

UTILIZACIÓN DE IMÁGENES DE RADAR (ERS Y RADARSAT) PARA LA DISCRIMINACIÓN LITOLÓGICA Y LA CARTOGRAFÍA ESTRUCTURAL DEL SECTOR CENTRAL DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Daniela MARCHIONNI¹ y François CAVAYAS²

¹ Instituto de Recursos Minerales (Universidad Nacional de La Plata - CIC), La Plata. E-mail: dmarchi@inremi.unlp.edu.ar

² Département de Géographie, Université de Montréal. Succ. Centre Ville, Montréal, Québec, Canada. E-mail: francois.cavayas@umontreal.ca

RESUMEN

El macizo del Deseado representa una extensa unidad morfoestructural caracterizada por una importante actividad volcánica de naturaleza bimodal ocurrida durante el Jurásico, en un ambiente tectónico dominado por condiciones extensionales. Los diversos eventos tectónicos que tuvieron lugar en esta región, se ven reflejados en la presencia de lineamientos estructurales de variada magnitud y orientación, que han afectado a unidades geológicas distintas. La cartografía geológica de esta región se ve favorecida por la observación regional. La extensión superficial de las unidades presentes y la discontinuidad de los afloramientos suelen entorpecer el mapeo geológico de campo y dificultar el reconocimiento en el terreno de los rasgos estructurales, viéndose facilitada su identificación a pequeña escala. En esta contribución se presentan los resultados de una investigación basada en la utilización de imágenes de radar (SAR de ERS-1 y 2 y de RADARSAT-1) para la discriminación litológica y la cartografía estructural, a través de la aplicación de distintas técnicas de procesamiento digital e interpretación visual. Se analizan los atributos tonales y texturales de las imágenes de radar y su relación con las unidades litológicas del área, así como la percepción radar de rasgos direccionales y la utilidad de los distintos procedimientos de análisis digital para la extracción de rasgos y patrones lineales que puedan vincularse a lineamientos estructurales.

Palabras clave: *Imágenes radar, análisis espacial, cartografía geológica, macizo del Deseado.*

ABSTRACT: *Radar images (ERS and RADARSAT) utilization for lithological discrimination and structural cartography of the central part of the Deseado Massif, Santa Cruz province.* The Deseado Massif is an extensive morphostructural unit characterized by an important bimodal volcanic activity that has been occurred during the Jurassic period, in a tectonic environment dominated by extensional conditions. The diverse tectonic events that have occurred in this region are manifested by the presence of varied magnitude and orientation structural lineaments that have affected different geological units. The geological mapping of this region is benefit by the regional observation. The superficial extension of the present units and the outcropping discontinuity, usually hinder the field geological mapping and difficult the field recognition of the structural features, being facilitated their identification at a small scale. The results of an investigation based on the use of radar images (ERS-1 and ERS-2 SAR, and RADARSAT-1 SAR) for the lithological discrimination and the structural cartography, through the application of different digital processing techniques and visual interpretation, are presented in this contribution. The tone and texture attributes of the radar images and their relationship with the lithological units of the area are analyzed, as well as the radar perception of directional features and the utility of the different digital analysis procedures for the extraction of lineal features and patterns that could be related to structural lineaments.

Keywords: *Radar images, spatial analysis, geological mapping, Deseado Massif.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la teledetección por radar ha demostrado ser una herramienta de gran utilidad para la extracción de información geológica. Los datos adquiridos por los sistemas de radar son sustancialmente diferentes a los obtenidos por los sensores ópticos multiespectrales, de

uso más frecuente, pudiendo ser considerados como una fuente de información complementaria. Las imágenes de radar pueden brindar información adicional de gran utilidad para el análisis geológico y la cartografía estructural, dada la geometría de observación de los sistemas de radar y las características de la señal. La sensibilidad de las microondas a las pro-

piedades dieléctricas de los materiales, al contenido de humedad y a la rugosidad superficial –en relación con la longitud de onda del haz de radar–, se ve reflejada en las imágenes, dado que estos factores inciden directamente en la intensidad de la señal.

