríos Acequión y del Agua. Hacia el oeste, limita con la Precordillera Occidental a través de una gran falla que sigue la línea de las sierras del Tontal, Tigre, Punilla y Villavicencio. Por el este, se separa de la Precordillera Oriental mediante las depresiones de Matagusanos, Hualilán y Zonda. Estratigráficamente comienza con facies carbonáticas cambro-ordovícicas, luego facies de plataforma del Silurico-Devónico, posteriormente facies marinas, continentales y glaciares del Carbonífero-Pérmico y finalmente un paquete sedimentario Neógeno compuesto por conglomerados, tobas, areniscas intrusiones de cuerpos subvolcánicos dacítico-andesíticos (Ortiz y Zambrano, 1981). Estructuralmente la Precordillera Central responde a un sistema de faja plegada y corrida epidérmica, con fallas lítricas de vergencia

oriental. (Bracaccini, 1946; Heim, 1952, Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981, Allmendinger, 1990; Von Gosen, 1992; Ramos, 1995) (Figura 6).

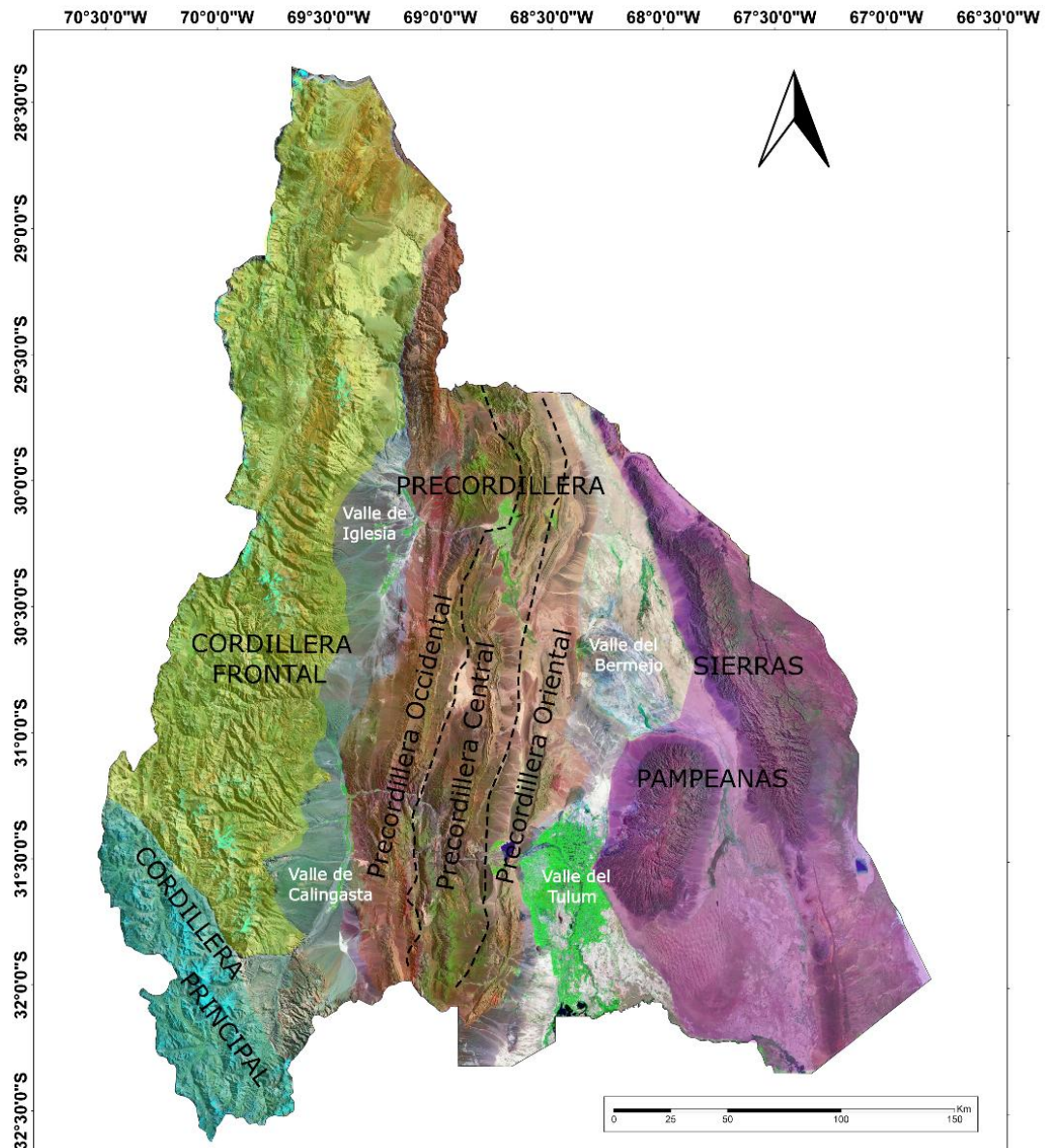


Figura 6: Mapa de las Provincias Geológicas del sector. Tomado de Perucca 2014, modificado en este trabajo.

Desde un enfoque estructural, la Provincia Geológica de la Precordillera Occidental y Central está constituida por una faja plegada y corrida epidérmica con vergencia hacia el este. Este sistema de fallas lístricas genera un empuje hacia esa dirección. Los niveles de despegue de estas fallas se localizan en las calizas del Ordovícico, lo que implica que la deformación no afecta al basamento. Cada unidad estratigráfica se repite a lo largo de la secuencia silúrico-devónica y neopaleozoica (Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Ramos, 1986). Por su parte, la Precordillera Oriental se compone de pliegues originados por la propagación de fallas con vergencia hacia el oeste, en cuyo caso los niveles de despegue sí impactan el basamento (Braccacini, 1946; Rolleri, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996). El modelo tectónico que explica la interacción entre la Precordillera Central y Oriental se denomina zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1993, 1996), en la cual el sistema de deformación influye sobre el sistema epidérmico (Precordillera Central en este contexto). Este proceso provoca que la deformación en el sistema de piel fina se desplace hacia el retropaís (oeste), resultando en corrimientos fuera de secuencia (Ramos, 1986; Zapata y Allmendinger, 1996). (Figura 7).

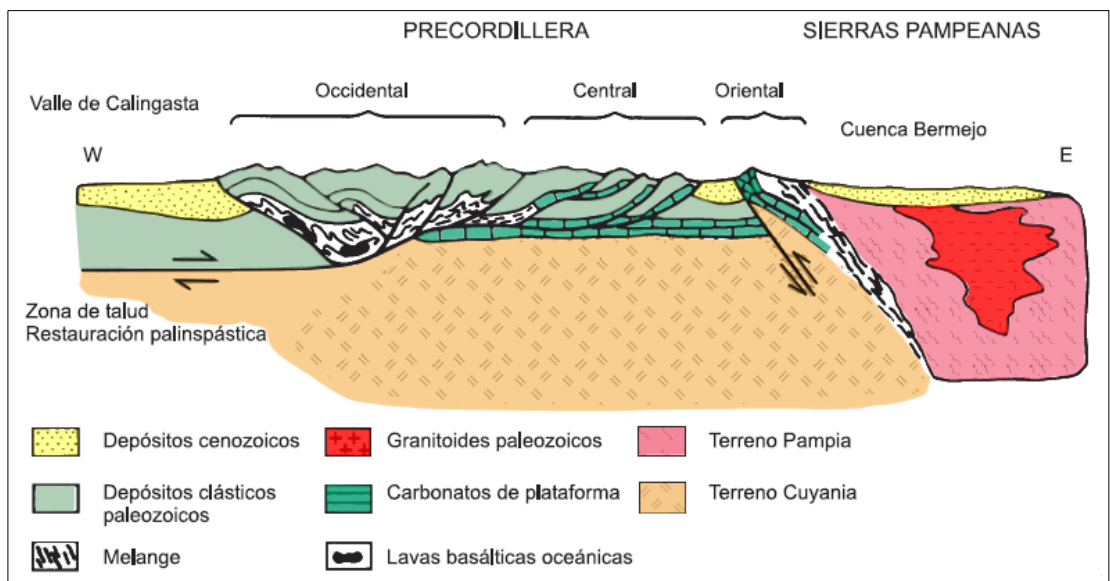


Figura 7: Sección estructural esquemática de Precordillera. Modificado de Ramos 1986a).

Geología Local

Estratigrafía

A continuación, se desarrollan las principales unidades en la zona de estudio y se hace hincapié en la descripción de la Formación Albarracín, objeto de estudio de este trabajo por contener depósitos de arcillas.

Paleozoico

Ordovícico

Formación San Juan (Kobayashi, 1937; Amos, 1954).

Esta unidad está integrada por calizas de tonalidades grises, macizas, lajosas y margas. Posee un espesor entre 300 y 400 m. La caracterizan facies de mudstones, wackestones, packstone, un complejo arrecifal de estromatopóridos (Amos, 1954; Beresi y Bordonaro, 1984) con y una rampa carbonática (Keller et al., 1993).

El rango cronoestratigráfico que ocupa va desde el Tremadociano tardío al Llanvirniano temprano. El ambiente de formación se interpreta como plataforma carbonática abierta con aporte terrígeno.

Silúrico

Formación Tambolar (Heim, 1948).

Unidad definida como un conjunto de areniscas finas y pelitas en arreglo granocreciente, con capas de gradación normal, estratificación fina y regular, lenticulares de acumulaciones bioclásticas y areniscas con estratificación cruzada. La base está caracterizada por un paquete de 40 m de espesor de lutitas, margas y areniscas calcáreas de colores morados verdosos y laminación fina. La secuencia culmina con lutitas moradas que hacia arriba se tornan areniscas

finas, dando lugar a las típicas grauvacas de la Formación Punta Negra. En la parte inferior se destacan elementos de la icnofacies de *Cruziana*, mientras que en la parte superior predomina la asociación de icnofacies *Cruziana-Skolithos* (Aceñolaza y Peralta, 1985). Se le asignó una edad Wenlockiana - Ludloviana en base a fauna de bivalvos. Aflora a lo largo de ambos márgenes del río San Juan y al oeste del Cerro La Sal, en la base de las distintas láminas de corrimiento. En su localidad tipo ha sido mencionada una discordancia angular de leve ángulo que la separa de las calizas de la Formación San Juan (Bracaccini, 1950). El espesor de esta unidad ha sido estimado por este autor en 400 m.

Devónico

Formación Talacasto (Padula, E. et al., 1967).

Está constituida por una secuencia monótona de fangolitas y areniscas bioturbadas, con intercalaciones de capas muy delgadas de areniscas finas. Actualmente se considera comprendida por tres miembros: Miembro de lutitas verdes inferior, Miembro de areniscas azules y Miembro de areniscas con concreciones esferoidales. El techo está representado por un nivel de areniscas ferruginosas, en partes oolíticas (Baldis, 1975). Se interpreta como formada en ambiente de plataforma fangosa sin influencia de oleaje. La edad ha sido establecida como Devónico inferior (Emmsiano) de acuerdo con el contenido fosilífero. Presenta un espesor entre 150 y 200 m a lo largo del río San Juan (Baldis, 1975), se distingue por su color gris verdoso, y ha sido dividido en cuatro miembros por Espisúa (1968) y Baldis (1975). El miembro de areniscas azules contiene icnofacies de *Zoophycos* (Peralta *et al.*, 1990). En el área de estudio, afloran lutitas verdes y moradas en el sector sureste del Cerro Carrizalito y areniscas pardas en el sector de Cantera Oeste (sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco).

Formación Punta Negra (Bracaccini. O., 1949).

La litología dominante está caracterizada por grauvacas de color verde oliva oscuras, bien consolidadas y macizas; que alternan con lutitas gris oscuras, casi negras y ocasionalmente paraconglomerados de coloración verde oliva a gris oscuro, con matriz arenosa maciza (González Bonorino, 1975). Astini (1990a) reinterpretó a la Formación Punta Negra como un abanico turbidítico deltaico, no tan profundo. Sin embargo, los estudios realizados por Peralta y Ruzycki (1990) al identificar las facies de *Nereites* permitirían corroborar un modelo depositacional más coherente con el propuesto por González Bonorino (1975). Su contenido fosilífero es escaso, citándose la presencia de restos vegetales retransportados tales como *Haplostigma furquei*, *Cyclostigma sp.* y *Sporongonites sp.* (Baldis, 1975) cuya edad corresponde al Devónico medio a superior. Se apoya en forma concordante sobre la Formación Talacasto, y forma parte de las elevaciones más pronunciadas de Precordillera Central. Su amplia distribución en todo el ámbito de Precordillera Central, con relieves abruptos y de gran altura (2318 m.s.n.m), sumado a su coloración característica verde oscuro, constituyen rasgos característicos que permiten identificar fácilmente la unidad.

Carbonífero

Formación La Deheza (Cuerda y Furque 1984).

Esta unidad fue descrita por los autores, como una sucesión granodecreciente de areniscas finas cuarzo micáceas intercaladas con limolitas gris verdosas, portadoras de fragmentos de *Paracalamites sp.*, con niveles conglomerádicos, areniscas sibilíticas y pelitas carbonosas hacia la parte media. Para el ambiente de formación, se interpretó un ambiente fluvial con episodios lacustres, entre los que se citaron la presencia de caídas de rocas (dropstones) que evidencian un ambiente glacio-lacustre. De acuerdo con correlación litofacial, esta formación se asigna al carbonífero medio-superior. En la zona de estudio aflora al oeste de la Quebrada Albarracín y al suroeste del Cerro Zonda.

Cenozoico

Neógeno

Formación Albarracín (Leveratto, M. 1968).

Esta formación fue reconocida por Leveratto (1968) en la quebrada que lleva el mismo nombre. Originalmente estas rocas fueron agrupadas en la secuencia terciaria denominada como Estratos Calchaqueños (Stappenbeck, 1910; Groeber y Tapia, 1926; Bracaccini, 1950 y Heim 1952). Aflora en el límite de Precordillera Central con Precordillera Oriental, principalmente en la quebrada de Albarracín, hacia el norte de esta y hacia el este del Cerro Zonda (Bracaccini 1950; Heim, 1952). Leveratto, M. (1968) indicó para este conjunto sedimentario una edad Plioceno, pero posteriormente Tabbutt et al. (1987) realizaron estudios de datación de tobas ubicadas en la base del miembro Tobáceo por el método de trazas de fisión en circones, los cuales arrojaron una edad de $12,8 \pm 1,4$ Ma. Edades similares mencionó Figueroa (1977) a partir de una datación de toba ($12,4 \pm 1,8$ Ma), con el método de trazas de fisión en circones. Bercowski et al. (1993) dataron en $15,4 \pm 0,16$ Ma. (Mioceno medio) por el método Ar^{40}/Ar^{39} en hornblenda, un nivel tobáceo localizado en la base de la sucesión en la localidad de La Chilca. Finalmente. Vergés et al. (1999) mediante estudios de datación radiométrica por trazas de fisión en circones obtuvieron edades para el nivel volcánico inferior de la sucesión aflorante en la cabecera del río Albarracín entre 18 ± 2 Ma y 13 ± 2 Ma.; para la parte media de la serie fluvial, entre 9 ± 2 Ma. y 8 ± 2 Ma (Mioceno inferior-superior).

Sobre su litología, se la ha subdividido en tres miembros: Miembro Basal, Miembro Tobáceo y Miembro Conglomerádico (Leveratto, 1968) (Figura 8).

Miembro Basal: En la zona de estudio aflora al sur y suroeste del Cerro Blanco. Tiene un espesor de aproximadamente 160 m el cual aflora a ambos lados de la Sierra de Zonda, en contacto con las capas de la Formación Punta Negra; por falla en el faldeo oriental y en pseudo-concordancia en el occidental. En la zona de contacto de ambas formaciones se ha desarrollado un horizonte de bentonita, por la alteración de los materiales volcánicos contenidos en las capas

neógenas (Leveratto, 1968). Se compone por una alternancia de capas de granulometría variable: capas arcillosas, limosas y de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de capas tobáceas y tufíticas. La coloración de las capas va del rojo y castaño rojizo a castaño claro y amarillento. Las capas tobáceas tufíticas son generalmente gris blanquecinas, blanquecinas y amarillentas. Los bancos de areniscas tienen un espesor de 20 a 80 cm y contienen guías de yeso que también actúa como cemento junto con carbonato. Hacia el techo del miembro se observan intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, todos de coloración más oscura. Los conglomerados son mal seleccionados, tienen una matriz arenosa abundante y son muy friables. Los clastos son redondeados, pero de baja esfericidad, y están compuestos principalmente por riolitas y andesitas y en menor cantidad de granitos y areniscas de coloración oscura (Leveratto, 1968).

Miembro Tobáceo: En la zona de estudio aflora en la Quebrada de Albarracín y al este del Cerro Punta Negra. Bercowski y Figueroa (1989) describieron depósitos de oleadas piroclásticas, coladas piroclásticas, brechas de explosión, ignimbritas de proyección aérea y flujos de bloques. Los flujos piroclásticos son macizos, con potencia de 3,5 a 27 m, con clastos de tamaños granodecrecientes. La composición de los fragmentos es dacítica, encontrándose fragmentos de areniscas y metamorfitas. Las oleadas piroclásticas están bien laminadas y en sectores presentan típicas estructuras entrecruzadas. Se han encontrado también lahares. El espesor de este miembro es de 600-700 m de acuerdo con Leveratto (1968). Su origen se interpretó como asociado a un flujo piroclástico cuya edad corresponde a $12,4 \pm 1,8$ Ma de acuerdo con Tabbutt *et al.* (1987, 1989).

Miembro Conglomerádico: aflora en la quebrada de Albarracín, según Leveratto (1968) tiene una potencia entre 700 y 800 m. Está integrado por paraconglomerados polimícticos, con clastos de rocas volcánicas, graníticas y algunas sedimentitas. La procedencia de estos clastos corresponde a la Cordillera Frontal, dado que no se conocen rocas de esta litología en la Precordillera (Stappenbeck, 1910).

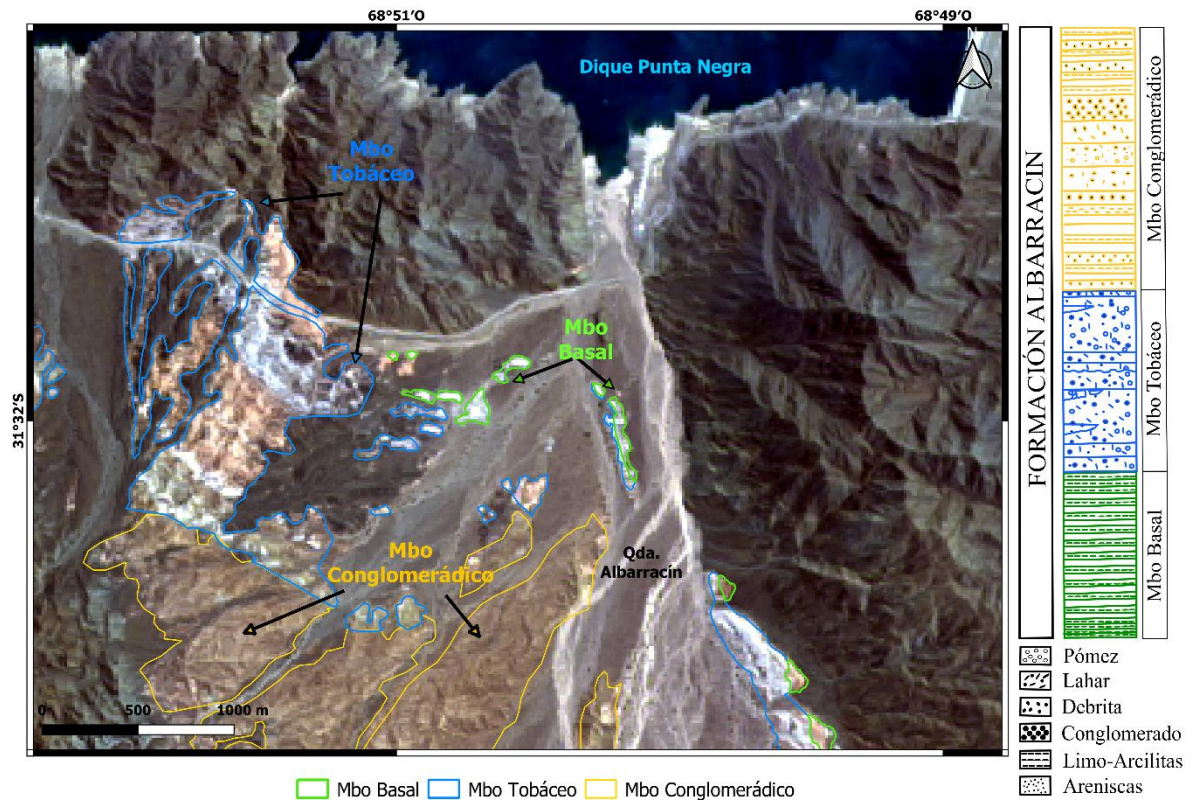


Figura 8: Mapa de los tres Miembros de la Formación Albarracín, ubicado en la quebrada homónima. Modificado de Leveratto 1968. Columna litológica creada por Figueroa 1987. Imagen LANDSAT 8- 2019.

Andesitas y Dacitas de Ullum

Desde los pioneros trabajos de Stelzner (1885) se conocen en la Precordillera sanjuanina la presencia de cuerpos subvolcánicos terciarios emplazados en las sedimentitas paleozoicas. En las proximidades del río San Juan, en el Cerro Blanco de Zonda, fueron descritos por Bodenbender (1902) como dacitas. Estudiadas también por Stappenbeck (1910). Las primeras descripciones petrográficas fueron efectuadas por Sobral (1918) en el Cerro Blanco de Zonda. El primer levantamiento geológico y análisis petrográfico detallado fue realizado por Leveratto (1968) complementado años más tarde con los datos geocronológicos (Leveratto, 1976) y geoquímicos de Kay *et al.* (1987).

Esta unidad se halla distribuida en la Precordillera Central, tanto al norte como al sur del río San Juan. Al norte se destaca el Complejo Subvolcánico Río Blanco, donde las rocas intruyen

a la Formación Punta Negra en los cerros La Sal, de los Baños, Las Leñas y en el Mogote Alto Largo. Al sur del río San Juan está representada por las andesitas del Cerro Blanco de Zonda (Ahumada, 2004).

Abbruzzi *et al.* (1993), describió que la roca dominante es una dacita biotítica, de color gris amarillento clara, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. La pasta es microgranosa fina a muy fina, con plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. En sectores se observan andesitas de color verdoso y grana fino, con un 25 a 30% de xenolitos de anfibolitas. El fenocristal dominante es hornblenda de naturaleza euhedral, mientras que la pasta, con textura pilotáxica fluidal, está compuesta por plagioclasas y clinopiroxenos. Estas rocas subvolcánicas presentan frecuentes xenolitos, algunos de grandes dimensiones, que alcanzan hasta 25-30 cm de diámetro, que corresponden al sustrato pre-paleozoico de la Precordillera.

Al sur del río San Juan, la actividad volcánica en las áreas de Punta Negra y Ullum ha sido documentada desde 18 Ma (flujos piroclásticos en la Cuenca de Albarracín) hasta 7 Ma (intrusivo Cerro Blanco) y es coetánea con la depositación de la Formación Albarracín (Bercowski y Figueroa, 1987; Vergés *et al.*, 2001; Bracco *et al.*, 2011).

Leveratto (1976) realizó estudios radimétricos K/Ar en plagioclasa de las dacitas de Ullum, interpretando que este complejo subvolcánico se desarrolló entre los 16 y 6 Ma., en concordancia con las manifestaciones volcánicas registradas en diferentes bancos de tobas en unidades terciarias sedimentarias aflorantes en la región (Figura 9). Estas rocas estarían relacionadas con una continua migración del arco volcánico hacia el antepaís, debido a la horizontalización de la zona de subducción durante el Mioceno medio a superior (Jordan *et al.*, 1983 a y b; Kay *et al.*, 1987).

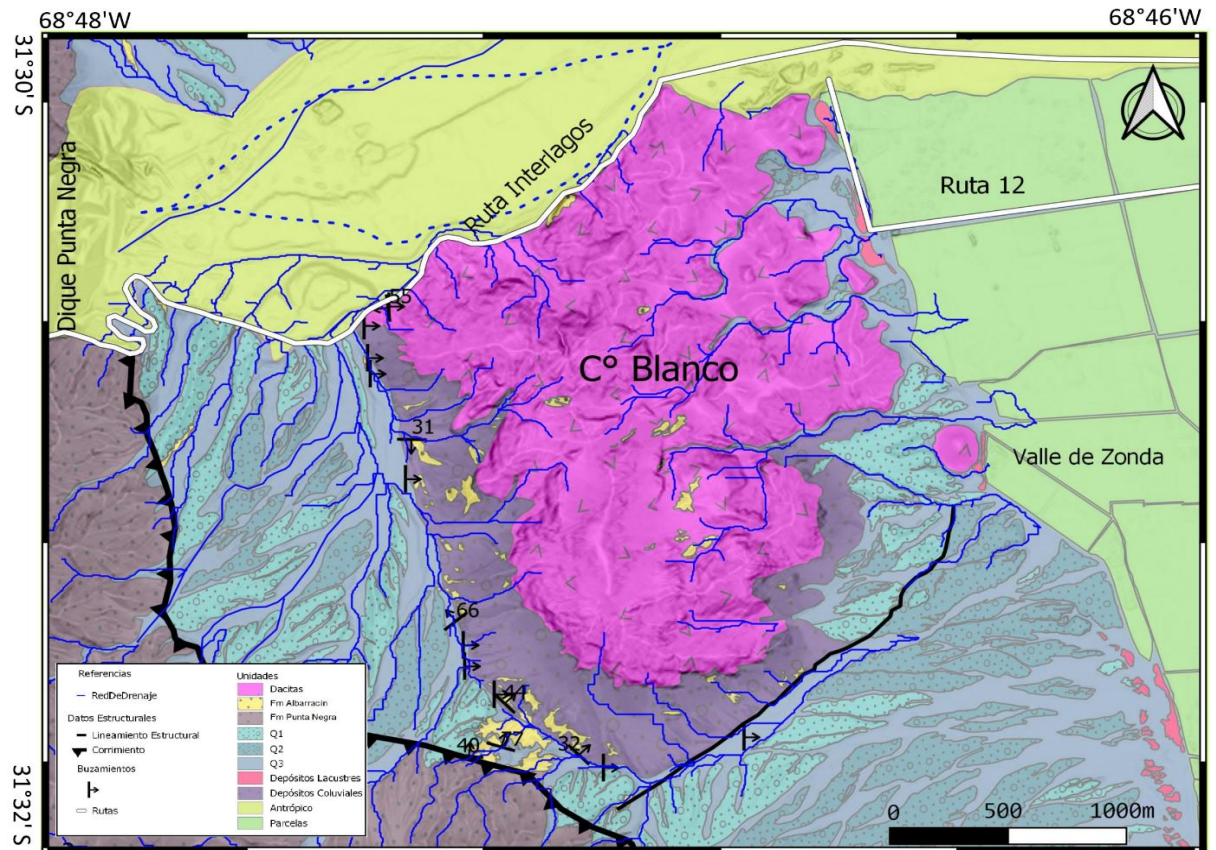


Figura 9: Mapa de detalle del sector del Cerro Blanco. Con polígonos amarillos se destaca la Fm. Albarracín, al sur del Cerro Blanco.

Formación El Corral

La Formación El Corral (Mioceno – Pleistoceno), fue denominada con ese nombre por Furque (1963), quien la describió como sedimentitas conglomerádicas. La unidad comprende: dos miembros: Miembro de las areniscas y lutitas: constituido por bancos de limolitas rojas finas, bien estratificadas y muy yesíferas, y por lutitas verde claras y moradas; también por areniscas verde oscuro con intercalaciones de lutitas rojizas. Miembro de los conglomerados: de colores claros, oligomícticos, constituidos casi exclusivamente por rodados angulosos de calizas.

En la zona norte de trabajo, en el Complejo subvolcánico Río Blanco, Vallecillo et al. (2002) mencionaron la presencia de conglomerado clasto sostén oligomíctico compuesto casi

exclusivamente por clastos de areniscas y pelitas verdes, cuyas facies alternan con otras más finas (arcilitas, limolitas y areniscas gruesas o conglomerados finos).

En simultáneo, Bordonaro et al (2002), reinterpretaron estratigráficamente las sedimentitas neógenas de Precordillera Central, estableciendo la sucesión en tres unidades litoestratigráficas: Formación Albarracín, Formación El Corral y Formación Loma de las Tapias. Se diferenció a la Formación El Corral por estar compuesta solamente por clastos de roca sedimentarias (grauvacas), lo cual no ocurre con la Formación Mogna, Formación Loma de las Tapias y la Formación Albarracín, ya que estas tres unidades poseen clastos de rocas volcánicas ácidas del Grupo Choiyoi.

Jordan y Damanti (1990) interpretaron estos conglomerados, como pertenecientes a un abanico proximal, producidos por el levantamiento de la Sierra del Tontal y Paramillo del Tontal, registrado en el Mioceno Superior Temprano, entre los 8,5 y 10 millones de años. Para el sector de Río Azul, edades entre 11 y 8,5 Ma. según estudios magnetoestratigráficos.

Formación Mogna

La Formación Mogna (Plioceno) ha sido definida 5 km al oeste de la localidad de Mogna. Kelly (1962) identificó una secuencia de fanglomerados con la que culminan las sedimentitas terciarias de la región. Milana (1991), quien analizó su distribución areal, sus características litológicas, y el ambiente de sedimentación. Su espesor oscila entre 400 y 600 m. Es un conjunto de gruesos bancos de conglomerados masivos, bien seleccionados y de clastos redondeados, cuya composición indica procedencia de Cordillera Frontal y que hacia arriba pasan a bancos con estratificación paralela, pero de selección más pobre. Presenta frecuentes intercalaciones de finas capas de areniscas y limolitas, que se vuelven escasas hacia la parte superior de la secuencia. Estudios magnetoestratigráficos realizados en las secuencias del Cenozoico superior han permitido establecer para la base y el techo de esta unidad una edad de 3,6 y 1,2 Ma respectivamente (Plioceno superior - Cuaternario, Milana, 1990a y b). En el área de estudio, la Formación Mogna aflora en el sector noreste.

Cuaternario

Formación Valentín (Pandolfo 1975)

La Formación Valentín aflora en el valle de Ullum-Zonda, caracterizada por limos, arenas y arcillas de colores rojizos, amarillento claro y verdosos, con intercalaciones esporádicas de gravas. Afloran en forma discontinua a lo largo y ancho del valle. Según Groeber y Tapia (1926) y Uliarte et al. (1990). Blanc y Perucca (2017) llevaron a cabo seis dataciones mediante radiocarbono, las cuales permitieron distinguir dos períodos cronoestratigráficos dentro de la Formación Valentín: una correspondiente al Pleistoceno Tardío (16.700 a 15.200 años cal. AP) y otra al Holoceno, abarcando desde el Groenlandiano hasta el Northgrippiano Temprano a Medio (9.475 a 7.685 años cal. AP). La Formación Valentín, ha sido interpretada como depósitos de ambientes lacustres-palustres asociados al sistema fluvial del río San Juan.

Salinas (1979), realizó la determinación de tipos de arcillas con rayos X en tres muestras de la Formación Valentín. En todas ellas se observó una composición predominante de cloritas e illita, indicativas de ambientes de “lago alcalino” y en forma subordinada caolinita, normalmente asociada a la presencia de aguas dulces levemente ácidas. Como constituyentes menores de los materiales finos, se encontró cuarzo, plagioclasas y calcita.

Depósitos coluviales

Los depósitos coluviales constituyen las bajadas actuales de los diferentes cordones montañosos de Precordillera. Estos depósitos incluyen tanto los conos de derrubios, también conocidos como taludes o conos de deyección, como los abanicos coluviales. La composición litológica se destaca por fanglomerados, arenas, gravas y limos. Esta variabilidad litológica, en términos de textura como de composición responden a, la influencia litológica del área de origen. Por otro lado, los abanicos coluviales están asociados a flujos de gravedad dominados por brechas tanto clasto como matriz-soportadas, con una presencia escasa de brechas gradadas (Suriano y Limarino, 2009).

Depósitos aluviales

Se encuentran en los abanicos aluviales y en las planicies de inundación de los principales ríos, como el río San Juan, el río de la Ciénaga y el río de la Travesía. En los valles de Ullum-Zonda

y Tulum, las planicies de inundación se extienden formando grandes abanicos aluviales, que son áreas clave para la actividad agropecuaria cercana a la ciudad de San Juan.

Las fracciones gruesas en estos depósitos tienen una procedencia parcialmente exótica a la Precordillera, evidenciada por la presencia de clastos de rocas plutónicas y volcánicas del Grupo Choiyoi, que aflora en la Cordillera Frontal. Los depósitos de abanicos aluviales están predominantemente formados por conglomerados polimícticos clasto-soportados con estructuras entrecruzadas. En menor medida, y principalmente en los sectores proximales, se observan conglomerados y brechas matriz-soportadas. Los sistemas de tipo río colector-conoide muestran una mayor variabilidad litológica, incluyendo desde brechas matriz-soportadas macizas hasta conglomerados con estratificación entrecruzada e incluso fangolitas. En los piedemontes dominados por flujos canalizados, los depósitos están compuestos mayormente por brechas clasto-soportadas macizas, con una menor proporción de clastos imbricados Milana (1991).

Depósitos pedemontanos antiguos (Leveratto, M. 1968).

Constituido por una sucesión de conglomerados verdosos con clastos redondeados del devónico, granitos, rocas volcánicas y dacitas-andesitas, con algunas intercalaciones de areniscas.

Estructura

Con base en datos sísmicos, Allmendinger et al. (1990), interpretaron y determinaron que la Precordillera Central reúne corrimientos, con niveles de despegue localizados a unos 15 kilómetros de profundidad. Los mismos se asocian a grandes anticlinales asimétricos, mientras que los pliegues de menor escala presentan estilos más apretados. Estas estructuras de plegamiento fueron interpretadas como pliegues de propagación de falla, cuyo mecanismo de formación fue considerado como uno de los más importantes para explicar el acortamiento de la corteza y la formación de la faja plegada y corrida de la Precordillera (Allmendinger et al., 1990).

La zona de estudio de este trabajo abarca al anticlinal de Punta Negra. Este anticlinal es un pliegue por propagación de falla con vergencia oriental. La sucesión estratigráfica que aflora en esta estructura comprende rocas ordovícicas, silúricas, devónicas, así como también una

sucesión de edad neógena. La cual muestra discordancias sintectónicas en el tránsito entre las formaciones Albarracín y Mogna, proporcionando información sobre la edad y evolución de dicha estructura (Alonso *et al.* 2014). Este gran anticlinal, a su vez, está intruído por cuerpos volcánicos, que son anteriores a la edad propuesta de la deformación Andina en el área.

En la zona de contacto entre la Formación Punta Negra y la Formación Albarracín, se ha desarrollado una zona de deformación que corresponde a una discordancia angular plegada en la que se localizan estratos con niveles bentoníticos.

Se observaron lineamientos E-W, así como también un alto estructural en la Qda. Albarracín. El mismo tiene alturas que rondan los 2000 msnm y divide la quebrada en dos sectores uno al norte y otro hacia el sur (centro sur del mapa). Esto genera que la escorrentía hacia el norte que desemboca en el Río San Juan (permanente), mientras que hacia el sur lo hace en el Río Ancho (esporádico). Esto se pudo observar con un mapa de relieve, realizado con DEM (Modelo de Elevación Digital), donde también se observaron las estructuras de la zona de estudio mencionadas anteriormente (Figura 10).

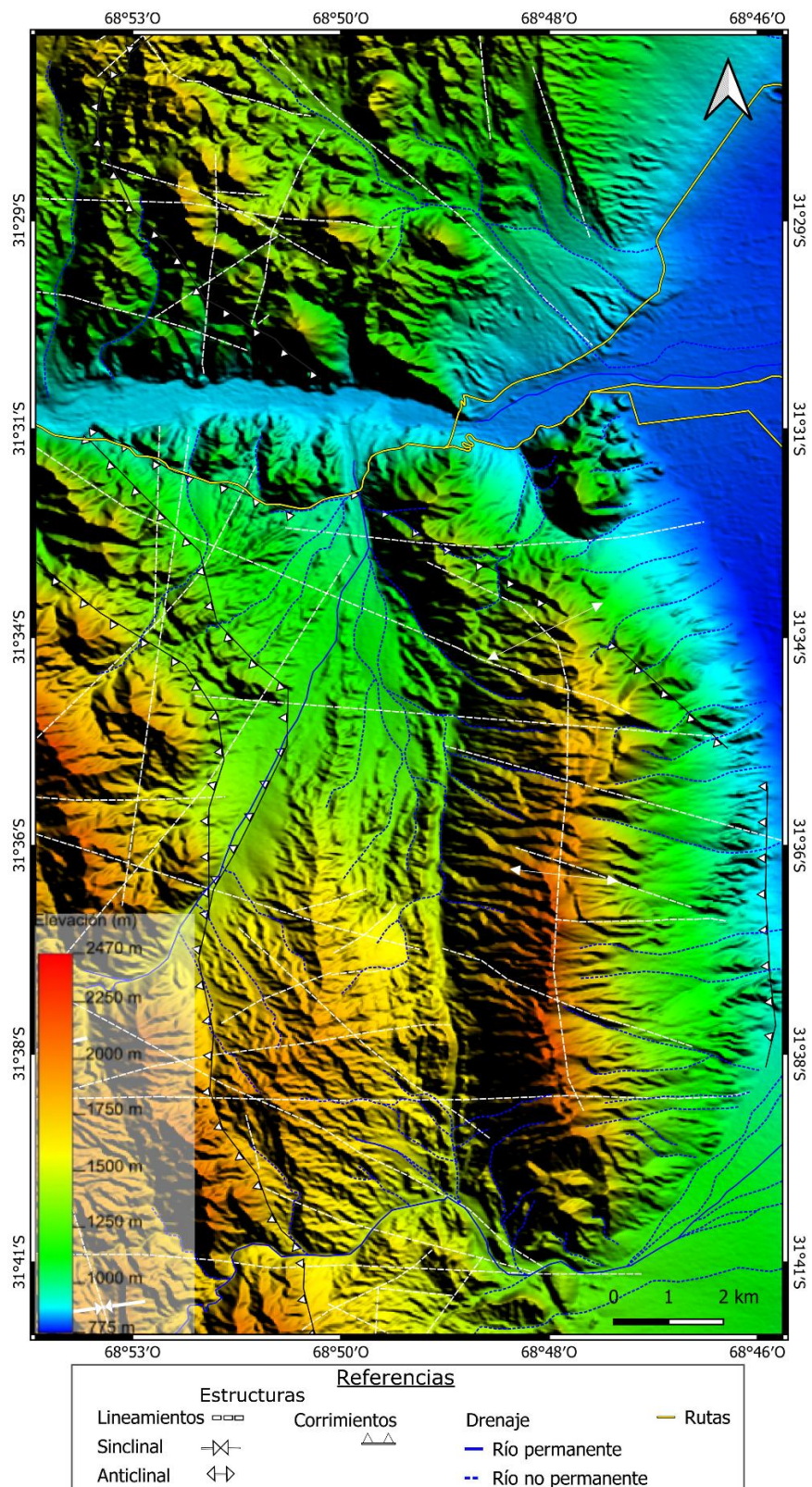


Figura 10: Mapa estructural y de pendientes de la zona de estudio.

CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO

Historia del Yacimiento

Sobre ambas márgenes del río San Juan, en la zona de Cerro Blanco y Cerro la Sal, se localizan un grupo de minas de bentonitas que fueron explotadas esporádicamente a mediados del siglo pasado. Estas minas han sido estudiadas por Wetten, 1959, quien realizó estimaciones de reservas de cada una, diferenciándose por categorías y sumando unas 80.000 toneladas geológicas para todo el distrito. Según este estudio, se pueden encontrar tres zonas principales, una zona más al norte denominada “Zona Septentrional”, otra “Zona Central” y más al sur la “Zona Austral”. (Figura 11).



Figura 11: Mapa de antiguos laboreos mineros al sur y al oeste del Cerro Blanco. En azul se observan ubicación de las muestras de bentonitas en la Formación Albarracín tomadas por Bazzani. Mapa tomado de Bazzani, (2018).

Es interesante mencionar que, la explotación era ocasional, estimándose la producción en unas 500-700 toneladas mensuales en los meses de gran demanda (Wetten, 1959). Los registros más actuales del catastro minero, relevados por el proyecto P.A.S.M.A. (Proyecto de Asistencia al Sector Minero Argentino), menciona los laboreos: La Bentonita, Laika y Lastenia. Ninguna se encuentra en explotación actualmente (Bazzani, 2018).

Otras manifestaciones de minado se encontraron hacia el sector norte de estudio: San Nicolás y El Capitán, actualmente cubiertas por las obras del dique Punta Negra.

Génesis de los depósitos bentoníticos en la zona de estudio

Durante el Mioceno, se acumularon materiales arcillosos en la cuenca de Albarracín. En forma sincrónica a esta sedimentación, se desarrollaron episodios volcánicos de carácter local que dieron lugar a la formación del Cerro Blanco (andesíticas y dacitas) (Bercowski y Figueroa, 1987; Vergés et al., 2001; Bracco et al., 2011). Por lo tanto, los sedimentos de la cuenca incorporaron fragmentos piroclásticos, vidrio volcánico y fenocristales de feldespato. La posterior alteración hidrotermal y el proceso de desvitrificación del vidrio volcánico favorecieron la formación de minerales del grupo de las esmectitas, particularmente montmorillonita, componente principal de los depósitos bentoníticos presentes en el área (Bazzani, 2018).

Morfología de los cuerpos arcillosos

Los cuerpos bentónicos del Miembro Basal de la Fm Albarracín relevados, se ubican al suroeste del Cerro Blanco. Se encuentran en contacto discordante con rocas de la Formación Punta Negra. Se caracterizan por geometrías tabulares y lenticulares con espesores que van desde 0,5 m a 1,5 metros, con profundidades que pueden ser de 10 a 30 metros y alturas de 2,5 metros aproximadamente (Bazzani, 2018) (Figura 12 y 13).

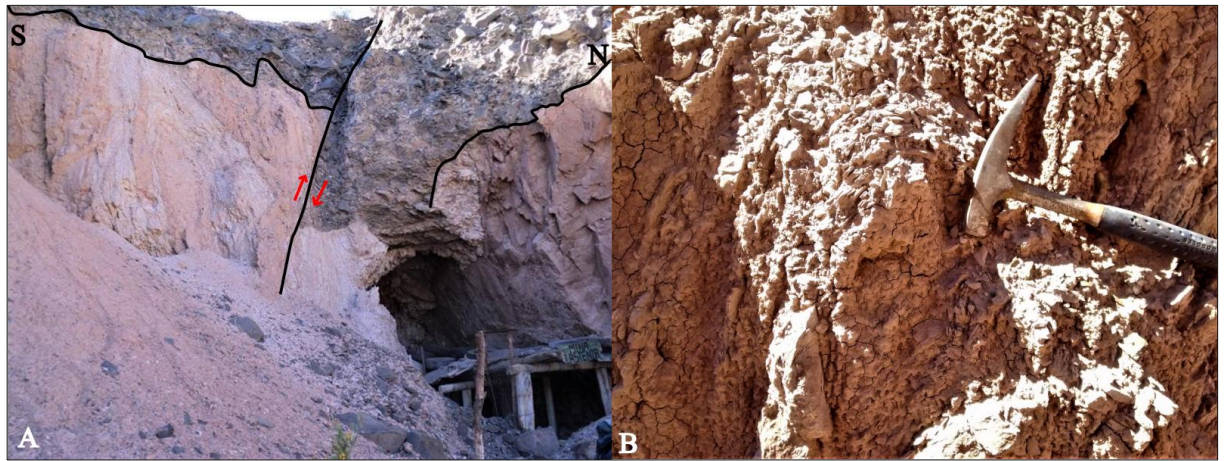


Figura 12: A: Antiguo laboreo de la “Mina Lastenia”, ubicada en el Mb. Basal de la Formación Albarracín. El sector se encuentra al sur del Cerro Blanco. Obsérvese la falla inversa. B: Aspecto del material Bentonítico de los laboreos mineros de la zona de estudio.



Figura 13: Vista al sur este desde el Cerro Blanco: Señalados con flechas amarillas se pueden visualizar algunos de los antiguos laboreos mineros que coinciden con el contacto entre el Miembro Basal de la Formación Albarracín (hacia la izquierda de la imagen) en contacto con la Formación Punta Negra (hacia la derecha de la imagen). Tomado de Bazzani, 2018.

CAPÍTULO 5 - TELEDETECCIÓN Y TÉCNICAS DE PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES

Teledetección

La teledetección es la ciencia que permite obtener, procesar, analizar e interpretar información sobre la radiación reflejada y emitida de un objeto a distancia (Chuvieco, 1996; USGS, 2025). Esta información se obtiene generalmente mediante sensores montados en plataformas como satélites, aviones o drones.

Sistema de Teledetección Espacial

Según Chuvieco (1996), un sistema de teledetección espacial se compone de los siguientes elementos (Figura 14):

- Fuente de energía: Es el origen de la radiación detectada por el sensor. En la teledetección pasiva, como en el satélite Landsat, la fuente es el Sol. En la teledetección activa, como en Sentinel-1, el sensor emite su propia energía (ej. radar).
- Cobertura terrestre: Son las superficies que reflejan o emiten energía (roca, vegetación, agua, suelo, construcciones). Por ejemplo, la vegetación sana refleja más en el infrarrojo cercano, lo cual es útil para analizar su estado.
- Sistema sensor: Incluye el sensor y la plataforma que lo transporta (generalmente un satélite). Por ejemplo, el sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), a bordo del satélite Terra, capta datos detallados sobre relieve terrestre, uso del suelo y temperatura superficial.
- Sistema de recepción y distribución: Recibe y procesa los datos captados por el sensor para su almacenamiento, corrección y posterior uso. Plataformas como Copernicus o EarthExplorer ofrecen acceso gratuito a productos como imágenes satelitales, mapas temáticos y series temporales.
- Intérprete: Es quien transforma los datos en información útil, ya sea en forma visual o digital. Por ejemplo, sería el uso de imágenes satelitales para prospección de minerales.

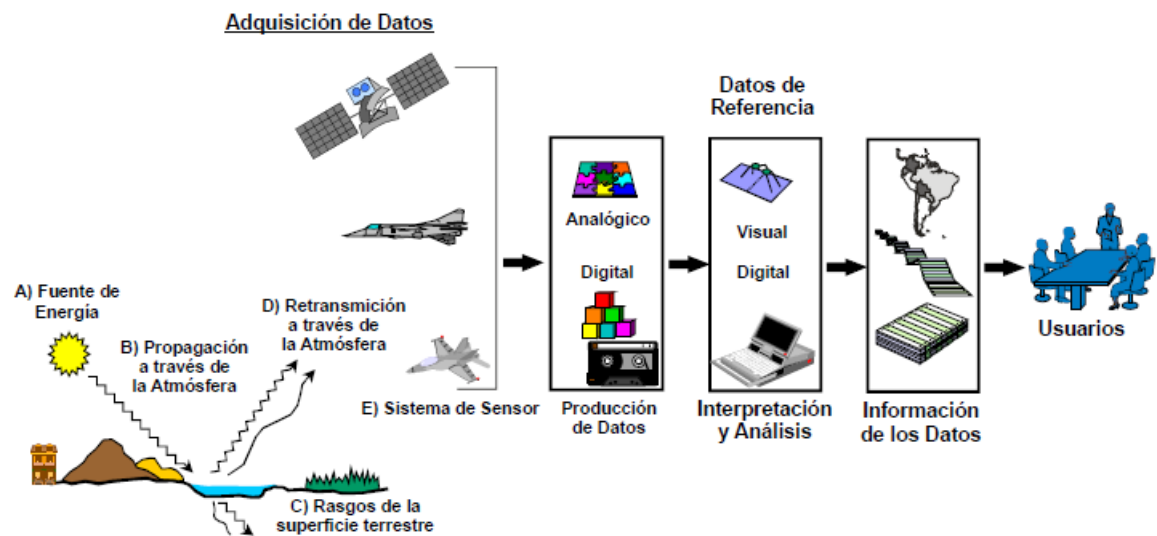


Figura 14: Esquema de un Sistema de Teledetección Espacial. Tomado de Pérez, 2007.

Radiación Electromagnética (REM)

La radiación electromagnética consiste en un campo eléctrico (E), que varía en magnitud en una dirección perpendicular a la dirección de propagación. Este campo eléctrico está acoplado a un campo magnético (H) orientado de forma perpendicular al campo eléctrico el cual se propaga en fase con el campo eléctrico (Figura 15).

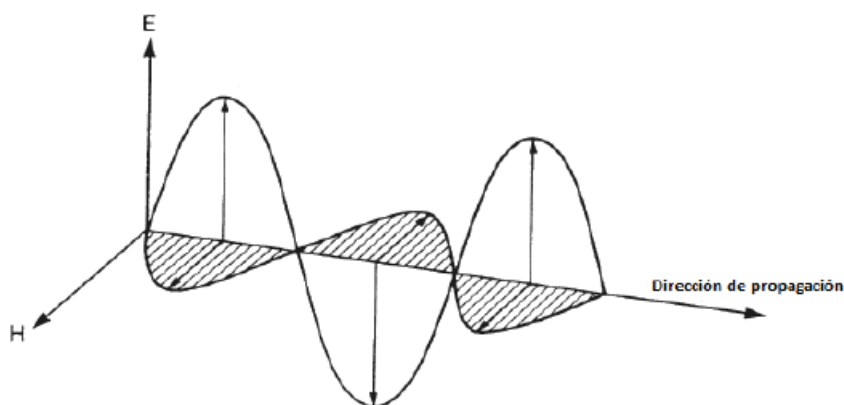


Figura 15: Componentes del campo eléctrico (E) y el campo magnético (H) de la radiación electromagnética, están orientados perpendicularmente entre sí y en ángulo recto con respecto a la dirección de propagación. Tomado de Campbell et al., 2011.

La energía electromagnética es generada por diversos mecanismos entre los cuales se incluyen los cambios en los niveles de energía de los electrones, la aceleración de las cargas eléctricas,

el decaimiento radioactivo de sustancias y el movimiento térmico de los átomos y las moléculas. Las reacciones nucleares dentro del sol producen un espectro de radiación electromagnética, la cual es transmitida a través del espacio sin cambios importantes (Campbell *et al.*, 2011).

Espectro Electromagnético (EEM)

El espectro electromagnético es la clasificación de la radiación electromagnética según su energía, frecuencia y longitud de onda. Abarca desde la radiación cósmica hasta las ondas de radio, y se mide comúnmente en micrones ($1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$). La parte visible del espectro, perceptible al ojo humano, es muy reducida se extiende solo desde 0.4 a $0.7 \mu\text{m}$. El color azul corresponde al rango de 0.4 a $0.5 \mu\text{m}$, el verde de 0.5 a $0.6 \mu\text{m}$ y el rojo de 0.6 a $0.7 \mu\text{m}$. Más allá del espectro visible se localizan las distintas regiones del infrarrojo: el infrarrojo cercano (0.7 a $1.3 \mu\text{m}$), el infrarrojo medio (1.3 a $3 \mu\text{m}$), y el infrarrojo térmico (de $3 \mu\text{m}$ hasta 1 mm). Entre 1 y $2.5 \mu\text{m}$, el infrarrojo próximo de reflexión es clave para estudios de la Tierra, ya que permite identificar minerales y rocas por sus patrones de absorción espectral. Estas radiaciones se captan con radiómetros (Pérez, 2007) (Figura 16).

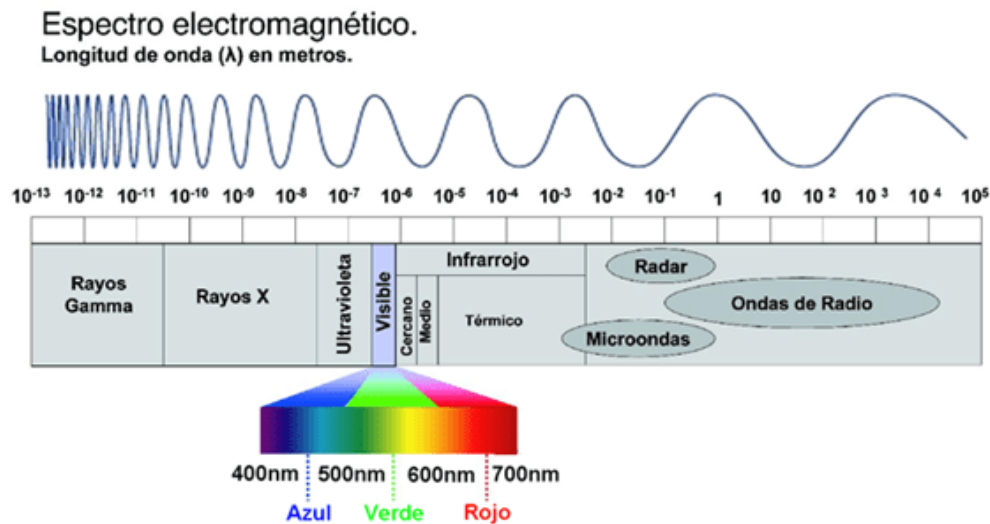


Figura 16: Espectro electromagnético.

Satélites y Sensores remotos utilizados en este trabajo

Un satélite es un cuerpo que se mantiene en órbita alrededor de otro más grande debido a la fuerza gravitacional. Puede ser natural, como la Luna orbitando la Tierra, o artificial, creado por el ser humano y lanzado al espacio con fines como la comunicación, la navegación, la observación del planeta o la investigación científica. Los sensores remotos, que suelen ser transportados por satélites, registran la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie terrestre. Aunque existen sensores capaces de captar distintos tipos de energía, la mayoría se basa en el espectro electromagnético (EEM). Estos dispositivos obtienen datos mediante la emisión o reflexión de radiación electromagnética (REM), influida por las características del terreno. Se dividen en sensores pasivos, que detectan energía reflejada o emitida por los objetos y operan en bandas como la visible, infrarroja y microondas (Pérez, 2007) (Figura 17).



Figura 17: Tipos de sensores, de acuerdo con el origen de la fuente de radiación; A) Sensor pasivo y B) Sensor activo (Pérez, 2007).

Con los sensores pasivos, por ejemplo, se puede medir la temperatura de la superficie, las propiedades de la vegetación, las nubes y los aerosoles (Pérez, 2007). Algunos satélites son: LANDSAT8 (sensores OLI y TIRS), satélite TERRA (sensores ASTER, CERES, MISR, MODIS, MOPITT), SENTINEL-2 (cámara multiespectral MSI).

A continuación, se detallan las principales características técnicas de los sensores y satélites, utilizados para el desarrollo de este trabajo:

ASTER

El sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), es uno de los cinco sistemas de sensores a bordo del satélite Terra que fue lanzado el 18 de diciembre de 1999, en la Base de la Fuerza Aérea de Vandenberg, California, EE.UU. Es un sensor multiespectral con catorce bandas y tres subsistemas, con características de alta resolución espacial, espectral y radiométrica (Abrams et al., 2002). El subsistema fue diseñado para medir la radiación solar reflejada para distinguir las características de absorción de (Al-OH), Fe, Mg-OH, Si-O-H y CO₃ ya que abarca las ventanas atmosféricas de 0.5 a 2.5 μm y 8 a 12 μm (Abrams y Hook, 1995; Fujisada, 1995; Pérez 2007).

Las escenas de ASTER permiten discriminar mejor los distintos tipos de minerales ya que presenta 6 bandas en el rango de 1.600 a 2430 μm , en comparación con LANDSAT 8 que tiene solo la banda 7 y SENTINEL-2 la banda 12, en ese rango del espectro magnético. Es por ello su utilidad en las ciencias geológicas.

Los subsistemas de ASTER son:

VNIR (*Visible Near-Infrared*): Visible e Infrarrojo Cercano. Cubre las regiones del espectro visible e infrarrojo cercano en el rango de 0.52 a 0.86 μm con tres bandas de 15 m de resolución espacial. Pueden identificar la absorción de metales como el hierro (Hunt, 1977) (Tabla 1).

SWIR (*Short-wave Infrared*): Infrarrojo de onda corta. Cubre las regiones del infrarrojo de onda corta en el rango de 1.6 a 2.3 μm con seis bandas y 30 m de resolución. Mineralógicamente, se destaca por la absorción de carbonatos, hidróxidos y minerales hidratados (Eljannati et al., 2019) (Tabla 1).

TIR (*Thermal Infrared*): Infrarrojo térmico. Cubre las regiones del infrarrojo térmico de 8 a 12 μm con cinco bandas de 90 m de resolución. Posee una banda 3N con visión hacia atrás, que forma con la banda 3N un ángulo de 27,5 grados, lo que da una visión estereoscópica permitiendo realizar un DEM (Modelo de Elevación Digital) de terreno (Tabla 1).

Tabla 1: Subsistemas del Sensor ASTER: Características principales de las 14 bandas de las imágenes correspondientes al sensor ASTER.

Subsistema	Banda	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
VNIR	1	0.52 - 0.60	15
	2	0.63 - 0.69	
	3N	0.78 - 0.86	
	3B	0.78 - 0.86	
SWIR	4	1.600 - 1.700	30
	5	2.145 - 2.185	
	6	2.185 - 2.225	
	7	2.135 - 2.285	
	8	2.295 - 2.365	
	9	2.360 - 2.430	
TIR	10	8.125 - 8.475	90
	11	8.475 - 8.825	
	12	8.925 - 9.275	
	13	10.25 - 10.95	
	14	10.95 - 11.65	

LANDSAT 8

LANDSAT 8 es un satélite de observación terrestre estadounidense lanzado en febrero de 2014. Es el octavo y segundo más reciente satélite del proyecto Landsat operado por la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) desde 1972. El satélite LANDSAT 8 transporta dos sensores, el sensor OLI (*Operational Land Imager*), que provee acceso a nueve bandas espectrales que cubren el espectro desde los 0.433 μm a los 1.390 μm , y el sensor TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), registra de 10.30 μm a 12.50 μm . Estos sensores tienen la misión de recopilar y archivar datos de cada superficie de la Tierra, asegurando que los datos de la misión sean consistentes con los datos obtenidos de los sensores anteriores, así como distribuir los datos de manera estándar y de forma gratuita (Ariza, 2012).

Estos sensores vienen a mejorar los anteriores ETM y ETM+ (Landsat 5 y Landsat 7 respectivamente), con la incorporación de dos nuevas bandas: Dos bandas térmicas TIRS con resolución mínima de 100 m. con opción de remuestreo a 40 m junto con un canal visible azul profundo, correspondiente a la banda 1 diseñado para la investigación de zonas costeras y la búsqueda de recursos hídricos. Finalmente, se agregó también un canal infrarrojo (banda 9) con 40 m de resolución que permite detectar nubes cirrus.

Los dos sensores transportados por el satélite completan 11 bandas espectrales como se muestra en la (Tabla 2).

Tabla 2: Características principales de las 11 bandas de las imágenes LANDSAT 8.

Banda	Nombre	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
1	Costera - Aerosoles	0.435 - 0.451	30
2	Azul	0.452 - 0.512	30
3	Verde	0.533 - 0.590	30
4	Rojo	0.636 - 0.673	30
5	Infrarrojo cercano (NIR)	0.851 - 0.879	30
6	Infrarrojo de onda corta 1 (SWIR 1)	1.566 - 1.651	30
7	Infrarrojo de onda corta 2 (SWIR 2)	2.107 - 2.294	30
8	Pancromática	0.503 - 0.676	15
9	Cirrus	0.676 - 1.384	30
10	(TIR 1)	10.60 - 11.19	100
11	(TIR 2)	11.50 - 12.51	100

SENTINEL-2

Las imágenes SENTINEL-2 son proporcionadas por los “gemelos” SENTINEL-2A y SENTINEL-2B, con una resolución de 10 metros en el visible y disponibles para descarga de manera gratuita. Con sus 13 bandas de trabajo se pueden realizar filtros a color natural y falso color o componer índices espectrales a máxima resolución.

Las bandas (Tabla 3) operan desde el visible hasta el infrarrojo de onda corta (SWIR). Aunque SENTINEL-2A y SENTINEL-2B mapean de manera común, el ancho espectral de mapeo entre ambos es ligeramente diferente. Las bandas trabajan a lo largo del espectro visible, el borde rojo, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta para procesar diferentes bandas de trabajo que se pueden utilizar en distintos análisis.

Tabla 3: Características principales de las 13 bandas de las imágenes SENTINEL-2.

Banda	Nombre	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
1	Ultra azul (costero y aerosol)	0.43 - 0.45	60
2	Azul	0.45 - 0.52	10
3	Verde	0.54 - 0.57	10
4	Rojo	0.65 - 0.68	10
5	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	0.69 - 0.71	20
6	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	0.73 - 0.74	20
7	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	0.77 - 0.79	20
8	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	0.78 - 0.90	10
8A	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	0.85 - 0.87	20
9	Infrarrojo de onda corta (SWIR)	0.93 - 0.95	60
10	Infrarrojo de onda corta (SWIR)	1.36 - 1.39	60
11	Infrarrojo de onda corta (SWIR)	1.56 - 1.65	20
12	Infrarrojo de onda corta (SWIR)	2.10 - 2.28	20

Imágenes Satelitales

Las imágenes satelitales resultan de la interacción de un sensor instalado a bordo de un satélite artificial, mediante la captación (en forma de bandas o rangos) de la radiación electromagnética emitida o reflejada por un cuerpo. Como resultado, las medidas se cuantifican y se convierten en una imagen digital, donde cada elemento de imagen (es decir, píxel) tiene un valor discreto en unidades de número digital (DN) (NASA, 2013).

Resolución Espacial

Medida en tamaño de píxel, es el poder de resolución de un instrumento necesario para la discriminación de características y se basa en el tamaño del detector, la distancia focal y la altitud del sensor» (NASA, 2013). Esta propiedad, a su vez, está íntimamente relacionada con la dimensión terrestre del ancho de faja barrido por el sensor. Por lo general, cuanto más alta es la resolución espacial, menor es el área cubierta por una sola imagen (Figura 18).

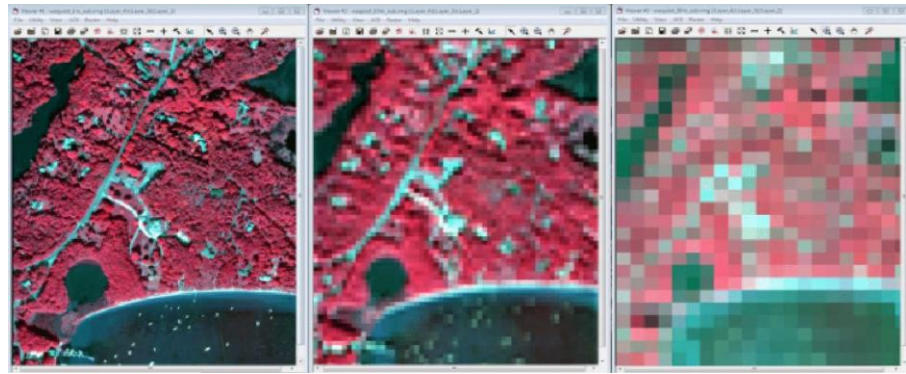


Figura 18: De izquierda a derecha se observa como disminuye la resolución espacial

Resolución Espectral

Es la cantidad de bandas del espectro en las que el sensor es capaz de obtener información. Es el número y ubicación en el espectro electromagnético (definido por dos longitudes de onda) de las bandas espectrales (NASA, 2013) en sensores multispectrales, a cada banda le corresponde una imagen (Figura 19). Cuanto más alta sea la resolución espectral, más angosta será la gama de longitudes de onda para un determinado canal o banda. Un mayor número de canales espectrales más finos permite la teledetección de diferentes partes de la superficie terrestre. Por lo general, las imágenes multispectrales usan de 3 hasta 14 bandas (Figura 20), mientras que las imágenes hiperespectrales consisten en centenares o millares de bandas (más angostas, es decir, una resolución espectral más alta). La pancromática es una sola banda ancha que recolecta una amplia gama de longitudes de onda.

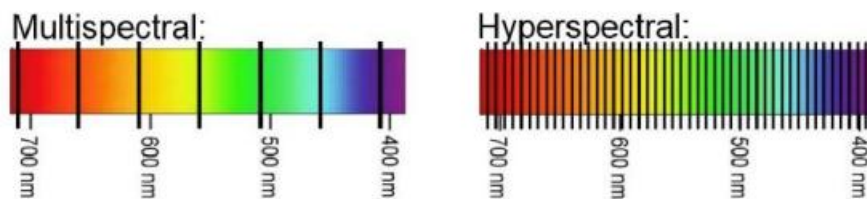


Figura 19: Rango de bandas (en micrones) del espectro magnético. La cantidad de divisiones (líneas negras), muestran las diferentes resoluciones. Las de menor resolución son Multispectrales y las de mayor resolución son las Hiperespectrales. Fuente: https://appliedsciences.nasa.gov/sites/default/files/2023-02/Fundamentals_of_RS_Span.pdf.

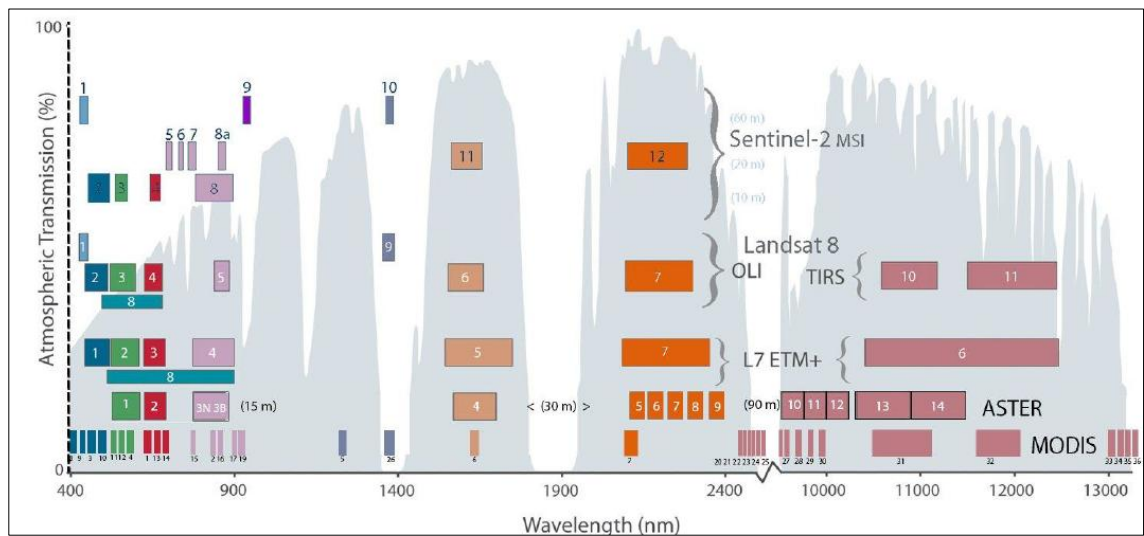


Figura 20: Comparación de distintos satélites y sensores, respecto a las bandas que cada uno tiene. Extraído desde la página de USGS (United States Geological Survey).

Resolución Radiométrica

Describe la capacidad de un sensor para discriminar diferencias en energía o radiancia (la cantidad de tonos de grises que el sensor es capaz de captar) (Figura 21).

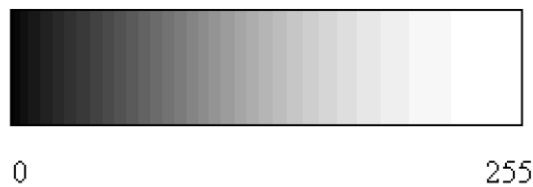


Figura 21: Escala de grises (resolución radiométrica).

Una mejor resolución radiométrica significa que el sensor es más sensitivo a pequeñas diferencias en energía. Cuanto mayor sea este número, más alta será la resolución radiométrica y más nítida la imagen. La mayoría de los sensores tienen una resolución radiométrica de 256 niveles de grises u 8 bits. ($2^8 = 256$) (Richards y Jia, 2006). Es decir que la respuesta será cuantificada entre 0 (negro: ausencia de respuesta o de energía recibida) a 255 (blanco: máxima respuesta o energía recibida) (Figura 22).

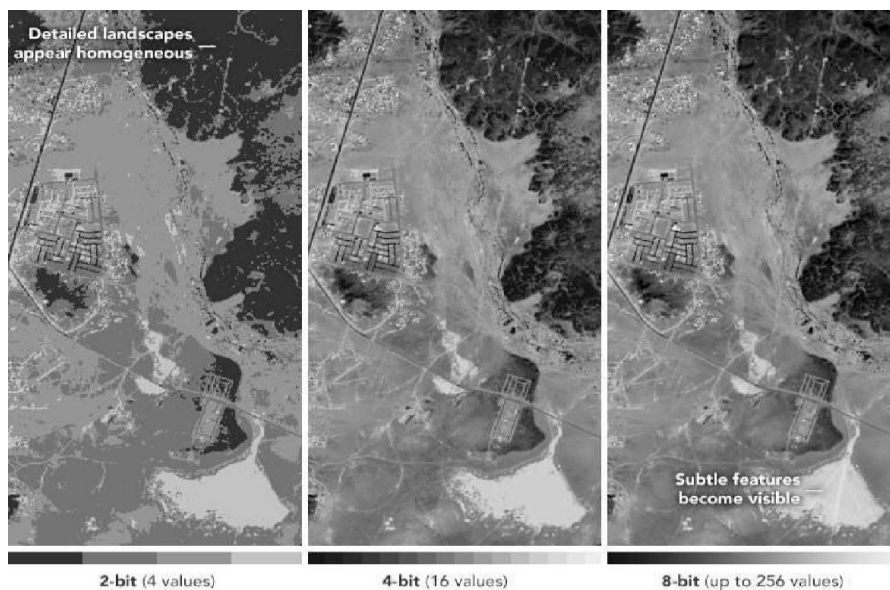


Figura 22: Estas imágenes muestran la misma escena con diferentes niveles. De izquierda a derecha: 2 bits, 4 bits y 8-bits. Fuente de la Imagen: NASA Earth Observatory

Resolución Temporal

La resolución temporal es la frecuencia con la que un sensor satelital obtiene imágenes de una misma área, lo que permite monitorear cambios en la superficie terrestre u oceánica (Figura 23).



Figura 23: Imágenes satelitales del territorio argentino, específicamente la provincia de Córdoba, en el Parque Nacional Quebrada del Condorito, donde se observa en poco tiempo cambios del tiempo. Tomado de la CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales).

Técnicas de Procesamientos de Imágenes Satelitales

En este apartado se describen las principales técnicas de procesamiento de imágenes satelitales, destacando el Análisis de Componentes Principales (PCA) y la clasificación supervisada, las cuales permiten optimizar la información espectral y facilitar la interpretación y análisis de los datos obtenidos mediante teledetección.

Análisis De Componentes Principales (PCA)

El Análisis de Componentes Principales (PCA), es una técnica utilizada en el procesamiento de imágenes satelitales, que tiene por objetivo resumir un grupo amplio de variables en un nuevo conjunto (más pequeño) sin perder una parte significativa de la información original (Chuvieco, 1996). Busca identificar y retener los componentes que contienen la mayor cantidad de varianza o información relevante de los datos, y eliminar o reducir la importancia de aquellos componentes que contienen menos varianza, es decir, que aportan menos información útil.

- Componentes con mayor varianza: Son los que contienen la mayor cantidad de información sobre la variabilidad de los datos. El PCA organiza los componentes de modo que los primeros (PC1, PC2, etc.) capturan la mayor parte de la varianza.
- Componentes con menor varianza: Son aquellos que representan información menos significativa. Generalmente, estos componentes no aportan mucho al análisis y, por lo que se eliminan o no se utilizan para la interpretación de los datos.

En resumen, lo que hace el PCA es conservar los componentes con mayor varianza y descartar o reducir la relevancia de los que tienen menor varianza. Puede aplicarse como realce previo a la interpretación visual o como procesamiento anterior a la clasificación. El resultado es una o varias imágenes que incrementen su capacidad de diferenciar distintas coberturas, aumentando la eficiencia computacional de la clasificación. Es por eso que al realizar una composición color resulta interesante usar una combinación de tres componentes en lugar de las bandas espectrales.

Clasificación Supervisada

Es una técnica de procesamiento de imágenes que permite la identificación de materiales según sus firmas espectrales. Con el propósito de generar un mapa temático de la cobertura del terreno (Congedo, 2022).

Las técnicas de clasificación de imágenes digitales se usan para agrupar píxeles con valores similares en varias bandas de imágenes en clases de manto terrestre. Estas clasificaciones permiten estudiar diferentes tipos de atributos a partir del análisis estadístico multivariado. Además, identifica los valores de cada píxel de una o varias bandas de una imagen ráster, creando y evaluando las clases o clúster (firmas) para luego reclasificar de acuerdo con las probabilidades de cada clase.

Para poder diferenciar cada clase de cobertura terrestre, el software necesita un input para que el algoritmo pueda diferenciar cada clase de cobertura en la imagen satelital. Estos inputs se llaman ROIs (*Regions Of Interest*) o “sitios de entrenamiento”, que son polígonos que dibujaremos en los que seleccionaremos píxeles que pertenezcan a una misma clase.

El complemento, permite diferenciar entre clases, y macroclases de la siguiente manera:

- MC ID: Identificador de macroclase.
- MC Info: Información cualitativa de la macroclase.
- C ID : Identificador de la clase.
- C Info : Información cualitativa de la clase.

Por ejemplo, una macroclase englobará otras clases, por ejemplo, macroclase “Vegetación” comprendería las clases “pasto” y “árboles” (Tabla 4):

Tabla 4: Caracterización de una región de interés (ROI).

Nombre de la Macroclase	ID de la Macroclase	Nombre de la Clase	ID de la clase
Vegetación	1	Pasto	1
Vegetación	1	Árboles	2
Construcciones	2	Edificio	3
Construcciones	2	Rutas	4

Una vez hemos tomado diferentes ROIs, podemos asegurarnos de que pertenecen a la misma cobertura analizando su firma espectral (botón firma espectral en complemento SCP).

Algoritmos de clasificación

Los algoritmos de clasificación son los encargados de clasificar una imagen completa comparando las características espectrales de cada píxel (firma espectral) con las características espectrales de clases de cobertura del suelo de referencia. El complemento SCP ofrece los siguientes algoritmos de clasificación (Congedo, 2022).

Mínima Distancia

El algoritmo de distancia mínima calcula la distancia euclidiana (x, y) entre las firmas espectrales de los píxeles de la imagen y entrenamiento de firmas espectrales (Richards y Jia, 2006; Congedo, 2022), de acuerdo con la siguiente ecuación:

Para los vectores x e y la Distancia Euclidiana se define como: $d(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}$

Donde

x = vector de firma espectral de un píxel de imagen; y = vector de firma espectral de un área de entrenamiento; n = número de bandas de imagen.

Por lo tanto, la distancia se calcula para cada píxel de la imagen, asignando la clase de la firma espectral que está más cerca, según la siguiente función discriminante (Richards y Jia, 2006; Congedo, 2022): $x \in C_k \Leftrightarrow d(x, y_k) < d(x, y_j) \forall k \neq j$

Donde:

C_k = clase de cobertura k ; y_k = firma espectral de la clase k ; y_j = firma espectral de la clase j

Máxima Probabilidad o Máxima verosimilitud

Este algoritmo calcula las distribuciones de probabilidad para las clases, relacionadas con el teorema de Bayes, para estimar si un píxel pertenece a una clase de cobertura terrestre. En particular, las distribuciones de probabilidad para las clases asumieron la forma de modelos

normales multivariados (Richards & Jia, 2006). Para utilizar este algoritmo, se requiere un número suficiente de píxeles para cada área de entrenamiento que permita el cálculo de la matriz de covarianza. La función discriminante, descrita por Richards y Jia (2006), se calcula para cada píxel como: $g_k(x) = \ln p(C_k) - \frac{1}{2} \ln |\Sigma_k| - \frac{1}{2} (x - y_k)^t \Sigma_k^{-1} (x - y_k)$

Donde

C_k = clase de cobertura terrestre k ; x = vector de firma espectral de un píxel de imagen.; $p(C_k)$ = probabilidad de que la clase correcta sea C_k ; $|\Sigma_k|$ = determinante de la matriz de covarianza de los datos en la clase C_k ; Σ_k^{-1} Inversa de la matriz de covarianza; y_k = vector de firma espectral de clase k .

Por lo tanto: $x \in C_k \Leftrightarrow g_k(x) > g_{kj}(x) \forall k \neq j$ En el siguiente gráfico queda representado el concepto de las funciones discriminantes que definen la decisión entre dos clases (Figura 24).

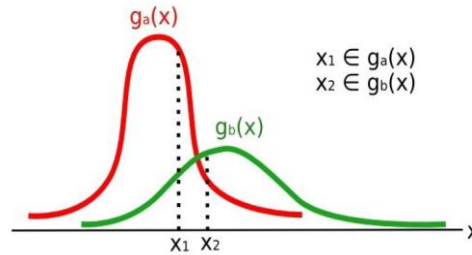


Figura 24: Representación conceptual de las funciones discriminantes para dos clases $g_a(x)$ y $g_b(x)$. El punto donde ambas funciones se cruzan define el umbral de decisión que determina la asignación del píxel a la clase cuyo valor discriminante es mayor.

Mapeo de ángulo espectral (Spectral Angle Mapper SAM)

El mapeo de ángulo espectral calcula el ángulo espectral entre las firmas espectrales de los píxeles de la imagen y el entrenamiento de firmas espectrales. El ángulo espectral θ se define como (Kruse et al., 1993):

$$\theta(x, y) = \cos^{-1} \left(\left(\sum_{i=1}^n x_i y_i \right) / \left(\left(\sum_{i=1}^n x_i^2 \right)^{1/2} * \left(\sum_{i=1}^n y_i^2 \right)^{1/2} \right) \right)$$

Donde

x = vector de firma espectral de un píxel de imagen; y = vector de firma espectral de un área de entrenamiento; n = número de bandas de imagen.

Por lo tanto, un píxel pertenece a la clase que tiene el ángulo más bajo, es decir:

$$x \in C_k \Leftrightarrow \theta(x, y_k) < \theta(x, y_j) \forall k \neq j$$

Donde

C_k = clase de cobertura terrestre k ; y_k = firma espectral de clase k ; y_j = firma espectral de clase j (Figura 25).

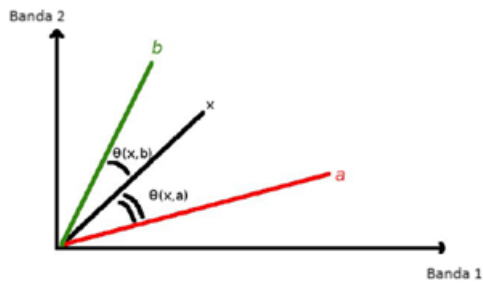


Figura 25: Vectores espectrales correspondientes a las firmas de las clases a y b , junto con el vector de un píxel. Los ángulos espectrales θ se representan como la separación angular entre x y cada firma espectral. La clasificación SAM asigna el píxel a la clase cuyo vector presenta el menor ángulo espectral con respecto a x .

CAPÍTULO 6 - METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología se organizó en seis etapas para asegurar un enfoque sistemático en la prospección de arcillas, utilizando el software QGIS (de acceso libre). Inicialmente se buscaron y evaluaron trabajos antecedentes relevantes para el estudio y determinar los aspectos composicionales y geológicos de las rocas objeto estudio. Posteriormente, se realizó un pre-procesamiento para la corrección de las imágenes. Luego en la fase de procesamiento, se combinaron bandas (RGB), se realizó matemática de bandas y se aplicaron técnicas estadísticas como el análisis de componentes principales (PCA) y clasificación supervisada con el fin de identificar zonas de interés. Posteriormente, se realizó un reconocimiento de campo, integrando los datos relevados por otros autores. Finalmente se llevó a cabo un análisis comparativo de los procesamientos realizados, en conjunto con la elaboración de mapas y la correspondiente redacción del trabajo final.

Etapas I - Recopilación de antecedentes

Consistió en la recopilación de antecedentes específicos de la temática, mapas topográficos, hojas geológicas de la zona, información de recursos minerales de interés económico de la zona.

Etapas II – Pre-procesamiento de Imágenes Satelitales

Descarga de Imágenes Satelitales

Para elegir las imágenes satelitales, se tuvo en cuenta varios factores. Por un lado, los satélites disponibles, los sensores existentes, los rangos del espectro electromagnético que registran, la cantidad de bandas, resolución espacial, entre otras variables.

- Escala de trabajo y resolución espacial: Teniendo en cuenta la dimensión del área de estudio, se eligieron imágenes que tengan resolución espacial de 15 y 30 metros.
- Objeto de estudio y espectro electromagnético: Se consideró importante que el sensor captara información del espectro en las longitudes de onda en las que los minerales arcillosos, son fácilmente identificables. Estos minerales se distinguen en el rango de 1.2 a 2.5 micrómetros (μm), debido a las vibraciones de las uniones OH^- (Yamaguchi, 1998). Para este fin, el sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and

Reflection Radiometer), es el único dispositivo que cubre con gran detalle esta región del espectro electromagnético. Esto es posible porque utiliza múltiples bandas dentro del rango conocido como Infrarrojo de Onda Corta (SWIR, *Short Wave Infrared*).

A partir de las variables mencionadas, se descargó como imagen principal de trabajo, una escena ASTER (AST_L1T_00304072005144405_20150509000610_21276), que fue facilitada por el Lic. Raúl Cardó, quien trabajaba en ese momento para el Servicio Geológico Minero Argentino y antiguo director de este trabajo final (SEGEMAR 2019).

Se debe tener en cuenta que los datos de infrarrojos de onda corta (SWIR) del sensor ASTER, presentan una saturación anómala de valores desde mayo de 2007. Este problema se atribuye a un aumento de la temperatura del detector SWIR de ASTER, que se cree que es causado por una mayor resistencia térmica en el crioenfriador SWIR (*Jet Propulsion Laboratory* web site - ASTER, 2008). Por tal motivo, la imagen utilizada en este trabajo final es anterior a este inconveniente técnico, la misma es del año 2005.

También se descargaron imágenes satelitales SENTINEL-2 (RT_T19JEF_20200301T142731) y LANDSAT 8 (LC08_L1TP_232082_20191116_20191202_01_T1) del sitio *Earth Explorer* de la USGS (*United States Geological Survey*), las cuales están disponibles en forma gratuita previa suscripción a los servidores. Estas imágenes se descargaron para utilizar en la clasificación supervisada a modo de comparación con la imagen ASTER, esta última también en la detección de óxidos.

Modelo digital de elevación (DEMs)

Los modelos digitales de elevación (DEMs), se definen como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Felicísimo, 1994). En este trabajo se descargó de la página oficial del IGN (Instituto Geográfico Nacional), con una resolución de 5m.

Georeferenciación

En general las imágenes están georeferenciadas en coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator), que divide a la Tierra en 60 zonas, cada una de 6 grados de longitud. En este caso se decidió trabajar bajo el Sistema de Coordenadas Geográficas: WGS84 (expresadas en grados, minutos y segundos), por lo que se cambió la proyección en el software Quantum Gis.

Correcciones

Las imágenes descargadas incluyen esta corrección, que se aplica a nivel 1T. Este proceso, conocido como ortorectificación o corrección geométrica, ajusta las distorsiones espaciales que ocurren durante la captura de la imagen. Aun así, a las imágenes deben hacerse otras correcciones. Para ello se utilizó el complemento SCP: *Semi-Automatic Classification Plugin* (Congedo, 2021), con el cual se hicieron las siguientes correcciones:

Corrección Radiométrica

Esta corrección radiométrica se utilizó para corregir errores en los valores de los píxeles (DN, datos de número digital), en unidades de reflectividad. Así como reducir efectos de la atmósfera o a la iluminación diferencial causada por las horas con luz solar, el lugar de la Tierra o el relieve (zonas con mayor o menor iluminación, sombras, entre otras).

Corrección Atmosférica

La corrección atmosférica es un proceso que se aplica a las imágenes digitales, con el propósito de eliminar el efecto de los aerosoles y la radiancia intrínseca que se introduce en el sensor y se ve reflejado en la imagen, como producto de la interacción del sensor con la atmósfera. Con el proceso de corrección atmosférica se logra mejorar la calidad visual de la imagen; así como, eliminar el componente intrusivo de la atmósfera.

Stacking o Stackeo

Con el propósito de generar archivos más livianos y lograr una mayor facilidad en el uso del software QGIS, se realizó un apilamiento (*stacking*) de los archivos referidos a cada banda para

poder trabajar con una sola imagen que incluya todas las bandas espectrales para poder trabajar con una sola imagen que incluya todas las bandas espectrales.

Pansharpening

Este proceso se realizó solo con la imagen LANDSAT. La técnica de *pansharpening*, permite utilizar como referencia la imagen pancromática de mayor resolución y combinarla con el resto de las bandas de menor resolución generando una nueva imagen multibanda a color y preservando la máxima resolución.

Etapa III – Procesamiento de Imágenes Satelitales

Procesamiento

Para el procesamiento de las imágenes, se utilizaron los complementos: SCP: *Semi-Automatic Classification Plugin* (Congedo, 2021) y el complemento *Temporal/Spectral Profile Tool* del software QGIS.

Combinaciones de Bandas (RGB)

Se crearon diferentes combinaciones de tres imágenes monocromáticas individuales, en las que a cada una se le asigna un color determinado (R: *red*; G: *green*; B: *blue*). Esto da como resultado, una imagen con diferentes colores como respuesta a los diferentes tipos de cubierta terrestre, como vegetación, agua, litología (NASA, 2013).

Cocientes y matemática de Bandas

Debido a que en muchos casos las respuestas espectrales de las rocas son similares, no siempre es posible diferenciar las litologías con interpretación fotogeológica a partir de combinaciones de bandas. Por ello, se utilizaron cocientes de bandas en el SWIR (bandas 4,5,6,7,8, y 9 del sensor ASTER) para discriminar zonas de alteración hidrotermal ya que estas presentan picos de absorción y de reflectancia característicos en esta región del espectro electromagnético (Yamaguchi, 1998).

Análisis De Componentes Principales (PCA)

Para el análisis, se utilizaron dos complementos del software QGIS: SCP (*Semi-Automatic Classification Plugin*) y PCA4CD (*Principal Component Analysis*), para poder comparar y evaluar el resultado que mejor se adapta al análisis de la zona de estudio. Se tomó como punto de control el sector Donde aflora el Miembro Basal de la Formación Albarracín al sur del Cerro Blanco (MB). El complemento PCA4CD de QGIS, específicamente diseñado para el cálculo de PCA orientado a la detección de cambios. En este complemento selecciona un stack ráster como entrada (o dos, en caso de análisis multitemporal), donde cada banda actúa como variable, y define el número de componentes y el tipo de matriz estimadora. A diferencia de SCP, PCA4CD no permite exportar directamente las matrices internas utilizadas en el cálculo, sino que se centra en generar las capas ráster correspondientes a los componentes principales. Aún así se utilizaron ambos complementos de modo que se logre comparar el resultado de cada procesamiento con este sector, es decir cuál de los dos complementos ofrece mejor resultado. Los dos complementos calculan los componentes principales para cada banda y generan una capa que facilita la detección de cambios en la imagen. Para este análisis no se utilizó el subsistema TIR (*Thermal Infrared*) de ASTER ya que se buscó hacer énfasis en aquellas bandas que captan minerales arcillosos.

Procedimiento para la diferenciación de unidades geológicas mediante firmas espectrales y clasificación supervisada.

Para la identificación y diferenciación de las unidades pertenecientes a la Formación Albarracín, así como otras unidades relevantes del área de estudio, se trabajó con una imagen ASTER procesada mediante el complemento *Semi Automatic Classification Plugin* (SCP) de QGIS. El objetivo fue combinar la extracción de firmas espectrales con la aplicación de una clasificación supervisada, a fin de resaltar variaciones mineralógicas, especialmente aquellas vinculadas a arcillas.

Firmas Espectrales

Cada material dispuesto en la superficie terrestre interacciona con la energía electromagnética de distinta forma, pudiendo obtenerse una firma espectral gracias a los sensores remotos. Este análisis se basa en el porcentaje de reflectancia y en las longitudes de onda de cada material en unidades de micrómetros (μm). Las diferencias en la reflectancia y longitudes de onda de cada material dependen de las características fisicoquímicas de los materiales, por ejemplo, la composición química, elementos esenciales y/o contenido de agua (Clark, 1999).

Para caracterizar espectralmente los distintos miembros de la Formación Albarracín y otras unidades relevantes del área de estudio, se utilizó una escena ASTER con la composición 4-6-1, en LANDSAT se utilizó la combinación 7-6-5 y, en SENTINEL-2, la composición 12-11-8A. Sobre ellas se generaron 10 tomas de datos de pixeles por cada miembro de la Formación Albarracín y de las unidades de la zona de estudio. Este proceso se realizó con el complemento de QGIS llamado *Temporal/Spectral Profile Tool*. Cada toma tiene un valor de banda, expresado en micrones (μm). Los cuales fueron exportados a un archivo Excel, se promediaron para poder realizar gráficos comparativos y así poder determinar si la curva de reflectancia de cada miembro se asemeja con la curva de especies minerales arcillosas (Tabla 5 y Figura 26).

Tabla 5: Ejemplo de toma de datos numéricos de pixeles para la Formación Punta negra. Se determinaron de esta manera para cada unidad de la zona de estudio y se denominaron con número y letra.