Los sensores de radar son sensibles a pequeñas variaciones en la microtopografía

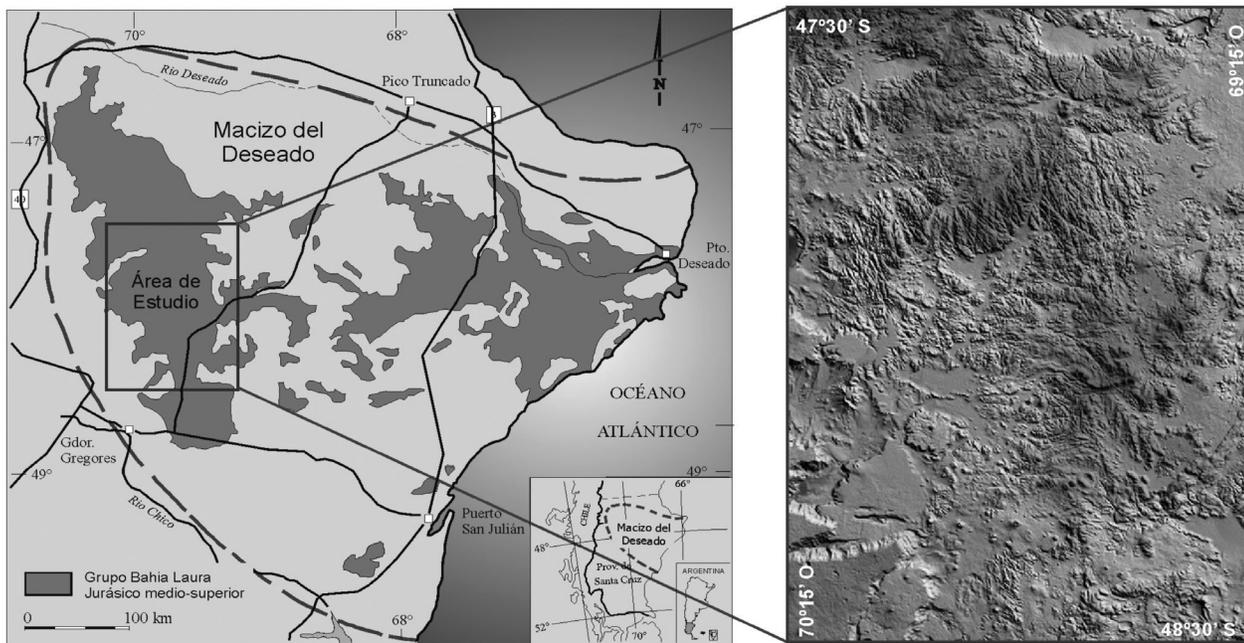


Figura 1: a) Mapa de ubicación general del área de estudio dentro del contexto regional del macizo del Deseado; b) Modelo digital de elevación del área de estudio.

de la superficie, a escala de la longitud de onda del haz de radar, permitiendo detectar variaciones morfológicas sutiles, aun cuando las mismas se encuentren por debajo del límite de la resolución espacial de las imágenes. Por su parte, la morfología del terreno –sus pendientes y orientaciones– tiene también un efecto muy importante en el retorno de la señal, puesto que condiciona el ángulo de incidencia local del haz de radar sobre la superficie. Los satélites que llevan a bordo sensores de radar, suelen tomar imágenes en órbita tanto ascendente como descendente, variando así las condiciones de iluminación de la superficie observada, lo que permite realzar la presencia de rasgos estructurales que tienen una manifestación morfológica superficial, cuando la visualización de estos rasgos se ve favorecida por la dirección de iluminación del haz de radar. A esto se suma la posibilidad de apuntar el haz de radar con distintos ángulos de inclinación, por lo cual las imágenes de una misma zona pueden ofrecer información muy diferente, en virtud de la dirección de iluminación y de la inclinación del haz de microondas. Dada la complejidad de los factores que intervienen en la formación de las imágenes

de radar, establecer relaciones entre la información brindada por estas imágenes –a través de los distintos tonos, texturas y patrones– y las características geológicas de un territorio, requiere tener en cuenta las características de la señal (en términos de frecuencia, polarización, ángulo de inclinación, dirección de observación) en relación con las características del territorio observado. En esta contribución se presentan los resultados de una investigación llevada adelante en el sector central del macizo del Deseado, orientada al análisis de las variaciones espaciales observadas en las imágenes de radar ERS/SAR y RADARSAT/SAR, en relación con las características geológicas del área. Se analizan los patrones texturales y lineales de las imágenes y su potencialidad de expresar variaciones litológicas y rasgos estructurales.

ÁREA DE ESTUDIO

Se encuentra ubicada en el sector central del macizo del Deseado entre los 47°30' y 48°30' de latitud sur y entre los 69°15' y 70°15' de longitud oeste, cubriendo una superficie de cerca de 10.000 km² (Fig. 1a) El clima de esta región es continental rigu-

roso y semiárido, con escasa pluviosidad y precipitaciones nivales abundantes durante los meses de invierno. Es característica la presencia de vientos persistentes e intensos, provenientes principalmente de los cuadrantes oeste y noroeste. Estas condiciones climáticas no permitieron el desarrollo de una cubierta vegetal importante, por lo que el desarrollo de los suelos se ha visto limitado, dominando los suelos esqueléticos, pedregosos-arenosos, donde el horizonte húmico está poco desarrollado o ausente. La presencia de suelos maduros y evolucionados es excepcional y está restringida a los “mallines”, sectores muy reducidos con mayor contenido de humedad y materia orgánica. La vegetación dominante, típica de ambientes semidesérticos, es la estepa arbustiva xerófila, en la que predominan los arbustos achaparrados, adaptados al clima árido ventoso, que se presentan muy esparcidos, dejando un gran porcentaje de suelo desnudo. La vegetación está constituida por matas áfilas, con hojas reducidas o espinosas y por especies en cojín. Las especies dominantes son: mata negra, cola piche, molle y coirón. La red de drenaje está poco integrada y la mayoría de los cauces son de régimen efímero.

En muchos casos los cursos de agua desembocan en pequeñas cuencas endorreicas, que alojan lagunas poco profundas, de carácter temporario.

Geología local

En el macizo del Deseado se han registrado, a lo largo de toda su historia geológica, importantes episodios volcanogénicos, los que han dado lugar a la formación de un extenso plateau de rocas piroclásticas y volcánicas de naturaleza bimodal, de edad jurásica y a amplios mantos y mesetas de basaltos cenozoicos. En el área de estudio (Fig. 1b), el 90% de la superficie corresponde a las unidades volcanogénicas mesozoicas y cenozoicas, entre las cuales las unidades volcánicas y volcanoclásticas jurásicas ocupan un 70% y las unidades volcánicas efusivas de edad terciaria y cuaternaria un 20%. El 10 % restante de la superficie es ocupada por materiales sedimentarios terciarios, relleno moderno y rocas del basamento.