N° de Banda	Valor central de banda	Fm. Punta Negra										
		Pixeles										Promedio
1	0,5	0,1202	0,0999	0,0948	0,0795	0,0846	0,0795	0,0422	0,0711	0,0320	0,0711	0,0775
2	0,75	0,1350	0,1202	0,1096	0,0863	0,1011	0,0905	0,0481	0,0842	0,0333	0,0842	0,0893
3	1	0,1427	0,1535	0,1391	0,1176	0,1284	0,1391	0,0746	0,1391	0,0530	0,1069	0,1194
4	1,25	0,1263	0,1397	0,1352	0,1352	0,1218	0,1263	0,0771	0,1576	0,0502	0,1263	0,1196
5	1,5	0,1180	0,1106	0,1180	0,1031	0,1068	0,1031	0,0696	0,1180	0,0472	0,1068	0,1001
6	1,75	0,0985	0,0985	0,1056	0,0985	0,0950	0,0950	0,0525	0,1197	0,0419	0,0985	0,0904
7	2	0,1283	0,1283	0,1209	0,1209	0,1098	0,1098	0,0766	0,1283	0,0618	0,1209	0,1106
8	2,25	0,1089	0,1089	0,1089	0,1001	0,0943	0,0972	0,0594	0,1118	0,0507	0,1001	0,0940
9	2,5	0,1061	0,1061	0,1011	0,0962	0,0938	0,0938	0,0691	0,1061	0,0543	0,0913	0,0918

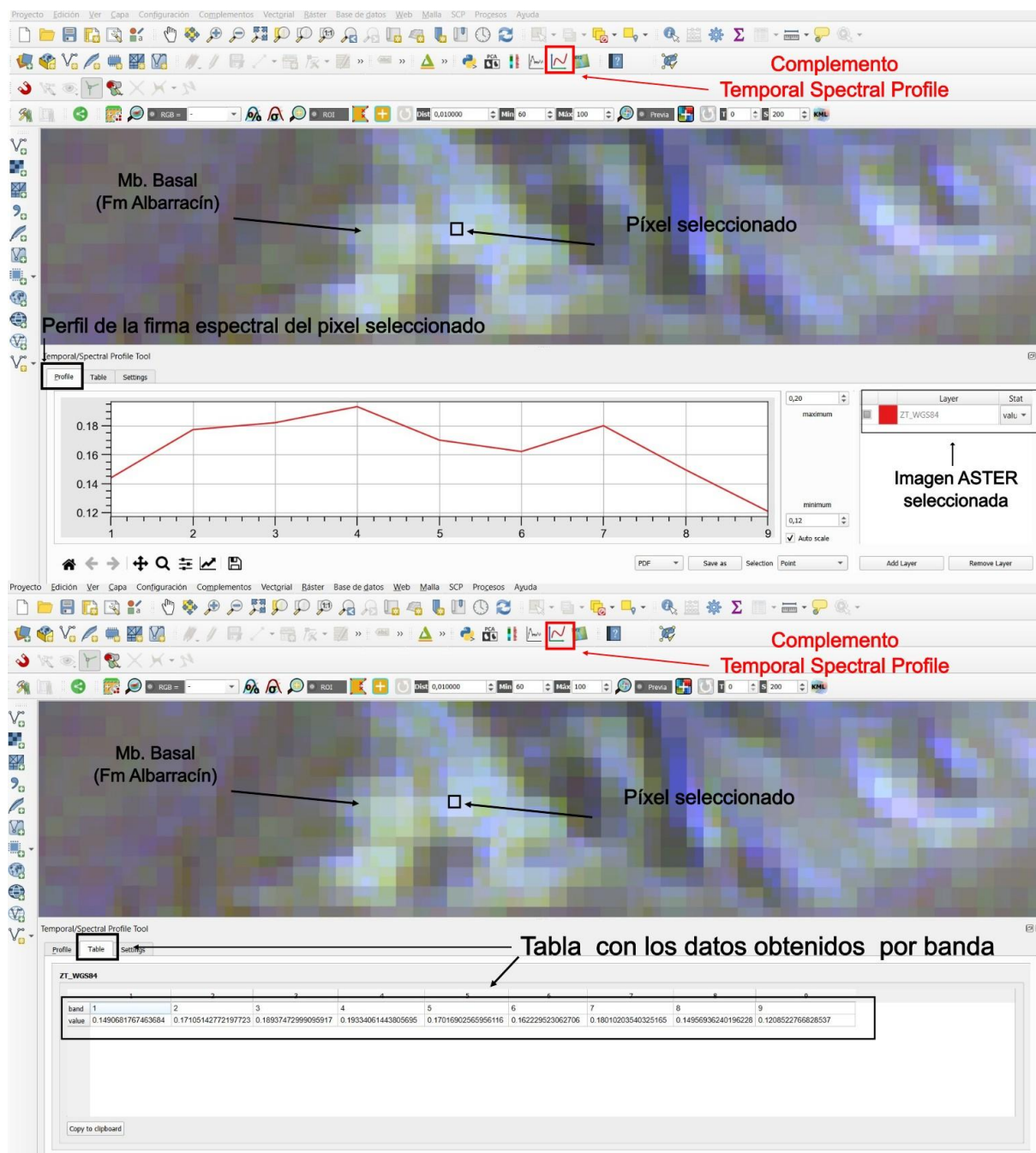


Figura 26: Elaboración de firmas espectrales. Se muestra el procedimiento de toma de dato de píxel con el complemento Temporal/Spectral Profile Tool del software QGIS. En el ejemplo se seleccionó un píxel del Mb Basal de la Formación Albarracín. En la imagen inferior se puede observar los valores para cada banda del VNIR y SWIR.

Análisis de firmas espectrales a partir de las especies minerales arcillosas encontradas en la zona de estudio.

Se analizaron firmas de espectrales de las unidades del sector de estudio junto con las firmas espectrales de especies puras de la librería ASTER (Kokaly *et al.*, 2017), en base a las especies minerales arcillosas encontradas por Lanzillotta (2000) y Bazzani (2018) (Tabla 6).

Primeramente, se agruparon aquellas firmas espectrales de un mismo mineral y a su vez se discriminaron tomando de referencia la respuesta en la banda 4. Observando y comparando las tendencias de las curvas de reflectancia. Este análisis se realizó con el fin de poder identificar aquellas unidades que se asemejen a las firmas de la Formación Albarracín (portadora de arcillas) y las unidades relevadas del sector.

Tabla 6: Antecedentes de detección de minerales arcillosos en la zona de trabajo.

Detección de minerales en la zona de trabajo para este estudio	
Sector norte del Río San Juan: Complejo Subvolcánico Río Blanco (CSRB).	Sector sur del Río San Juan: Sector oriental de la sierra Alta de Zonda (Formación Albarracín)
Lanzillotta, I. et al., (2000) utilizaron espectrómetro portátil (PIMA), obteniendo minerales como:	Bazzani S., (2018) obtuvo con Difracción de Rayos X:
Illita	Caolinita
Mezclas de Caolinita	Illita
Caolinita – Illita	Montmorillonita
Caolinita- Halloysita.	Hematita
	Cuarzo
	Calcita
	Albita

Procedimiento para Clasificación Supervisada

En este trabajo final de licenciatura se llevaron a cabo los tres algoritmos mencionados, utilizando imágenes LANDSAT 8, ASTER y SENTINEL-2 con el objetivo de saber cuál es la que caracteriza mejor las distintas cubiertas en la zona de estudio.

Para la clasificación supervisada de las imágenes satelitales, se definieron las Regiones de Interés (Regions of Interest ROIs) mediante el plugin Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) en QGIS. Para calcular la cantidad de píxeles para las ROIs generadas de las unidades geológicas/geomorfológicas, se calculó primero el área (m^2) de cada unidad en la tabla de atributos, a la cual se le añadió una columna de área para facilitar el cálculo de píxeles. El área de cada unidad se dividió luego por el área correspondiente a un píxel, cuya dimensión se obtuvo directamente de la información del ráster en QGIS. El software cuando realiza el proceso de Stackeo o apilamiento de bandas, remuestrea automáticamente todas las bandas SWIR (30 m) a 15 m para generar un único ráster con 9 bandas alineadas; los SWIR mantienen la información original de 30 m, por lo que solo se “estiraron” para coincidir con los píxeles VNIR de 15 m, sin ganar detalle espacial verdadero, pero correcto para la clasificación. En el caso de las escenas utilizadas ASTER y LANDSAT 8, el tamaño de píxel es aproximadamente 0.0001395° (valor expresado en grados geográficos), equivalente a 15.5×15.5 m (240 m^2 por píxel), tras la conversión considerando que 1° de latitud equivale a 111320 m. Para SENTINEL-2, el tamaño de píxel es de 10×10 m (100 m^2 por píxel), correspondiente a la resolución de las bandas principales. Las escenas utilizadas fueron: ASTER con la composición de bandas 4-6-1, LANDSAT 8 con la combinación 7-6-5, y SENTINEL 2 con la composición 12-11-8A. Estas combinaciones RGB se eligieron porque resaltan diferencias litológicas, minerales y de cobertura superficial. Hay autores que sugieren utilizar de 50 a 100 píxeles por clase (Jensen, 2005) o un número equivalente a 10 veces la cantidad de bandas (90 píxeles para 9 bandas; Richards & Jia, 2006), asegurando de esta manera la representatividad estadística y la confiabilidad de las ROIs para la clasificación supervisada. Incluso las unidades más pequeñas superan los mínimos recomendados para entrenamiento.

En el complemento, las ROI funcionan como áreas representativas para cada clase (unidades), permitiendo calcular la firma espectral que caracteriza a cada unidad. Estos ROI (polígonos de colores) fueron asociados a las diferentes clases definidas en el panel ROI Signature del complemento (Figura 27).

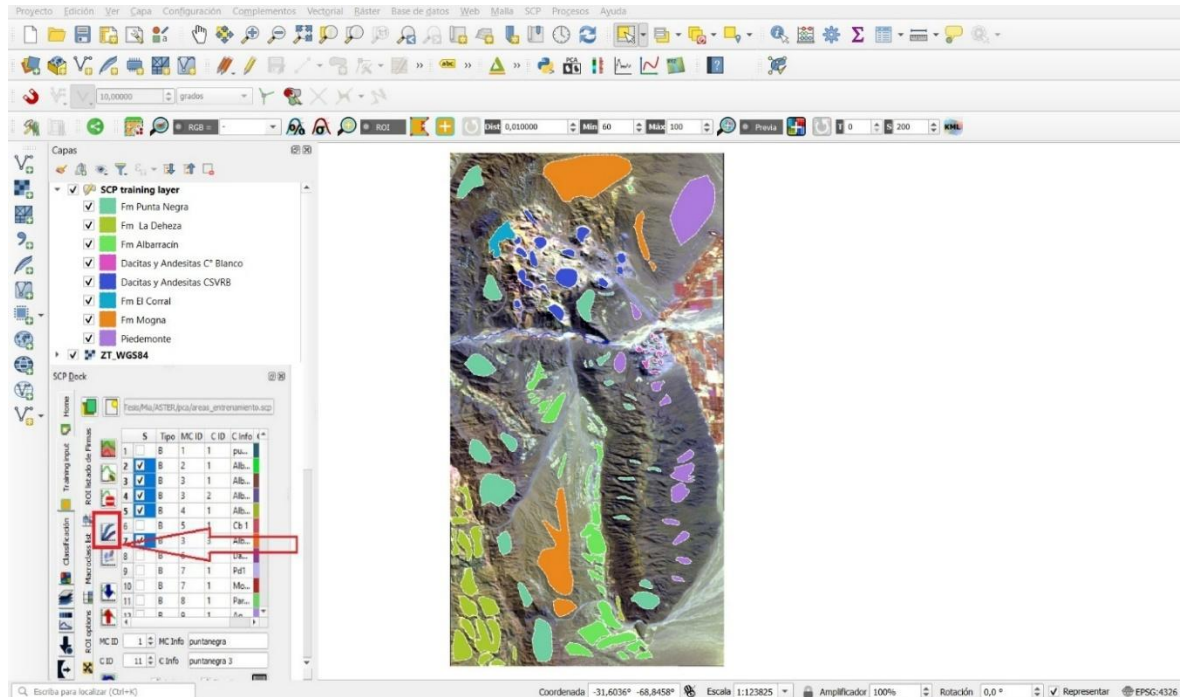


Figura 27: Se muestra la escena ASTER (composición RGB 461) como se ven las ROI (polígonos de colores) realizadas manualmente en el complemento Semi Automatic Classification Plugin (SCP). La flecha roja indica el botón para calcular firmas espectrales en el complemento SCP.

Con las ROI ya creadas y clasificadas, SCP se empleó para extraer automáticamente las firmas espectrales de cada clase. Esto permitió analizar comparativamente las respuestas espectrales y evaluar la separabilidad entre las unidades, elemento fundamental para detectar diferencias mineralógicas como las producidas por presencia de arcillas.

Cabe aclarar que si bien con el complemento *Temporal/Spectral Profile Tool*, ya se habían obtenido las firmas espectrales, se aprovechó el mismo procedimiento del complemento SCP para poder luego comparar los complementos.

Una vez obtenidas las firmas, se procedió a ejecutar la clasificación supervisada, utilizando el algoritmo integrado en SCP. Este clasificador asigna a cada píxel la clase con la firma espectral más semejante a los valores medidos, generando así un mapa temático en el que se diferencian espacialmente las unidades geológicas entrenadas. Este proceso no solo valida las firmas

espectrales calculadas, sino que permite extender su interpretación al conjunto de la imagen, reconociendo zonas con características espectrales similares a los ROI originales.

Vectorización

Una vez obtenida la clasificación de la imagen en QGIS, se pudo vectorizar el ráster resultante. Esto permitió visualizar únicamente la clasificación en la zona de interés, en este caso es la Formación Albarracín.

Etapa IV - Control de campo

Esta etapa tiene como objetivo recorrer y reconocer los afloramientos de la Formación Albarracín, tomando como referencia las descripciones sedimentológicas realizadas por distintos autores. Se considera especialmente la información provista por Bazzani (2018) en la zona sur del Cerro Blanco, junto con los estudios de Ahumada (2004) y Jofré (2004) en el área del Complejo Subvolcánico Río Blanco. El trabajo de campo se orientó a identificar sectores con presencia de minerales arcillosos de interés económico y a verificar su correspondencia con las áreas previamente delimitadas mediante el procesamiento de imágenes satelitales.

Etapa V – Análisis de datos

Durante esta etapa se realizó el análisis de los datos obtenidos a partir del procesamiento de imágenes satelitales, con el objetivo de evaluar la efectividad de la metodología utilizada y delimitar zonas con potencial para la prospección de minerales arcillosos. Se compararon los resultados generados por los cocientes de bandas, matemáticas de bandas, análisis de componentes principales (PCA) aplicados a combinaciones de 6 y 9 bandas, así como las clasificaciones supervisadas. Estos productos fueron contrastados con los datos recolectados en campo, permitiendo identificar sectores con características espectrales que coinciden con afloramientos donde se reconoció la presencia de minerales arcillosos de interés económico.

Etapa VI – Elaboración de Mapas y Realización de informe final

Elaboración de mapas definitivos para cada procesamiento, definición de sectores favorables para la prospección de minerales arcillosos con fines económicos. Además de la organización de la información obtenida, y redacción del trabajo final de licenciatura y conclusiones.

CAPÍTULO 7: RESULTADOS

A partir del procesamiento y análisis de imágenes satelitales ASTER, LANDSAT 8 y SENTINEL-2, se realizaron mapas de semidetalle (1:83.000), donde se reconoció principalmente la Formación Albarracín. Es importante mencionar, que los resultados con ASTER muestran la zona de estudio sin la construcción del dique Punta Negra, ubicada sobre el cauce del río San Juan. Mientras que los resultados con LANDSAT 8 y SENTINEL-2 sí muestran dicha obra civil. Esto no generó ningún impedimento a la hora del análisis.

Combinación de Bandas (RGB)

Se llevaron a cabo diversas combinaciones de bandas, buscando resaltar características geológicas de la zona. Esto se utilizó como primer paso para estudiar la zona. A continuación, se detallan los resultados obtenidos.

RGB de Color real: SENTINEL-2: RGB 4-3-2 y LANDSAT 8: RGB 4-3-2

Como resultado, muestra los colores naturales de los materiales, es decir como los percibimos en ojo humano. Es importante mencionar que, el sensor ASTER carece de banda azul, ya que la luz azul sufre una fuerte dispersión atmosférica, lo que genera un nivel elevado de ruido y disminuye su utilidad espectral. Por este motivo, el sistema no incorpora una banda azul dentro de su configuración óptica y, en consecuencia, no es posible obtener imágenes en “color real” directamente con ASTER (NASA/JPL, s.f.). Sin el azul, no es posible obtener una imagen de “color real”. Debido a esto, solo con LANDSAT 8 y SENTINEL-2 se obtuvieron imágenes en color real. En las imágenes logradas se distingue bien la infraestructura (camino, campos), el dique y las zonas aflorantes. Buen contraste entre áreas vegetadas y afloramientos rocosos. Vegetación en tonos verdes (zona NE), agua en negro, suelos y rocas en marrones y grises (Figura 28).

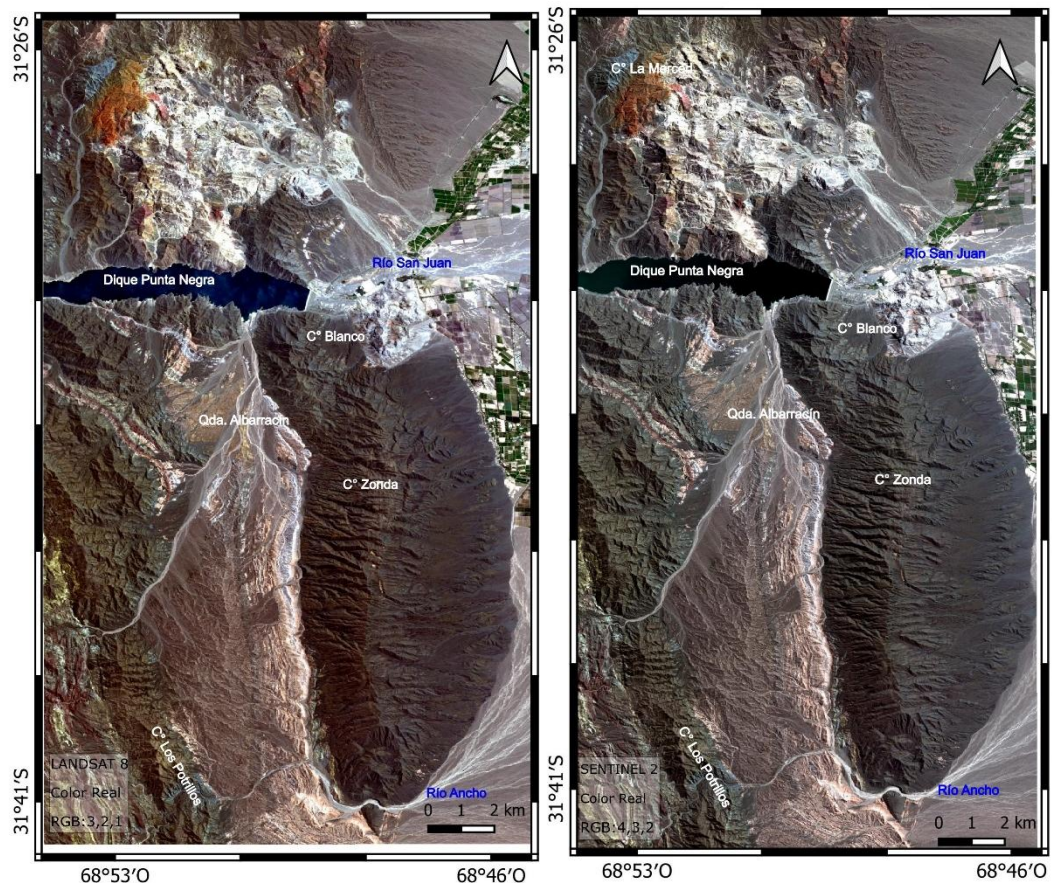


Figura 28: Mapas de color real, el mapa de la izquierda corresponde al obtenido con SENTINEL-2 y el de la derecha con LANDSAT8. En ambos se puede observar la masa de agua que ocupa el dique punta negra

RGB de Infrarrojo cercano: ASTER: RGB 3-2-1; LANDSAT 8: RGB 5-4-3;
SENTINEL-2: RGB 8-4-3

Se utilizó para identificar presencia de cubierta vegetal sobre las unidades litológicas, ya que las bandas Verde y NIR son sensible a la clorofila y a la estructura celular interna de las hojas, permitiendo que se observen variaciones de la vegetación en color rojo.

Se distingue en rojo intenso y homogéneo, la vegetación activa, cultivos bien desarrollados, y en rojos menos intensos aquellos sectores con poca vegetación o no saludable (zona agrícola al NE). Rocas y suelos expuestos en tonos marrón, gris y violáceo. Se corroboró que en la zona de estudio no está provista de cobertura vegetal. Los cuerpos de agua se observan en tonos negros (Figura 29).

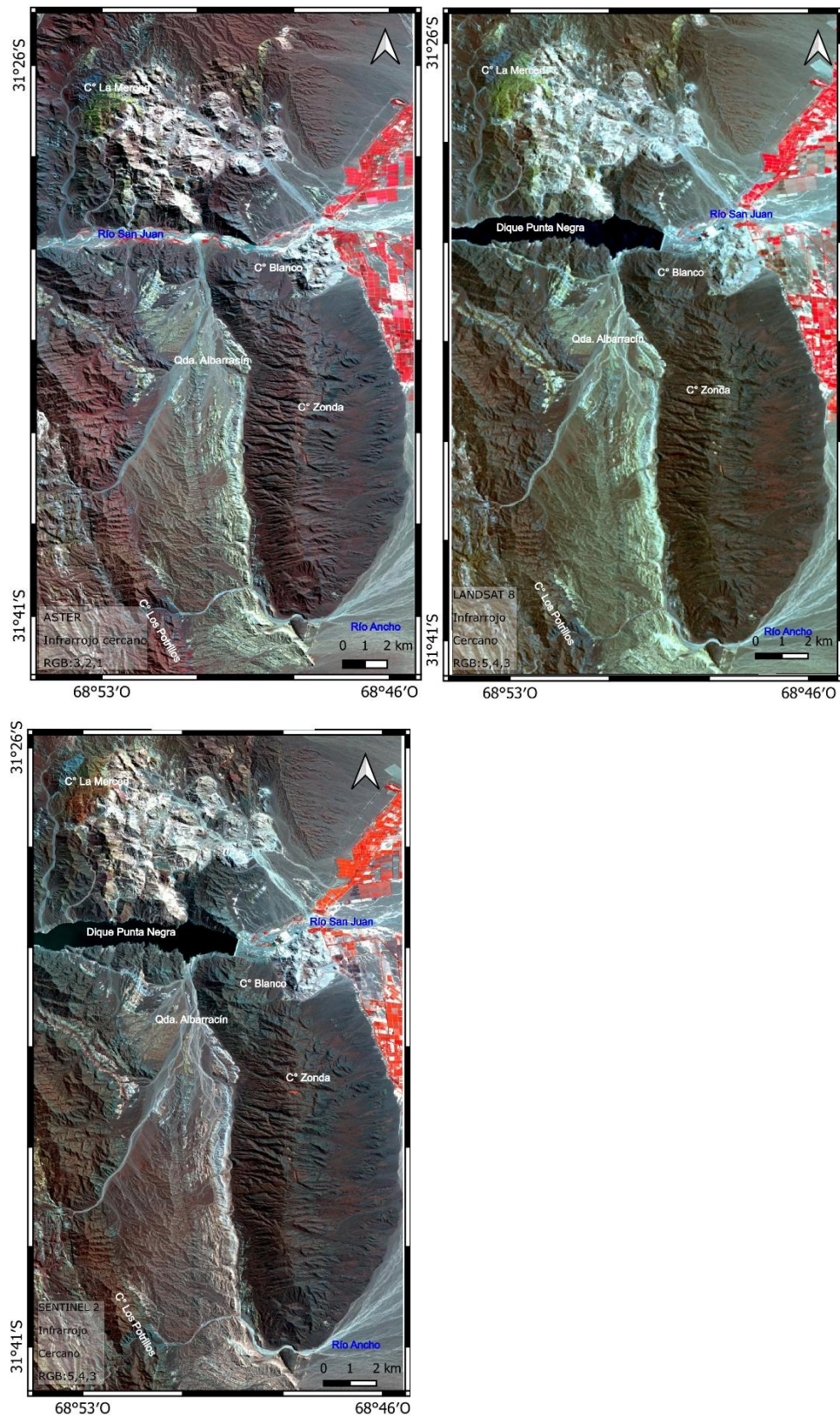


Figura 29: Mapas de Infrarrojo Cercano. En las tres imágenes la vegetación sobre todo las parcelas se observan en tonos rojos. Se observa también el cuerpo de agua del Dique Punta negra en negro. Solo en ASTER no se observa debido al año.

RGB de Falso color: ASTER: RGB 4-3-1; LANDSAT 8: RGB 7-5-3

Si bien, fue útil para detectar presencia de vegetación (verde flúor), también ayudó a visualizar litologías que contienen minerales hidratados como las arcillas en tonos de rosas a naranjas (Figura 30). En este caso la imagen generada con ASTER muestra mejor definición de unidades. Se destaca en la imagen LANDSAT 8 el cuerpo de agua sobre el Río San Juan, el Dique Punta Negra. En la imagen ASTER no se ve debido al año de la imagen anterior al dique.

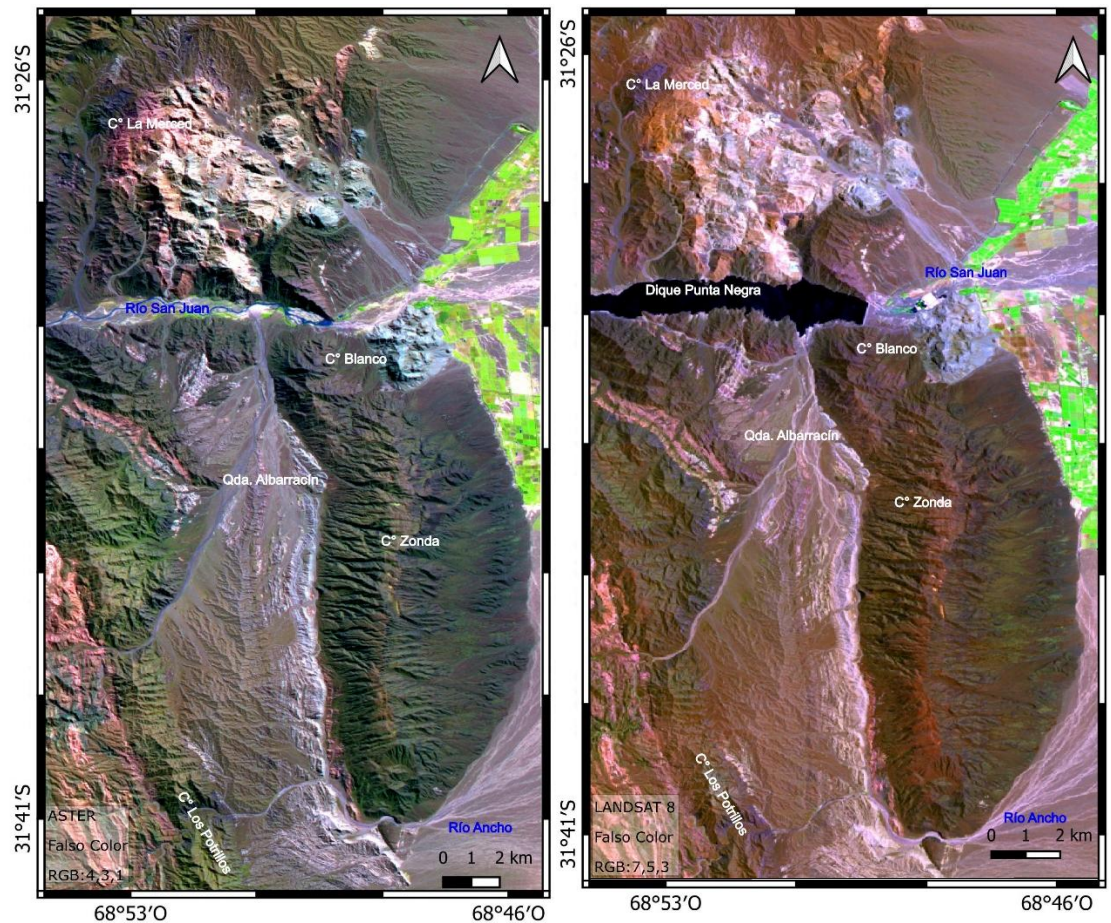


Figura 30: Mapas de Falso color. Izquierda: Imagen ASTER RGB 4-3-2. Derecha LANDSAT 8 RGB 7-5-3.

RGB de Geología: LANDSAT 8: RGB 7-4-2; SENTINEL-2: RGB 12-4-2

Esta combinación se utilizó como para discriminación geológica. En particular, junto con el RGB de Falso color, mejoró la visualización en el sector suroeste del Cerro Zonda y Cerro Los Potrillos, donde se puede observar la Formación La Deheza, diferenciándose claramente de la Formación Albarracín que se muestra en tonos amarillos. Aquellas rocas menos arcillosas como la Formación Punta Negra, muestra colores oscuros, como se observa principalmente en el Cerro Zonda. Hacia el norte del Dique Punta Negra, en el Complejo Subvolcánico Río Blanco, se puede ver un área con coloración amarilla fuerte, la cual expone claramente la Formación El Corral (Inmediaciones del Cerro La Merced) (Figura 31).

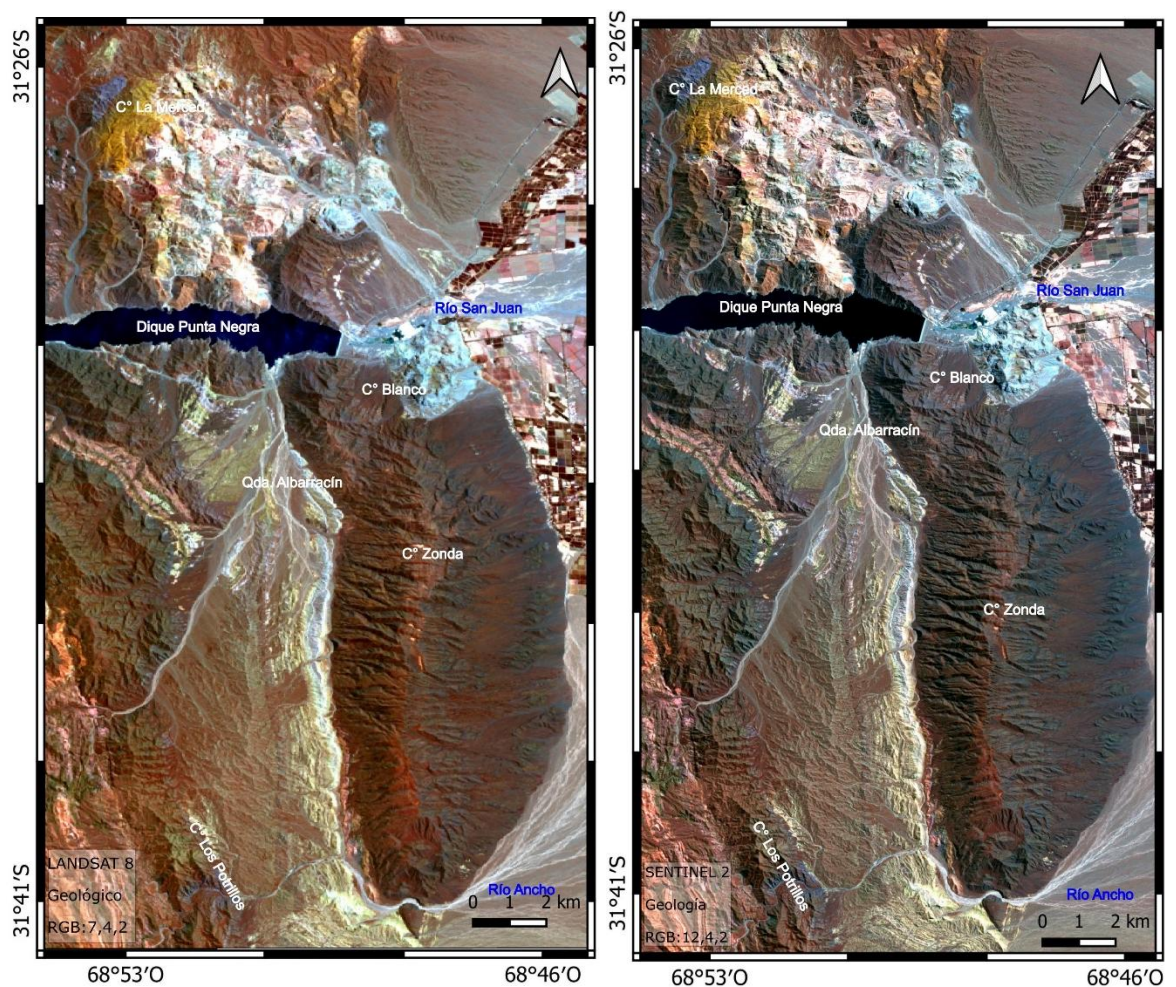


Figura 31: Mapas con RGB geológico. Izquierda: imagen LANDSAT RGB 7-4-2. Derecha: imagen SENTINEL- 2 RGB 12-4-2.

RGB de Estructuras: ASTER: RGB 6-4-1

Según la bibliografía, esta combinación se utiliza para resaltar y visualizar aspectos estructurales relevantes. Las estructuras (fallas, lineamientos, contactos) se reconocen claramente por cambios de tono o textura lineal, como el alto estructural al sur de la Qda. Albarracín señalado con estrella roja. A partir de ese punto el drenaje deja de ser hacia el norte, es decir hacia el Río San Juan, por el contrario, cambia hacia el sur (Figura 32).

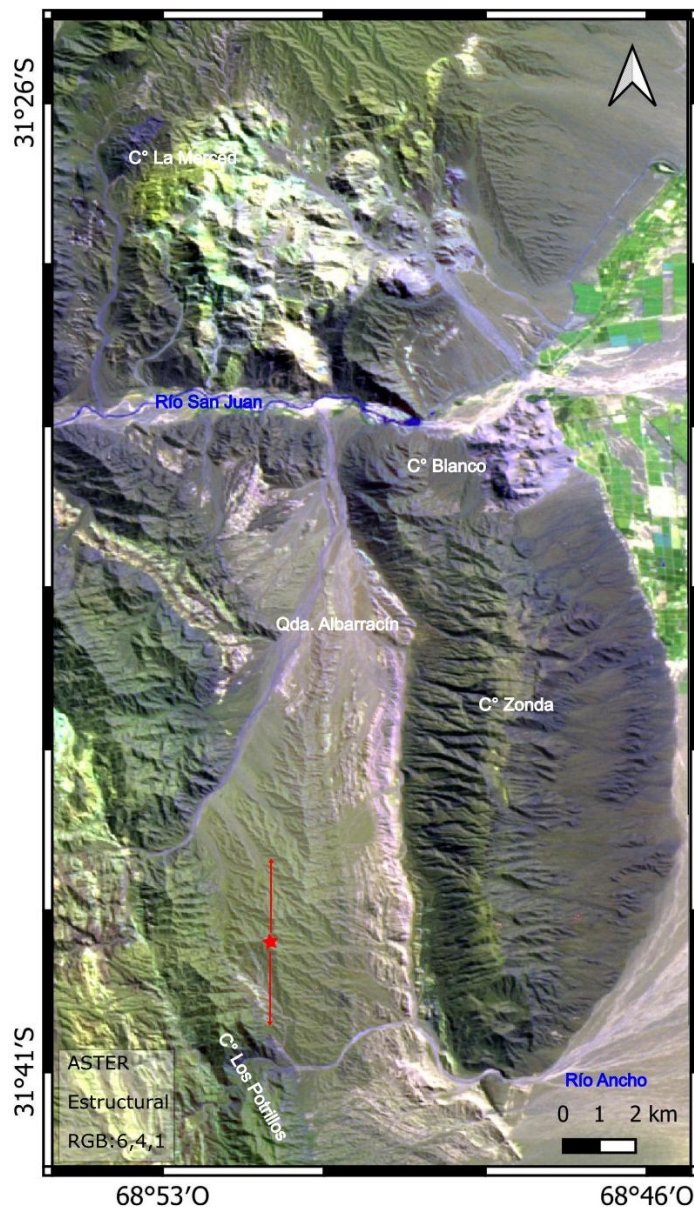


Figura 32: RGB 6-4-2 para Estructuras. La claridad en los tonos verdes en la Qda. Albarracín determinan un cambio en el drenaje a partir de un alto estructural (estrella roja) que con un RGB de color real no se observa.

RGB de Alteraciones Hidrotermales: ASTER: RGB 4-6-1

La combinación RGB 4-6-1 con ASTER, permitió resaltar alteraciones hidrotermales, las cuales se observan en tonos blanquecinos, rosados y amarillentos, que son característicos de minerales como arcillas, alunita y hematita. Las zonas enriquecidas en minerales de arcilla, asociadas al enlace Al-OH, se representan en tonalidades magentas. Esto facilita la identificación de sectores con posible actividad hidrotermal o procesos de alteración asociados. En este contexto, tanto en la Quebrada Albarracín como en los afloramientos correspondientes a la Formación Albarracín (sur del Cerro Blanco), se observan tonalidades blanquecinas lo que puede indicar contenido arcilloso. Hacia el norte del Dique Punta Negra, dentro del Complejo Subvolcánico Río Blanco, se observan zonas con alteración hidrotermal y además un sector con marcada coloración amarilla, correspondiente a la Formación El Corral (inmediaciones del Cerro La Merced) (Figura 33).

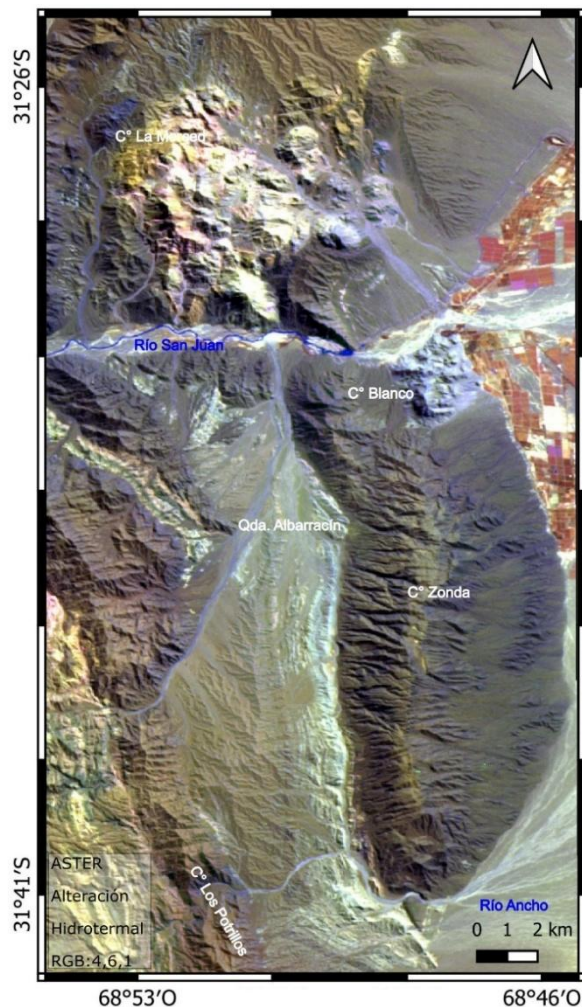


Figura 33: RGB 4-6-1 con ASTER para alteraciones hidrotermales.

Matemática de Bandas

Se aplicaron diferentes cocientes de bandas, con el fin de identificar sectores que muestran principalmente oxidación de hierro y minerales arcillosos.

Detección de áreas con concentración de óxidos de hierro

Para ASTER se utilizó el cociente B2/B1 (Figura 34), mientras que para LANDSAT 8 se utilizó el cociente propuesto por Gad y Kusky, 2006: B4/B2 (Figura 35), basándonos en este cociente, se propuso el mismo en el caso de SENTINEL-2: B4/B2 (Figura 36). En los tres procesamientos, se identificaron píxeles con valores altos de hierro identificados en color rojo. El procesamiento resultante con SENTINEL-2 y en menor medida, LANDSAT 8, identifican con mayor puntualidad las zonas oxidadas, en comparación con lo resultado en ASTER, para la zona de estudio. En el sector norte, se reconoció, la Formación El Corral principalmente, mientras que, hacia el sur de la zona, específicamente hacia la Quebrada Albarracín, se detectaron sectores con oxidación en la Formación Albarracín. Esto permite visualizar de manera más eficaz los límites de la formación en sectores donde no se tiene información precisa, como es el caso del sector sur de la Qda. Albarracín.

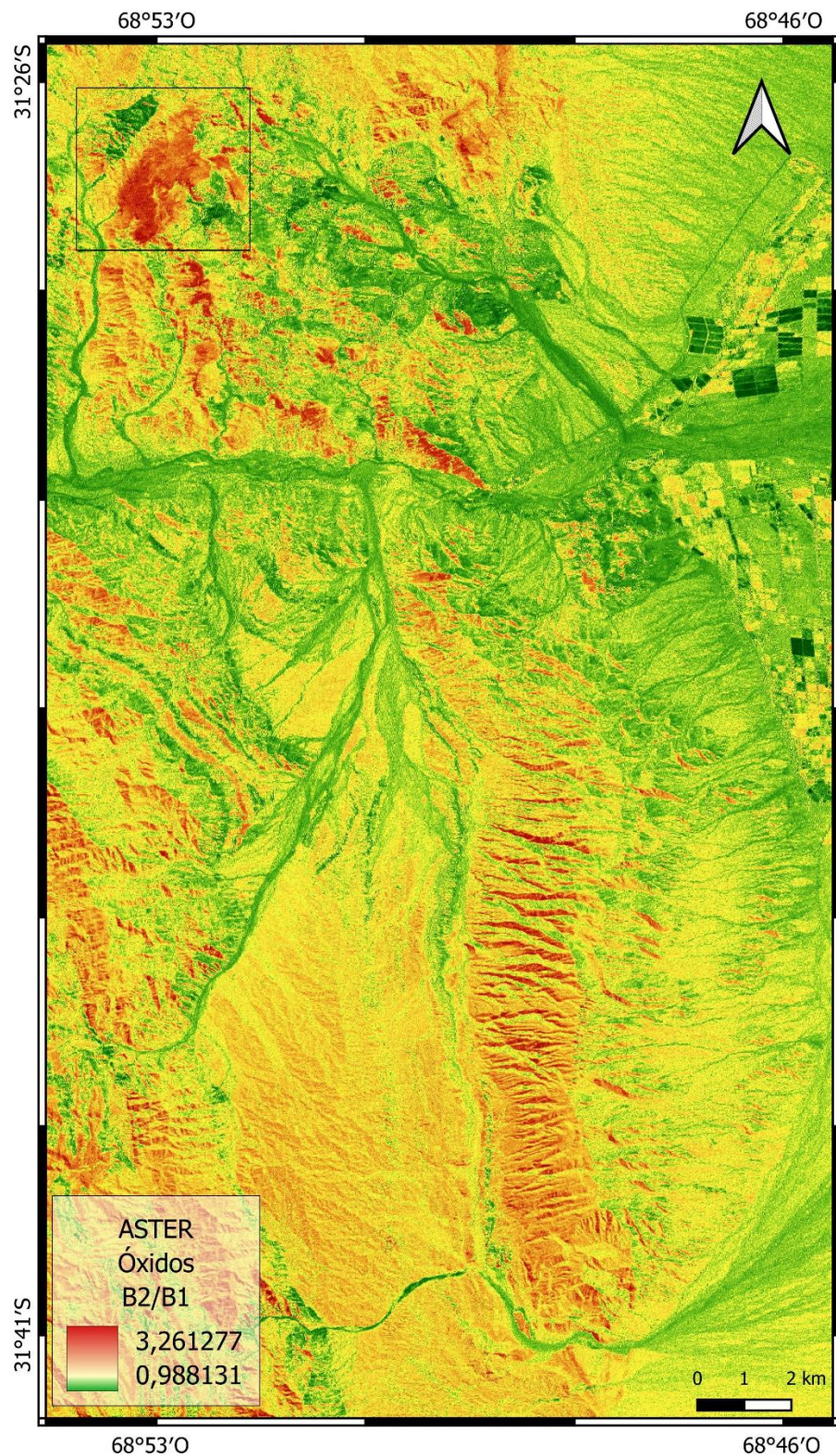


Figura 34: Cociente de bandas B2/B1 con ASTER para detectar zonas con óxidos de hierro. En recuadro se observa la Formación El Corral.

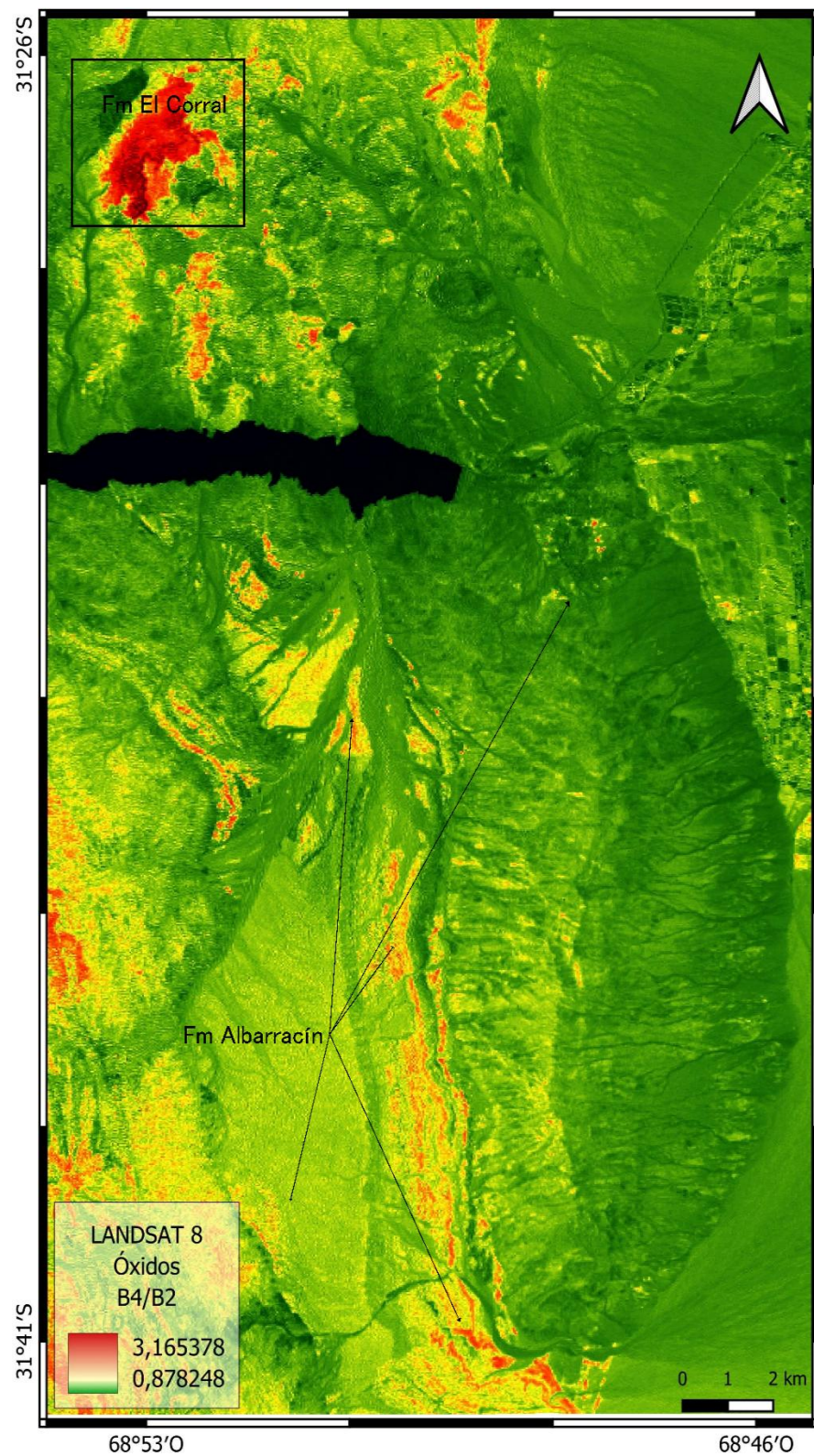


Figura 35: Cociente de bandas B4/B2 con LANDSAT 8 para detectar zonas con óxidos de hierro. En recuadro se observa la Formación El Corral.