El volcanismo extensional jurásico representa el acontecimiento geológico más importante de la comarca. Está representado por el complejo volcánico-piroclástico-sedimentario del Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972) del Jurásico medio a superior, integrado por las formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde. La Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972), compuesta por andesitas, dacitas y basaltos, constituye lomadas bajas redondeadas muy dispersas, remanentes de antiguas coladas desmembradas por procesos erosivos. En sus niveles superiores se intercala con la Formación Chon Aike (Echeveste *et al.* 2001), de gran desarrollo superficial, constituida principalmente por mantos de ignimbritas, acompañadas por facies lávicas y algunos cuerpos subvolcánicos de composición riolítica a riodacítica. Los depósitos ignimbriticos, que componen la mayor parte de los afloramientos, varían en la proporción y composición de los cristaloclastos y fragmentos líticos y en el grado de soldamiento. Se presentan también lapillitas, tobas laminadas fosilíferas y tufitas, de Formación La Matilde (Stipanovic y Reig 1957).

Por su parte, las efusiones basálticas cenozoicas, se han emplazado en niveles topográficos distintos y alternan con materiales sedimentarios terciarios. El Basalto Cerro del Doce (Panza 1982) del Eoceno medio, con su mayor desarrollo en el sector nororiental del área, ocupa los altos topográficos, dando lugar a frecuentes casos de inversión de relieve. El Basalto Strobel, del Mioceno medio, forma una extensa meseta continua en el extremo sud-occidental del área (Panza y Marín 1998) y el Basalto Cerro Tejedor (Sacomani 1984), del Mioceno superior-Plioceno inferior, constituye la meseta y cerro homónimos. La efusión basáltica más moderna está representada por el Basalto La Angelita (Panza 1982), del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, que presenta una gran distribución areal y forma extensos mantos que ocupan los bajos topográficos.

Geomorfología

El intenso volcanismo que caracteriza la historia geológica de la región imprimió a esta comarca una morfología particular. Su relieve es dominado por un paisaje serrano muy irregular, con desniveles topográficos pronunciados provocados por acción fluvial, labrado en las unidades piroclásticas y volcánicas jurásicas. La reconstrucción del relieve jurásico es muy difícil debido al importante grado de erosión que presentan los depósitos de esa edad. Como geoformas propias del paisaje volcánico jurásico se identificaron coladas piroclásticas, mantos tobáceos y campos lávicos. Asociados a estos últimos, se reconocieron algunos domos lávicos y formas relícticas de la erosión: diques de lava y conductos de emisión. La presencia de materiales tobáceos depositados en ambientes lagunares someros, con improntas vegetales bien conservadas y calizas estromatolíticas asociadas, indica la presencia de antiguos bajos de carácter local que, en ocasiones, coinciden con las áreas deprimidas más modernas.

Por el contrario, en toda la región, se observa un importante grado de conservación de las morfologías volcánicas aso-

ciadas a las efusiones basálticas cenozoicas. En los sectores donde dominan las coladas basálticas de edad terciaria, el paisaje es mesetiforme, donde depósitos más antiguos se presentan coronados por extensas coladas de basaltos terciarios sobreelevados, con contornos irregulares y laderas escalonadas, acompañadas por frecuentes depósitos de remoción en masa. Se observan también distintos niveles de coladas basálticas encauzadas y cerros mesa o testigo, como formas relícticas de la erosión. En relación con las efusiones basálticas cuaternarias, se observa un paisaje llano, de amplias planicies cubiertas por extensos mantos y escoriales basálticos, cuya continuidad es interrumpida por la presencia de conos volcánicos (conos de escoria) y ventanas lávicas. Es llamativa la gran concentración de conos volcánicos cuaternarios en el sector sur del área. Gran parte de estos aparatos volcánicos se distribuyen a lo largo de una faja de orientación ONO-ESE de unos 25 km de ancho (Marchionni y Tessone 2009).

Estructura

El estilo estructural de la región es producto de la acción combinada de varias fases diastróficas donde el fallamiento ha sido el rasgo sobresaliente, dando un estilo dominante de bloques rígidos limitados por fallas, con abovedamientos (antiformas suaves) muy subordinados. Los eventos tectónicos ocurridos se ven reflejados regionalmente en la presencia de lineamientos estructurales de variada magnitud y orientación, algunos de los cuales podrían corresponder a reactivaciones tectónicas de antiguas fallas regmáticas. En muchos casos la traza de las fallas o fracturas está sólo evidenciada por la presencia de sectores silicificados, que pueden asociarse a zonas de debilidad, y pueden corresponder tanto a filones de cuarzo como a brechas con relleno silíceo y zonas de reemplazo. Se presentan también rasgos estructurales más locales vinculados a esfuerzos asociados a la actividad volcánica jurásica. Han sido descritos dos sistemas princi-

pales de fracturación (Panza 1982 y 1986): el Sistema El Tranquilo (Jurásico Superior) con una dirección principal N 25-35°O y conjugada N 50-60°E y el Sistema Bajo Grande (Cretácico inferior) con una dirección principal N 50-65°O y conjugada N 25-35°E. Un tercer sistema de fracturación, temporalmente más joven a las anteriores, presenta una orientación N 80-100°E y se relaciona con fallas directas, las que imprimieron al área una morfología de pilares y fosas.

La tectónica terciaria no ha modificado en demasía el paleo-relieve jurásico, como lo demuestra la presencia de algunos bajos de carácter local, en donde se depositaron sedimentos lagunares de edad jurásica y en donde también se han encauzado coladas basálticas de edad cuaternaria. La tectónica terciaria, sin embargo, habría dejado sus huellas en la fracturación casi N-S que se observa afectando a rocas jurásicas particularmente en el sector septentrional, la cual, según de Barrio (1989), respondería a la influencia cercana del orógeno andino. Los basaltos en general no muestran evidencia de haber sido sometidos a movimientos diastróficos importantes. La dirección de alineación de los centros efusivos cuaternarios al sur del área guarda relación con la dirección principal del Sistema Bajo Grande de Panza (1982), por lo cual se puede inferir que la misma ha sufrido reactivaciones durante el Cuaternario y podría estar indicando la presencia de fracturas regmáticas subyacentes.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

En esta investigación se ha recurrido tanto al análisis digital como a la interpretación visual de las imágenes de radar, utilizando como información adicional imágenes ópticas multiespectrales y modelos digitales de elevación. Se analizaron las posibilidades de discriminar en las imágenes de radar las distintas facies litológicas asociadas al volcanismo jurásico y magmatismo cenozoico desde el punto de vista de sus atributos tonales y texturales, lográndose diferenciar sectores de distin-

ta microtopografía en unidades espectralmente homogéneas y coladas basálticas de edades diferentes. Fueron examinadas distintas técnicas de extracción de rasgos lineales (filtrados espaciales y de frecuencias) para favorecer el reconocimiento de lineamientos estructurales de diversos orígenes (tectónico o volcánico) y morfológicas (rasgos lineales, curvos y circulares, positivos y negativos). Fueron aplicados filtros de detección de "líneas" y de "bordes", filtros direccionales y filtros selectivos de frecuencias espaciales (filtros de paso-bajo, paso-alto y paso-banda) en el espacio de Fourier, los que permitieron observar las direcciones espaciales dominantes de la región y aislar las frecuencias espaciales vinculadas a los patrones estructurales.

La interpretación visual se realizó en pantalla o sobre salidas gráficas, a través de la observación monoscópica (en 2 dimensiones) o estereoscópica (en 3 dimensiones). Se utilizaron los criterios tradicionales de interpretación (tono, textura, estructura, patrón espacial, forma, tamaño, contexto) adaptados al tipo de información utilizada (características de la señal y geometría de la adquisición). La interpretación visual permitió incorporar al análisis algunos criterios complejos que escapan a las posibilidades del análisis digital y cuya utilización, difícil de definir en términos digitales, facilita la identificación de categorías con significado geológico diferente. Para la observación y caracterización de las morfologías volcánicas asociadas a las unidades geológicas, fueron empleadas distintas estrategias de visualización en tres dimensiones (modelos digitales de elevación, pares y productos estereoscópicos y vistas en perspectiva). La observación de pares estereoscópicos de imágenes de radar facilitó la visualización de los rasgos morfológicos y estructurales a distintas escalas de observación. La extracción semi-automática de la red de drenaje realizada a partir de los modelos digitales de elevación, aportó información adicional, facilitando la detección de anomalías en los patrones de drenaje relacionadas a la presencia de estructuras. Los trabajos de campo consistieron en el

reconocimiento de las unidades geológicas y estructuras observadas, incorporando nuevos criterios de campo (rugosidad de superficie) para la validación de las imágenes utilizadas. Como síntesis, se definieron los principales rasgos geológicos, estructurales y morfológicos del área de estudio y se obtuvo una cartografía geológico-estructural a escala regional basada en la interpretación de las imágenes ópticas multiespectrales y de radar y el conocimiento de campo sobre algunos sectores (E: 1:200.000). Distintos aspectos acerca de la utilización de imágenes ópticas multiespectrales para el análisis geológico del área de estudio se pueden encontrar en Marchionni y Schalamuk (2010).

Imágenes utilizadas

Fueron utilizadas varias imágenes de radar adquiridas por distintos sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) que operan en el rango de las microondas, en banda C ($f=5,3$ Ghz, $\lambda=5,66$ cm), con distintas características de adquisición. Se utilizaron dos pares de imágenes SAR de los satélites europeos ERS-1 y 2, de polarización vertical semejante (VV), en órbitas descendente (mirada a la izquierda) y ascendente (mirada a la derecha), con 23° de inclinación del haz de radar. También se programó la adquisición de dos pares estereoscópicos de imágenes SAR del satélite canadiense RADARSAT-1, de polarización horizontal semejante (HH). El par ascendente está integrado por las imágenes S2 (24°-31°) y S6 (41°-46°) y el par descendente por las imágenes S3 (30°-37°) y S7 (45°-49°). Estos pares estereoscópicos permitieron la generación de un modelo digital de elevación de mediana resolución (30 m). Fue incorporado también el modelo digital de elevación de la misión SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), de baja resolución (90 m), cubriendo el macizo del Deseado en su totalidad. Para aplicaciones más locales se utilizó un modelo digital de elevación de alta resolución (15 m), generado a partir de la digitalización de curvas de nivel. Como apoyo se utilizó un mosaico generado a partir de dos imágenes TM

(*Thematic Mapper*) del satélite LANDSAT-5, de coordenadas WRS: 229/093 y 229/094, y otro mosaico generado a partir de dos imágenes ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*) del satélite LANDSAT-7, de iguales coordenadas. Fue utilizada también una imagen del satélite argentino SAC-C, adquirida por el instrumento MMRS (*Multispectral Medium Resolution Scanner*), cubriendo el macizo del Deseado en su totalidad.

El procesamiento digital de las imágenes se realizó con los programas PCI de Easi/Pace V.6.3 y GEOMÁTICA de PCI Geomatics V.8.2. Para los análisis estadísticos relacionados a las medidas de rugosidad de superficie, se utilizaron los programas de la biblioteca GSLIB (Deutsch y Journel 1998) y para los análisis texturales y filtrados espaciales se recurrió a los algoritmos de Parker (1997).