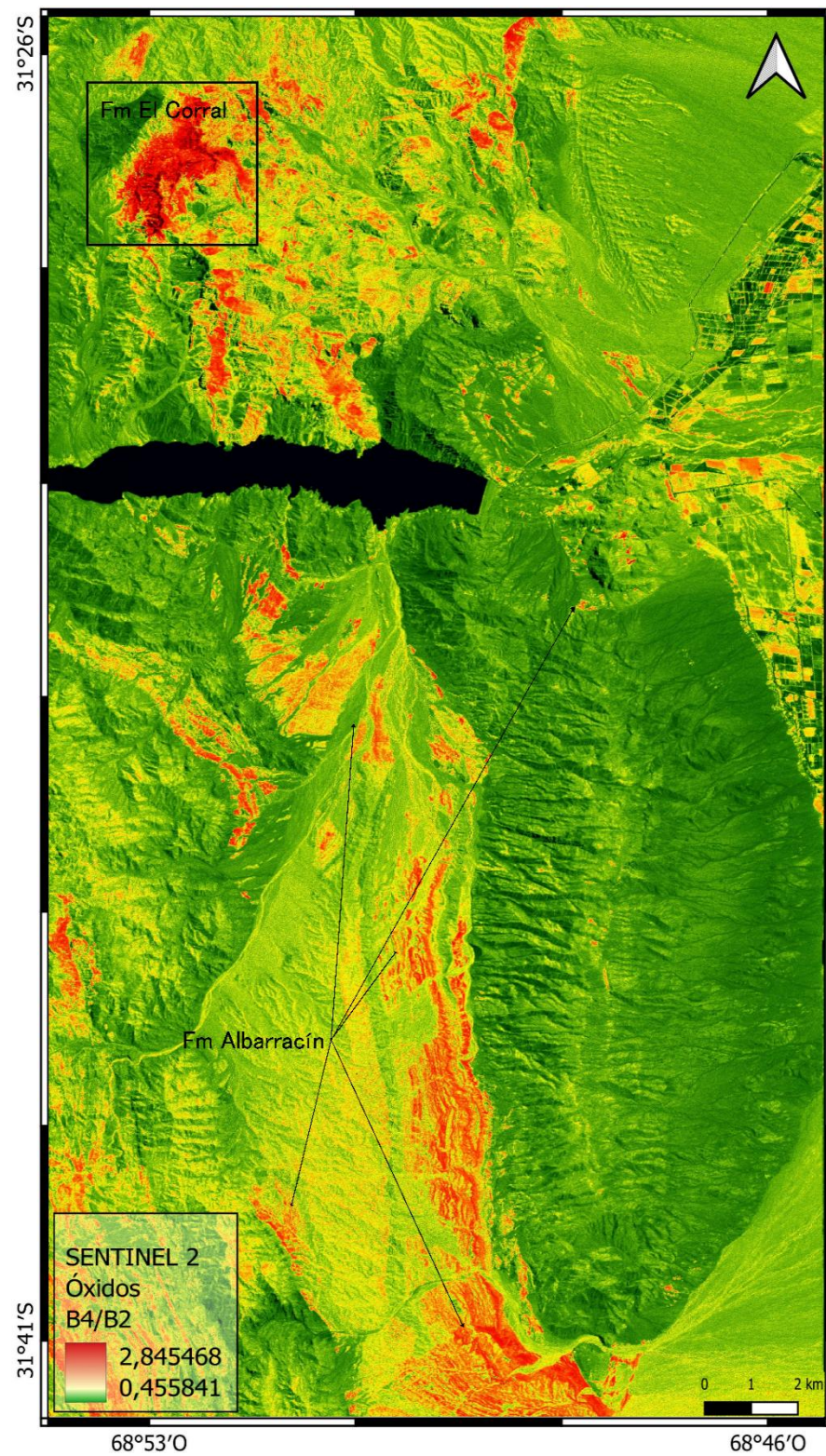


Figura 36: Cociente de bandas B4/B2 con SENTINEL-2 para detectar zonas con óxidos de hierro. En recuadro se observa la Formación El Corral.

Detección de áreas con concentración de minerales arcillosos

ASTER

- Cocientes o Índices: B4/B5; B4/B6 (Manrique, 2017): Se utilizaron con una escala de colores del amarillo al azul, donde aquellos pixeles que resaltan en colores amarillos indican pixeles que responden a materiales finos, pero no necesariamente minerales arcillosos. Los cuales se observan al norte del Río San Juan, en el sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco y en el abanico del Río San Juan al este de la imagen, donde se destaca el parcelado. No fueron identificados en donde aflora la Formación Albarracín, principalmente en el sector sur del Cerro Blanco y en la Quebrada Albarracín (Figura 37).

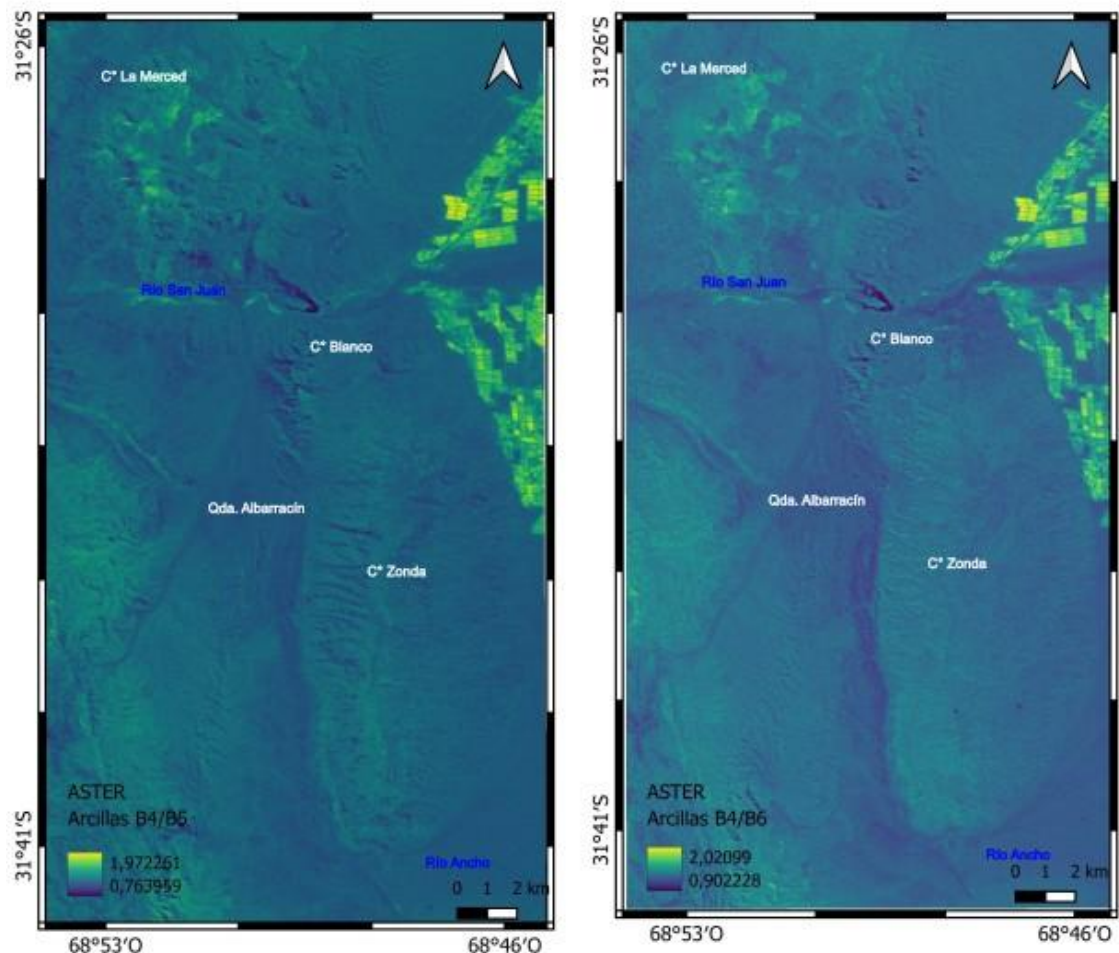


Figura 37: Cocientes con ASTER para minerales arcillosos. A: B4/B5; B: B4/B6. Los pixeles amarillos están señalando zonas con materiales finos ya que abarcan el abanico del Río San Juan principalmente.

- Cocientes o Índices B5/B6 y B5/B7 (Manrique, 2017): Se utilizaron con una escala de colores del amarillo al azul, donde aquellos pixeles que resaltan en colores amarillos indican pixeles que responden a materiales finos o minerales arcillosos. Fueron identificados algunos pixeles amarillos donde aflora la Formación Albarracín, principalmente en el sector sur del Cerro Blanco donde se encuentra el Miembro Basal de la misma (Figura 38).

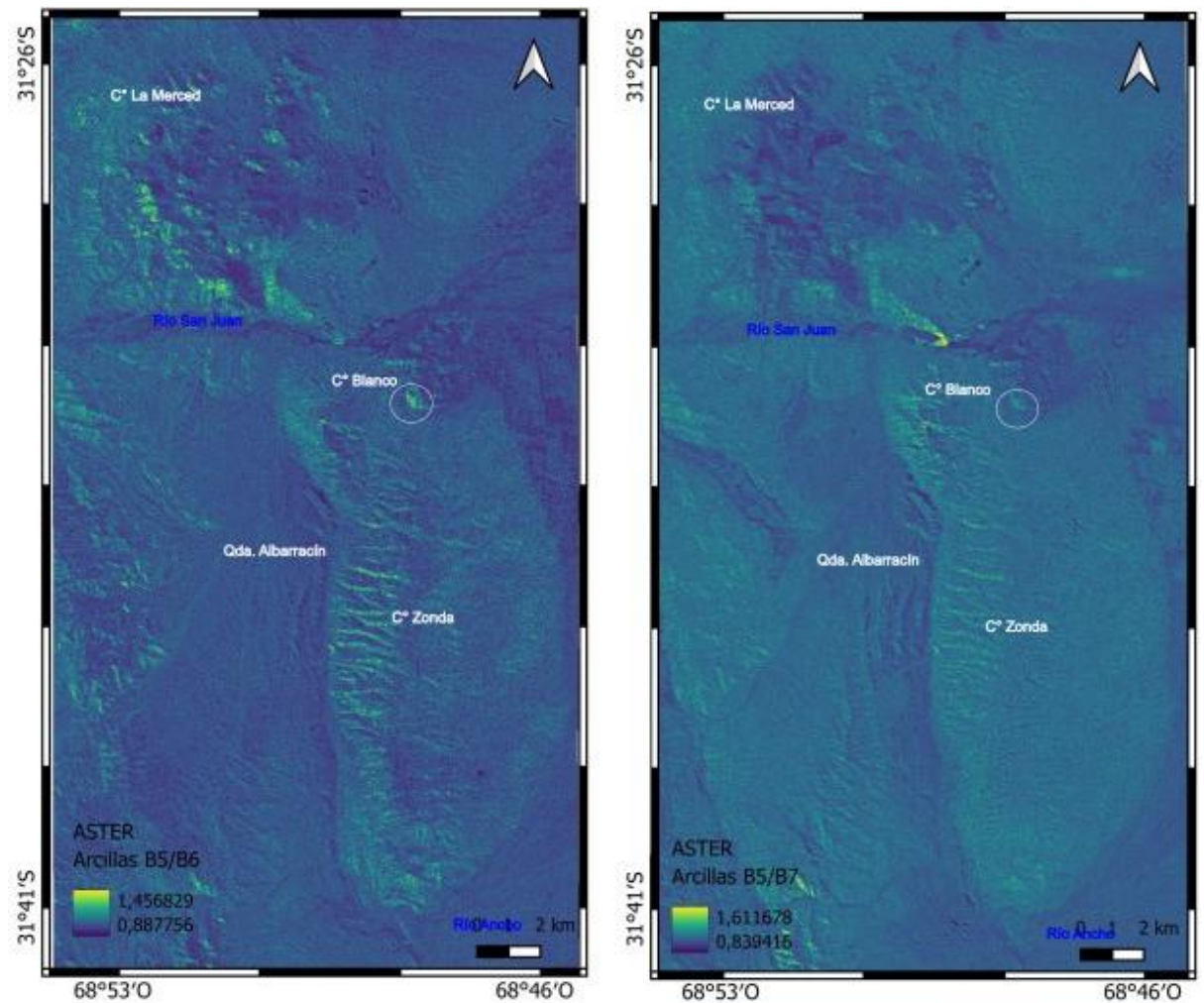


Figura 38: Cocientes con ASTER para minerales arcillosos. C: B5/B6; D: B5/B7. En círculo blanco se detectaron pixeles amarillos coincidentes con el Miembro Basal de la Formación Albarracín

- Cociente o Índice (B6/B4)+B5: Este índice, realizado en este trabajo, logró identificar pixeles amarillos que responden a materiales finos o minerales arcillosos en el sector sur oeste del Cerro Blanco y en la Quebrada Albarracín. Así como también sectores como el Cerro La Sal (Complejo Subvolcánico Río Blanco) y sedimentos en el cauce del río San Juan (Figura 39).

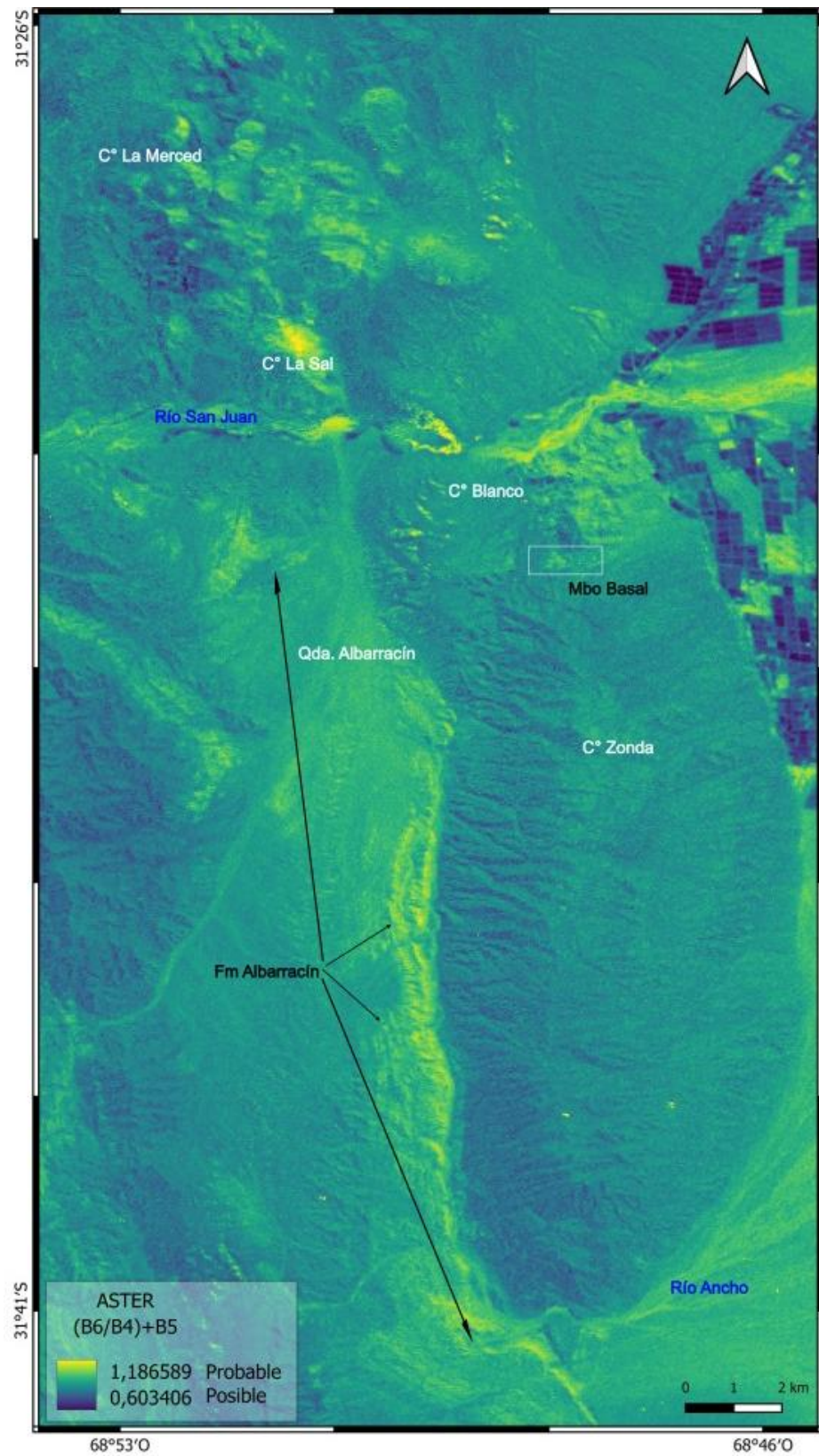


Figura 39: Matemática de bandas con ASTER: $(B6/B4)+B5$ propuesta en este trabajo. En amarillo se destacan pixeles que indican posible contenido en arcillas.

LANDSAT 8

- Índice (B7/B4) (Rowan *et al.*, 2005): Resalta pixeles amarillos claros en el sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco y al oeste del Cerro Los Potrillos, en la Formación La Deheza. También resalta falsos positivos en sectores como el Cerro Zonda principalmente, lo cual no sería correcto (Figura 40).

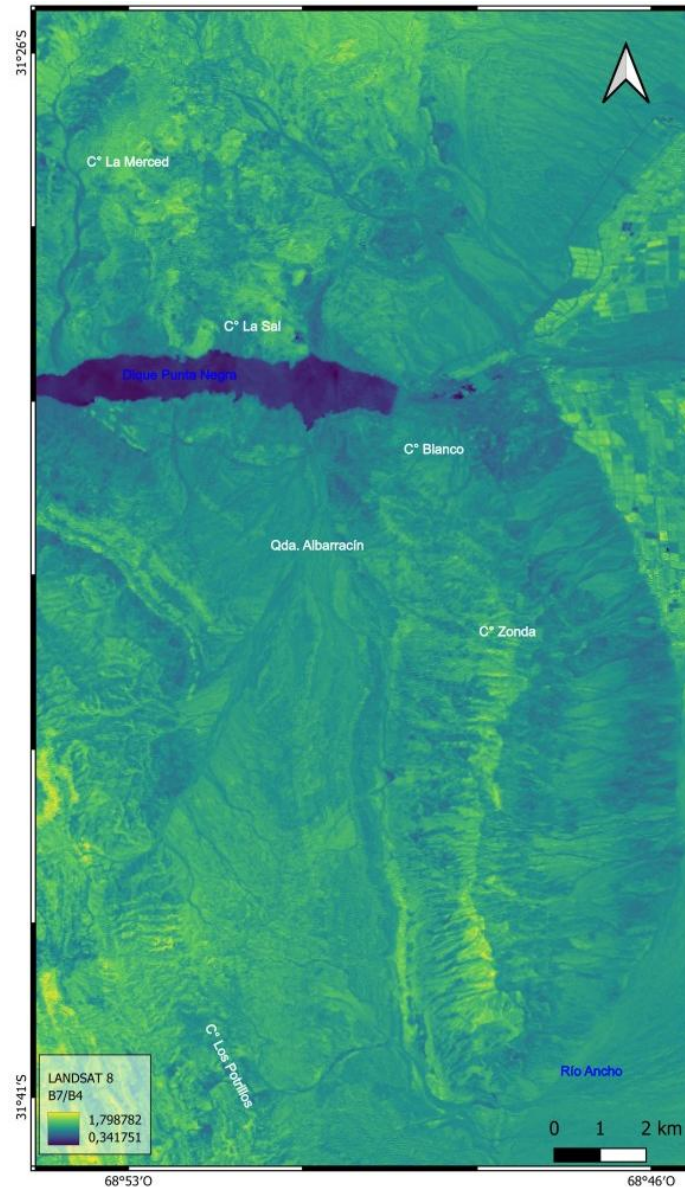


Figura 40: Cociente de bandas con LANDSAT8 (B7/B4).

Composiciones RGB basadas en índices de cociente de bandas

Se realizaron las siguientes combinaciones de bandas sólo con cocientes ASTER, para enfatizar la reflectancia de caolinita, illita:

- R: B4/B5; G: B4/B6; B: B4/B7: Se aplicó para la zona de estudio la matemática de bandas realizada por Ordoñez (2006) en el sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco. Esta autora propuso que los tonos amarillos blanquecinos, corresponden a zonas de alteración argílica caracterizada por arcillas como caolinita, illita y smectita. Esto se debe a la respuesta de la banda 5 y banda 6 por absorción de los enlaces de (Al–OH) (minerales arcillosos). Si bien en este trabajo se obtuvo el mismo resultado para ese sector, no fue posible en la zona sur del Cerro Blanco donde aflora el Mb Basal de la Formación Albarracín que muestra fuerte absorción. Esto se puede deber a que las arcillas contenidas en el Mb Basal son diferentes (Figura 41).

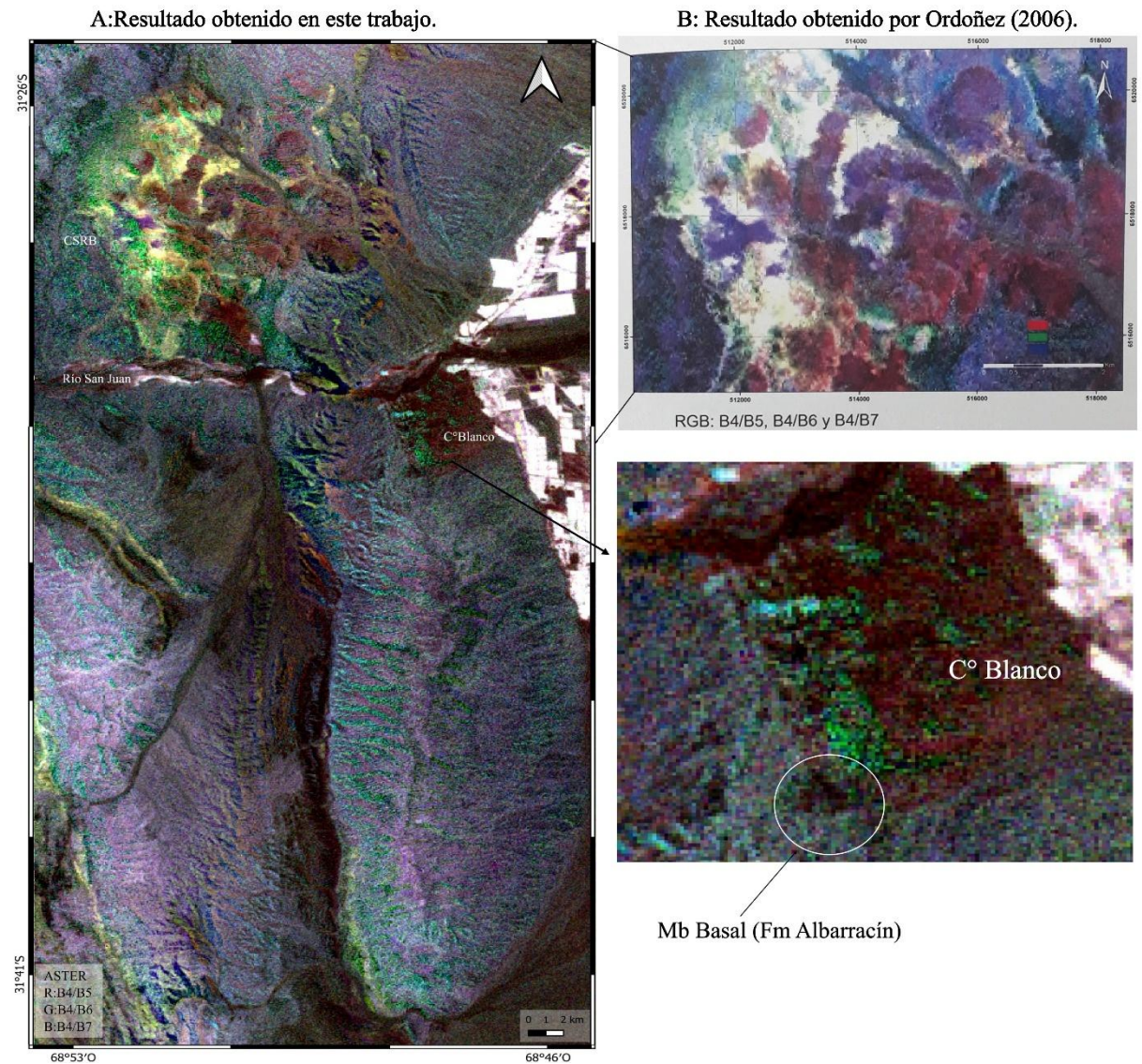


Figura 41: Izquierda y derecha inferior: Se muestra el mapa resultante realizado en este trabajo para la matemática de bandas R: B4/B5; G: B4/B6; B: B4/B7. Derecha superior: Resultado obtenido por Ordoñez 2006 para el Complejo subvolcánico Río Blanco.

- R: SWIR-7/SWIR-6, G: SWIR-5/ SWIR-6, B: SWIR-9/ SWIR-5 (Canbaz et al. 2018): Con esta combinación de bandas RGB, se logró resaltar sectores ricos en illita y caolinita. Identificando en tonos cian y amarillo, sectores de la Formación Albarracín, tanto en la quebrada homónima, como al sur oeste del Cerro Blanco. Esto se debe a que en la firma espectral de la caolinita muestra reflexión en el rango de la banda 7 y absorción en la banda 6 (Kokaly et al. 2017) (Figura 42).

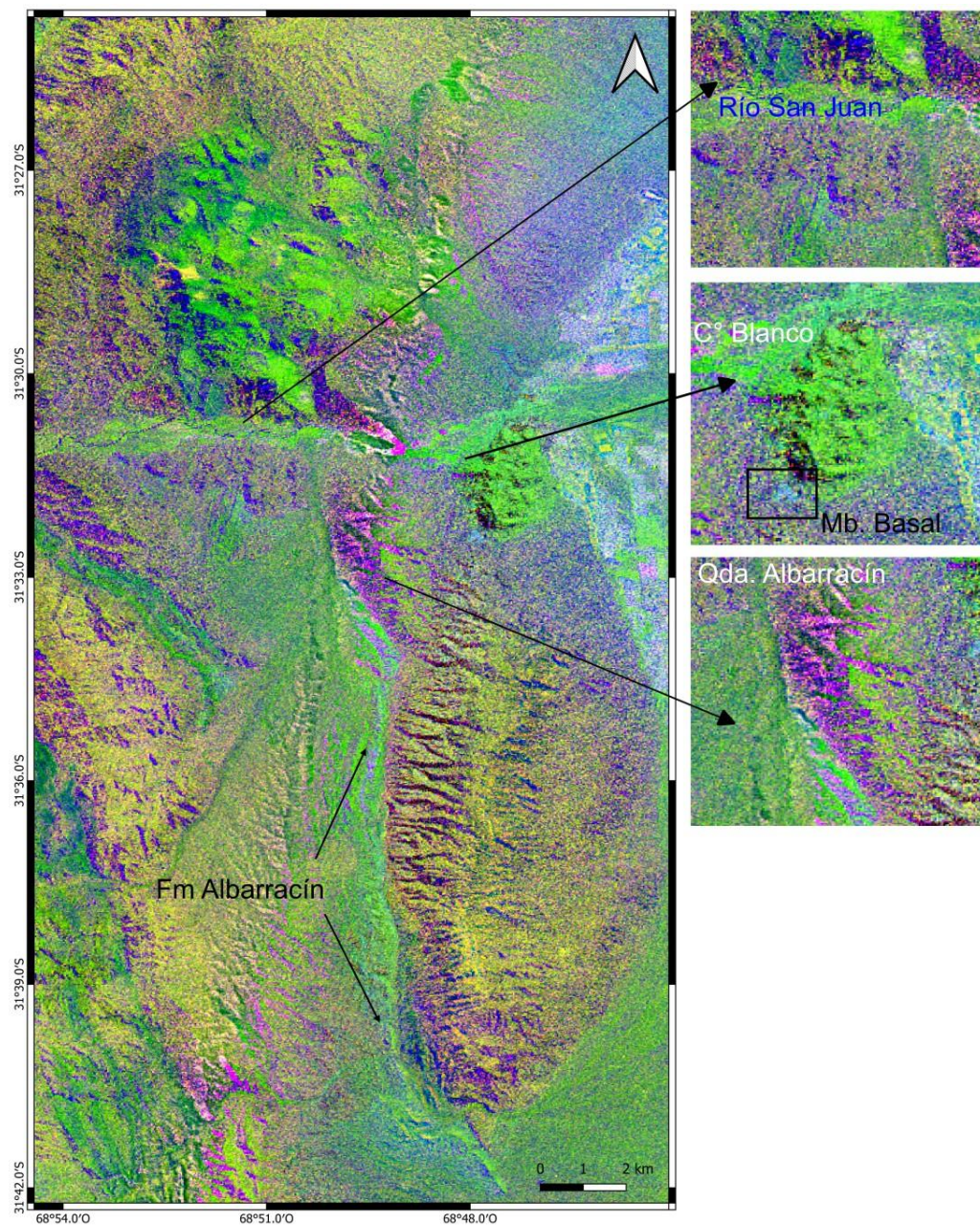


Figura 42: Matemática de bandas R: SWIR-7/SWIR-6, G: SWIR-5/ SWIR-6, B: SWIR-9/ SWIR-5 para la zona de estudio. Basado en Canbaz et al. (2018). En tonos cian, los sectores ricos en minerales arcillosos.

Firmas Espectrales

Se analizaron las firmas espectrales de diferentes unidades pertenecientes a la zona de estudio, utilizando una escena ASTER dentro de los rangos que abarcan los subsistemas Infrarrojo cercano (VNIR) e Infrarrojo de onda corta (SWIR), haciendo énfasis en la Formación Albarracín y la discriminación de sus miembros.

Formación Albarracín:

A continuación, se muestran las firmas espectrales obtenidas a través del software QGIS mediante dos complementos: Temporal/Spectral Tool (Figura 43) y Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) (Figura 43 y 44).

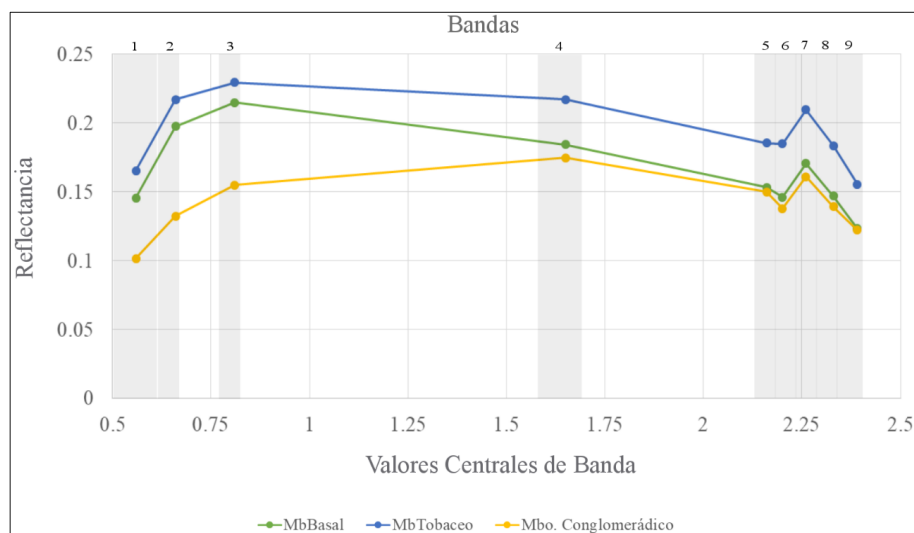


Figura 43: Firma espectral de cada miembro de la Formación Albarracín elaborada con Excel a partir de los datos puntuales tomados con el complemento Temporal/Spectral Tool de QGIS.

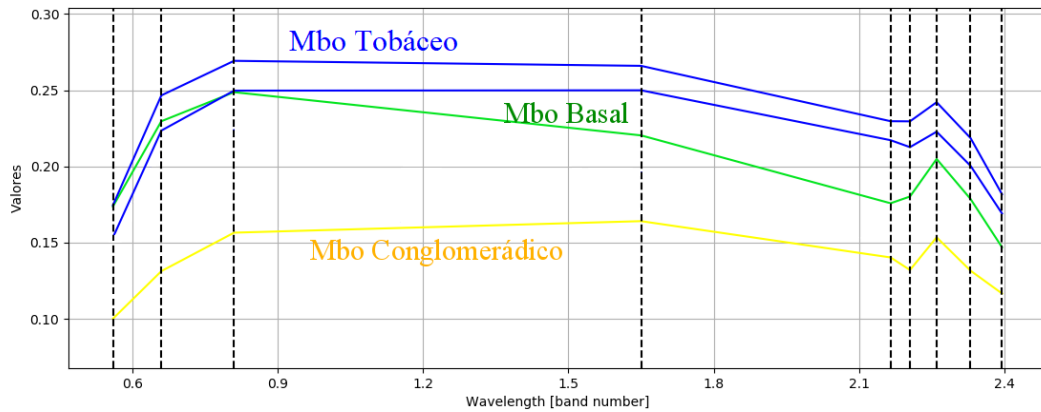


Figura 44: Firma espectral de cada miembro de la Formación Albarracín elaborada con el complemento SCP de Qgis. La línea punteada señala las bandas de ASTER.

Miembro Basal: La firma espectral muestra picos o aumentos de la reflectancia en el intervalo 0.55–0.80 μm (corresponde bandas ASTER 1–3 del subsistema VNIR), esta es una tendencia típica de materiales sedimentarios claros o alterados (Hunt, 1977). A partir del rango 0.80 μm –1.30 μm (NIR) y especialmente en el 1.60–2.43 μm (SWIR), se identifican rasgos de absorción en la banda 4 (1.65 μm) que es característico de la absorción de OH^- . También se muestra absorción por agua molecular en 1.9 μm (banda 5). (Hunt, 1977)., y finalmente se observa un pico pronunciado de absorción entre 2.20–2.30 μm (bandas 6–7) asociada a transiciones Al-OH y Mg-OH propias de illita, caolinita y esmectita (Clark et al., 1990; Swayze et al., 2014).

Miembro Tobáceo: se caracteriza por alta reflectancia en el rango 0.55–0.80 μm (corresponde a bandas ASTER 1–3 del subsistema VNIR), especialmente cerca de 0.80 μm (banda 3), esta respuesta es típica de depósitos tobáceos y volcánicos félsicos debido a la presencia de vidrio volcánico, el cual produce una dispersión interna que incrementa la reflectancia (Sabins, 1997; Abrams & Hook, 1995). En el rango de 1.6 a 2.3 μm (SWIR), presenta absorciones, pero menos intensas que las del Mb Basal: la absorción diagnóstica de arcillas en 2.20–2.25 μm (banda 6) es tenue, y hay una caída adicional hacia 2.30 μm (banda 7) que indica presencia subordinada de arcillas Mg-OH como esmectitas (Abrams & Hook, 1995; Clark et al., 2003). Esta combinación —alta reflectancia en el VNIR y absorciones débiles en el SWIR— sugiere que el Mb Tobaceo contiene arcillas, pero en menor proporción o mezcladas con vidrio volcánico parcialmente alterado.

Miembro Conglomerádico: Muestra baja reflectancias en el rango 0.55–0.80 μm (corresponde a bandas ASTER 1–3 del subsistema VNIR), esta respuesta es típica de materiales heterogéneos con matriz más oscura o clastos variados (Clark, 1999). En el SWIR (1.60–2.43 μm) se observan absorciones de agua en 1.9 μm (banda 5) (Hunt, 1977; Clark et al., 1990) y la absorción característica de arcillas entre 2.20–2.30 μm (bandas 6–7). Este patrón de reflectancia baja en VNIR combinada con absorciones SWIR bien definidas, puede indicar la presencia de arcillas en la matriz o como cemento fino, aunque menos intensas que en el Mb Basal (Goetz et al., 1983; Clark, 1999; Clark et al., 1990).

A modo de resumen se muestra la siguiente tabla la respuesta en cada banda de los distintos miembros de la Formación Albarracín (Tabla 7)

Tabla 7: Descripción de firmas espectrales de los miembros de la Formación Albarracín.

Miembro	Litología posible	VNIR			SWIR					
		Banda 1 (0.52–0.60 μm)	Banda 2 (0.63–0.69 μm)	Banda 3 (0.78–0.86 μm)	Banda 4 (1.60–1.70 μm)	Banda 5 (2.145–2.185 μm)	Banda 6 (2.185–2.225 μm)	Banda 7 (2.235–2.285 μm)	Banda 8 (2.295–2.365 μm)	Banda 9 (2.360–2.430 μm)
Mb Basal	Sedimentos alterados, arcillas (illita, caolinita, esmectita)	Alta reflectancia	Alta reflectancia	Alta reflectancia	Absorción OH moderada (1.65 μm)	Absorción agua molecular (1.90 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.20 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.30 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.33 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.40 μm)
Mb Tobaceo	Tobas, depósitos volcánicos félsicos, vidrio parcialmente alterado	Alta reflectancia	Alta reflectancia	Alta reflectancia	Absorción débil sin rasgos marcados (1.65 μm)	Absorción débil agua molecular (1.90 μm)	Absorción débil Al–OH / Mg–OH (2.20 μm)	Absorción débil Al–OH / Mg–OH (2.30 μm)	Absorción leve Al–OH / Mg–OH (2.33 μm)	Absorción leve Al–OH / Mg–OH (2.40 μm)
Mb Conglomerádico	Conglomerados con matriz arcillosa, cementación arcillosa	Baja reflectancia	Baja reflectancia	Baja a media reflectancia	Absorción OH moderada (1.65 μm)	Absorción agua molecular (1.90 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.20 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.30 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.33 μm)	Absorción Al–OH / Mg–OH (2.40 μm)

Firmas espectrales por unidades

A continuación, se describen las firmas espectrales para cada unidad de la zona de estudio, con el fin de poder visualizar las diferencias en la respuesta de cada firma (Figura 48 y Tabla 8).

Formación Punta Negra: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.07), 2 (0.63–0.69 μm , 0.08) y 3 (0.78–0.86 μm , 0.1194). Para la banda 4 (1.60–1.70 μm) presenta una meseta con una leve absorción (0.1195) que continúa hacia las bandas 5 (2.145–2.185 μm , 0.1) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.090). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.1105), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.094) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.091) presenta picos de absorción decrecientes.

Formación La Deheza: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.10), 2 (0.63–0.69 μm , 0.13), 3 (0.78–0.86 μm , 0.17) y 4 (1.60–1.70 μm , 0.22). Luego muestra picos de absorción que continúan hacia la banda 5 (2.145–2.185 μm , 0.18) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.17). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.19), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.16) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.14) presenta picos de absorción decrecientes.

Formación Mogna: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.065), 2 (0.63–0.69 μm , 0.085) y 3 (0.78–0.86 μm , 0.13). Para la banda 4 (1.60–1.70 μm) presenta una meseta con una leve absorción (0.14) que continúa hacia las bandas 5 (2.145–2.185 μm , 0.11) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.10). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.12), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.10) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.085) presenta picos de absorción decrecientes.

Formación Valentín: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.15), 2 (0.63–0.69 μm , 0.20), 3 (0.78–0.86 μm , 0.23) y 4 (1.60–1.70 μm , 0.24). Luego muestra picos de absorción que continúan hacia la banda 5 (2.145–2.185 μm , 0.20) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.20). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.21), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.19) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.16) presenta picos de absorción.

Cerro Blanco: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.16), 2 (0.63–0.69 μm , 0.20), 3 (0.78–0.86 μm , 0.21) y 4 (1.60–1.70 μm , 0.18). Luego muestra picos de absorción que continúan hacia la banda 5 (2.145–2.185 μm , 0.157) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.155). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.177), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.156) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.13) presenta picos de absorción decrecientes.

Complejo Subvolcánico Río Blanco: Presenta picos de reflectancia en la banda 1 (0.52–0.60 μm , 0.165), 2 (0.63–0.69 μm , 0.209), 3 (0.78–0.86 μm , 0.25) y 4 (1.60–1.70 μm , 0.28). Luego muestra picos de absorción que continúan hacia la banda 5 (2.145–2.185 μm , 0.21) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.20). Posteriormente, muestra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.23), mientras que para las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.20) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.10) presenta picos de absorción decrecientes.

Depósitos finos del Río San Juan: Muestran picos de reflectancia en las bandas 1 (0.52–0.60 μm , 0.164), 2 (0.63–0.69 μm , 0.207), 3 (0.78–0.86 μm , 0.23) y 4 (1.60–1.70 μm , 0.24). A continuación, se observan picos de absorción que continúan hacia las bandas 5 (2.145–2.185 μm , 0.20) y 6 (2.185–2.225 μm , 0.21). Posteriormente, se registra reflectancia en la banda 7 (2.235–2.285 μm , 0.22), mientras que en las bandas 8 (2.295–2.365 μm , 0.197) y 9 (2.360–2.430 μm , 0.16) se presentan picos de absorción con una tendencia decreciente.

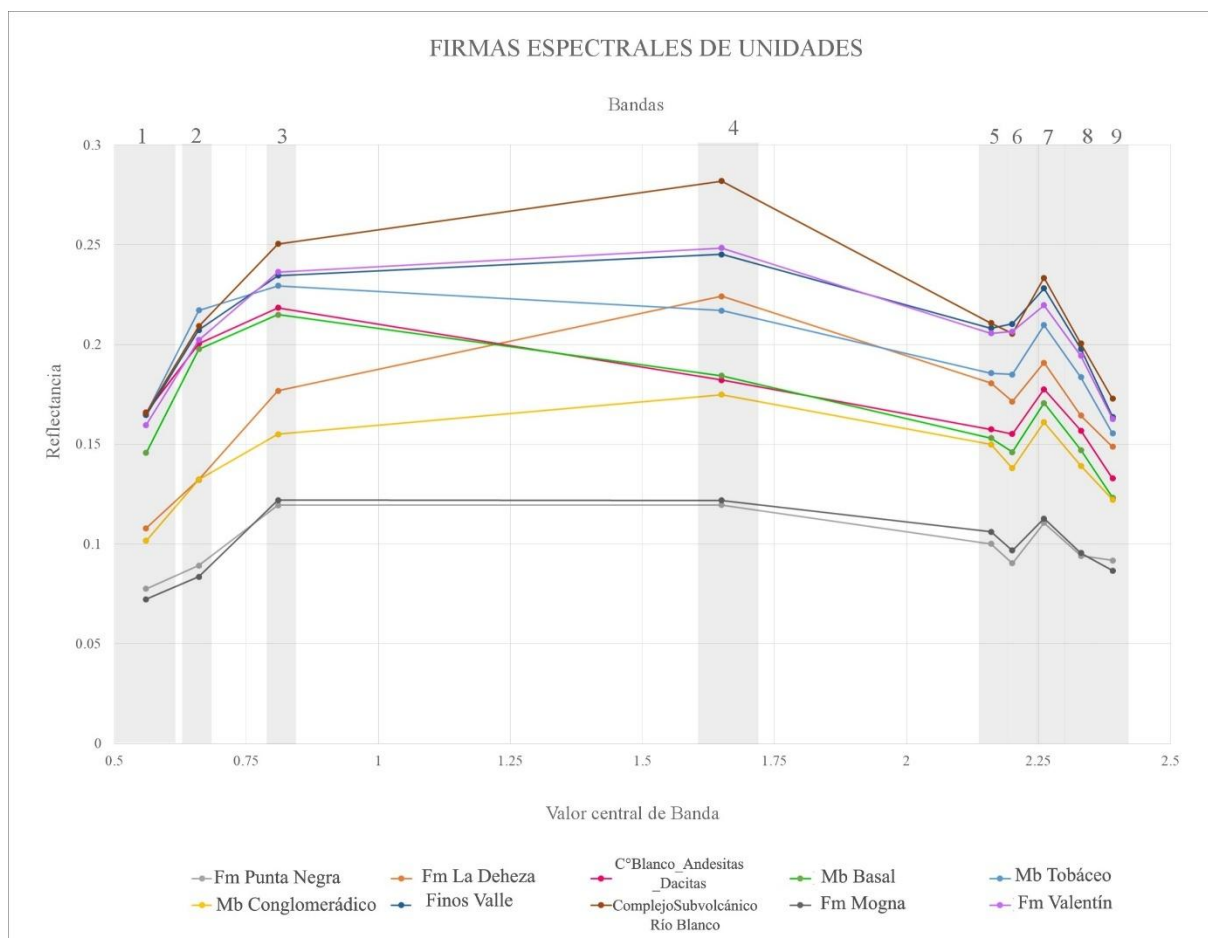


Figura 45: Firmas espectrales por unidades. Se detallan los miembros de la Formación Albarracín: En amarillo se observa el Mb Conglomerádico, en celeste el Mb Tobáceo y en verde el Mb Basal.

Tabla 8: Valores de numéricos de reflectancia para cada banda de cada unidad.

Bandas ASTER		Unidades										
		Formación Punta Negra	Formación La Deheza	Andesitas y Dacitas de Ullum		Formación Mogna Norte	Formación Mogna Sur	Formación Valentín	Fm Albarracín			Depósitos finos del Río San Juan
Cerro Blanco	Complejo Subvolcánico Río Blanco			Miembro Basal	Miembro Tobáceo				Miembro Conglomerádico			
1	0.56	0.07749894	0.1078565	0.1658581	0.16568850	0.06986715	0.07410703	0.1595830	0.14567626	0.16530087	0.1015814	0.16467093
2	0.66	0.08925425	0.1322719	0.2005068	0.20919519	0.083744	0.0934924	0.2022021	0.19769150	0.21706612	0.13230221	0.20728799
3	0.81	0.11941857	0.1768184	0.2184334	0.25036211	0.13340980	0.13197481	0.2363708	0.21499968	0.2293496	0.15503727	0.23457714
4	1.65	0.11955719	0.2241954	0.1821613	0.28188069	0.14594035	0.14504601	0.2483427	0.18439715	0.21697684	0.17481489	0.24521257
5	2.16	0.10014164	0.1805986	0.1575045	0.21077001	0.11243368	0.11690351	0.2055552	0.15314109	0.18560060	0.14994836	0.20816262
6	2.2	0.09036304	0.1714341	0.1551490	0.20542024	0.10558598	0.10841816	0.2064823	0.1460456	0.18498810	0.13795373	0.21037655
7	2.26	0.11058207	0.1908258	0.1775135	0.23335136	0.1209361	0.12574334	0.2196692	0.17059322	0.20968499	0.16108441	0.22817434
8	2.33	0.09403239	0.1643986	0.1568386	0.20045402	0.1007200	0.1068262	0.1943478	0.14707705	0.18363093	0.13918474	0.19783709
9	2.39	0.09178435	0.1486885	0.1329228	0.17282969	0.09547943	0.09843548	0.1627298	0.12331566	0.15533966	0.12225993	0.16371516

Resultados del análisis de firmas espectrales a partir de las especies minerales arcillosas encontradas en la zona de estudio.