Correcciones aplicadas

Para la mayor parte de las aplicaciones geológicas, la precisión geométrica de las imágenes tiene un carácter primordial, tanto para el mapeo de unidades y contactos litológicos como para determinar la orientación y geometría de las estructuras. La observación lateral de los sistemas de radar modifica el ángulo de incidencia local del haz a lo largo de la imagen y provoca una serie de distorsiones geométricas que se relacionan con la topografía del terreno. La relación que exista entre el relieve de la superficie observada y el ángulo de incidencia del haz de radar, determina la presencia de efectos de sombra de radar (*shadowing*), acortamiento de pendientes (*foreshortening*) e inversión por relieve (*lay-over*) en estas imágenes. En la zona de estudio, dada la topografía relativamente suave que la caracteriza, estos efectos no son muy significativos a nivel regional, sin embargo se hacen más conspicuos localmente, en sectores donde el desnivel topográfico es importante y las pendientes elevadas (como ocurre en torno a las mesetas basálticas).

Para compensar estos efectos, se realizó sobre las imágenes una ortorrectificación, corrección geométrica en tres di-

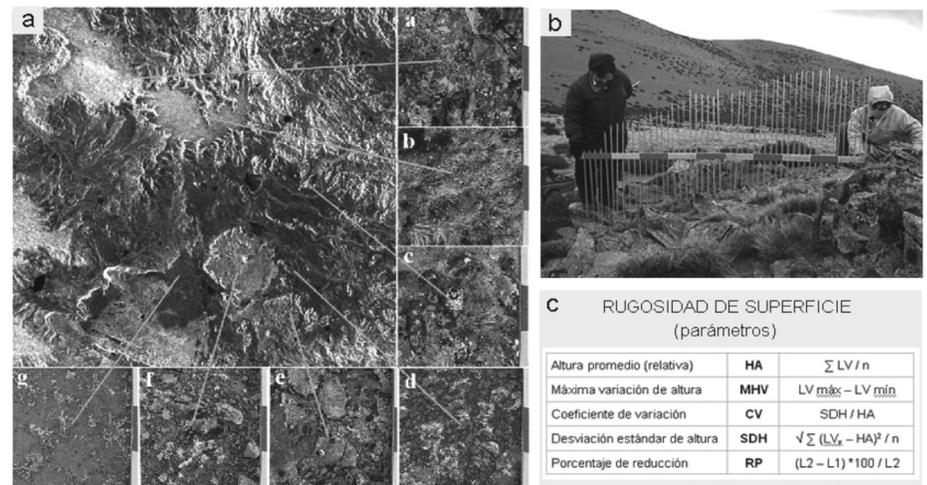


Figura 2: a) Ubicación sobre la imagen S2 de RADARSAT de algunas de las unidades seleccionadas para el análisis de rugosidad de superficie; b) “Rugosímetro” utilizado para hacer las mediciones de rugosidad; c) Parámetros de rugosidad de superficie, donde LV es la longitud de cada varilla por encima de la barra horizontal y n es el número de varillas medidas por perfil. El porcentaje de reducción expresa el grado de desviación del perfil respecto de una línea recta (Saleh, 1993); en este parámetro, L1 es la longitud de la barra horizontal (largo del perfil) y L2 es la longitud total de la curva del perfil.

mensiones, en la cual las imágenes crudas fueron transformadas y llevadas a una proyección ortogonal exacta (ortorectificación). El modelo de transformación utilizado tiene en cuenta los parámetros de la órbita del satélite, las variaciones en la órbita y actitud del satélite al momento de toma de la imagen y la orientación del sensor. Esta corrección requirió de un modelo digital de elevación para conocer la altura real de cada punto de las imágenes. El modelo digital de elevación utilizado para la corrección fue generado a partir del par estereoscópico S2-S6 de imágenes RADARSAT/SAR, por ser el de mayor cobertura sobre el área de estudio, y fue utilizado como base para la ortorrectificación de las imágenes S2, S3, S6 y S7. Las imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2, utilizadas al inicio de la investigación para la interpretación visual, solo fueron rectificadas geoméricamente en dos dimensiones.

Fueron realizados también algunos reales radiométricos orientados a reducir la presencia de ruido (*speckle*), tratando de establecer una relación de compromiso entre la cantidad de *speckle* reducido y las pérdidas de resolución espacial. Fueron aplicados filtros adaptables, los cuales

modifican la imagen basándose en las estadísticas del entorno local de cada píxel, acomodando los cambios en la imagen a las propiedades de retrodispersión del terreno. En las imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2, los mejores resultados fueron obtenidos luego de la aplicación del filtro Frost (Frost *et al.* 1982), mientras que en las imágenes SAR de RADARSAT-1 fue el filtro Gamma Map (Lopes *et al.* 1990), aplicado durante el proceso de ortorrectificación, el que mejor logró minimizar el ruido del *speckle* y conservar al mismo tiempo la información de detalle. Sobre las imágenes RADARSAT/SAR se realizaron también algunas correcciones radiométricas para la extracción de distintos parámetros. Estas imágenes fueron convertidas a imágenes de brillantez (β^0) y retrodispersión (σ^0), para poder caracterizar cuantitativamente las distintas unidades litológicas.