En base a las especies minerales arcillosas encontradas por Lanzillotta (2000) y Bazzani (2018) (Tabla 6), las firmas espectrales afines de la librería ASTER (Kokaly et al., 2017) y las firmas realizadas en la zona de estudio, se pudo observar que hay firmas espectrales de illita, caolinita y montmorillonita que presentan máximo valor de reflectancia en la banda 3. Mientras que las absorciones máximas, se dan en las bandas 4,5,6 y 8. Por lo que la tendencia de estas firmas espectrales, se asemejarían con las firmas espectrales de los Miembros Basal y Tobáceo de la Formación Albarracín, así como también con el Cerro Blanco (Andesitas y Dacitas de Ullum) (Figura 45). Así mismo, otro grupo de firmas espectrales de illita, caolinita y montmorillonita, presentan máximo valor de reflectancia en la banda 4. Mientras que las absorciones máximas, se dan en las bandas 6,8 y 9. Lo que hace que la tendencia de estas firmas, se asemejen a las correspondientes al Miembro Conglomerádico de la Formación Albarracín, al Complejo Subvolcánico Río Blanco y a la Formación Valentín (Figura 45).

Análisis de Componentes Principales (PCA)

PCA con ASTER de 6 Bandas

Se aplicó un análisis de componentes principales (PCA) con el objetivo de detectar de manera más eficiente las zonas arcillosas. PCA 6 Bandas (Tabla 9).

Tabla 9: Bandas del SWIR de ASTER en el PCA de 6 bandas.

SWIR	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8	Banda 9
PCA	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6

El complemento SCP, además de generar las escenas, brinda los valores numéricos resultantes para correlación, covarianza, suma de eigenvalores del análisis, que se detallan a continuación para el caso de 6 bandas correspondientes al subsistema SWIR.

- Eigenvalores de Covarianza: Son los valores que representan la cantidad de varianza explicada por cada componente principal.
- Suma de los Eigenvalores: Es la suma acumulada de los eigenvalores hasta ese componente.

- **Eigenvalores/Suma:** Es la proporción de varianza explicada por cada componente respecto al total acumulado.
- **Porcentajes (%):** Muestra el porcentaje acumulado de la varianza explicada por los componentes principales hasta el componente correspondiente.

Matriz de Correlación

La matriz de correlación muestra valores muy altos entre las seis bandas SWIR de ASTER (0.916–0.986), lo que indica una fuerte redundancia espectral. En consecuencia, el PCA concentra la mayor parte de la información en el primer componente principal (PC1), cuyo eigenvalor es 5.838 y explica el 97.3 % de la varianza total. El segundo componente (PC2) aporta únicamente el 1.6 %, alcanzando juntos un 98.9 % de varianza acumulada. Los componentes PC3 a PC6 explican menos del 1 % en conjunto, lo que confirma que su contribución es mínima y que las seis bandas originales contienen una estructura altamente correlacionada (Tablas 10 y 11).

Tabla 10: Resultado PCA para SWIR (6 bandas).

Matriz de correlación	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6
Banda 1 (Banda 4)	1.000	0.947	0.954	0.949	0.934	0.916
Banda 2 (Banda 5)	0.947	1.000	0.986	0.986	0.985	0.972
Banda 3 (Banda 6)	0.954	0.986	1.000	0.984	0.983	0.971
Banda 4 (Banda 7)	0.949	0.986	0.984	1.000	0.987	0.973
Banda 5 (Banda 8)	0.934	0.985	0.983	0.987	1.000	0.983
Banda 6 (Banda 9)	0.916	0.972	0.971	0.973	0.983	1.000

Estas correlaciones sugieren que muchas de las bandas están capturando información similar. Aquí es donde el PCA resulta útil para reducir la redundancia y destacar las diferencias clave.

Tabla 11: Valores de Covarianza resultado PCA para SWIR (6 bandas).

Covarianza Eigenvalores	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Banda 4	0.399	-0.852	0.316	-0.063	0.055	0.089
Banda 5	0.411	0.068	-0.422	0.220	0.774	-0.011
Banda 6	0.411	-0.009	-0.293	0.650	-0.563	-0.079
Banda 7	0.411	0.065	-0.277	-0.629	-0.204	-0.559
Banda 8	0.411	0.268	-0.053	-0.327	-0.166	0.789
Banda 9	0.407	0.439	0.746	0.149	0.106	-0.227

Covarianza y Eigenvalores

Los eigenvalores muestran la proporción de varianza capturada por cada componente principal (PC). Indican cómo contribuyen las bandas originales a cada componente principal. Es el valor propio del primer componente principal (PC1): 5.838, cuyo porcentaje de varianza es 97.3%, indica que el PC1 captura la mayor parte de la variación de los datos. Mientras que los otros componentes, explican fracciones más pequeñas de la varianza: PC2 98.9 %. Y del PC3 al PC6 aportan menos del 1% en total (Tabla 12).

En este caso, el análisis de componentes principales ha sido efectivo, ya que el primer componente principal (PC1) describe la mayor parte de la varianza, mientras que los otros componentes capturan variaciones menores. Los valores de los eigenvalores son similares para todas las bandas, lo que indica que PC1 (Banda 4 del SWIR), representa una media ponderada de todas las bandas, resaltando áreas de alta reflectancia general en SWIR.

Tabla 12: Resultado PCA para SWIR (6 bandas) según cada PC.

Componentes	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Covarianza Eigenvalores	5.838	0.096	0.026	0.016	0.013	0.010
Suma de Eigenvalores	5.838	5.934	5.960	5.977	5.990	6.000
Eigenvalores/Suma	0.973	0.989	0.993	0.996	0.998	1.000
Porcentajes (%)	97.3	98.9	99.3	99.6	99.8	100.00

Gráfico de varianza

La varianza demuestra que el PC1 captura el 97.3% de la varianza, lo que indica que casi toda la información relevante está contenida en esta componente. Así mismo, para el PC2 adiciona un 1.6%, mientras que las siguientes componentes tienen un aporte secundario (Figura 46).

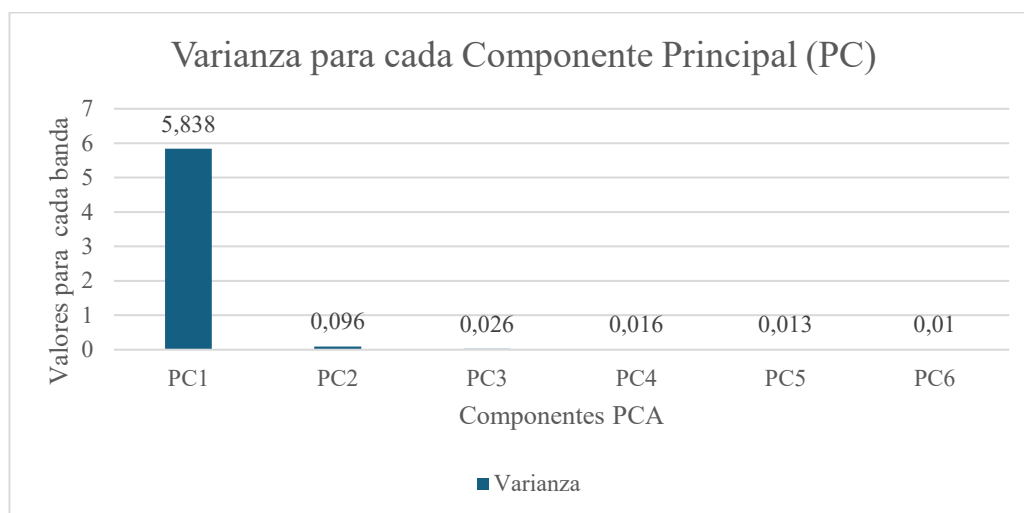


Figura 46: Gráfico de varianza para PCA de 6 bandas.

RGB con PCA 6 Bandas

A partir del análisis realizado con el PCA de 6 bandas, utilizando los complementos SCP y PCA4CD, se lograron diferenciar claramente las características de la Formación Albarracín respecto a otras formaciones cercanas, como la Formación La Deheza. En este análisis, se emplearon varios RGB específicos, los cuales mostraron diferentes tonalidades asociadas con las alteraciones hidrotermales de la región.

RGB 123 (456) con PCA4CD

En esta composición, permite resaltar minerales alterados y rocas secas con la banda 4, con la banda 5 puede mostrar sectores que capturan OH^- (B5 a B7 en 2.145–2.285 μm) (Hunt & Salisbury, 1970), y la banda 6 ayuda a destacar absorciones más fuertes de OH^- y agua estructural en minerales hidratados. Por lo tanto, áreas con minerales hidratados o alteración

hidrotermal, se verán con tonos verde-azulados, Rocas no alteradas o secas en tonos rojizos y arcillas intensas o zonas con OH^- fuerte en azul intenso. En este caso, el Miembro Basal (MB) de la Formación Albarracín, aparecen en tonos cian intensos, Por ejemplo, en el Cerro Zonda, donde aflora la Formación Punta Negra (compuesta principalmente de grauvacas), se observan tonos cálidos y rojizos, manteniendo una reflectancia estable típica de rocas siliciclásticas. En el sector oeste y suroeste de la zona de estudio, se observa a la Formación La Deheza y el Complejo Subvolcánico Río Blanco al norte, se muestran con colores verdes claros y celestes. No se logra distinguir estas tres unidades con claridad, pero si indicaría presencia de minerales hidratados (Figura 47).

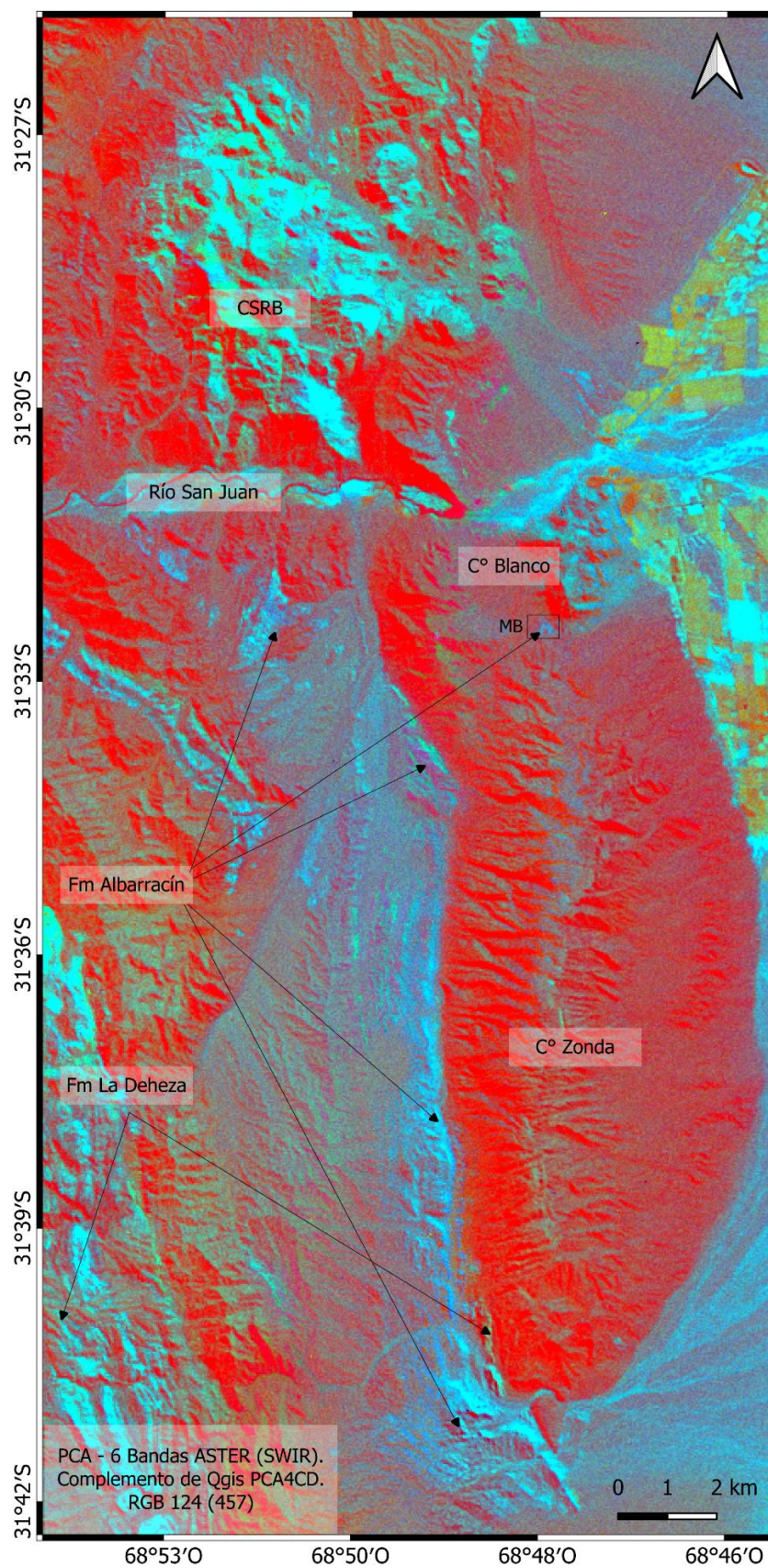


Figura 47: PCA 6 Bandas con ASTER, complemento PCA4CD de QGIS. RGB 124 (457). Se puede reconocer en tonos cian el sector del Mb Basal (MB).

RGB 123 (456) con PCA4CD

En esta combinación, los colores magenta y cian resaltan fuertemente los minerales hidratados, lo que permite distinguir primero a la Formación Albarracín y al Miembro Basal (MB) de la misma en tonos celestes. Por otra parte, La Formación La Deheza resalta en tonos verdes y rosas, separando bien su respuesta de la Formación Albarracín. La Formación Punta Negra, por el contrario, aparece estable en tonos magenta debido a la ausencia de absorciones en el SWIR, esto es debido a sus grauvacas compactas. En el CSRB, las rocas volcánicas alteradas se ven en tonos verdes y cian, Se observa además que la respuesta de este sector es similar a la de la Formación La Deheza, lo que no permitiría diferenciar bien estas unidades. Aun así, si se logra diferenciar a la Formación Albarracín (Figura 48).

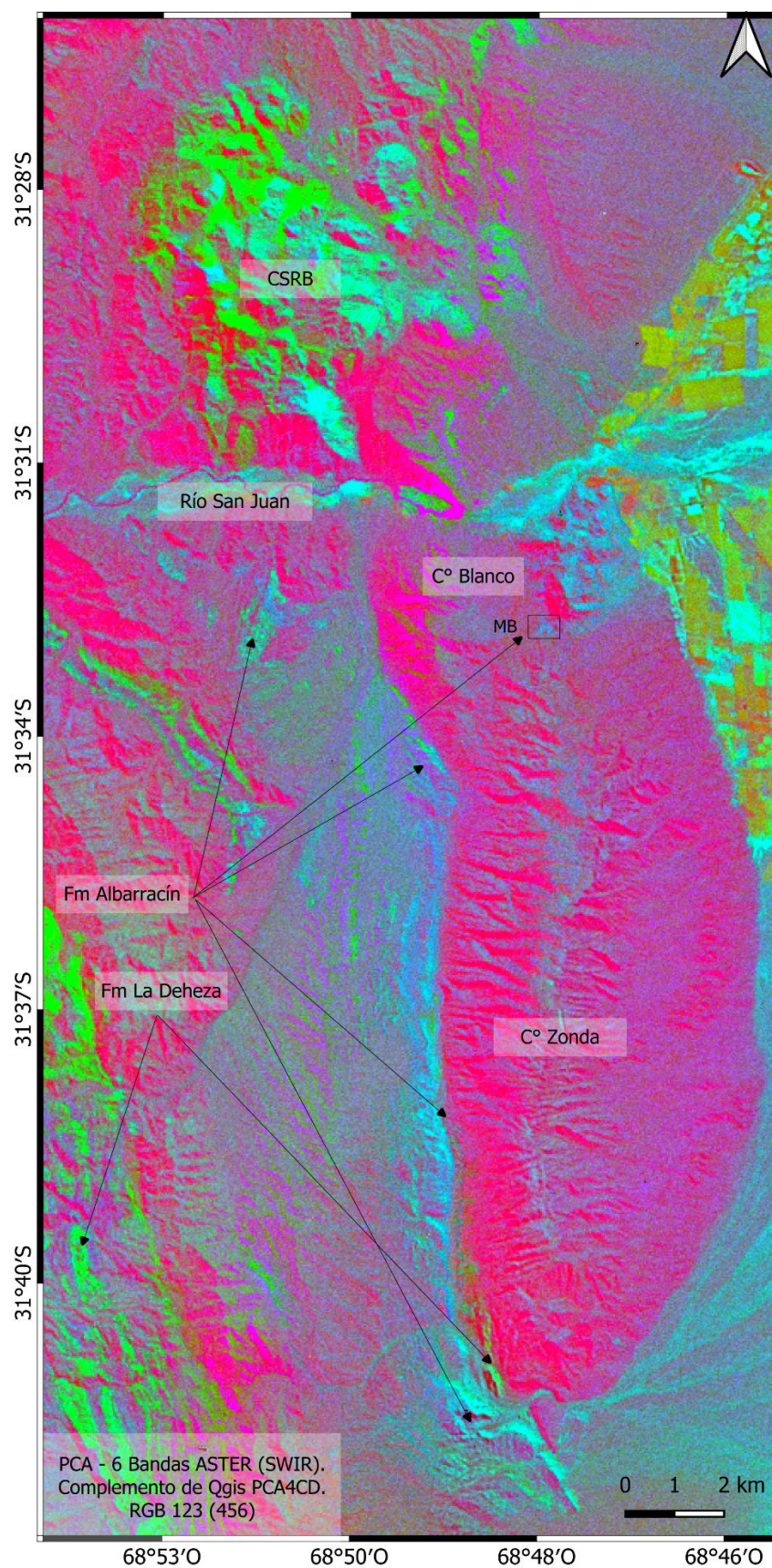


Figura 48: PCA 6 bandas con ASTER complemento PCA4CD de QGIS: RGB 123 (456). Se puede reconocer en tonos cian el sector del Mb Basal (MB).

RGB 234 (567) con PCA4CD

Esta composición genera que La Formación Albarracín se vea en tonos blanquecinos, cian y rosados, incluido el Miembro Basal (MB). Por el contrario, la Formación Punta Negra (aflora rodeando el CSRB, al este en Cerro Zonda y en las serranías al oeste de la Qda. Albarracín), aparece en tono verde uniforme, esto se debe a su litología (grauvacas) que tienen una firma espectral plano en el SWIR. Por otra parte, la Formación La Deheza muestra colores verdes brillantes y magentas dispersos, de la misma manera que el CSRB. Aunque los sectores caoliníticos adquieren tonalidades suaves similares a arcillas, pero sin el contraste nítido de las otras combinaciones. En general, este RGB sirve para visualizar unidades, pero no es el más adecuado para resaltar arcillas (Figura 49).

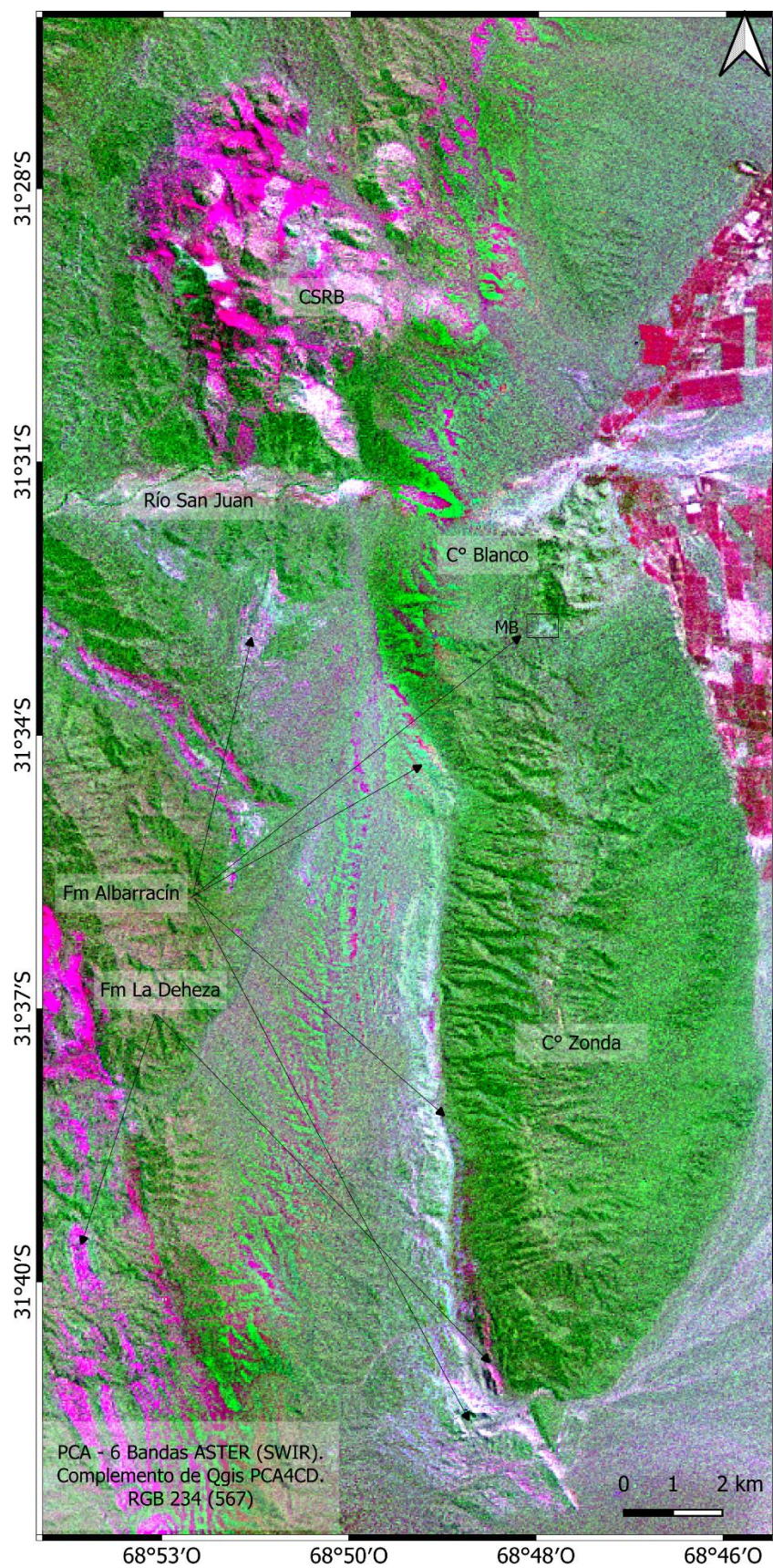


Figura 49: PCA 6 bandas con ASTER complemento PCA4CD de QGIS: RGB234 (567). Se puede reconocer en tonos blanquecinos el sector del Mb Basal (MB).

RGB 124 (457) con SCP

Este RGB muestra colores más saturados que los del complemento PCA4CD. La Formación Albarracín se destaca por tonos rosados y anaranjados, mientras que el Miembro Basal muestra tonos morados. Por otra parte, La Formación Punta Negra se observa en tonos verdes y azules, aunque no tiene una respuesta homogénea. La Formación La Deheza en el sector oeste de la zona, se observa en tonos anaranjados rojizos mientras que en el margen oeste del Cerro Zonda en tonos verdes. El CSRB se observa como la Formación Albarracín y la Formación La Deheza. Por lo tanto, este RGB solo es útil para separar aquellas unidades siliciclásticas de las que no lo son, pero no distingue entre aquellas que presentan minerales arcillosos. Cabe mencionar que este resultado es similar al que se obtuvo con el complemento PCA4CD (Figura 50).

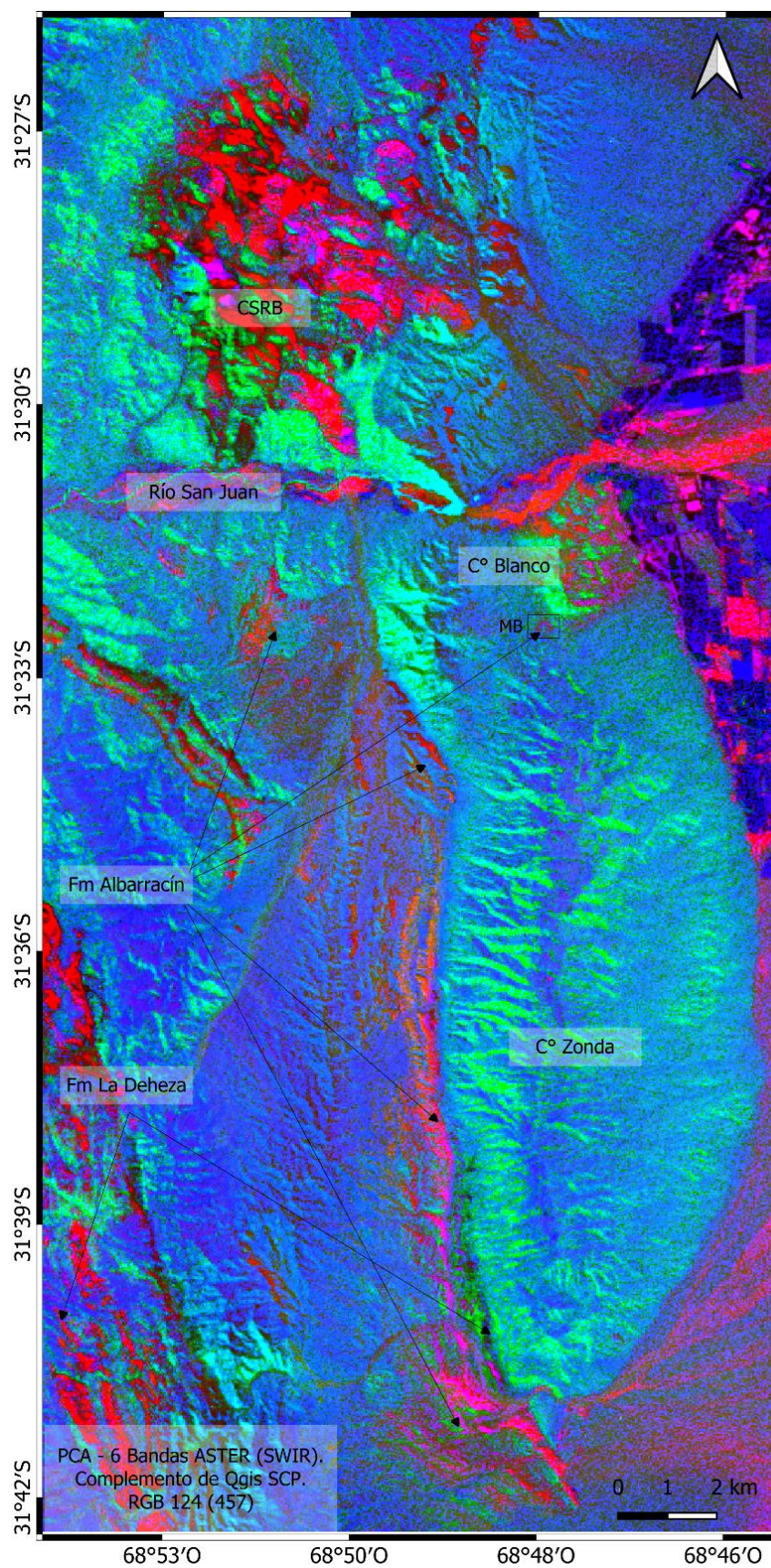


Figura 50: PCA 6 bandas con ASTER complemento SCP de QGIS: RGB124 (467). Se puede reconocer en tonos morados el sector del Mb Basal (MB).

RGB 234 (567) con SCP

Esta composición genera colores muy suaves y escaso contraste, lo que dificulta la diferenciación litológica. Aunque logra discriminar el Miembro Basal (MB), no logra distinguirlo con claridad de otras partes de la Formación Albarracín. La Formación Punta Negra resalta en tonos cian, mientras que, la Formación La Deheza, el CSRB y el Cerro Blanco, muestran tonos verdes. Dado que la variación cromática es mínima, esta composición no es adecuada para la detección de arcillas (Figura 51).

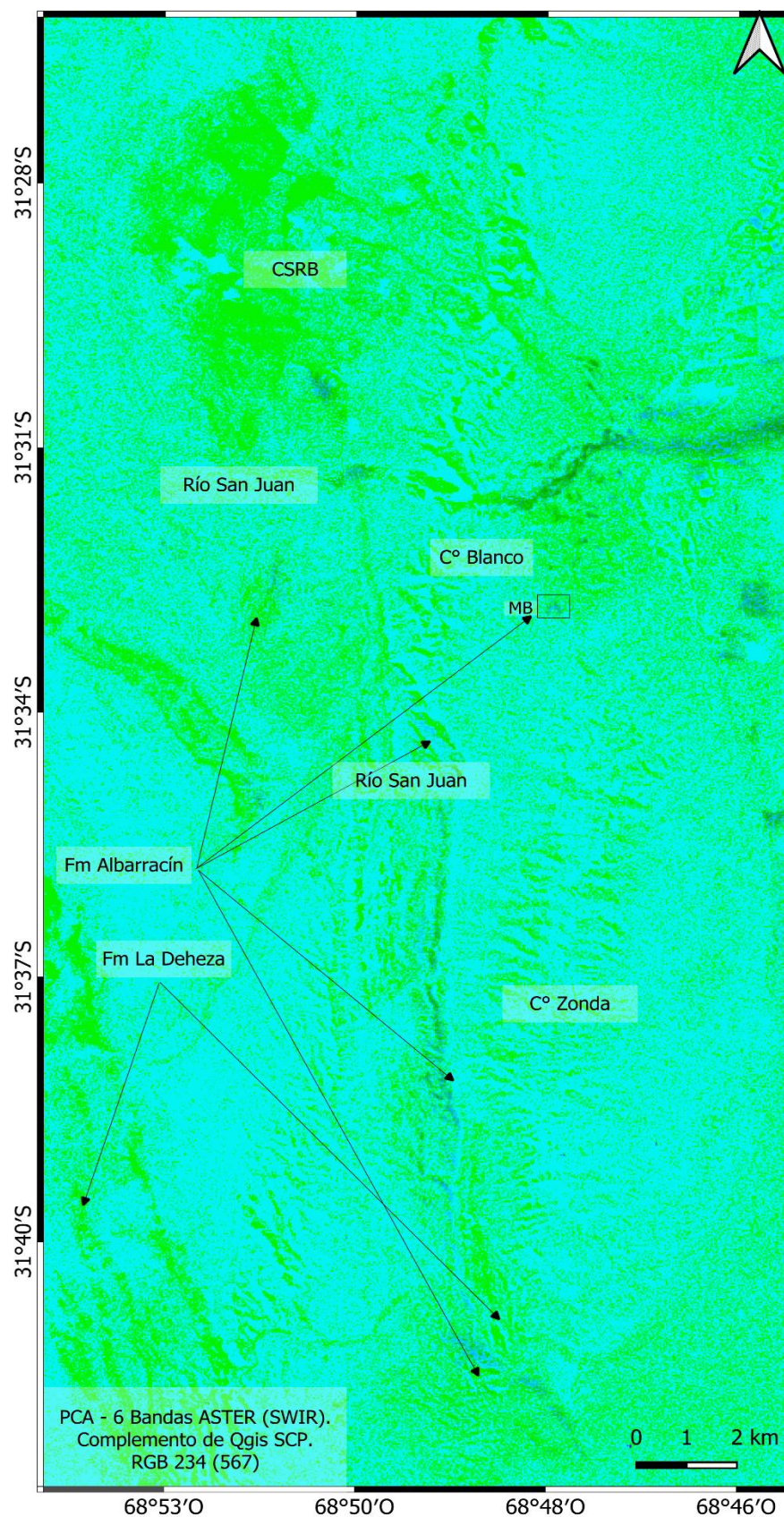


Figura 51: PCA 6 bandas con ASTER complemento SCP de QGIS: RGB 234 (567). Se puede reconocer en tonos verdes azulados difusos el sector del Mb Basal (MB).

RGB 135 (468) con SCP

Esta combinación, resalta en tonos blanquecinos a la Formación La Deheza en el sector oeste de la zona de trabajo, no así en el sector suroeste del Cerro Zonda, donde apenas se observa. Por otra parte, la Formación Albarracín resalta en tonos amarillo claro, anaranjados y rosas, mientras que el Miembro Basal (MB), se observa en tonos morados, destacándose del Cerro Blanco y las serranías circundantes pertenecientes a la Formación Punta Negra que resaltan en tonos cian, esto se debe a su litología (grauvacas) que tienen una firma espectral plano en el SWIR. Sectores como el Río San Juan resalta en tonos rojizos desde la altura del CSRB, lo que puede indicar que no son sectores arcillosos, sino más bien sectores con presencia de materiales finos, esto se refuerza en el antiguo abanico del río donde se observan sectores parcelados/urbanizados. Este RGB logra con mayor claridad resaltar el Miembro Basal de la Formación Albarracín, logra discriminar la Formación La Deheza de la Formación Albarracín (Figura 52).

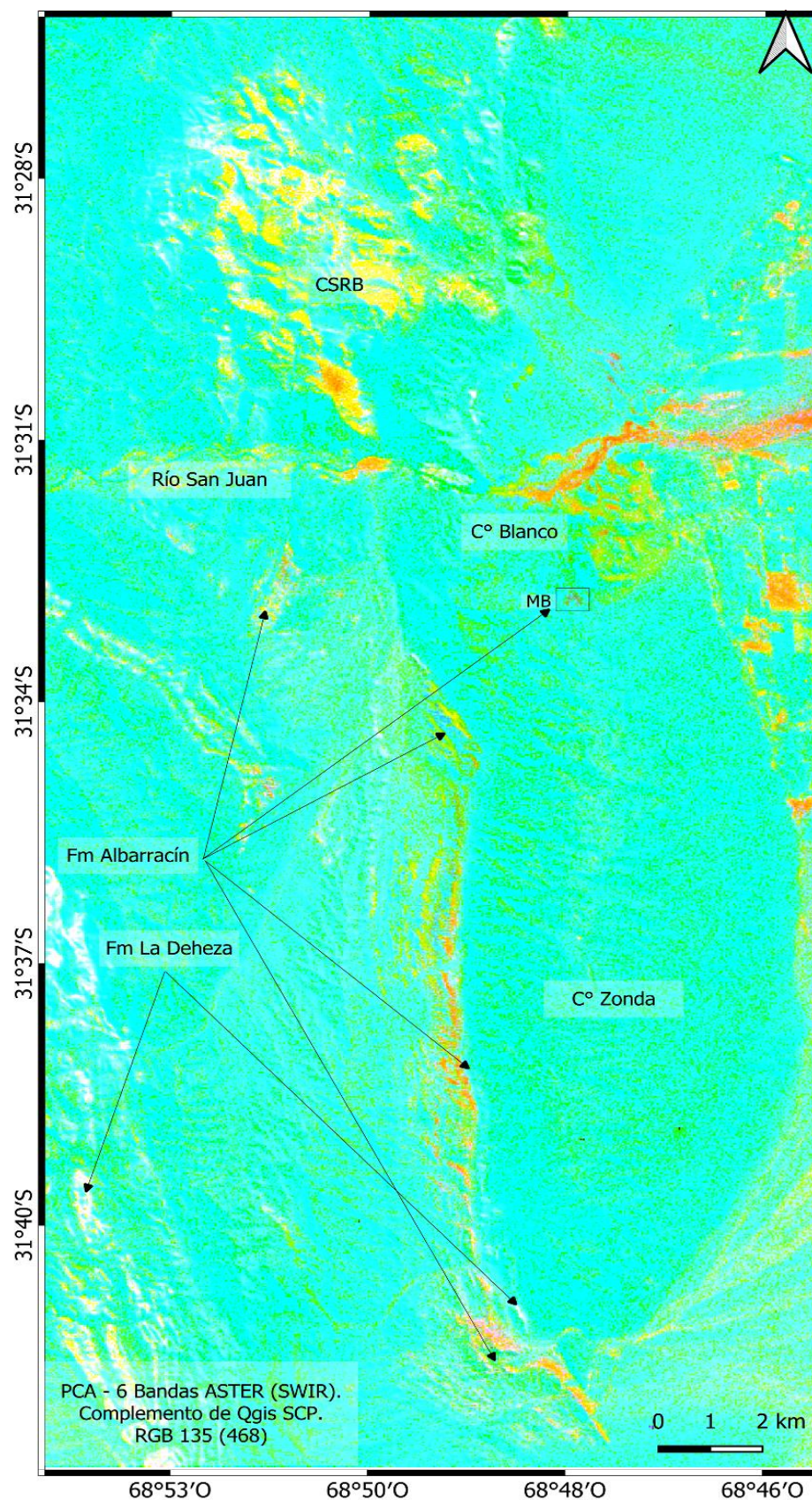


Figura 52: PCA 6 bandas con ASTER complemento SCP de QGIS: RGB 135 (468). Se puede reconocer en tonos verdes azulados difusos el sector del Mb Basal (MB).

PCA con ASTER de 9 Bandas

Se realizó el mismo procedimiento para 9 bandas, es decir todas las bandas del subsistema VNIR+SWIR. El complemento SCP, además de generar las escenas, brinda los valores numéricos resultantes para correlación, covarianza, suma de eigenvalores del análisis, que se detallan a continuación.

Matriz de Correlación

La matriz de correlación muestra correlaciones altas entre todas las bandas. Por ejemplo: las bandas 1 y 2: Correlación de 0.984. Bandas 5 y 6: Correlación de 0.986. Esto confirma, al igual que en el PCA de 6 bandas, que hay bandas altamente correlacionadas lo que justifica el uso de PCA también en este caso para reducir la dimensionalidad y encontrar patrones significativos (Tablas 13y 14).

Tabla 13: Resultado PCA para VNIR+SWIR (9 bandas).

Matriz de correlación	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8	Banda 9
Banda 1	1.000	0.984	0.808	0.791	0.839	0.842	0.847	0.850	0.832
Banda 2	0.984	1.000	0.806	0.815	0.871	0.872	0.878	0.883	0.868
Banda 3	0.808	0.806	1.000	0.845	0.757	0.778	0.765	0.743	0.710
Banda 4	0.791	0.815	0.845	1.000	0.947	0.953	0.949	0.934	0.916
Banda 5	0.839	0.871	0.757	0.947	1.000	0.986	0.986	0.985	0.972
Banda 6	0.842	0.872	0.778	0.953	0.986	1.000	0.984	0.983	0.971
Banda 7	0.847	0.878	0.765	0.949	0.986	0.984	1.000	0.987	0.973
Banda 8	0.850	0.883	0.743	0.934	0.985	0.983	0.987	1.000	0.983
Banda 9	0.832	0.868	0.710	0.916	0.972	0.971	0.973	0.983	1.000

Tabla 14: Valores de Covarianza resultado PCA para VNIR+SWIR (9 bandas).

Covarianza Eigenvalores	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9
Banda 1	-0.320	-0.460	-0.446	0.290	-0.054	-0.107	-0.472	-0.407	0.013
Banda 2	-0.328	-0.369	-0.431	0.006	-0.073	0.058	0.558	0.500	-0.012
Banda3	-0.295	-0.596	0.625	-0.383	0.116	0.047	-0.008	-0.071	0.012
Banda 4	-0.336	0.114	0.444	0.631	-0.507	-0.020	0.079	0.077	-0.101
Banda 5	-0.344	0.237	0.009	0.105	0.420	-0.204	0.535	-0.555	0.041
Banda 6	-0.345	0.206	0.058	-0.009	0.347	-0.615	-0.334	0.472	0.055
Banda 7	-0.345	0.216	0.003	0.085	0.240	0.647	-0.191	0.122	0.547
Banda 8	-0.344	0.237	-0.082	-0.188	0.097	0.347	-0.158	0.013	-0.793
Banda 9	-0.339	0.287	-0.134	-0.563	-0.598	-0.155	-0.014	-0.167	0.239

Covarianza y Eigenvalores

Como se mencionó anteriormente, los eigenvalores muestran la proporción de varianza capturada por cada componente principal (PC). Indican cómo contribuyen las bandas originales a cada componente principal: PC1: 90% de la varianza; PC2: 95.4%; PC3: 98.8%; PC4 a PCA9 aportan menos de 1%. Esto quiere decir que en el PC1: Todas las bandas tienen contribuciones similares (entre -0.295 y -0.345), lo que sugiere que PC1 representa información promedio generalizada. El PC2: Destaca las bandas del VNIR, especialmente la banda 3 (-0.596), posiblemente asociada a variaciones espectrales en esta región. PC3: Carga alta en la banda 3 (0.625) y contribuciones positivas/negativas en bandas del SWIR, lo que sugiere diferenciación en materiales (Tabla 15).

Tabla 15: Resultado PCA para VNIR+SWIR (9 bandas) según cada PC.

Bandas	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9
Covarianza Eigenvalores	8.104	0.479	0.305	0.035	0.026	0.016	0.013	0.012	0.010
Suma de Eigenvalores	8.104	8.583	8.888	8.923	8.948	8.964	8.978	8.990	9.000
Eigenvalores/Suma	0.900	0.954	0.988	0.991	0.994	0.996	0.998	0.999	1.000
Porcentajes (%)	90.0	95.4	98.5	99.1	99.4	99.6	99.8	99.9	100.0

Gráfico de varianza

Este gráfico muestra para las 9 bandas del análisis PCA (VNIR + SWIR), los valores propios para cada componente principal junto con el porcentaje de varianza explicada por cada uno (Figura 53).

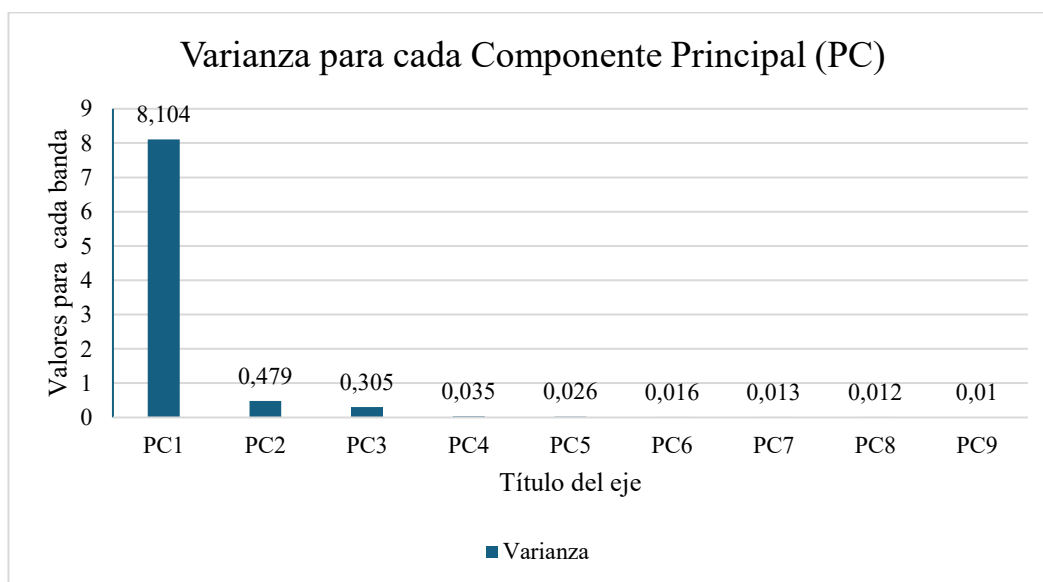


Figura 53: Gráfico de varianza para PCA de 9 bandas

RGB con PCA 9 Bandas

RGB 974 – PCA 9 bandas con PCA4CD

En el RGB 974 del complemento PCA4CD, el Miembro Basal (MB) de la Formación Albarracín se representa con tonos oscuros, azul profundo a negro. El resto de la formación se observa en tonos cian y amarillos. En contraste, la Formación Punta Negra (aflora rodeando el CSRB, al este en Cerro Zonda y en las serranías al oeste de la Qda. Albarracín), aparece en amarillo brillante, dorado, esto es porque sus grauvacas exhiben una respuesta espectral plana en el intervalo SWIR. Por otra parte, la Formación La Deheza se observa en tonos celestes, verdes y amarillos. El CSRB, se observa a en cian brillante a la Formación El Corral y azul eléctrico, el resto del sector. Los sectores con presencia de caolinita se representan en magenta y violeta, debido a las absorciones marcadas en 2.20–2.35 μm . Se puede concluir que esta composición no realza las arcillas, sino que tiende a oscurecer materiales con absorciones

intensas en SWIR. Pero logró discriminar la Formación El Corral rica en óxidos de hierro, lo que podría indicar que los tonos cian para este RGB muestran zonas oxidadas (Figura 54).