DISCRIMINACIÓN LITOLÓGICA

En el dominio de las microondas, el parámetro que describe la respuesta de una roca es su coeficiente de retrodispersión, el cual se relaciona específicamente con

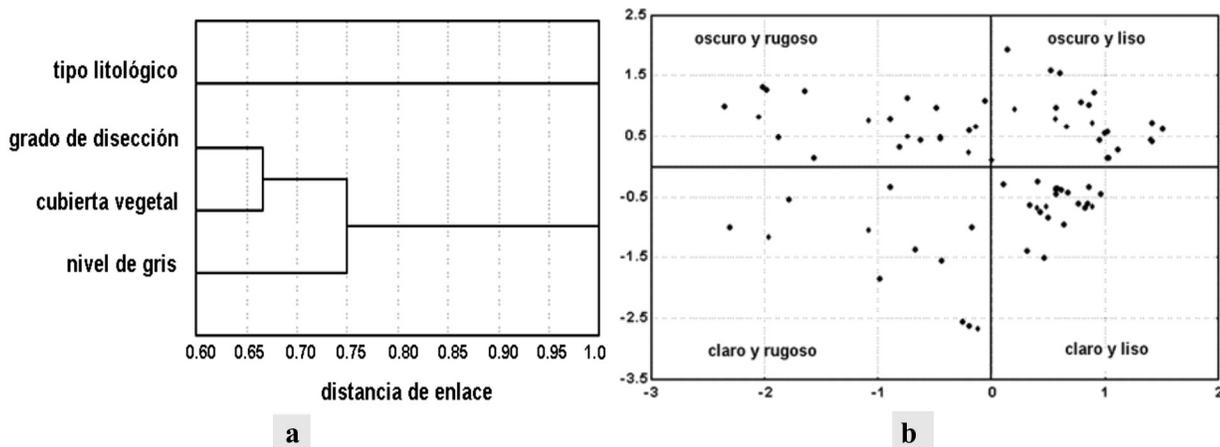


Figura 3: a) Dendrograma resultante de un análisis de agrupamiento. Se ve una marcada asociación entre tipo de cubierta vegetal, grado de disección y nivel de gris, asociación que no se manifiesta entre estas características y los tipos litológicos; b) Diagrama de dispersión de componentes principales donde se diferencian cuatro campos de rugosidad y tonos de gris. La dispersión de las muestras indicaría la probable existencia de otras variables, que no fueron tenidas en cuenta en el análisis (ej. contenido de humedad).

la constante dieléctrica y contenido de humedad y con características geométricas tales como la morfología y rugosidad de los afloramientos. La rugosidad superficial es uno de los elementos de mayor potencialidad para la discriminación de unidades litológicas en las imágenes de radar (Schaber *et al.* 1980). Las propiedades eléctricas ocupan un lugar secundario dado que las variaciones en la constante dieléctrica de las rocas se mantienen dentro de un estrecho rango de valores (Ulaby *et al.* 1990) y el contenido de humedad modifica esta propiedad de manera significativa.

Dada la complejidad de los factores que intervienen en la señal recibida por el radar, las relaciones entre la información que se puede extraer de las imágenes y las características de las unidades litológicas aflorantes en un área no son muy claras. Sin embargo, una de las particularidades de las microondas es la posibilidad de revelar, a través de la textura de las imágenes, aspectos vinculados a la rugosidad de los materiales superficiales. Esta rugosidad, que expresa la microtopografía de las superficies, se resuelve en las imágenes en relación con la longitud de onda del radar y su ángulo de visión. Dentro de este contexto, las imágenes de radar fueron analizadas para determinar su potencialidad de contribuir a la discriminación de unidades litológicas en el área de estudio. Con esta

finalidad, fueron realizadas observaciones de campo de rugosidad de superficie sobre las unidades texturales reconocidas en las imágenes (Fig. 2a), para analizar las relaciones entre las características físicas de los afloramientos y la respuesta radiométrica observada.

Las observaciones de rugosidad de superficie consistieron en el trazado de perfiles que permitieran documentar la microtopografía de los afloramientos. Estos perfiles se realizaron con un “rugosímetro” diseñado especialmente para la investigación. Este instrumento (Fig. 2b) se compone de una barra de sección rectangular, de 2,5 m de largo, perforada verticalmente cada 2,5 cm para permitir el desplazamiento de delgadas varillas verticales móviles de 1 m de largo, que se adaptan a la microtopografía del terreno, repitiendo su geometría por encima de la barra horizontal. Para cada una de las unidades se seleccionaron de 1 a 3 puntos de observación, de acuerdo a la variabilidad superficial observada en el campo y para cada punto de observación se realizaron dos perfiles ortogonales, los que fueron posicionados con GPS y documentados con cámara digital.

Los perfiles de rugosidad fueron graficados a escala 1:20 y 1:10 (perfiles de 1.25 m y de 2.5 m de largo) y sobre ellos se midió la longitud de cada varilla por encima de la barra horizontal ($n = 25$ o 50

mediciones por perfil). A partir de estos datos fueron calculados los parámetros de rugosidad de superficie para cuantificar la geometría de los afloramientos (Fig. 2c). Cada medición fue acompañada por la descripción litológica de las unidades aflorantes y por la caracterización morfológica de los afloramientos. Se realizaron observaciones tales como: porcentaje de roca aflorante, grado de disección del afloramiento (en base al tamaño de los granos y/o bloques), cobertura vegetal (porcentaje, tipo y tamaño de las especies dominantes). Para las mismas unidades se obtuvo información de tono de gris (apreciación visual) y valores de media y desvío estándar de brillo y retrodispersión sobre las imágenes.