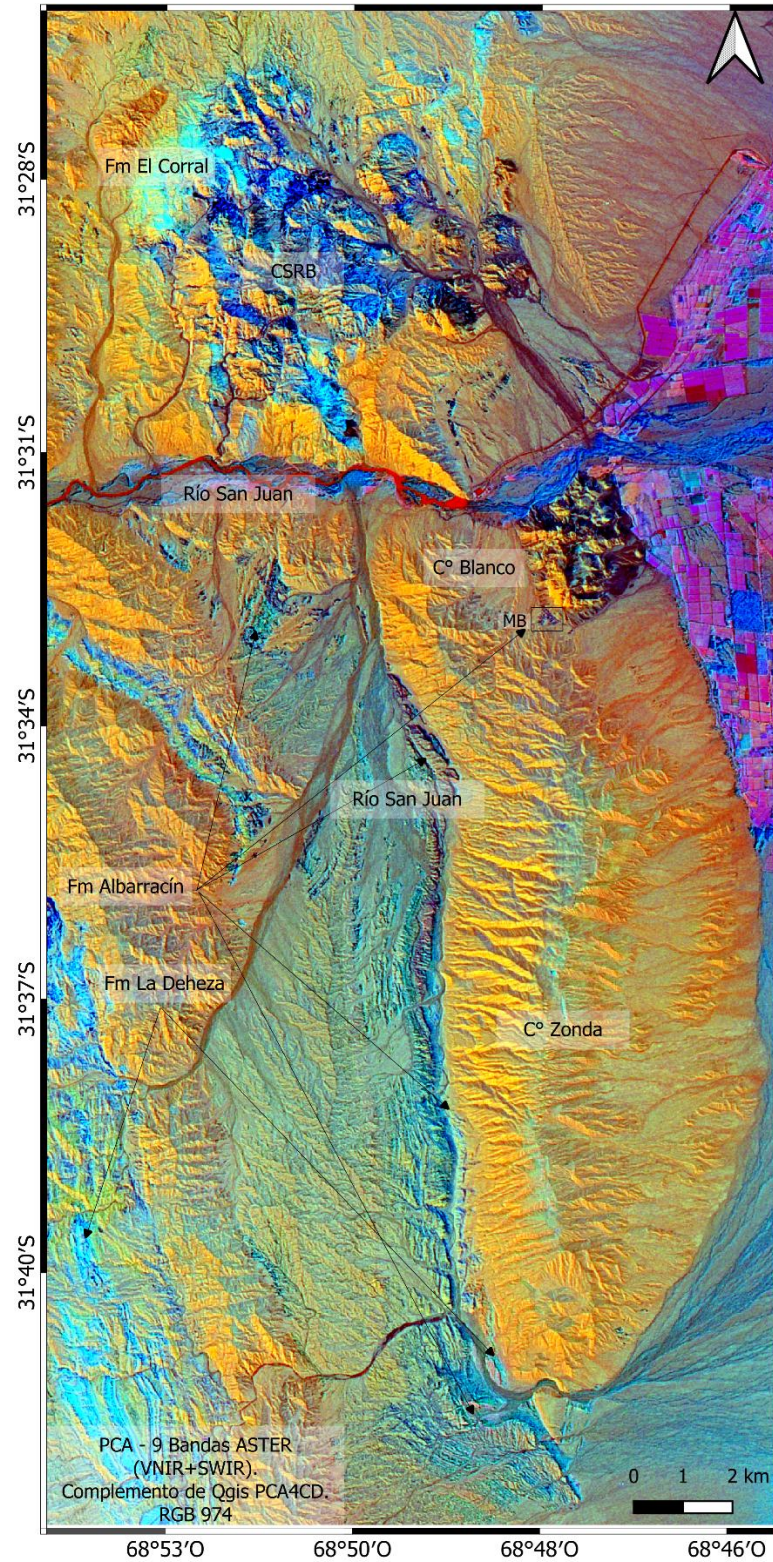


Figura 54: PCA 9 bandas con ASTER complemento PCA4CD de QGIS: RGB974. Se observa en tonos azul profundo a negro el sector del Mb Basal (MB).

RGB 356 – PCA 9 bandas con PCA4CD

En el RGB 356 del complemento PCA4CD, La Formación Albarracín y su Miembro Basal (MB) se visualizan en verde claro debido a las absorciones bien definidas en el SWIR medio (2.20–2.30 μm). En esta combinación, los materiales con profundidad de absorción elevada en el intervalo (Al–OH) quedan proyectados en valores altos del canal verde, enfatizando la presencia de arcillas. Esto también se da en la Formación La Deheza que aparece en verde brillante con turquesa claro. El CSRB muestra sectores en tonos amarillo neón, rojo y verde lima, resultado de la interacción entre reflectancia VNIR elevada y absorciones destacadas en el SWIR superior por caolinita y minerales de alteración, coincidentes con alteraciones hidrotermales que no destacan con fuerza en otros sectores. En el sector del Río San Juan y su antiguo abanico, resaltan tonos magentas lo que puede indicar materiales finos que por su tamaño pueden contener minerales arcillosos. La Formación Punta Negra mantiene tonos turquesa y verde menos brillantes que no le permiten diferenciarse fuertemente como en otras composiciones. Por lo tanto, este RGB solo destaca los sectores con alteración hidrotermal en el CSRB (Figura 55).

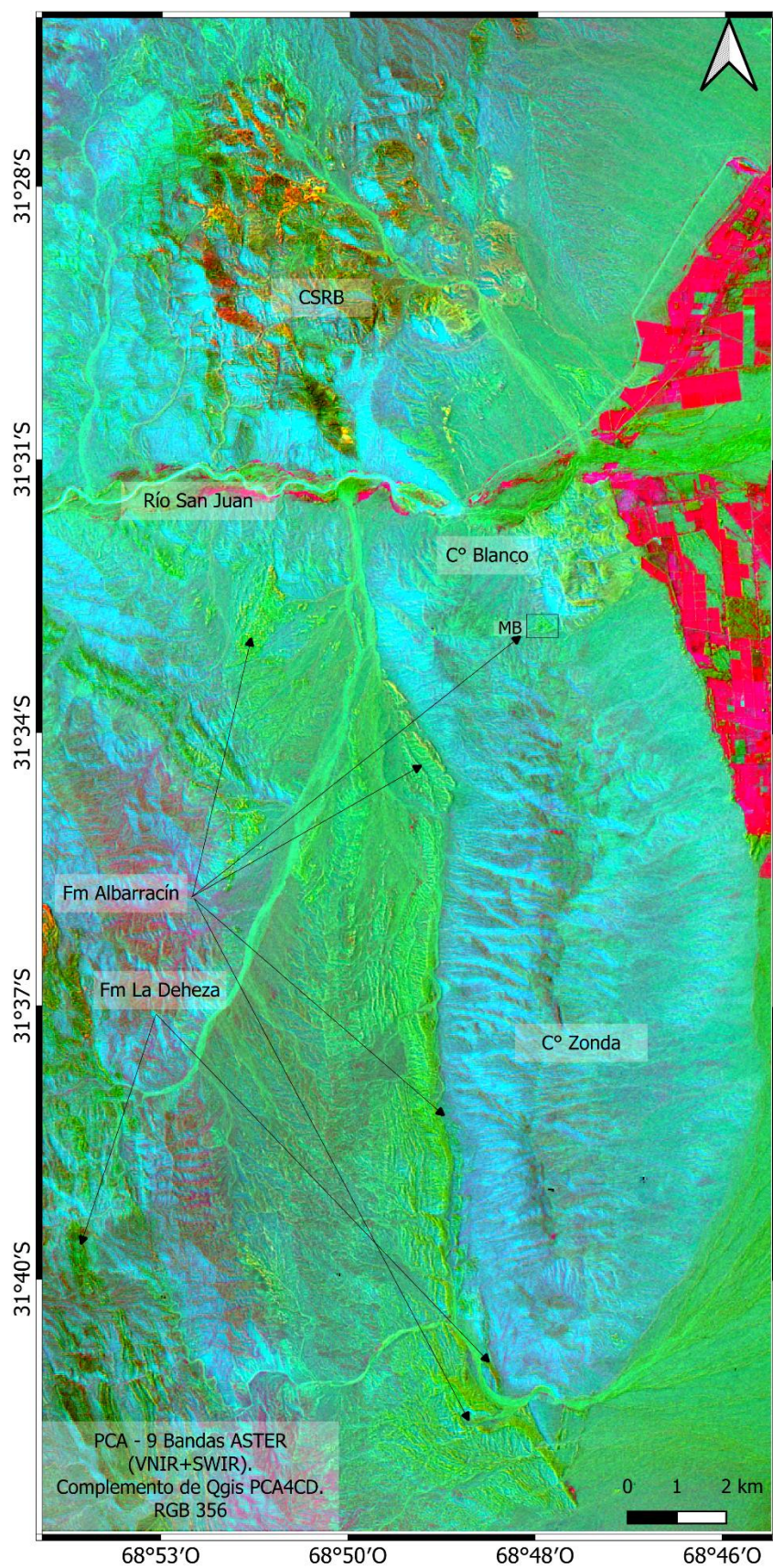


Figura 55: PCA 9 bandas con ASTER complemento PCA4CD de QGIS: RGB: 356. Se observa en tonos azul profundo a negro el sector del Mb Basal (MB).

RGB 458 PCA 9 bandas con SCP

La Formación Albarracín y su Miembro Basal (MB) se observan en tonos cian brillante tendiendo a blanquecino, esto se debe a las absorciones bien definidas en SWIR (2.20–2.30 μm). Por el contrario, la Formación Punta Negra (aflora rodeando el CSRB, al este en Cerro Zonda y en las serranías al oeste de la Qda. Albarracín), aparece en tonos verdes, esto se debe a su litología (grauvacas) que tienen una firma espectral plano en el SWIR. Luego la Formación La Deheza se observa principalmente en tonos magenta brillante, un poco menos en verde esmeralda y cian. Esto se da por las absorciones del SWIR asociadas a minerales hidratados (Al–OH). De modo similar se destaca el CSRB en tonos magentas, púrpuras, cian y cian blanquecino (este último, Cerro La Sal) presenta azul-cian en rocas frescas y magenta/rosado en sectores hidrotermalizados, debido a la combinación de reflectancia VNIR alta y absorciones SWIR marcadas en B6–B8. Cabe destacar que el sector del antiguo abanico del Río San Juan muestra tonos más o menos “reales” en el parcelado principalmente, esto se debe al rango del VNIR, que ayuda a detectar la vegetación, diferenciando de esta manera el sector. Por último, se resalta el Cerro Blanco con dos tonos, hacia el oeste en tonos cian y hacia el este en tonos lavanda, esto puede ser debido a los depósitos de caolín en el sector este del mismo. Si bien esta composición permite discriminar litológicamente las unidades, no logra separar el Miembro Basal (MB) del resto de la Formación Albarracín (Figura 56).

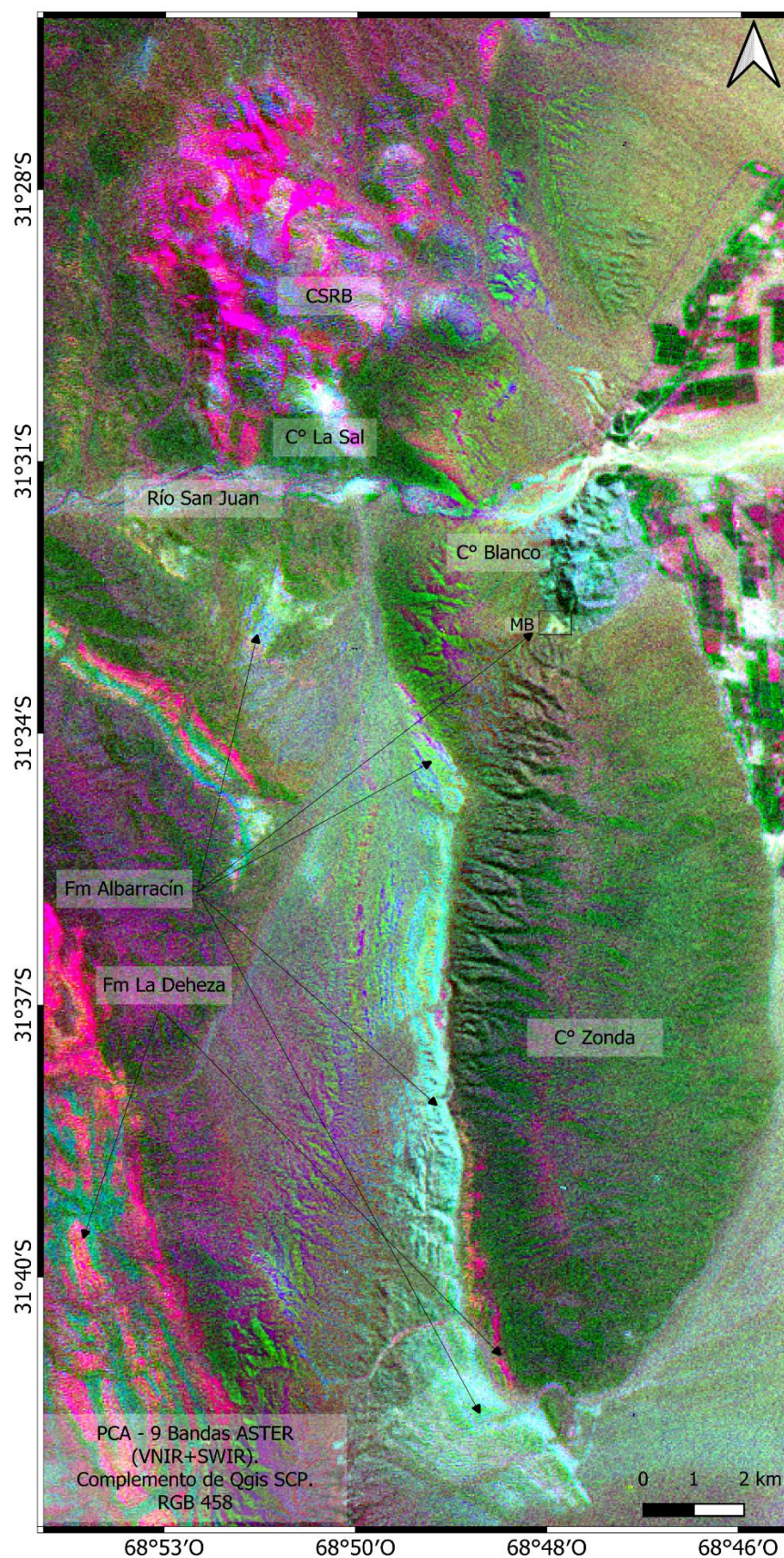


Figura 56: PCA 9 bandas con ASTER complemento SCP de QGIS: RGB 458. Se observa en cian blanquecino el sector del Mb Basal (MB).

RGB 974 PCA 9 bandas con SCP

La Formación Albarracín se observa en tonos verdes claros brillantes a cian, mientras que el Miembro Basal solo se observa en tonos cian. Esto se debe a las arcillas que presentan absorciones bien definidas en el SWIR (2.20–2.30 μm). En contraste, la Formación Punta Negra (aflora rodeando el CSRB, al este en Cerro Zonda y en las serranías al oeste de la Qda. Albarracín), aparece en tonos marrones rojizos, grises, esto se debe a su litología (grauvacas) que tienen una firma espectral plano en el SWIR. Por otro lado, la Formación La Deheza se distingue principalmente en tonos lavanda, celestes y verde oliva en el sector suroeste de la región, y al suroeste del C° Zonda lo hace en tonos rosas y linas, es decir en tonos distintos que la Formación Albarracín, lo cual es positivo ya que se diferencian bien entre sí. El Complejo Subvolcánico Río Blanco (CSRB) muestra una paleta heterogénea: azul, cian, debido a su reflectancia relativamente uniforme y ausencia de absorciones SWIR fuertes, lo que puede indicar que resaltan las unidades que integran el CSRB que no tienen alteración hidrotermal o que son ricas en óxidos. Mientras que en tonos rosas se manifiestan los sectores caolinizados o con alteración hidrotermal, por la combinación de reflectancia elevada en VNIR y absorciones marcadas en SWIR (2.20–2.35 μm). Cabe destacar que el sector del antiguo abanico del Río San Juan muestra tonos más o menos “reales” en el parcelado principalmente, esto se debe al rango del VNIR, que ayuda a detectar la vegetación, diferenciando de esta manera el sector. Por último, se resalta el Cerro Blanco con dos marcados tonos, hacia el oeste en tonos verdes brillantes y hacia el este en tonos amarillentos, esto puede ser debido a los depósitos de caolín en el sector este del mismo. Esta composición sí ayuda a discriminar el Miembro Basal (MB) que contiene arcillas, así como también contribuye a diferenciar el resto de las formaciones y a discriminar el sector urbanizado (Figura 57).

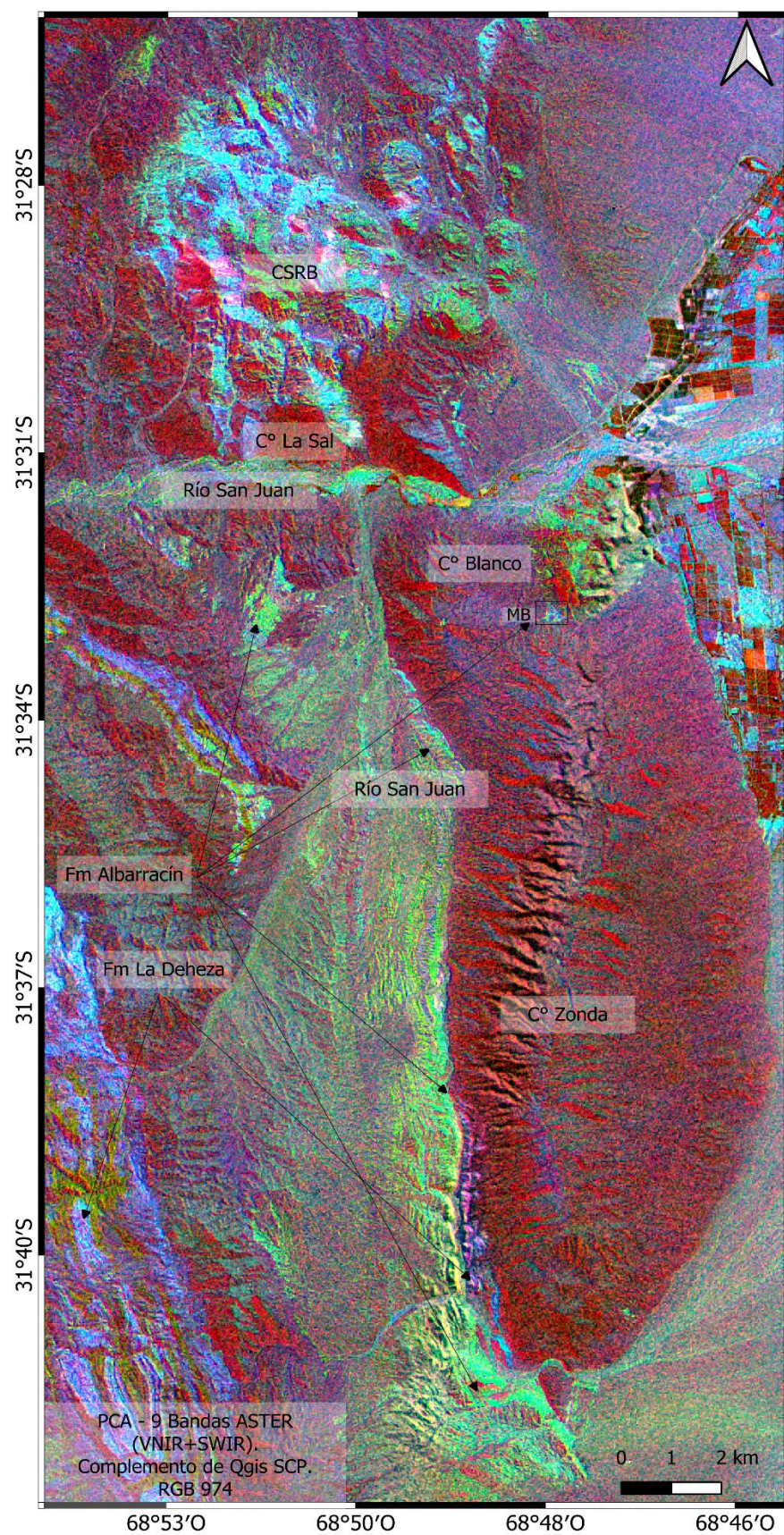


Figura 57: PCA 9 bandas con ASTER complemento SCP de QGIS: RGB: 974. Se observa en cian el sector del Mb Basal (MB).

Clasificación Supervisada

En este apartado se presentan los resultados obtenidos a partir de la clasificación supervisada aplicada a imágenes ASTER, LANDSAT 8 y SENTINEL-2. Previamente, se detalla la definición de las macroclases geológicas/geomorfológicas, junto con el número de regiones de interés (ROIs) y la cantidad de píxeles asociados a cada unidad para cada sensor, lo cual constituye la base para el análisis comparativo de los resultados de clasificación. (Tabla 16).

Tabla 16: Resumen de las Regiones de Interés por escena, ASTER, LANDSAT 8 y SENTINEL-2.

Macroclase geológicas/geomorfológicas	Unidades	class_id	ROIs	Píxeles x Unidad para ASTER (15.5 m)	Píxeles x Unidad para LANDSAT 8 (15.5 m)	Píxeles x Unidad para SENTINEL -2 (10 m)
Formación Punta Negra		1	24	71 634	71 634	161 970
Formación La Deheza		2	16	45 994	45 994	103 600
Formación Albarracín		3	45	54 402	54 402	122 025
Dacitas y Andesitas Cerro Blanco		4	14	3 080	3 080	6 920
Dacitas y Andesitas Complejo Subvolcánico Río Blanco		5	15	36 254	36 254	81 400
Formación El Corral		6	1	6 327	6 327	14 150
Formación Mogna		7	5	78 252	78 252	175 560
Piedemonte (cuaternario)		8	12	48 824	48 824	109 650

ASTER – Máxima Probabilidad

En la clasificación de Máxima Probabilidad con ASTER, el Miembro Basal de la Formación Albarracín (MB) aparece claramente delimitado y resaltado con los tonos verdes, logrando la separación más nítida respecto a los otros miembros y unidades circundantes. Con 10 clusters, el algoritmo captó las variaciones espectrales entre los distintos miembros, lo que permite aislar el MB, la desventaja es que, en el CSRB, hay respuestas similares, por lo que en ese sector no sería del todo confiable (Figura 58).

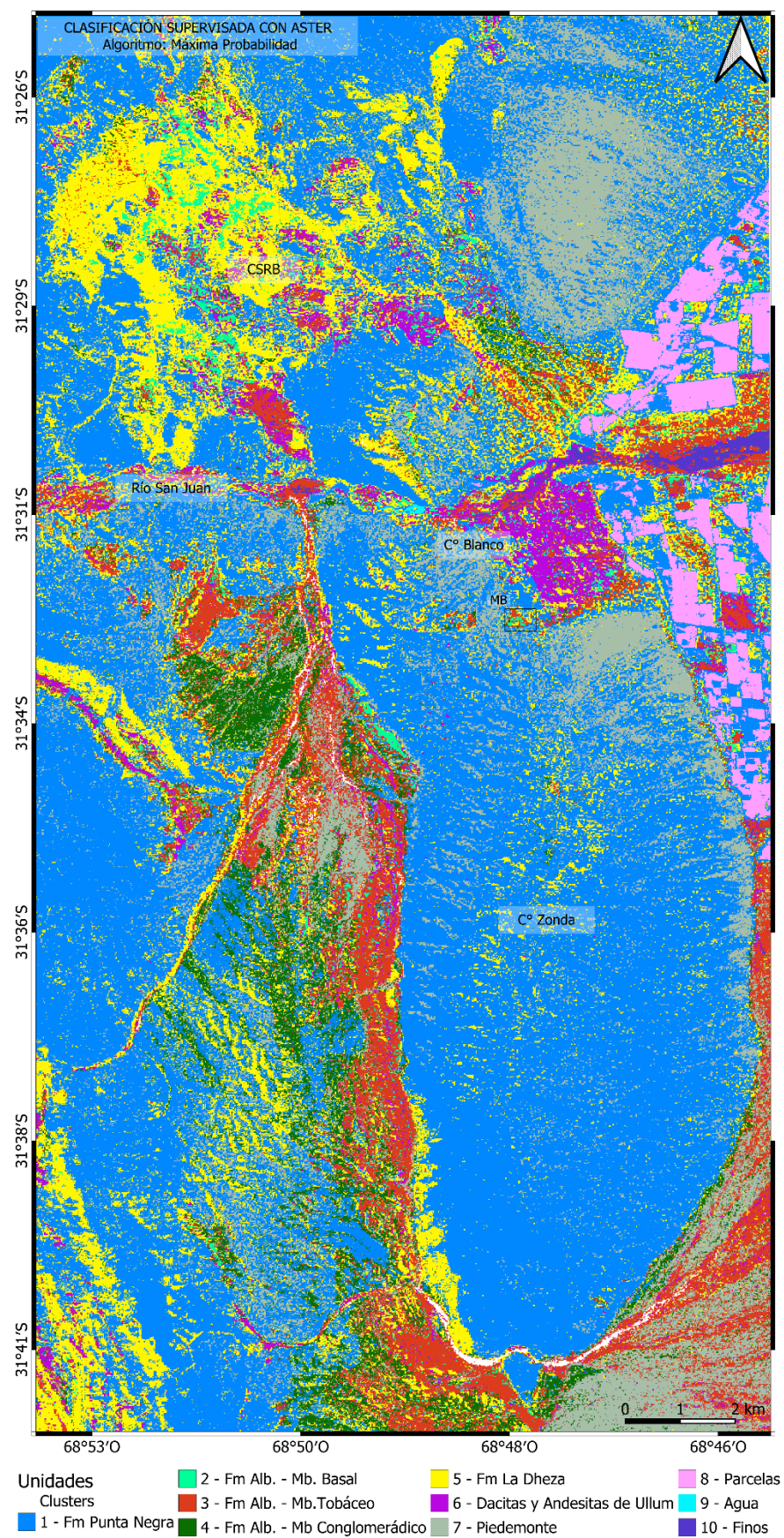


Figura 58: Clasificación Supervisada con ASTER. Algoritmo de Máxima Probabilidad.

ASTER – Distancia Mínima

La clasificación por Distancia Mínima genera polígonos más homogéneos y tiende a agrupar materiales espectralmente similares, pero sin capturar de forma clara las sutiles variaciones entre los miembros de la Fm. Albarracín. El MB se reconoce, pero no se separa con la nitidez que muestra Máxima Probabilidad, y en varias zonas queda fusionado con unidades transicionales o con otros miembros. Con 10 clusters, el algoritmo no logra el detalle litológico que sí aparece en la clasificación de Máxima Probabilidad (Figura 59).

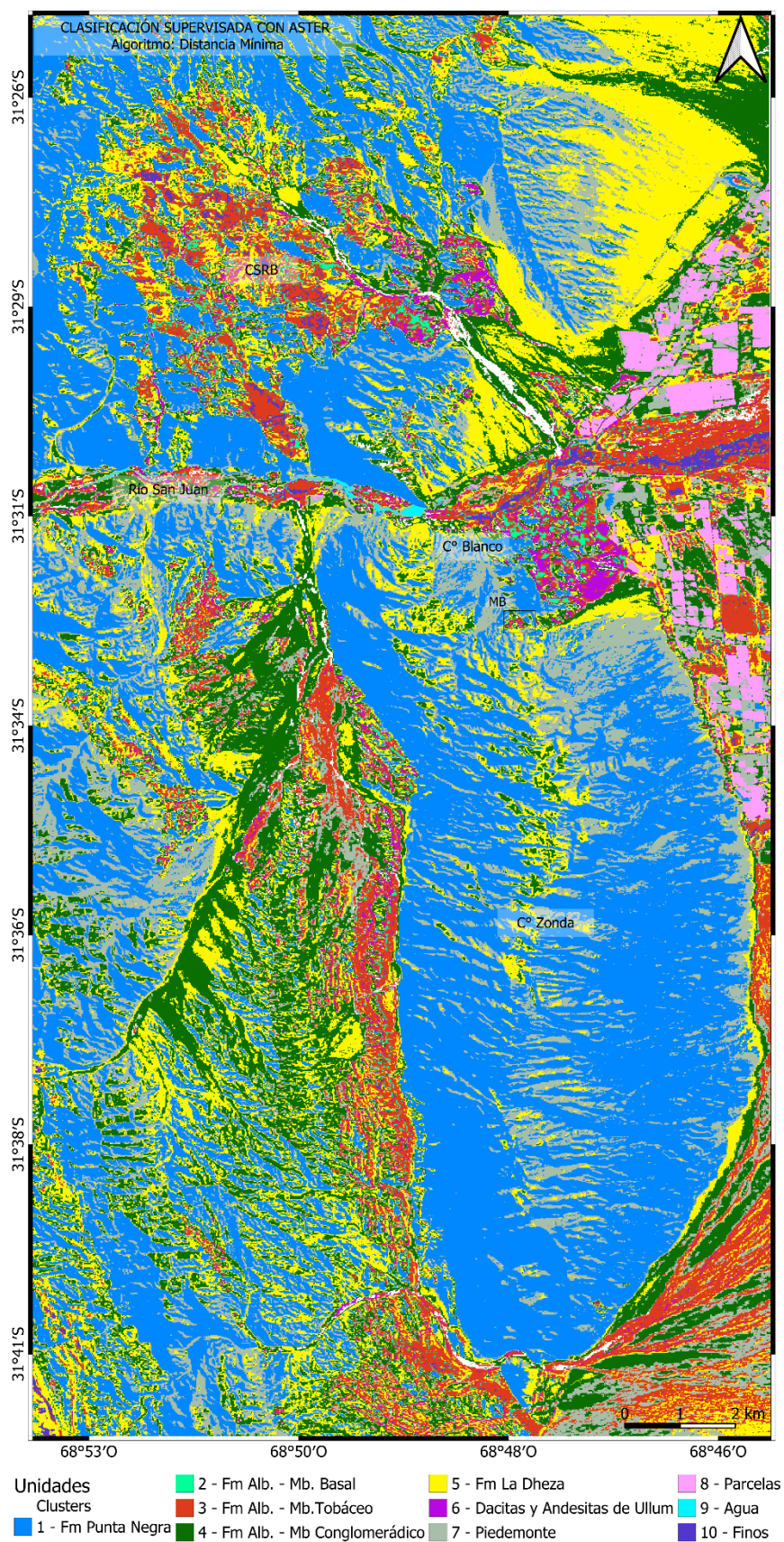


Figura 59: Clasificación Supervisada con ASTER. Algoritmo de Distancia Mínima.

ASTER – Mapeo de ángulo espectral (*Spectral Angle Mapper* SAM)

Con 10 clusters, SAM generó una distribución más fragmentada, donde el MB queda representado, pero sin límites tan definidos como en Máxima Probabilidad. SAM prioriza la *forma* del espectro (ángulo) más que las diferencias estrictas en magnitud, y eso lleva a que MB quede mezclado con otras litologías arcillosas. Aun así, SAM destaca muy bien zonas de hidratación y alteración, pero no discrimina de manera tan fina entre los miembros internos de la formación (Figura 60).

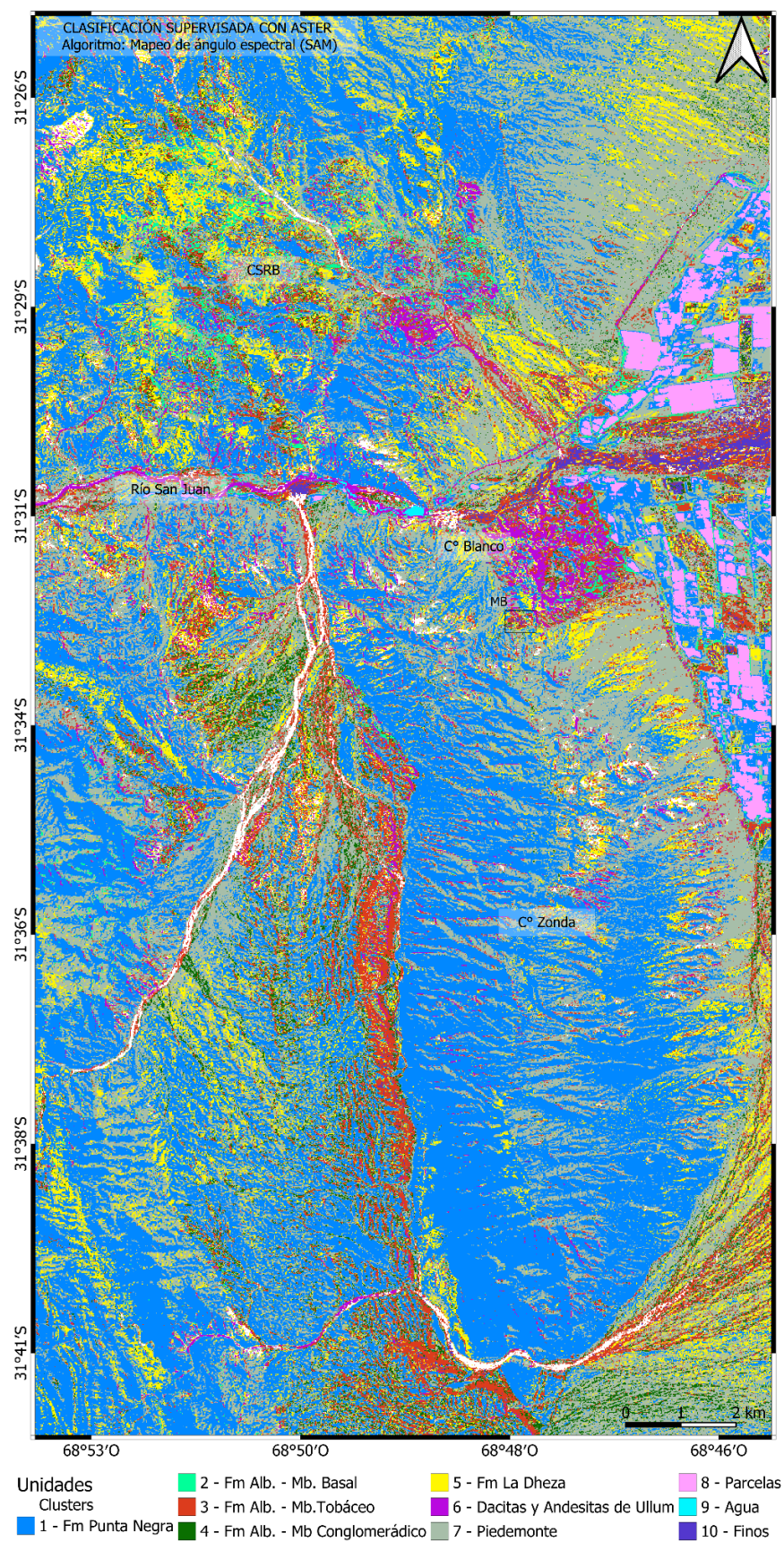


Figura 60: Clasificación Supervisada con ASTER. Algoritmo de Mapeo de ángulo espectral (SAM).

LANDSAT 8 – Máxima Probabilidad

En Landsat 8, la clasificación de Máxima Probabilidad con 9 clusters muestra una separación aceptable de grandes unidades litológicas, pero el Miembro Basal (MB) no logra diferenciarse claramente del resto de la Formación Albarracín. El problema principal es que las bandas SWIR de Landsat 8 son amplias y no captan los rasgos diagnósticos finos del espectro de bentonitas. Como resultado, el MB queda asignado a un cluster que también incluye otros niveles rocosos o con sedimentos finos, generando una cartografía errante. Este algoritmo no generó buenos resultados, pero se muestra a fin de comparar con el resto y poder evaluar el mejor clasificador. (Figura 61).

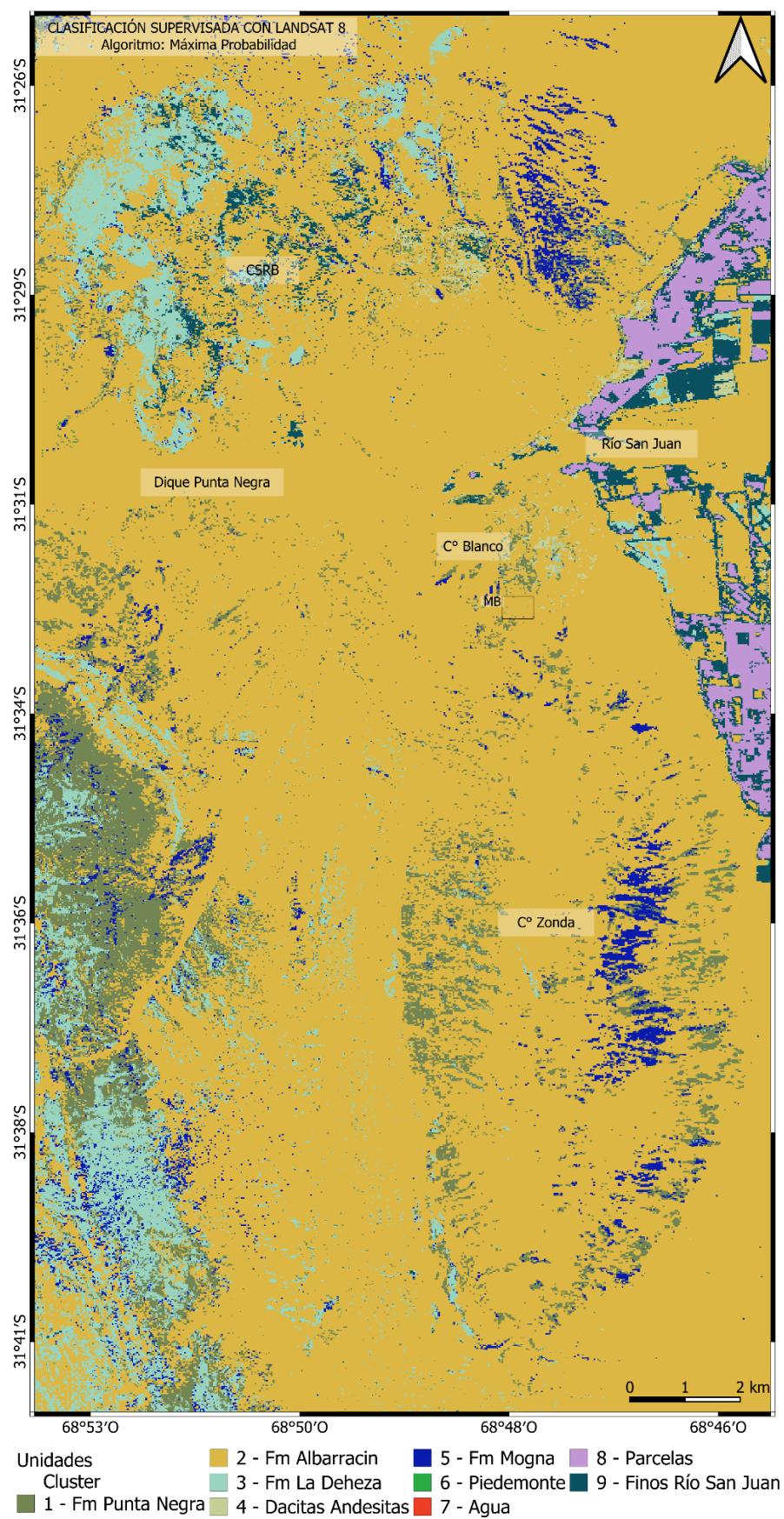


Figura 61: Clasificación Supervisada con LANDSAT 8. Algoritmo de Máxima Probabilidad.

LANDSAT 8 – Distancia Mínima

En la clasificación por Distancia Mínima, Landsat 8 produce polígonos más suavizados, pero con mejor continuidad geomorfológica. Con 9 clusters, el MB aparece como una unidad parcialmente destacada, pero aún comparte cluster con otros paquetes sedimentarios de reflectancia similar. Este algoritmo tiende a priorizar la distancia espectral global frente a las diferencias sutiles en el rango SWIR, por lo que el criterio mineralógico se diluye. El resultado es útil para mapear la geometría general de la formación, pero no para identificar bentonitas o discriminar el MB de los otros miembros (Figura 62).

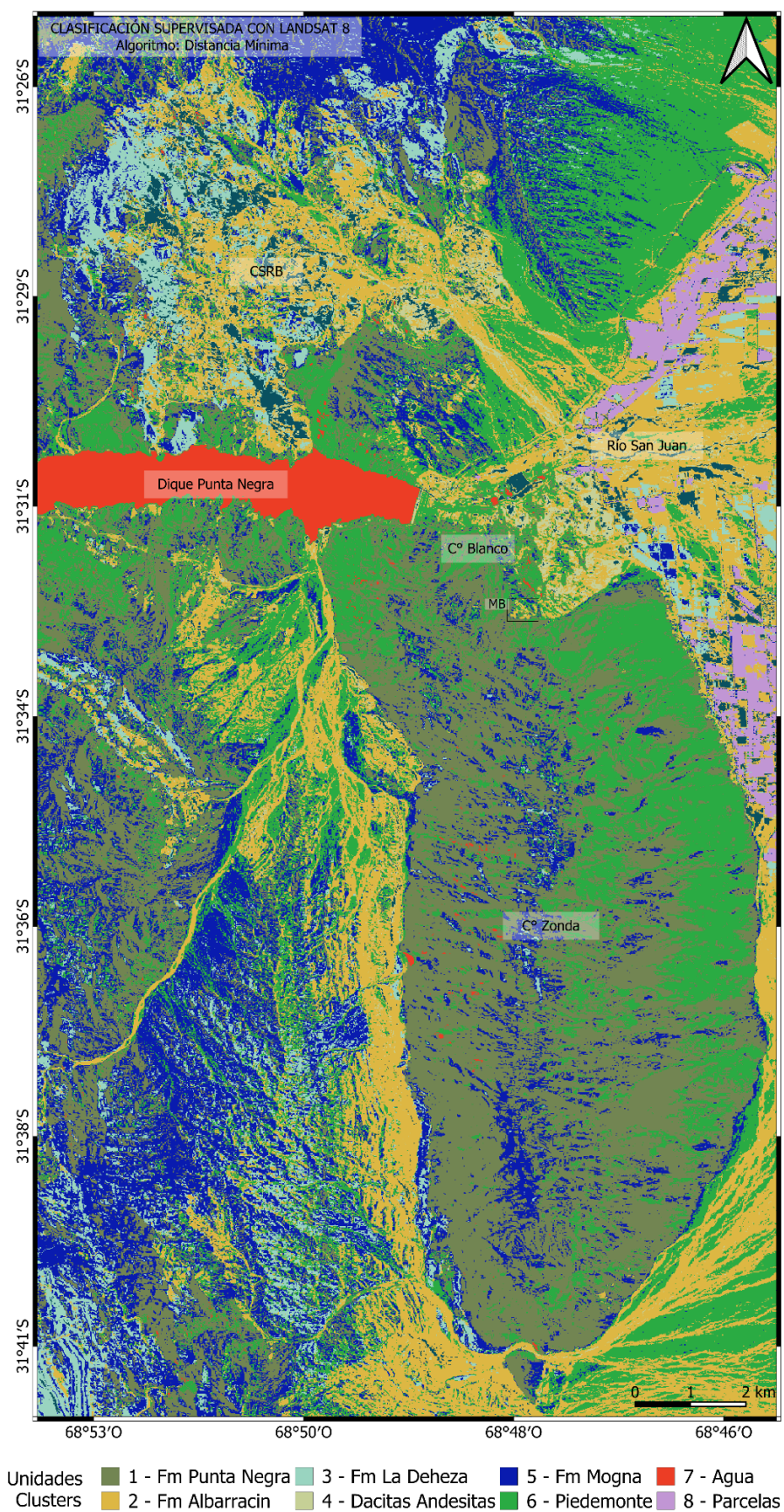


Figura 62: Clasificación Supervisada con LANDSAT 8. Algoritmo de Distancia Mínima.

LANDSAT 8 – Mapeo de ángulo espectral (*Spectral Angle Mapper* SAM)

El algoritmo SAM intenta mejorar la separación mineralógica basándose en la forma del espectro, pero Landsat 8 no tiene suficientes bandas relevantes para arcillas, lo que limita su efectividad. Con 9 clusters, el MB se representa, pero mezclado con otros materiales de granulometría fina, ya que no existen bandas específicas para capturar la absorción en $2.20\ \mu\text{m}$ asociada a bentonitas. El resultado presenta mayor “textura interna” que Máxima Probabilidad, pero no una separación litológica real. SAM es útil para realzar zonas húmedas o alteradas de manera general, pero no discrimina arcillas (Figura 63).

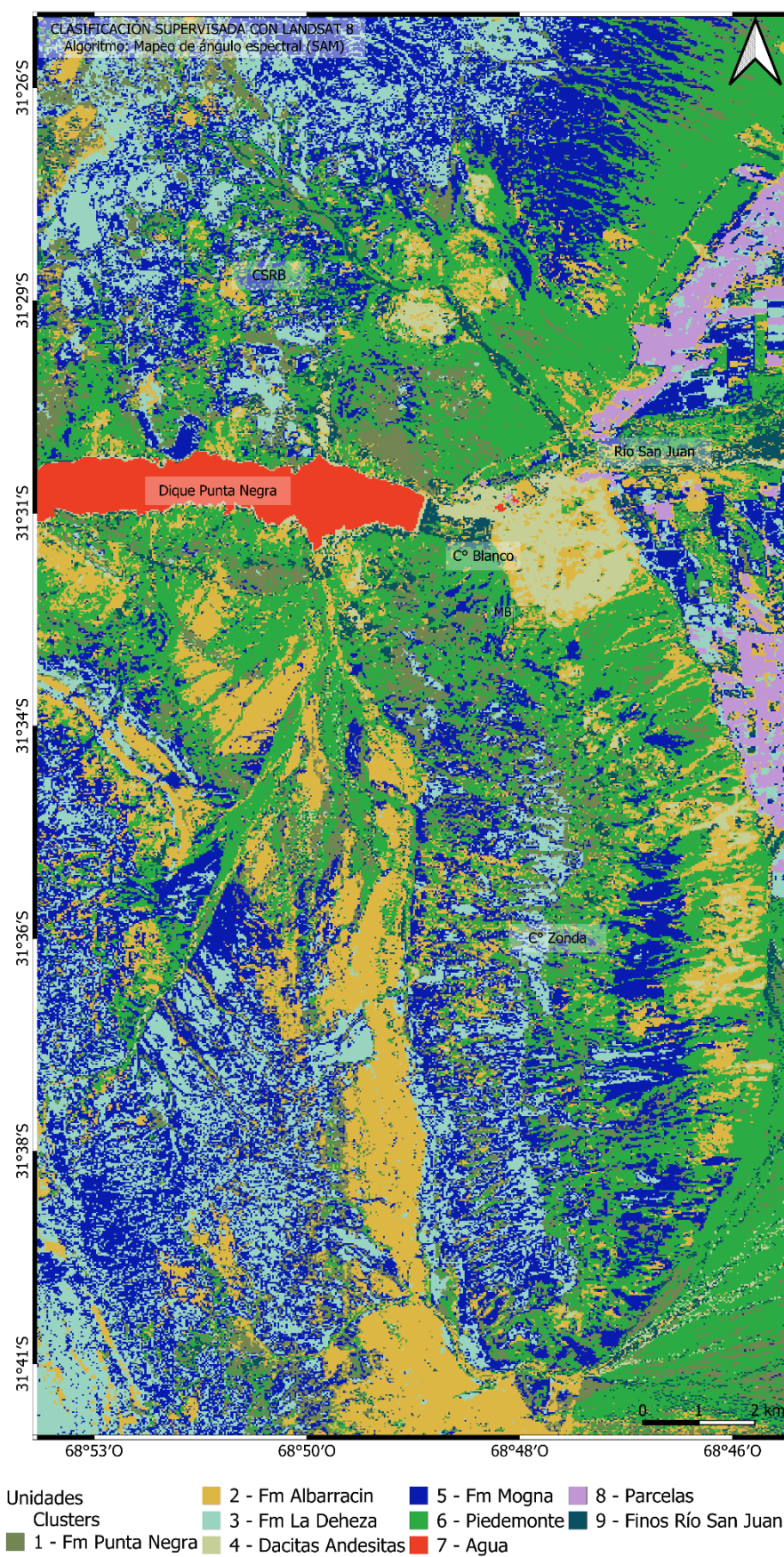


Figura 63: Clasificación Supervisada con LANDSAT 8. Algoritmo de Mapeo de ángulo espectral (SAM).