Mediante distintas técnicas estadísticas se analizaron las relaciones entre los parámetros de rugosidad, las características de los afloramientos, la respuesta radiométrica de las imágenes y sus atributos de tono y textura (Marchionni *et al.* 2001). Los análisis realizados demostraron que los atributos tonales-texturales de las imágenes de radar no guardan una relación directa con la litología en términos composicionales, sino con el grado de disección de los afloramientos (tamaño de grano/bloque) y el tipo y densidad de la cubierta vegetal (Fig. 3a). En una misma unidad litológica, los niveles de brillo de la imagen aumentan en relación directa

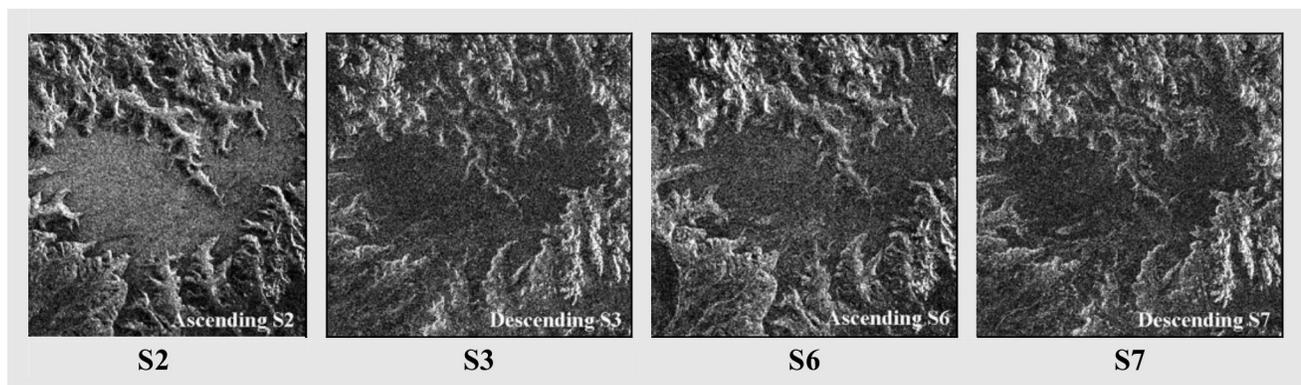


Figura 4: a) Ventanas de las imágenes SAR de RADARSAT-1 de distintas fechas enfocadas en una meseta de conglomerados miocenos. Se observa una respuesta diferencial de esta unidad en relación con un distinto contenido de humedad. De las cuatro imágenes, la imagen S2 fue la única adquirida luego de un período de lluvia.

con el aumento en el tamaño de los bloques y/o de la vegetación asociada. Las unidades más finamente disecadas aparecen generalmente carentes de textura y oscuras, por efecto de la reflexión especular, mientras que, a medida que el tamaño de grano y/o bloque aumenta, las unidades se vuelven más brillantes y texturadas, con un grano de textura cada vez mayor, por efecto de la reflexión difusa. Sin embargo, en el diagrama de dispersión de componentes (Fig. 3b), contrariamente a la esperada distribución de las muestras, en un campo que reúna las muestras muy rugosas y claras y en otro que reúna las menos rugosas y oscuras, las muestras aparecen más dispersas. Este hecho indica que existen otras variables, que no han sido tenidas en cuenta en este análisis, que pueden ser las responsables de esta distribución. Hay otros factores que deben ser considerados, como el contenido de humedad, que afecta a las características tonales-texturales de manera significativa (Fig. 4).

Estimación de variaciones superficiales

Sobre la base de los resultados obtenidos precedentemente han sido realizadas algunas pruebas enfocadas a la discriminación de sectores de características texturales diferentes dentro de las unidades efusivas cenozoicas, de respuesta homogénea en el espectro óptico. Estas pruebas han aportado información acerca de la presencia de diferencias en la microtopografía de los afloramientos y han sido

útiles, en algunos casos, para discriminar unidades de edades diferentes. Para este análisis fueron tomadas un total de doce muestras que incluyen unidades de edades diferentes (basaltos eocenos, miocenos, mio-pliocenos y plio-pleistocenos) sobre la imagen S2 de RADARSAT, donde fueron calculadas las medidas de tendencia central y dispersión de los parámetros de brillo (β°) y retrodispersión (σ°).

Los valores de brillo y retrodispersión de las unidades efusivas varían entre $-26,04$ y $7,31$ dB (β°) y entre $-29,44$ y $3,92$ dB (σ°), mientras que sus valores medios se mantienen dentro de un intervalo más estrecho: entre $-8,98$ y $-5,77$ dB (β°) y entre $-12,08$ y $-8,83$ dB (σ°). Las variaciones observadas en los valores medios de brillo y retrodispersión se corresponden con las variaciones de tono observadas en las imágenes (gris claro: valores más bajos; gris oscuro: valores más altos), mientras que las medidas de dispersión (el rango de los valores de los parámetros medidos y el desvío estándar), se corresponden con variaciones texturales (textura fina: menor rango y desvío estándar; textura gruesa: mayor rango y desvío estándar). En algunos casos, los parámetros de brillo y retrodispersión permitieron discriminar claramente unidades de flujo de edades diferentes, en respuesta a las variaciones de rugosidad que se producen en función del tiempo, por la acción de la erosión. En respuesta a dicho fenómeno, en el área de La

Josefina (Fig. 5), la unidad de flujo inferior de las coladas eocenas tiene valores de β° y σ° unos 3 dB más bajos que la unidad de flujo superior, lo que se manifiesta en diferencias en el tono de gris. Este mismo efecto ha permitido aislar sectores de distinto grado de fragmentación en coladas basálticas de composición homogénea, como en la meseta del cerro Tejedor.