SENTINEL-2 – Máxima Probabilidad

La clasificación por Máxima Probabilidad con 9 clusters en Sentinel-2, ofrece un detalle espacial superior, lo que permite visualizar mejor los límites de las unidades geológicas. Sin embargo, al igual que en Landsat 8, el MB no se separa correctamente de los otros miembros de la Formación Albarracín. Esto ocurre porque Sentinel-2, aunque tiene mejor resolución espacial, no cuenta con suficientes bandas SWIR estrechas para discriminar firmas espectrales de arcillas. La delimitación de relieves y texturas superficiales es excelente, pero la diferenciación mineralógica del MB sigue siendo limitada (Figura 64).

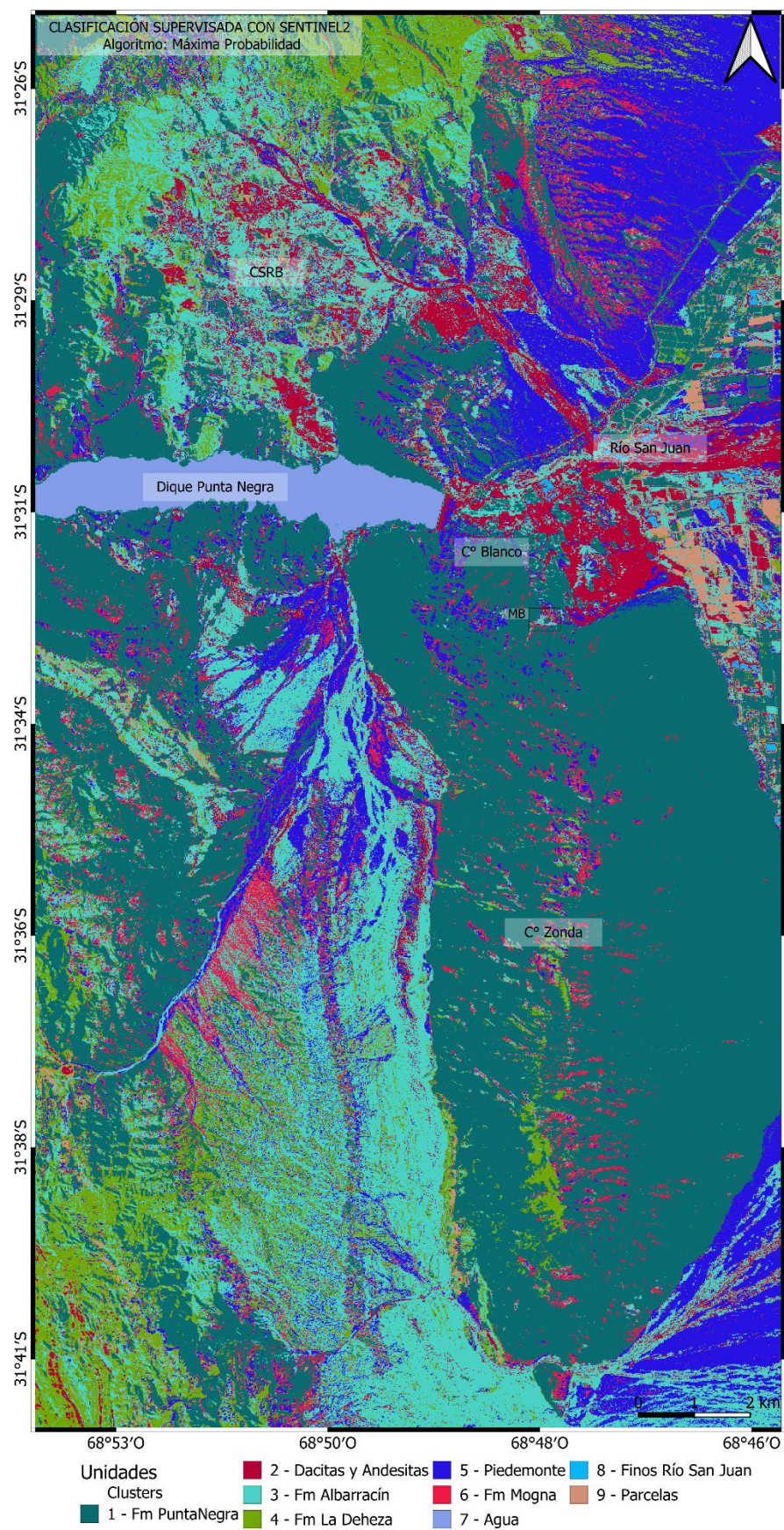


Figura 64: Clasificación Supervisada con SENTINEL-2. Algoritmo de Máxima Probabilidad.

SENTINEL-2 – Distancia Mínima

El algoritmo de Distancia Mínima produce clases amplias y continuas, lo cual es favorable para interpretar el paisaje geomorfológico. Con 9 clusters, los depósitos aluviales, rocosos y zonas vegetadas se distinguen bien, pero el MB vuelve a fusionarse con niveles sedimentarios similares. Sentinel-2 destaca más el contraste topográfico que el espectral en arcillas, lo cual lleva a que el MB tenga buena continuidad espacial, pero no definida por mineralogía. Es un resultado útil para cartografía general, pero no para detección específica de bentonitas (Figura 65).

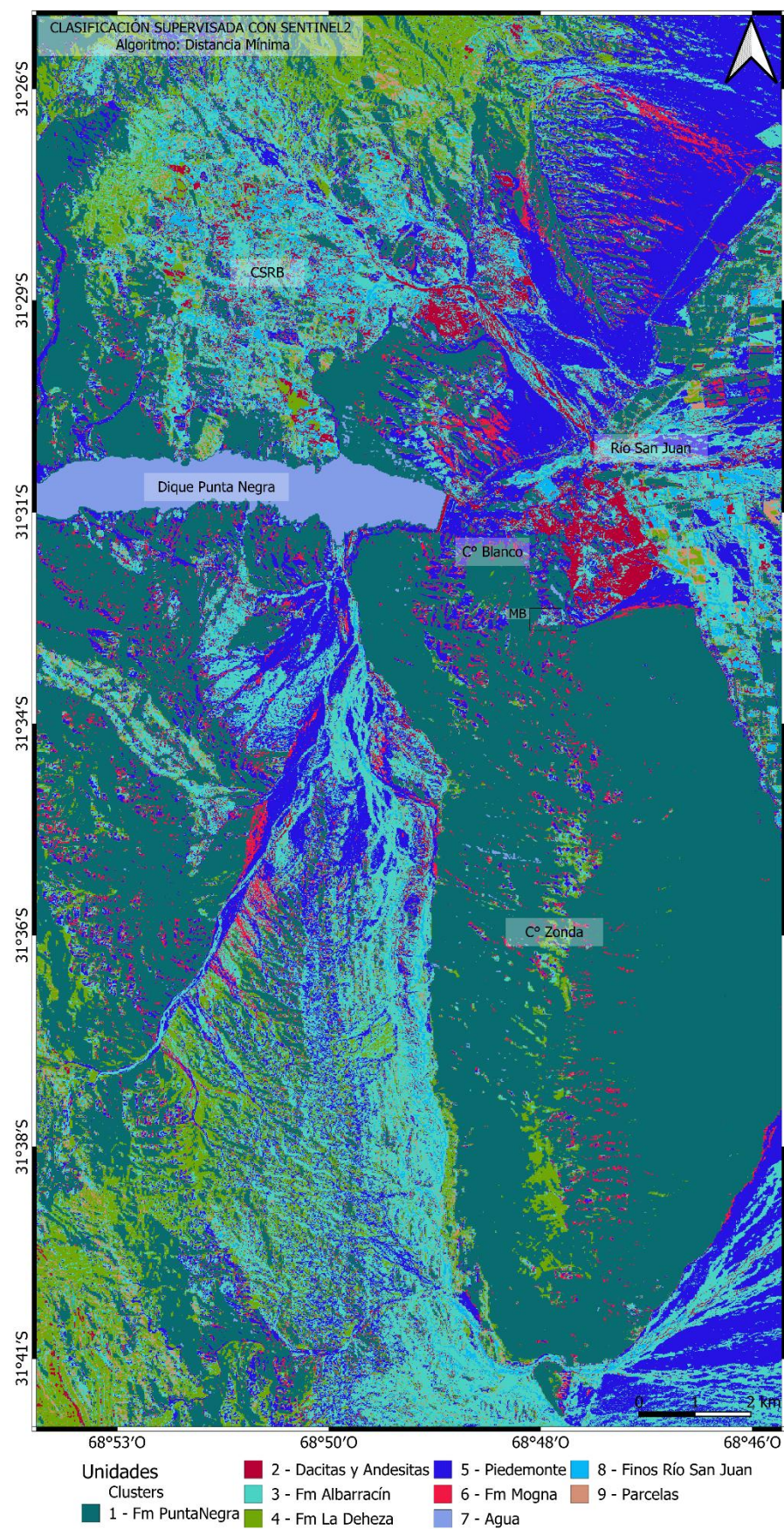


Figura 65: Clasificación Supervisada con SENTINEL-2. Algoritmo de Mapeo de Distancia Mínima.

SENTINEL-2 – Mapeo de ángulo espectral (*Spectral Angle Mapper* SAM)

SAM con Sentinel-2 genera el resultado más mineralógico posible dentro de las limitaciones espectrales del sensor. Con 9 clusters, logra resaltar áreas con mayor hidratación superficial y zonas de alteración leve, pero el MB no aparece claramente separado como unidad independiente. La ausencia de bandas que abarquen de forma ajustada el rasgo Al–OH en 2.20 μm impide distinguir bentonitas de otras arcillas específicamente. El resultado es texturizado, detallado y útil para resaltar humedad o materiales con reflectancia suave, pero no adecuado para caracterización litológica fina (Figura 66).

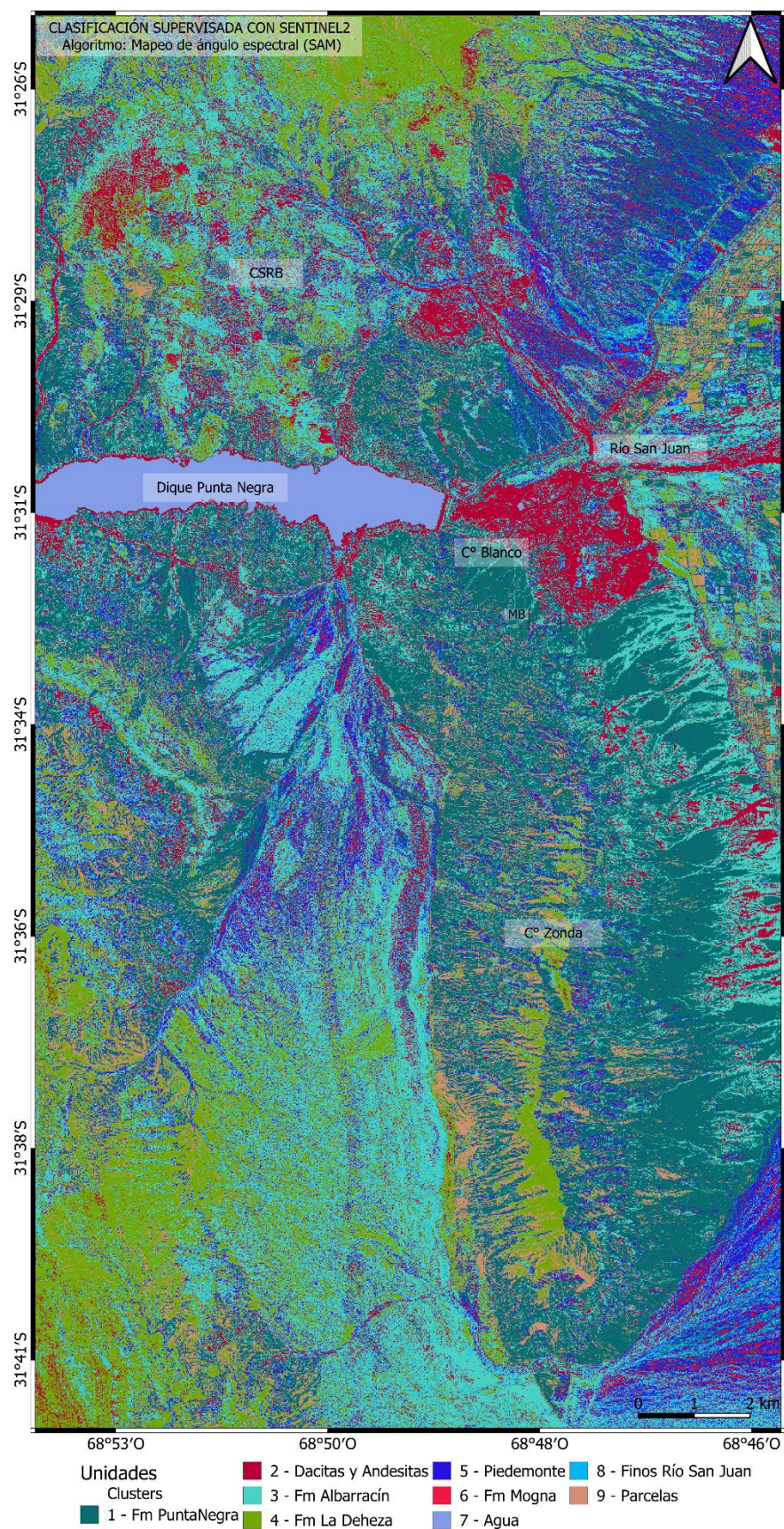


Figura 66: Clasificación Supervisada con SENTINEL-2. Algoritmo de Mapeo de ángulo espectral (SAM).

A continuación, se muestran los resultados obtenidos de cada algoritmo fueron evaluados para cada imagen satelital. De acuerdo con los análisis realizados, el algoritmo de Máxima Verosimilitud aplicado a la imagen de ASTER generó un mapeo más detallado de las unidades con diferentes respuestas espectrales de la zona de estudio.

Una vez seleccionado el mejor clasificador, se exportaron solo los *clusters* (píxeles con la información de los ROIs realizados) correspondientes a la Formación Albarracín y se plotearon sobre la imagen LANDSAT 8 de color real. Luego se compararon los polígonos mapeados manualmente (Figura 67) versus los resultantes de la clasificación supervisada (Figura 68). De esta manera se lograron visualizar sectores donde aflora el Mb. Basal que no fueron descritos por Leveratto en su mapa y que pudieran ser sectores favorables para la prospección de minerales arcillosos. También se detectó en la zona central sur de la Qda. Albarracín, al Mb. Conglomerádico.

Este procesamiento detectó y diferenció los mismos afloramientos de los diferentes miembros que Leveratto relevó en la Qda. Albarracín, no así en la zona norte (Complejo Subvolcánico Río Blanco. Este reconocimiento fue posible gracias al mapeo realizado por Leveratto (1968), Vallecillo (2002), Ahumada y Jofré (2004), quienes describieron principalmente el Mb. Tobáceo de la Formación Albarracín. Por lo tanto, se descartaron para la selección de zonas favorables para la prospección de minerales arcillosos, dejando como probables los que se indican en la Qda. Albarracín y el sector sur del Cerro Blanco. Resaltando que, en este último sector, se encuentra un antiguo laboreo de bentonitas (Mina Lastenia).

Finalmente se seleccionaron 4 zonas favorables para la prospección de minerales arcillosos. Estos surgen como los mejores resultados obtenidos a partir de los procesamientos realizados. Los procesamientos que generaron mejores resultados fueron los PCA de 6 bandas RGB 135, PCA de 9 bandas RGB 974 y la clasificación supervisada con el algoritmo de clasificación de Máxima Verosimilitud, todos realizados con la imagen satelital de ASTER (Ver Anexos, Lámina 1).

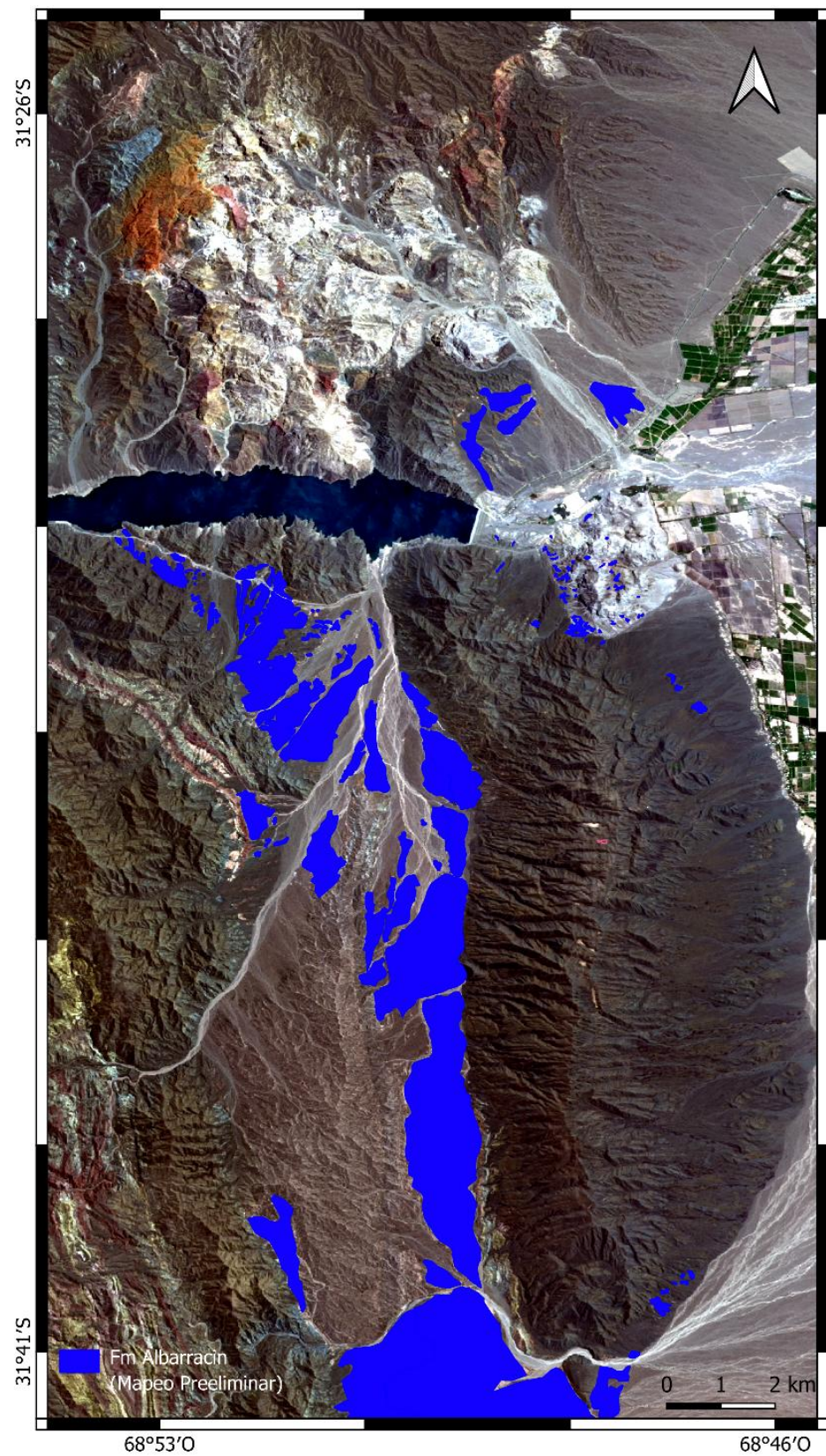


Figura 67: Se aprecia en azul el mapeo de la Fm Albarracín realizados manualmente en Qgis.

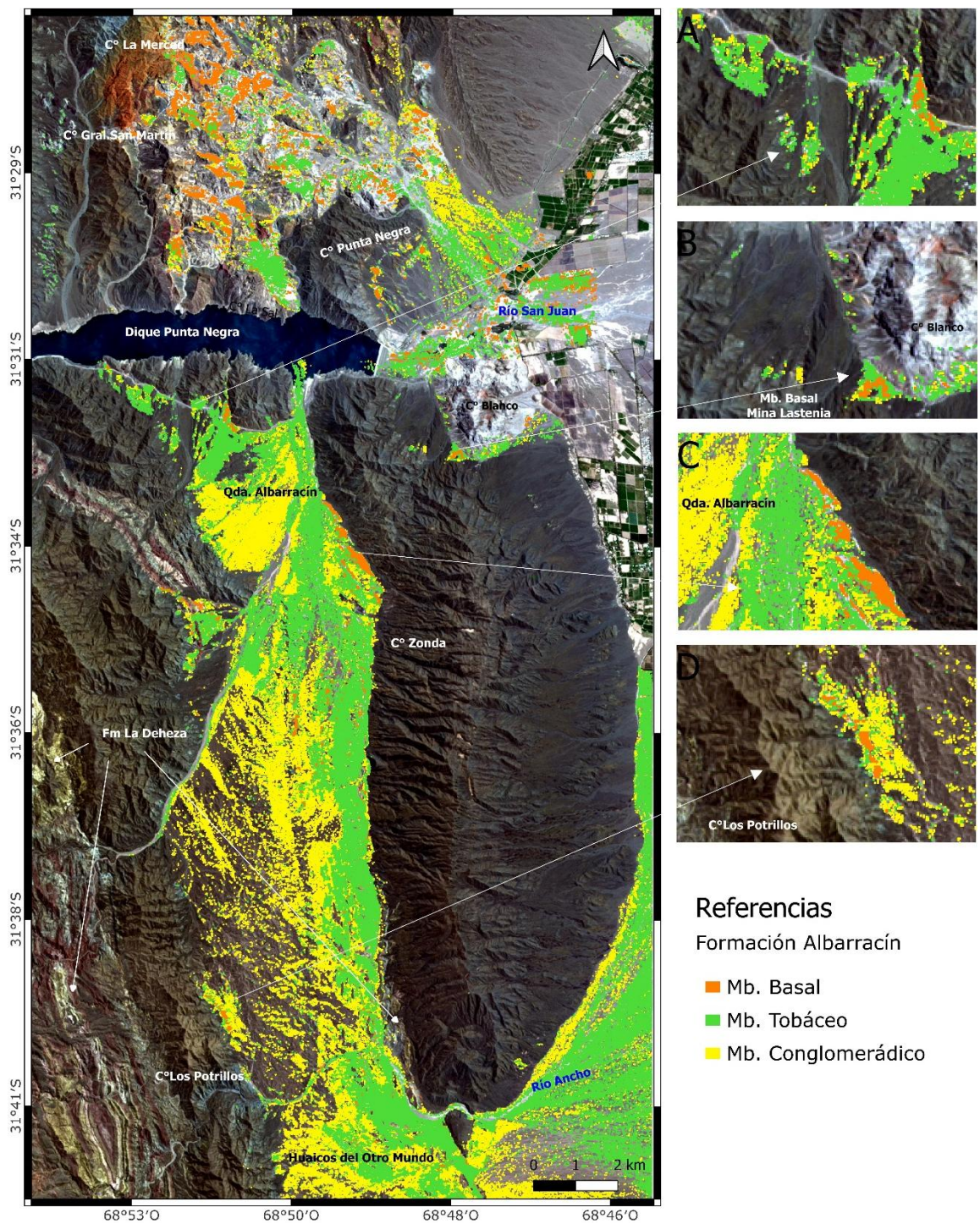


Figura 68: Resultado del mapeo con clasificación supervisada de la Formación Albarracín diferenciando sus tres miembros.

Por último, se realizó un mapa geológico de la zona, teniendo en cuenta los resultados obtenidos, en cuanto a la vectorización de la Formación Albarracín respecto de otras unidades como por ejemplo la Formación Mogna en la Qda Albarracín. También se vectorizó la Formación El corral a partir de los cocientes de óxidos y PCA de 9 bandas RGB 974 con complemento PCA4CD (Figura 69 y Lámina 2).

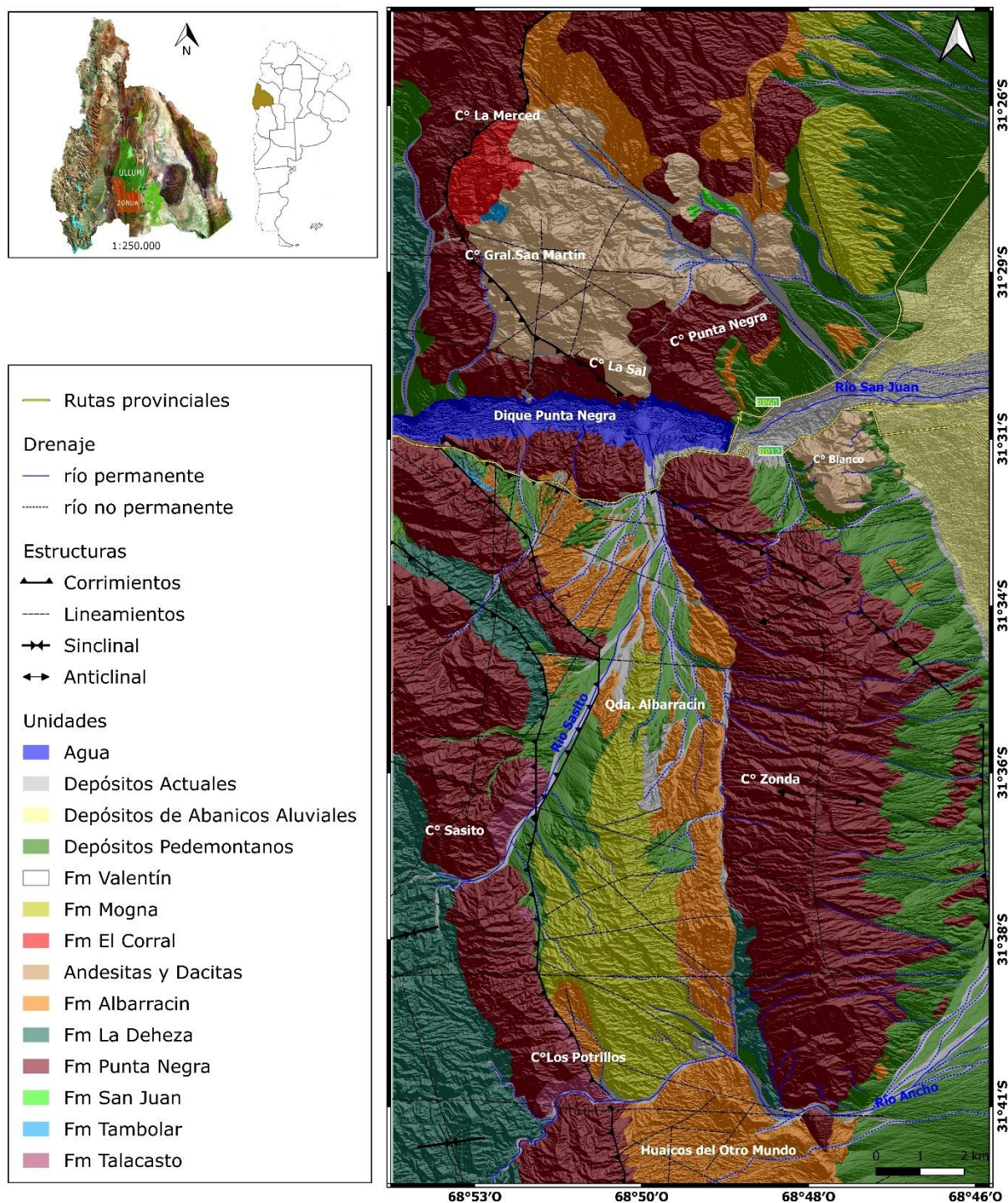


Figura 69: Mapa geológico de la zona de trabajo.

Reconocimiento de campo

Se realizó chequeo en terreno de los resultados obtenidos en gabinete, se pudo acceder a la zona “A y B” (Figura 70), donde se corroboró la presencia de minerales arcillosos con la metodología implementada (Figuras: 12,13,71,72,74,75,76,77,78,79,82,83,84). También se pudo acceder a la zona favorable “C” (Qda Albarracín) (Figura 80, 81, 82), donde se identificó los tres miembros de la Fm Albarracín coincidentes con lo resultado en el mapeo con clasificación supervisada. Así como también los afloramientos en el sector norte correspondientes al Mb Tobáceo (Figura 80). El sector D, no se pudo acceder completamente, solo hasta el Puesto Santa Bárbara por el camino a Maradona (Figura 84).

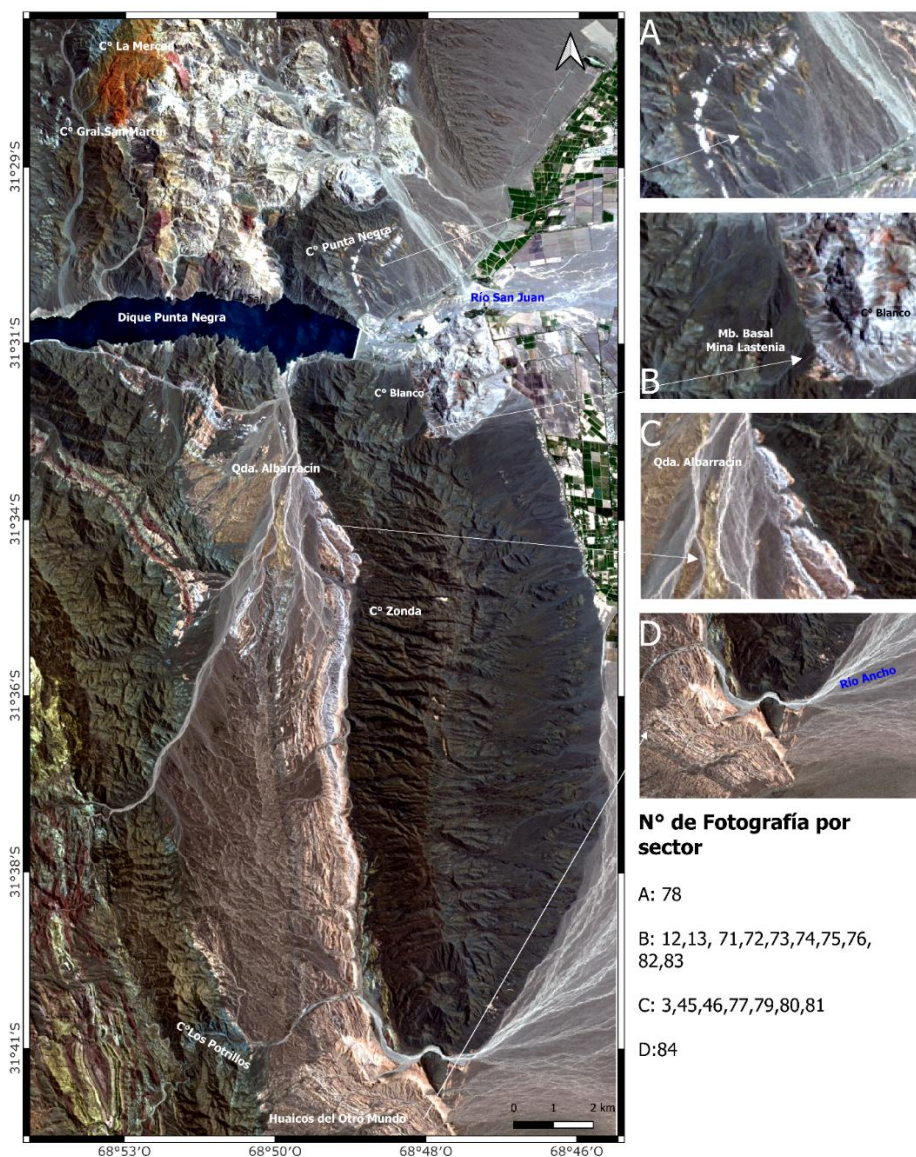


Figura 70: Mapa de ubicación de fotografías. Imagen LANDSAT 8 RGB color real.

Miembro Basal

La firma espectral obtenida, es coincidente con lo relevado en el campo respecto a la composición sedimentaria. Por un lado, arcillas y conglomerado matriz sostén con clastos subangulosos predominantes de grauvacas, dacitas, riolitas, matriz arenosa media (Figura 71).



Figura 71: Formación Albarracín, Mb Basal y sus diferentes composiciones. Izquierda: Arcillas bentoníticas. Derecha Conglomerado matriz sostén.



Figura 72: Vista panorámica de los afloramientos del Mb. Basal de la Fm Albarracín al sur del Cerro Blanco. En recuadro rojo el sector de bancos arcillosos que se detallan en la Figura 71.



Figura 73: Margen occidental del cerro blanco con vista hacia el contacto entre el lacolito (Dacitas y Andesitas de Ullum) y las areniscas de la Formación Albarracín en tonos rojizos.

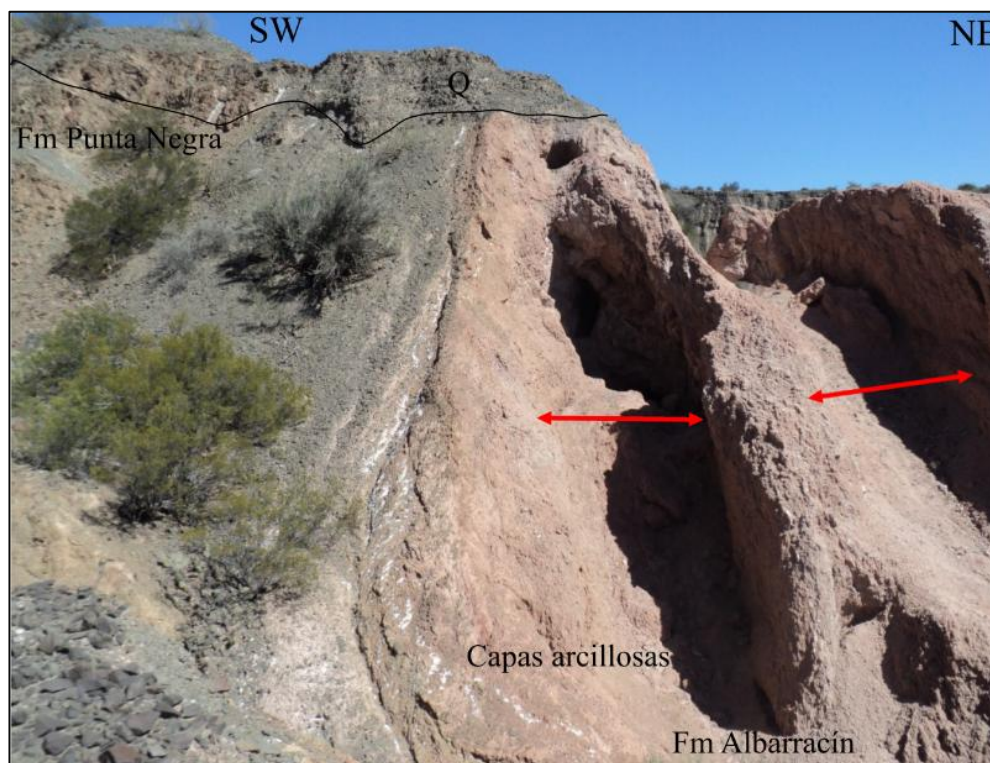


Figura 74: Afloramiento del Miembro Basal, se destacan en la imagen capas de bentonitas de medio metro de espesor y bancos de bentonitas mayores que ya han sido explotados en parte.



Figura 75: Afloramientos del Miembro Basal de la Formación Albarracin al sur del Cerro Blanco.

Contacto entre el miembro tobáceo con el miembro basal de la Fm Albarracin (derecha). Pelitas rojizas (izquierda) (Rb 287°; Bz 77°NE). (Figura 76).

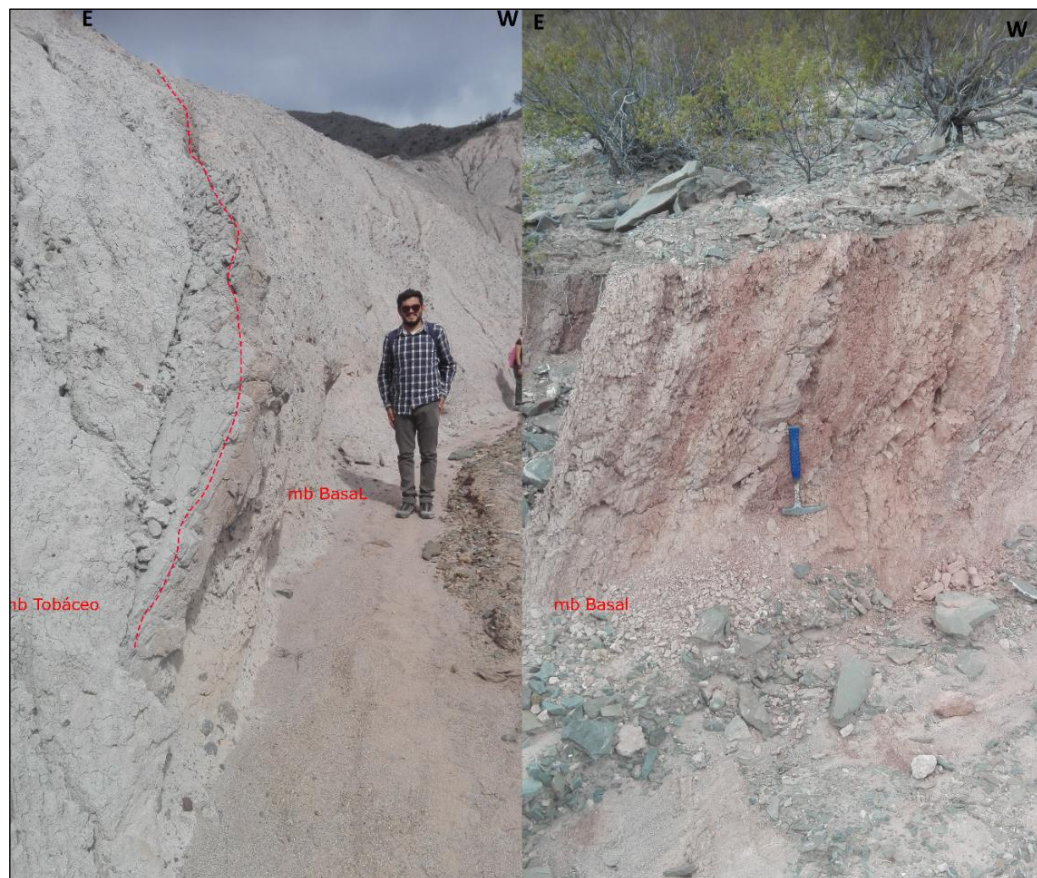


Figura 76: Punto con vista hacia el sur. Margen oeste del Cerro Blanco. Contacto Mb Basal con Mb Tobáceo.

Miembro Tobáceo

La firma espectral obtenida, es coincidente con la bibliografía y con lo relevado en campo, ya que se describen areniscas gruesas fuertemente cementada, *surge* basal, conglomerado grueso matriz sostén de color gris con matriz tobácea con clastos de dacitas, andesitas, grauvacas (Figura 77).



Figura 77: Formación Albarracín, Mb Tobáceo y sus diferentes composiciones. Izquierda: areniscas gruesas. Derecha Conglomerado matriz sostén con matriz tobácea.



Figura 78: Afloramientos del Miembro Tobáceo de la Formación Albarracín al pie del margen este del Cerro Punta Negra (fotografía tomada desde el mirador del Dique Punta Negra, sobre la ruta provincial N°60).

Miembro Conglomerádico

La firma espectral obtenida, es coincidente con la bibliografía y con lo relevado en campo, ya que se describen conglomerado matriz sostén polimícticos con clastos subangulosos predominantes de grauvacas, dacitas, riolitas, matriz arenosa media (Figura 79).



Figura 79: Formación Albarracín, Mb Conglomerádico y su composición conglomerádica polimíctica, con matriz arenosa.



Figura 80: Afloramientos del Miembro Conglomerádico en el margen oeste de la Quebrada Albarracín

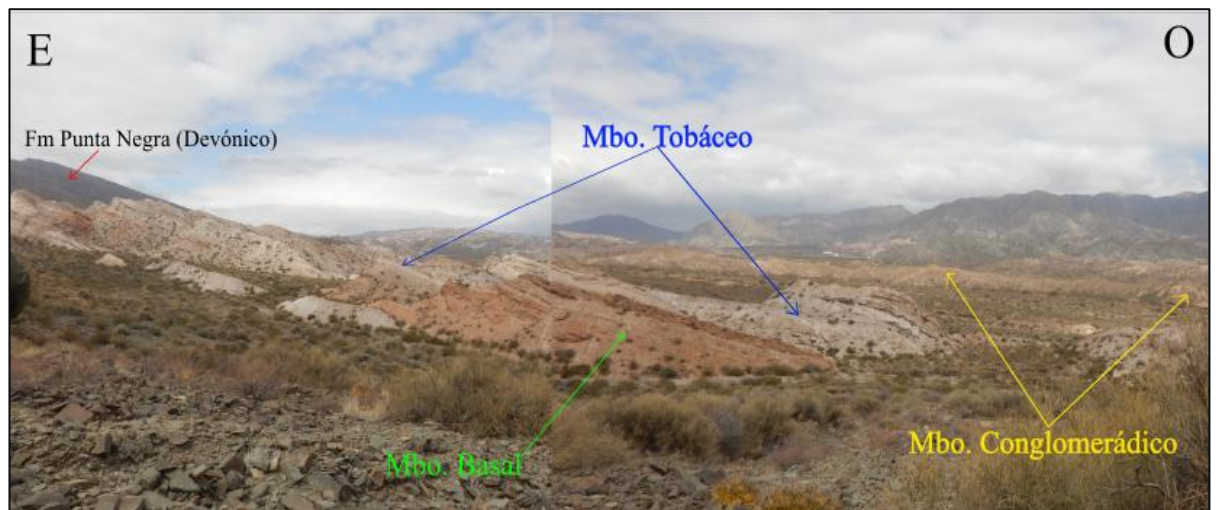


Figura 81: Miembros de la Fm Albarracín en la Qda homónima. Vista hacia el sur.

Sobre el margen oeste del Cerro Blanco, con vista hacia el sur de la Qda Albarracín, se puede ver a los 3 miembros de la Formación. Albarracín de este a oeste: a: Mb Basal; b: Mb Tobáceo y c: Mb Conglomerádico. Foto tomada por Patricio Araya (Figura 82).



Figura 82: Fotografía panorámica de los tres miembros de la Formación Albarracín.

Se observó el antiguo laboreo de la Mina Lastenia, donde se extraían arcillas bentoníticas (Figura 83).



Figura 83: Antigua Mina bentonítica Lastenia ubicada al sur del Cerro Blanco.



Figura 84: Afloramientos de la Fm Albarracín (Huaicos Del otro mundo), ubicados al sur del Cerro Zonda. Foto tomada por la Dra. Paula Santi Malnis desde Puesto Santa Bárbara por el camino a Maradona.

Discusiones

La aplicación de técnicas de procesamiento digital mediante cocientes y matemáticas de bandas permitió evaluar el potencial de detección de minerales arcillosos en la zona de estudio. Sin embargo, los resultados obtenidos evidencian que la efectividad de estas herramientas varía en función de las condiciones geológicas y espectrales particulares del área analizada.

En primer lugar, se emplearon los cocientes de bandas utilizados por Manrique (2017) en su investigación (B4/B5, B4/B6 y B5/B7), los cuales resultaron ser poco eficientes en la discriminación de minerales arcillosos dentro del área de interés de este estudio. A excepción del cociente B5/B6, que mostró una respuesta parcialmente favorable en el sector sur de la Quebrada Albarracín, el resto no logró resaltar zonas de interés mineralógico. Esto sugiere que los cocientes aplicados por Manrique, aunque efectivos en su contexto original, no son directamente extrapolables a otras regiones sin considerar las particularidades litológicas y geomorfológicas locales.

Por otra parte, se evaluó la matemática de bandas propuesta por Ordoñez (2006) R: B4/B5; G: B4/B6; B: B4/B—, orientada a detectar alteración argílica avanzada. Esta metodología arrojó resultados concordantes con los obtenidos por dicho autor en el sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco, lo cual valida su utilidad en contextos geológicos similares. No obstante, su aplicación no fue igualmente efectiva en la Quebrada Albarracín ni en los alrededores del Cerro Blanco, posiblemente debido a diferencias en la mineralogía de alteración ya que en el CSRB predominan las alteraciones hidrotermales o en el grado de exposición superficial de los materiales alterados.

Finalmente, la matemática de bandas propuesta por Canbaz et al. (2018) R: SWIR-7/SWIR-6; G: SWIR-5/SWIR-6; B: SWIR-9/SWIR-5, permitió resaltar de forma más clara sectores con condiciones favorables para la ocurrencia de minerales arcillosos. Este resultado destaca la importancia de incorporar bandas del SWIR, más sensibles a minerales hidratados, en el análisis espectral de alteraciones hidrotermales.

En conjunto, los resultados evidencian que la elección de cocientes y combinaciones de bandas debe adaptarse a las características específicas de cada región. La validación empírica de estas

metodologías en el terreno sigue siendo indispensable para confirmar la presencia de minerales alterados detectados mediante teledetección.

El PCA en coincidencia las firmas espectrales, muestran al menos para las unidades geológicas de interés, variaciones más significativas en la banda 4, en comparación a las otras bandas. Estos dos métodos diferentes (análisis de firmas y PCA), muestran que la banda 4 es importante tenerla en cuenta al prospectar minerales arcillosos.

CAPÍTULO 8 – CONCLUSIONES

A continuación, se presentan las conclusiones de acuerdo con los resultados obtenidos en el estudio de prospección de arcillas en el distrito Zonda-Ullum (San Juan, Argentina) mediante el procesamiento de imágenes satelitales en QGIS con los complementos SCP y PCA4CD.

1. Modelo Digital de Elevación (DEM)

- El Modelo Digital del Terreno (DEM) permitió identificar estructuras geológicas en la región de estudio, destacando las direcciones E-W y NW-SE. Esta información fue crucial para detectar un alto estructural en el centro-sur de la Quebrada Albarracín, una característica que no fue visible mediante el uso de combinaciones RGB o de color real.

2. Combinaciones RGB

- Las combinaciones RGB permitieron observar variaciones litológicas en la zona, vegetación y cuerpos de agua.
- El uso SENTINEL-2, ASTER y LANDSAT 8 permite validar anomalías y reducir ambigüedad espectral.
- En general, las composiciones RGB no resultaron ser tan efectivas como otras técnicas, para resaltar características geológicas más sutiles, como la presencia de arcillas en la Formación Albarracín.

3. Cocientes y Matemática de Bandas

- La matemática de bandas generada en este estudio, específicamente la combinación $(B6/B4)+B5$, fue eficaz para resaltar las características de la Formación Albarracín, en especial los Miembros Basal y Tobáceo, sin generar falsos positivos.
- Los cocientes de bandas y matemática de bandas, empleados para identificar alteraciones hidrotermales y minerales arcillosos (como lo proponen autores como Ordóñez, 2006, para el sector del Complejo Subvolcánico Río Blanco), no proporcionaron resultados consistentes ni confiables en el área de la Quebrada Albarracín y sus alrededores, particularmente en la zona del C° Blanco.

4. Análisis de Firmas Espectrales

- Las firmas espectrales de la Formación Punta Negra y la Formación Mogna, son similares. Esto se puede deber a que esta última, involucra alto contenido de las grauvacas de la Formación Punta negra.
- Las firmas espectrales del Miembro Basal y el Miembro Tobáceo de la Formación Albarracín y, las Dacitas y Andesitas de Ullum, mostraron una absorción significativa en la banda 4, mientras que el Miembro Conglomerádico y las otras unidades no mostraron esta tendencia, lo que sugiere no contienen una concentración significativa de minerales arcillosos.
- La comparación de las firmas espectrales de los miembros de la Formación Albarracín (Miembro Basal, Miembro Tobáceo y Miembro Conglomerádico) muestra significativamente que los minerales arcillosos presentes en la región muestran una correspondencia con las tendencias espectrales del Miembro Basal y el Miembro Tobáceo. En cambio, el Miembro Conglomerádico no presenta la misma correspondencia espectral, lo que sugiere diferencias en su composición mineralógica.
- Con base en estos resultados, la prospección de arcillas en la Formación Albarracín debe concentrarse en los sectores del Miembro Basal.

5. PCA (Análisis de Componentes Principales)

- El análisis de Componentes Principales (PCA) de 6 bandas (SWIR) y de 9 bandas (VNIR+SWIR) con ASTER fue muy útil para resaltar la Formación Albarracín y diferenciarla de otras unidades litológicas. En el caso del PCA de 6 bandas, resultó especialmente útil para identificar zonas con arcillas.
- El PCA realizado con las 9 bandas mostró que el PC2 resalta variaciones en el VNIR, mientras que el PC3 permitió una identificación más precisa de materiales litológicos a través de las bandas del SWIR. Esto permitió una mejor diferenciación de las unidades y contribuyó al éxito en la identificación de zonas con minerales arcillosos.
- Los resultados obtenidos del PCA 6 bandas y 9 bandas en imágenes ASTER permitieron destacar de forma clara las zonas con minerales arcillosos (Mb Basal), confirmando que este tipo de procesamiento es muy eficaz para la identificación de contrastes litológicos

y la diferenciación de unidades, lo que facilita la prospección en áreas con poca información geológica previa.

- Para el caso de la Formación Albarracín en donde la exposición subaérea de las áreas donde afloran bentonitas es bastante limitada, la aplicación del análisis de componentes principales permitió destacar las áreas de interés, y reducir la información espectral de las otras unidades geológicas que no eran de interés para el estudio.

6. Clasificación Supervisada

- La clasificación supervisada realizada permitió resaltar con precisión la Formación Albarracín del resto de las unidades litológicas en la región de estudio. En particular, el algoritmo de Máxima Probabilidad, aplicado a la imagen ASTER, destacó de manera destacada los miembros Basal y Tobáceo de la Formación Albarracín.
- Este tipo de clasificación fue especialmente útil para validar y complementar los análisis previos y permitió corroborar las conclusiones obtenidas a partir del análisis de firmas espectrales y PCA. Lo que ayudó también a poder generar un mapa geológico detallado del sector.

7. Control de Campo

- La interpretación de las imágenes satelitales procesadas y el chequeo obtenidos en campo, resultaron ser de gran utilidad para corroborar las unidades geológicas descritas en la bibliografía, así como para identificar mineralizaciones y alteraciones asociadas.
- El control de campo ayudó a validar las hipótesis generadas a partir de las imágenes satelitales, permitiendo una mejor comprensión de la geología de la zona y la identificación de los afloramientos más relevantes para la prospección de arcillas.

Conclusión General:

Los métodos y técnicas de procesamiento de imágenes satelitales, como el análisis de firmas espectrales, el PCA y la clasificación supervisada, han demostrado ser herramientas útiles y eficientes para la prospección de arcillas en la región de estudio. Estos métodos no solo permitieron identificar con precisión las áreas de interés, sino que también proporcionaron una base sólida para futuras investigaciones en áreas geológicamente desconocidas. Las

conclusiones obtenidas en este estudio permiten planificar el mapeo y la exploración de nuevos recursos naturales con mayor certeza y eficiencia.

Los resultados obtenidos demuestran que la integración de diversas técnicas de teledetección y procesamiento digital de imágenes satelitales constituye una herramienta eficaz para la prospección de arcillas del distrito Ullum-Zonda, combinado de modelos digitales de elevación, análisis de firmas espectrales, matemáticas de bandas, análisis de componentes principales (PCA) y clasificación supervisada. Permitiendo identificar y diferenciar con claridad la Formación Albarracín respecto de otras unidades litológicas destacando especialmente el Miembro Basal con mayor potencial arcilloso. En particular el PCA aplicado a bandas SWIR (6 bandas) y VNIR+SWIR (9 bandas) de ASTER, resultó altamente efectivo para resaltar contrastes litológicos y zonas con presencia de minerales arcillosos aún en áreas con exposición subárea limitada. La clasificación supervisada permitió validar y consolidar estos resultados facilitando la generación de cartografía temática detallada en coherencia con la verificación en campo.

Recomendaciones

- **Acceso a las zonas no verificadas:** Se sugiere acceder a las áreas que no pudieron ser inspeccionadas previamente para realizar una evaluación más detallada y exhaustiva.
- **Análisis focalizado en áreas más pequeñas:** Se recomienda llevar a cabo estudios dirigidos a zonas de menor extensión para obtener resultados más precisos y específicos.
- **Realización de análisis químicos:** Es recomendable efectuar análisis químicos detallados, tales como ICP, difracción de rayos X y espectroscopía ASD, con el fin de caracterizar de manera más precisa los tres miembros de la Formación Albarracín.
- **Uso de imágenes de mayor resolución:** Se aconseja la utilización de imágenes satelitales con mayor resolución espacial para mejorar la precisión en la detección y análisis de las alteraciones hidrotermales y minerales arcillosos.

CAPÍTULO 9 – BIBLIOGRAFÍA

Escena ASTER: AST_L1T_00304072005144405_20150509000. Servicio Geológico Minero Argentino. <https://www.segemar.gob.ar>

Fallas en el subsistema SWIR: Sitio web del Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology <https://ASTERweb.jpl.nasa.gov/swir-alert.asp>

Falta de COLOR REAL ASTER: Sitio web del Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology: https://asterweb.jpl.nasa.gov/content/07_Misc/APAA/ASTER.htm

ABRAMS, M., HOOK, S., & RAMACHADRAN, B. (2002). ASTER user handbook, version 2. California: Jet Propulsion laboratory.

ABRAMS, M., HOOK, S.J. (1995) Simulated ASTER data for geologic studies IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, v.33(3), pp.692-699.

ABRUZZI, J.M., KAY, S.M. Y BICKFORD, M.E. 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 331–339, Mendoza.

ACEÑOLAZA, F.G. Y PERALTA, S.H. 1985. Análisis secuencial de los caracteres icnológicos del Silúrico de la Precordillera Argentina. (Sierra de Talacasto, San Juan, Argentina). Actas IV Congreso Geológico Chileno: I: 591-598. Antofagasta.

AHUMADA CUELLO, M. N. (2004). Litofacies y paleoambientes de unidades sedimentarias y piroclásticas del Complejo Subvolcánico Neógeno Río Blanco, Ullum – San Juan (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Geología.

ALLMENDINGER, R., D. FIGUEROA, D. SNYDER, J. BEER, C. MPODOZIS Y B. ISACKS, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. Tectonics, 9 (4): 789-809.

ALONSO, J. L., GALLASTEGUI, J., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. Y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. 2014. Stratigraphy and structure of the Punta Negra Anticline. Implications on the structural evolution of the Argentine Precordillera. *Journal of Iberian Geology* 40 (2) 2014: 283-292.

ALONSO, J.L., GALLASTEGUI, J., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FARIA, P., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ L.R. Y RAMOS, V.A. 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research* 13: 204-21

ALVAREZ-MARRÓN, J., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R., HEREDIA, N., BUSQUETS, P., COLOMB, F. Y BROWN, D. 2006. Neogene structures overprinting Paleozoic thrust Systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude. *Journal of the Geological Society* 163: 949-964, London.

AMOS, A.J. 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.

ARIZA, A. (2012). Handbook LANDSAT, Descripción y corrección de productos LANDSAT 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission).

ARRONDO. O.G.. MOREL E CUERDA. A.. GANUZA. D.. 1986. Los estratos plantíferos del Carbónico de Bachongo. *Precordillera de San Juan 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 237-247. b. Mendoza.

ARROQUI, A., BORDONARO, O., 1996. Estratigrafía de la Formación Zonda (Cámbrico Superior) en la Sierra de Villicum-Zonda, Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 67-72. Bahía Blanca.

ARROQUI, A., JOFRÉ, G., AHUMADA, M. (1998). Diagnóstico para el estudio de los recursos naturales de los departamentos de Ullum y Albardón. Informe preliminar CICITCA. (Inédito). Instituto de investigaciones mineras. UNSJ. San Juan.

ASTINI, R.A., 1990a. Formación Punta Negra: un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma. *Acta 3Q Reunión Argentina de Sedimentología*, 19-24, San Juan.

ASTINI, R. Y E. PIOVANO, 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 99-110.

ASTINI, R.A., J.L. BENEDETTO and N.E. VACCARI, 1995a. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Lurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin, 107: 235-273.

ASTINI, R.A., RAMOS, V.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E., CAÑAS, F.L., 1996. La Precordillera: Un terreno exótico al Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:293-324. Buenos Aires.

ASTINI, R.A., 1991 Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4): 277-294, Buenos Aires.

BALDIS, B.A., 1975b. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y dotación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina. Actas I Q Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, I: 219-240, S.M. Tucumán.

BALDIS, B., 1975a. El Devónico inferior en la precordillera central: Parte 1. Estratigrafía. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 53-83. Buenos Aires.

BALDIS, B. 1973. Variaciones de facies de la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28: 147-155.

BALDIS, B. Y CHEBLI, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), I: 47- 66.

BALDIS, B. A., 1975. El Devónico Inferior de la Precordillera Central, Parte 1. Estratigrafía: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.30 (1): p. 53–83.

BALDIS, B., E. ULIARTE y A. VACA, 1979. Análisis de la comarca sísmica de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34(4): 294-310, Buenos Aires.

BALDIS, B. A., BORDONARO, O., 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. VIII Congreso Geológico Argentino. San Luis, Argentina. Actas (Vol. 2, pp. 385-397).

BALDIS, BA, BORDONARO, O., BERESI, M.S., ULIARTE, E.1981 Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo-dolomítica el Paleozoico inferior de San Juan. 8° Congreso Geológico Argentino, 2:419-434

BALDIS, B., M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445, Buenos Aires.

BAZZANI, S., 2018. Caracterización Y Evaluación De La Calidad De Los Depósitos De Bentonitas Del Sector Oriental De La Sierra Alta De Zonda Frente Al Cerro Blanco, Provincia De San Juan, Argentina. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Departamento de Geología. Tesis de licenciatura (inédito). 106 páginas.

BENNETT, S.A., ATKINSON, W.W., KRUSE, F.A. (1993) Use of Thematic Mapper imagery to identify mineralization in the Santa Teresa district, Sonora, Mexico. Internat. Geol. Rev., v.35, pp.1009–1029.

BERCOWSKI, F. Y G.J. FIGUEROA, 1989. Depósitos Piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 225-227. San Miguel de Tucumán.

BERCOWSKI, F., L.R. BERENSTEIN Y N.M. JHONSON, 1987. Litofacies y paleoambiente del Terciario en Lomas de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 101-104. San Miguel de Tucumán.

BERCOWSKI, F., L.R. RUZYCKI, N.M. JHONSON Y C. NAESER, 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Lomas de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. Primeras Jornadas Argentinas de Sedimentología, 1: 169-172. La Plata.

BERCOWSKI, F., RUZYCKI, L., JORDAN, T. E., ZEITLER, P., CABALLERO, M. M., Y PÉREZ, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado

paleogeográfico para el neógeno de Precordillera. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Volumen 1: 212-217. Mendoza

BERESI, M.S., BORDONARO, O., 1984. La Formación San Juan en la quebrada de Las Lajas, sierra Chica de Zonda, San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino, 1: 95-107.

BLANC, P. (2014). Geología y geomorfología del Valle de Ullum-Zonda, San Juan. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de San Juan.

BLANC, P. A., PERUCCA, L. P., 2017. Tectonic and climatic controls on the late Pleistocene to Holocene evolution of Paleolake Ullum-Zonda in the Precordillera of the Central Andes, Argentina. *Quaternary Research* (2017), 88, 248–264. doi:10.1017/qua.2017.50

BLANC, P., 2019. Tesis Doctoral: Análisis geomorfológico y paleoambiental de la depresión tectónica de Ullum-Zonda, Provincia de San Juan; 19-3-2019.

BLANC, PABLO A., SANTI MALNIS, PAULA, Y PANTANO ZUÑIGA, ANA 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.

BODENBENDER. G . 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, XVII: 203-261, Córdoba.

BORDONARO, O., 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica*, 35(1): 26-40.

BORDONARO, O. L., 1986. Bioestratigrafía del Cámbrico inferior de San Juan. *Actas 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 19-27, Mendoza.

BORDONARO, O., CARDINALI, A, CARDO, R Y DIAZ, I. 2002. El neógeno comprendido entre el río ancho y el río del agua. Precordillera central de San Juan. Nueva interpretación estratigráfica y tectosedimentaria. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. CD-ROM. Artículo N° 250. 6pp.

BOUCOT, A.J., 1967. Lower and Middle devonian faunal Provinces based on brachiopoda. Proceeding International Symposium on the Devonian System, II, Calgary.

BRACACCINI, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras, 258.

BRACACCINI, O. 1949. El Perfil del TaMblar. Asociación Geológica Argentina. Revista Tomo IV N°3: 165-179. Buenos Aires.

BRACACCINI, O. 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1: 5-14.

BRACCO, A. I., LEÓN, L. I., PRÁMPARO, M., CERDEÑO, E. Y CONTRERAS, V. H. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Neogene deposits of Puchuzum, San Juan, Argentina. En: J. A. Salfity & R. A. Marquillas (Eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 65-74. SCS Publisher.

CABRERA, A.L., 1976: Regiones Fitogeográficas Argentinas. Fasc. 1. Tomo II. Enc. Arg. de Agr. y Jard. Ed. ACME.

CAMACHO, H., 1952. Informe sobre el actual estado de los estudios de yacimientos bentoníticos efectuados por la Dirección Nacional de Minería. Dirección Nacional de Minería. Buenos Aires.

CAMPBELL, J. B., WYNNE, R.H., 2011. Introduction to REMOTE SENSING. (5° Ed). The Guilford Press, New York, USA, 683 p.

CANBAZ, O., ÖNDER, G., and AHMET G. 2018. Detecting Clay Minerals in Hydrothermal Alteration Areas with Integration of ASTER Image and Spectral Data in Kösedag-Zara (Sivas), Turkey. Journal Geological society of India. Vol.91.

CÁTEDRA DE FOTOINTERPRETACIÓN, FCEF y N de la UNSJ, 2014.

CHUVIECO SALINERO, E. 1996. Fundamentos de Teledetección espacial. Madrid. Ediciones RIALP. 568 pp.

CLARK, R. (1999). Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. Remote Sensing for the Earth Sciences, Vol. 2, p. 2-58.

CONGEDO, LUCA, (2021). Semi-Automatic Classification Plugin: A Python tool for the download and processing of remote sensing images in QGIS. Journal of Open Source Software, 6(64), 3172, <https://doi.org/10.21105/joss.03172>

CORTÉS, J. M., YAMÍN, M., PASINI, M. 2005. La Precordillera Sur, provincias de San Juan y Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 395- 402.

CORREA. GA.. CARREVEDO. ML.. GUTIÉRREZ. PR.. 2012. Paleoambiente y paleontología de la Formación Andapaico (Paleozoico superior. Precordillera Central. Argentina). Andean Geology 39 1) 22-52 Anteriormente Revista Geológica de Chile.

CUCCHI, R. 1972. Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27(2): 229-248.

CUERDA, A., 1969. Sobre la graptofauna del Silúrico de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 6 (3): 223-235.

CUERDA, A.J. y G. FURQUE, 1984. Depósitos carbónicos de La Precordillera de San Juan, parte II: Quebrada La Deheza. Revista de La Asociación Geológica Argentina (1983), 38(3-4): 381-391, Buenos Aires.

CUERDA, A.J. y G. FURQUE, 1984. Depositos carbónicos de la Precordillera de San Juan, parte II: Quebrada La Deheza. Revista de la Asociación Geológica Argentina (1983), 38(3-4): 381-391, Buenos Aires.

DAVIS, J., ROESKE, S., MCCLELLAND, W. Y SNEE, L. 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), Laurentia-Gondwana Connection before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336: 115-138.

DE LOS RÍOS, V. H., CARDÓ, R., DÍAZ, E. I. 1998. Diagnóstico Minero de San Juan. Bentonitas. Programa INDUSMIN. Dirección de Minería de la Nación y SEGEMAR.

DI TOMMASO, I., RUBINSTEIN, N. 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina Ore Geol. Rev.v.32, pp.275–290.

EL JANATI, M., 2019. Application of remotely sensed ASTER data in detecting alteration hosting Cu, Ag and Au bearing mineralized zones in Taghdout area, Central Anti-Atlas of Morocco. J. Afr. Earth Sci. 151, 95–106.

ESPISÚA, A, E., 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Dpto. de Jachal, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 297-311, Buenos Aires.

FAVA, C., MENDOZA, N., WEIDMANN, N. Y PUIGDOMENECH, H. 2009. Alteraciones Hidrotermales Del Cerro Alto Largo. Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum-Zonda. San Juan. IX Congreso de Geología Económica. AAGE. Jujuy. I: 137-141.

FELICÍSIMO, A. M., 1994. Modelos Digitales del Terreno. Oviedo (España): Pentalfa. ISBN:84-7848-475-2

FRENGUELLI, J. 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, II (15):213-265, La Plata.

FOODY, G. M. (2009). Sample size determination for image classification accuracy assessment and comparison. International Journal of Remote Sensing, 30(20), 5273–5291.

FUJISADA, H. (1995). Design and performance of ASTER instrument. Proc.SPIE, v.2583, pp.16–25.

FURQUE, G. y A.J. CUERDA, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, 22 Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 455-522, Córdoba.

FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la hoja 17b Guandacol. Boletín 92. Servicio Geológico Nacional, 104 p., Buenos Aires.

GERBI, C., ROESKE, S., DAVIS, J. 2002. Geology and structural history of the southwest Precordillera margin northern Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 821-835.

GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., FOLGUERA, A. Y MARTÍNEZ, A. 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1-2): 5-20.

GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., HEREDIA, N., FARÍAS, P., GARCÍA SANSEGUNDO, J., FERNÁNDEZ, C., STIER, S., PÉREZ, D., BECHIS, F., MOREIRAS, S. Y LOSSADA, A. 2014. Reactivation of Paleozoic structures during Cenozoic deformation in the Cordón del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina) *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 309-320.

GRIM, R. E. (1972). *International Clay Conference*. Madrid. España.

GODOY, S. y DITOMMASO, I. 2005. Procesamiento De Datos ASTER Para Cartografía De Base Y Temática En El Área De Sierra De Aguilar, Provincia De Jujuy, Argentina. Proyecto GEOSAT-AR 2005-SEGEMAR.

GOMEZ, F., ASTINI, R. 2006. Sedimentología y paleoambientes de la Formación La Laja (Cámbrico), Quebrada La Laja, Sierra Chica de Zonda, San Juan, Argentina. VL - 33 - *Revista Geologica De Chile*.

GONZALEZ BONORINO, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de: La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*. 30(3): 223-24(1. Buenos Aires) GRIM, R. E. 1972. *International Clay Conference*. Madrid. España.

GROEBER, P. y TAPIA, A. 1926. Sobre las condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la quebrada de Ullum (provincia de San Juan). Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 25/26.

HARRINGTON, H.J. y A.F. LEANZA. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Universidad de Kansas, Special publication*. I, 1 -27(1. Kansas).

HAUMAN, L., 1947. Provincia del Monte en Geografía de la Rep. Argentina. Soc. Argent, de Est. Geogr. GAEA, tomo VIII:208-249.

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.

HEIM, A., 1952. Estudio tectónico de la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jachal y Huaco. Asociación Geológica Argentina, Revista 7(1): 11-70, Buenos Aires.

HEREDIA, N., FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GIAMBIAGI, L. 2012. The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. Andean Geology, 39 (2): 242-257.

HUNT, G. R., & SALISBURY, J. W. (1970). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. Modern Geology.

HUNT, G.R.1977.Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. Geophysics. Vol. 42.Num.3. Pag.501-513.

IBAÑEZ, J., 2021. Análisis Espectral Remoto De Minerales Asociados A Los Volcanes Olca E Irruputuncu. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICAS Y CENSOS. 2023. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2022. Resultados Provisionales (Enero 2023).

INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGÍA AGROPECUARIA (INTA). 1990, Atlas de suelo de la República Argentina, Tomo II, 677 p.

JENSEN, J. R. (2005). Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective (3rd ed.). Prentice Hall.

JOFRÉ TROILA, G. H. (2004). Mapeo y diferenciación de unidades piroclásticas del Complejo Subvolcánico Neógeno Río Blanco, aflorantes en la quebrada del Salto, departamento Ullum – San Juan (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Geología.

JORDAN, T. E., ISACKS, B., RAMOS, V. A. Y ALLMENDINGER, R. W. 1983. Mountain building in the CentralAndes. Episodes, 3 (3): 20-26.

JORDAN, T. DAMANTI, J. 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan Argentina. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II: 2447-250. San Juan.

JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. Y DRAKE, R.E. 1993. Chronology of motion in a complex thrustbelt: the Precordillera. Journal of Geology 101: 135-156.

KAY, S., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C. Y GORDILLO, C. 1987. Tertiary Andean magmatism inChile and Argentina between 28°S and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone.Journal South American Earth Sciencies, 1 (1): 21-38, Carolina.

KAY, S.M. YABRUZZI, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean 'flat-slab' between 30° and 32°S. Tectonophysics 259: 5-28.

KELLER, M., BORDONARO, O. L., 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico inferior del oeste Argentino, y sus implicancias paleogeográficas. Revista Española de Paleontología, 8 (2): 165-169.

KELLER, M., CAÑAS, F., LEHNERT, O., VACCARI, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsideration. Newsletters in Stratigraphy, 31: 115-132.

KOBAYASHI, T 1937. The Cambro Ordovician shelly faunas of South America. Journal of Faculty of Sciences. Imperial University of Tokyo. II (5): 369-522. Japan. En SEGEMAR, 2000. Hoja Geológica 3169 IV- San Juan. Programa Nacional de Hojas Geológicas de la República Argentina 1250.000 Boletín n 243. Buenos Aires.

KÖEPPEN, W. 1931. Climatología. Fondo de Cultura Económica. México DF, México.

KOKALY, R.F., CLARK, R.N., SWAYZE, G.A., LIVO, K.E., HOEFEN, T.M., PEARSON, N.C., WISE, R.A., BENZEL, W.M., LOWERS, H.A., DRISCOLL, R.L., AND KLEIN, A.J.,

2017, USGS Spectral Library Version 7: U.S. Geological Survey Data Series 1035, 61 p., <https://doi.org/10.3133/ds1035>.

KRUSE, F. 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer. Data Remote Sensing of Environment.

LANZILLOTTA, I ROSSA, N., WEIDMANN, N. (2000): Los minerales del grupo de las arcillas de los cerros La Merced y Carrizalito, departamento Ullum, provincia de San Juan. Mineralogía y Metalogenia. En: Schalamuk, I.; Bordtkorb, M; Etcheverry, R. (Eds.). Publicación 6: 232-237. La Plata.

LEVERATTO, M.A., (1968). Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 129-157.

LEVERATTO, M. A. (1976). Edad de intrusivos cenozoicos en la precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31 (1): 53 - 88.

LEVERATTO, M. A. (1986). Geología del oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 129-157. Buenos Aires.

LIOTTA, M. (2000). Los suelos en los valles de Tulúm, Ullúm y Zonda” INTA EEA San Juan. San Juan.

MANRIQUE, M.J. (2017). Uso De Las Imágenes Satelitales ASTER En La Prospección De Arcillas, En La Localidad De Rodeo, Departamento Iglesia San Juan. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Departamento de Geología. Tesis de licenciatura (inédito). 85 páginas.

MARQUETTI, C. (2005). Metodología y análisis de imágenes ASTER para la exploración mineral en un sector de la Cordillera de Colangüil, San Juan, Argentina. Contribuciones Técnicas. Proyecto GEOSAT Argentina-SEGEMAR, 39-48.

MENDOZA, N.; TREO, C.; WEIDMANN, N. (2000). Estructuras, alteración y mineralización en el área del Río Blanco, Ullum, San Juan. En: Schalamuk, I.; Bordoktorb, M.; Etcheverry, R. (Eds.), Mineralogía y Metalogenia (págs. 320-324). La Plata.

MENDOZA N., WEIDMANN N., VALLECILLO G., WEIDMANN R., ROSSA N. Y TREO C. (2010). Alteración Epitermal Y Características Geoquímicas Del Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum. San Juan. I Jornadas de Investigación de la UNSJ.

MENDOZA, N. Y ORDOÑEZ, M. (2008). Presencia De Escorodita Hidrotermal En El Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum-Zonda. San Juan. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino. Resumen. I: 635.

MENDOZA, N., CASTRO, R. Y WEIDMANN, N. 2006. Alteración Y Geoquímica De Los cerros Los Baños Y El Quebrado En El Complejo Volcánico De Ullum-Zonda, San Juan. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Acta: 299-304 pág.

MILANA, J.P., 1990a. Facies y paleohidrología de conglomerados aluviales plio-pleistocenos (San Juan. Argentina): evidencias de fases climáticas, en los Andes áridos 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.

MILANA, J.P., 1991. Sedimentología y magnetoestratigrafía de formaciones cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional de San Juan, (inédito), San Juan.

MILANA, J. P. (1991). Sedimentología y magnetoestratigrafía de formaciones cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera oriental. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de San Juan, (inédito), San Juan.

MILANA, J. P., BERCOWSKI, F., JORDAN, T., 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(3): 447-473.

MIOLANO, A. D., 1977. Estudio integral de las cuencas bentoníticas de San Juan. Departamento de Minería de San Juan.

NASA/JPL. (s.f.). *ASTER Instrument and Data Overview*. JPL ASTER Web. Recuperado el 6 de diciembre de 2025 de https://asterweb.jpl.nasa.gov/content/07_Misc/APAA/ASTER.htm

NASA, 2013. Landsat 7 Science Data User's Handbook. Available at <https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-7-data-users-handbook>

NINOMIYA, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. In *Sensors, Systems and Next-Generation Satellites VII* (Vol. 5234, pp. 180-190). International Society for Optics and Photonics.

ORDOÑEZ, M. y MENDOZA N. 2008. Identificación De Alteraciones Hidrotermales En El Complejo Volcánico Río Blanco A Través Del Procesamiento De Imágenes ASTER Y Espectrómetro PIMA. Ullum-Zonda. San Juan. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino. Resumen. I: 417.

ORDOÑEZ, M.D., 2006. Mapeo de alteración hidrotermal a partir de procesos ASTER en el complejo volcánico – piroclástico de Ullum – Zonda. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Departamento de Geología. Tesis de licenciatura. 89 páginas.

ORTIZ, A. y J. ZAMBRANO, 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74. Buenos Aires.

ORTIZ. A. y J.J. ZAMBRANO, 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), 3: 59-74, Buenos Aires.

PADULA, E.L., E.O. ROLLERI, A.R. MINGRAMM, P. CRIADO ROQUE, M.A. FLORES and B.A. HALDIS, 1967. Devonian of Argentina. *Proceeding of the International Symposium on the Devonian System*, 2:165-199.

PALACIO, M. de B. (2001). Las alteraciones hidrotermales en la Quebrada del Salto, Ullum, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.

PALACIO, M., MENDOZA, N. Y ROSSA, N. 2005. Metalogenia De Manifestaciones Epitermales En El Complejo Volcánico Del Río Blanco. Quebrada Del Salto. Ullum. San Juan. VIII Congreso de Geología Económica. Acta I.

PANDOLFO, L., 1975. Geología del valle Ullum-Zonda, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Universidad Nacional de Buenos Aires, 99 pp., Buenos Aires.

PERALTA, S. H. 1990. Silúrico de la Provincia de San Juan- Argentina. Relatorio XI Congreso Geológico Argentino: 48-65. San Juan.

PERALTA, S.H. y L. RUZYCKI DE BERENSTEIN, 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil de Los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología, 334-338, San Juan.

PÉREZ, D. J., 2007. Introducción a los sensores remotos-Aplicaciones en geología. Dpto. Cs, Geológicas, F.C.E.N., U.B.A.

PERUCCA, L.P., LARA, G., VARGAS, N. 2012. Nueva evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la depresión Zonda-Maradona, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (1): 97 - 105 (2012).

PERUCCA, L. P., 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

PERUCCA, L.Y ESPER ANGILLIERI, M.Y. 2009. El deslizamiento de rocas y detritos sobre el río Santa Cruz y el aluvión resultante por el colapso del dique natural, Andes Centrales de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (3): 571-585.

POBLETE, A. Y MINETTI, J. 1989. Los mesoclimas de San Juan, Primera y Segunda parte: San Juan, Argentina, Centro de Investigaciones de San Juan, Universidad Nacional de San Juan, Informe técnico 11, Boletín 4.

QUARTINO, B. J., ZARDINI, R. A. Y AMOS, A. J., 1971. Estudio y Exploración Geológica de la Región Barreal– Calingasta. Provincia de San Juan–República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N° 1, 184 p. Buenos Aires.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. Y PALMA, M.A, 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine - Chilean.

RAMOS, V.A., 1995. Field Guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). Andean Thrust Tectonics Symposium, ICL- COMTEC- AGA, 64 p., Buenos Aires.

RAVIOLO, M. M., BORDONARO, O. L., PRATT, B. R., 2007. Revisión estratigráfica y litofacial de la Formación La Silla (Ordovícico Inferior) en la Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, Vol. 14 (2) 2007, 117-128.

RICHARDS, J. A. AND JIA, X., 2006. Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Berlin, Germany:Springer

ROSS, C. S. AND SHANNON, E. U. (1926). The minerals of bentonite and related clays and their physical properties. American Ceramic Society Journal, 77-96.

ROLLERI, E.O, 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24(4):408-412.

ROBINSON, D. BEVINS, R., RUBINSTEIN, N. 2005. Subgreenschists facies metamorphism of metabasites from Precordillera of western Argentina; constrains on the later stages of accretion onto Gondwana. European Journal of. Mineralogy 17: 441-452.

ROLLERI, E.O. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (4): 408-412.

ROSS, C.S. y SHANNON, E.V. 1926. The minerals of bentonite and related clays and their physical properties.

ROWAN, L. C., MARS, J. C., & SIMPSON, C. J. (2005). Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection

Radiometer (ASTER) and Landsat ETM+ data. *Remote Sensing of Environment*, 95(3), 325–336.

RUBINSTEIN, N., BEVINS, R., ROBINSON, D. Y MORELLO, O., 1998. Very low grade metamorphism in the Alcaparrosa Formation, Western Precordillera, Argentina. *Actas X Congreso Geológico Argentino y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, II:326-329. Buenos Aires.

SABBINS, F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews* 14: 157-183.

SALINAS, N. G., 1979. Estudio geológico sedimentológico de la cuenca lacustre de Ullum-Zonda. Final degree work, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 86 pp., San Juan.

SOBRAL, J. M., 1918. Estudio petrográfico de algunas rocas argentinas. *Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*. XIII,2, 54p., Buenos Aires.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 4(3): 1-187, Buenos Aires.

STELZNER, A. 1885. Beitrage zur Geologie der argentinischen Republik und des Angrenzenden, zwischen dem 32 und 33° S gelegen Theiles der chilechischen Cordillere, *en* Stelzner, A. (ed.) *Beitrage zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*, I. Geologischer Theil: Kassel, Theodor Fisher Verlag, 329 pp. (traducción al castellano en *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, VIII, entr. 1-2, 46, 47-51, Córdoba, 1923-24).

SUVIRES, G. Y L. GAMB.A, 2011. Primeras dataciones del lago holoceno tardío de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 290-294.

TABBUT, K., NEASER, C. W., JORDAN, T. E. y CERVENY, P. 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas mio-pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 222 - 224. San Miguel de Tucumán.

TANGESTANI, M.H., MOORE, F. (2001) Comparison of three principal component analysis techniques to porphyry copper alteration mapping: a case study, Mei-duk area, Kerman, Iran. Canadian Jour. Remote Sensing, v.27, pp.176–181.

TREO, C., MENDOZA, N. y PALACIOS, B. 2002. Alteraciones Hidrotermales En La Quebrada El Salto, Ullum San Juan. XV Congreso Geológico Argentino. Calafate. Santa Cruz. Pág.406-408.

USGS. (2025). What is remote sensing and what is it used for? U.S. Geological Survey. Recuperado de <https://www.usgs.gov/faqs/what-remote-sensing-and-what-it-used>

VALLE, N., MENDOZA, N. Y ROSSA, N. 2010. Geoquímica Y Alteración Epitermal Argílica En El Sector Suroriental Del Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum Zonda. San Juan. Argentina. Actas del XV Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto. I: 247-290.

VALLECILLO, G., WEIDMANN, N., & ROSSA, N. (2002). Depósitos sedimentarios y piroclásticos terciarios en el Río Blanco de Ullum, Precordillera central sanjuanina. En Cabaleri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A., & Panarello, H. O. (Eds.), Actas del XV Congreso Geológico Argentino (Artículo N.º 142, 4 págs.). CD-ROM.

VAN DER MEER, F., 2004. Analysis of spectral absorption features in Hyperspectral Imagery. Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 5 (1), 55–68.

VERGÉS. J; RAMOS, E; SEWARD, D; BUSQUETS, P; COLOMB., F. 1999. Secuencia fluvial miocena del Albarracín: datación mediante trazas de fisión y control de la evolución de Precordillera (Río San Juan, Argentina). XV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, Actas I:75.

VON GÖSEN, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: Journal of Structural Geology, 14 (6): 643–667.

WEIDMANN, N., MENDOZA, N. y ROSSA, N. 2007. Alteraciones Hidrotermales En El Sector Central Del Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum-Zonda. Provincia De San Juan. Revista CIENCIAS de la UNSJ.

WETTEN, F., 1959. Estudio integral de bentonitas y caolines de la provincia de San Juan. Departamento de Minería. San Juan. Inédito. 71 páginas.

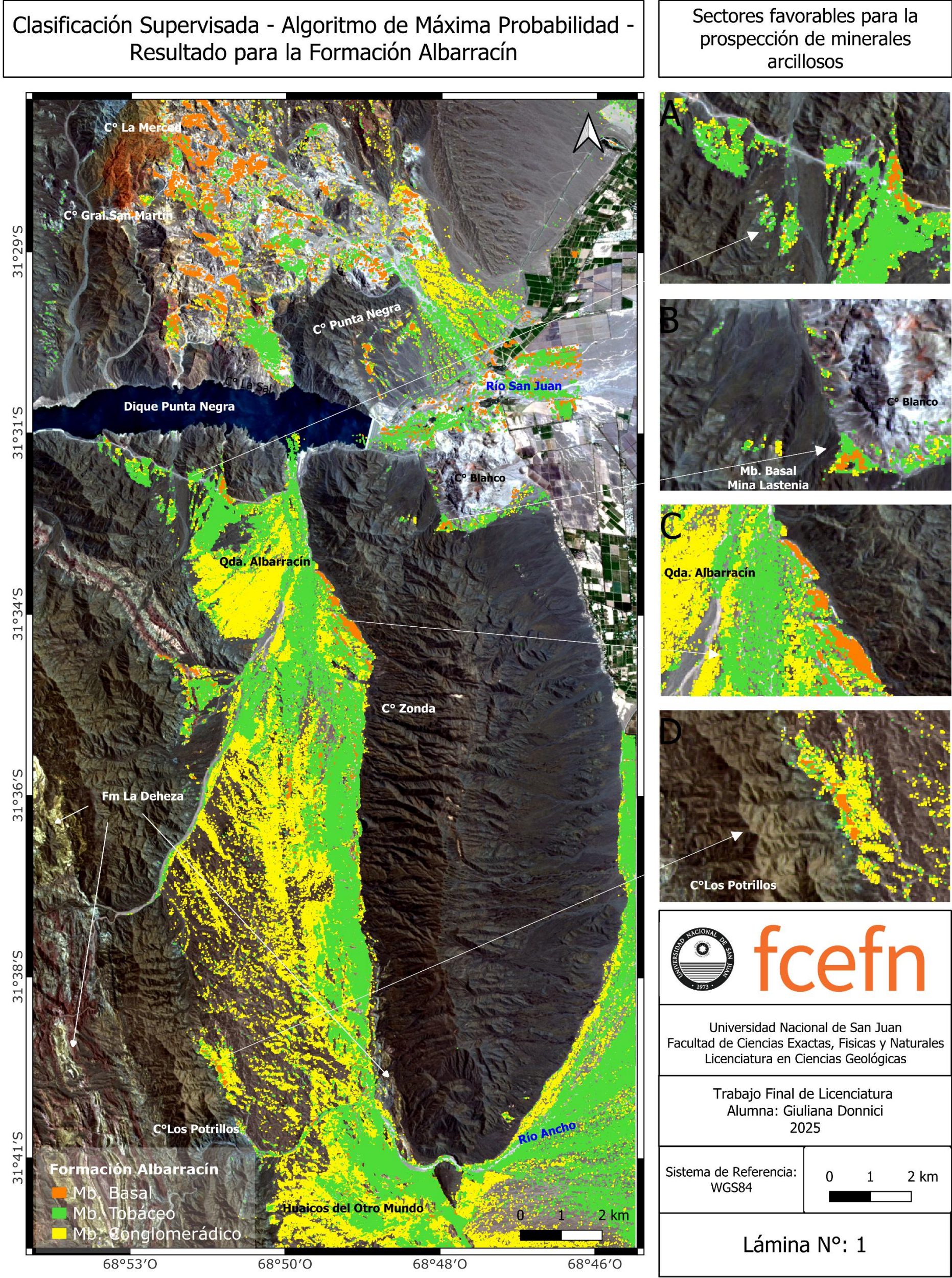
YAMAGUCHI, Y., 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.

ZAPATA T. Y R. ALLMENDINGER, 1993. Central and EASTERN Precordillera in the Jáchal area: The interaction of two systems of opposing vergence. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 149-159. Mendoza.

ZAPATA T. Y R. ALLMENDINGER, 1996a. La estructura cortical de la Precordillera Oriental y el valle del Bermejo a los 30° de latitud Sur. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 211-224. Buenos Aires.

ZAPATA T. Y R. ALLMENDINGER, 1996b. Thrust-Front Zone of the Precordillera, Argentina: A Thick-Skinned Triangle Zone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80 (3): 359-381.

ANEXOS



 fcefn Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Universidad Nacional de San Juan	TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS	
	MAPA GEOLÓGICO DEL DISTRITO ULLUM - ZONDA	
	ALUMNA: GIULIANA DONNICI	
	SRC: WGS84	2025

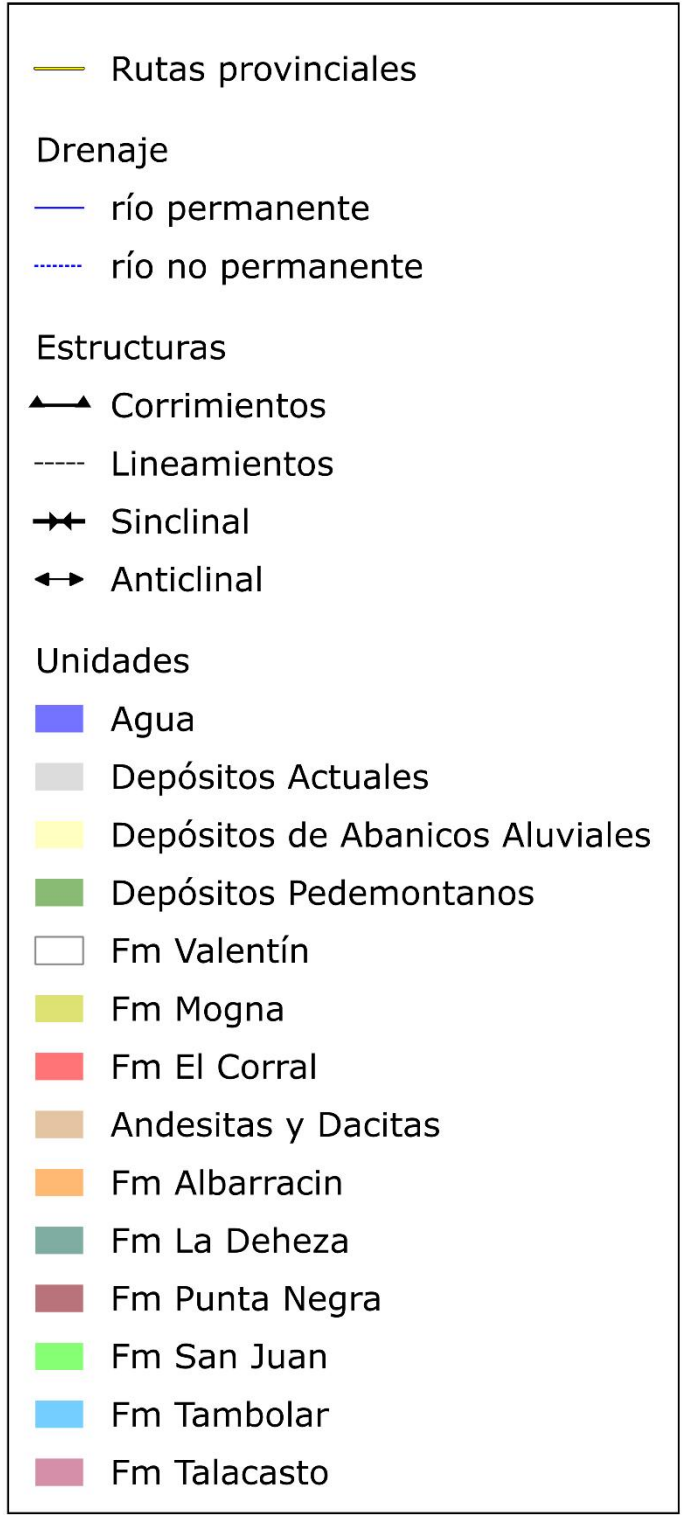
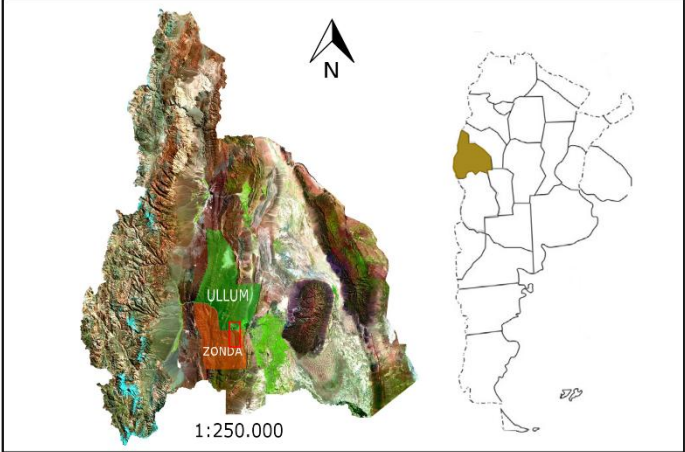


Lámina N° 2