IDENTIFICACIÓN DE RASGOS LINEALES

El reconocimiento de rasgos lineales de forma rectilínea o curvilínea de carácter regional (lineamientos en el sentido de Hopkins 1841), se ve favorecido por la observación realizada a pequeña escala, sobre las imágenes de satélite, si bien estos rasgos pueden o no ser verificados durante los trabajos de campo. Hay rasgos lineales de los cuáles se puede presumir su naturaleza estructural (lineamientos estructurales), tales como los originados por la presencia de fallas y fracturas, los cuales pueden ser observados directamente o bien deducidos a partir de la presencia de indicadores indirectos (anomalías en la vegetación, en el tono o textura de la imagen, en los patrones de drenaje) o de elementos morfológicos asociados (escarpas o líneas de falla, facetas triangulares, valles y depresiones). El interés en la identificación de lineamientos estructurales radica en que los mismos son la expresión superficial de estructuras geológicas

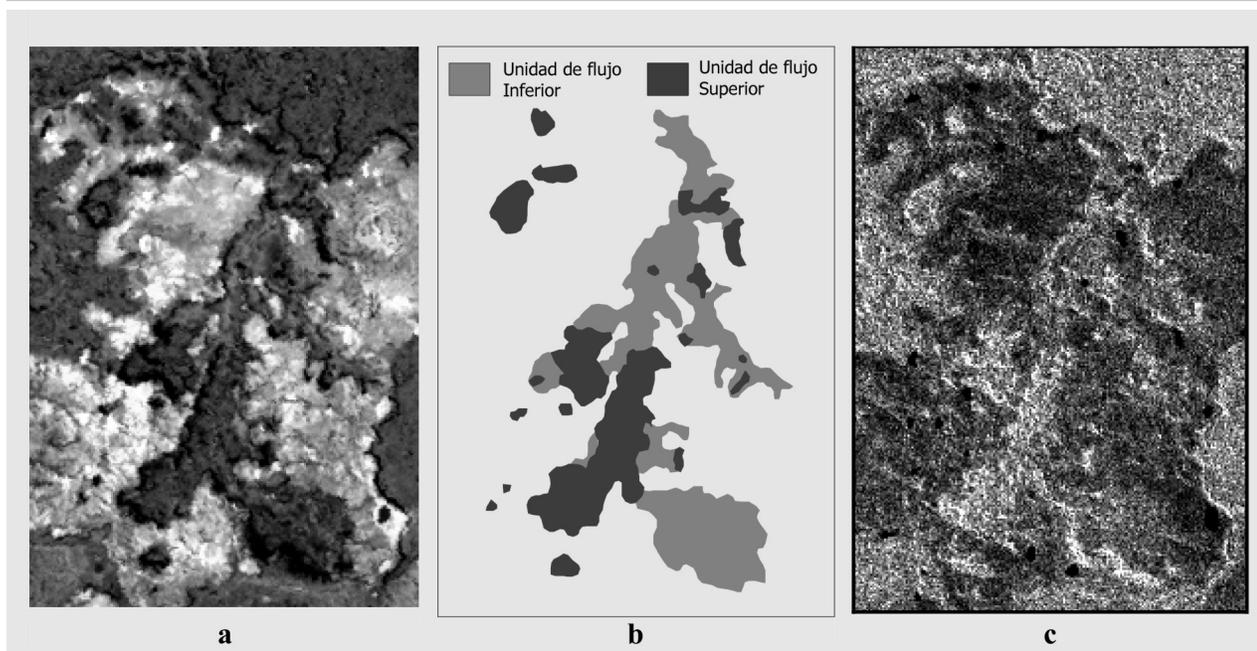


Figura 5: Basaltos eocenos del área de La Josefina: a) Imagen LANDSAT; b) mapa geológico donde se diferencian las unidades de flujo; c) imagen S2 de RADARSAT-1.

más profundas que reflejan el comportamiento de la corteza. La deducción de elementos estructurales a partir de la presencia de indicadores vinculados a la morfología de la superficie -cambios de pendiente y rasgos morfológicos asociados- se ve enriquecida por la geometría de la observación lateral de los sistemas de radar. La extracción automática de rasgos lineales que pueden ser relacionados a elementos estructurales, puede facilitar su identificación, teniendo en cuenta que tales rasgos lineales se manifiestan generalmente en las imágenes como variaciones más o menos súbitas de nivel digital o de brillo. Por otra parte, la visión tridimensional que se puede obtener mediante la utilización de pares estereoscópicos, puede ayudar a atribuir a los rasgos reconocidos un significado geológico con un cierto grado de confianza.

Extracción automática de líneas y bordes

Los lineamientos estructurales pueden ser percibidos en las imágenes de satélite como discontinuidades radiométricas (alineaciones o cambios abruptos de tono o textura originados por cambios litológicos, de vegetación o de humedad) o

morfológicas (cambios de pendientes, anomalías de drenaje). Desde el punto de vista numérico estas discontinuidades corresponden a cambios bruscos en el tono o brillo de la imagen o a alineamientos espectrales (Wang 1993). Los rasgos geológicos que exhiben patrones lineales pueden manifestarse en las imágenes bajo la forma de líneas o bordes según su morfología natural y las condiciones de iluminación. Un borde o gradiente es una pequeña región de la imagen donde se produce una variación súbita en los niveles digitales o de brillo; su perfil radiométrico adquiere normalmente forma de escalón, rampa o curva. Por su parte, una línea representa una pequeña región de la imagen donde los niveles digitales aumentan y luego descienden súbitamente, dando un perfil radiométrico con forma de sombrero de copa, punta, punta achatada o tonel (Parker 1997, James 1987).

En esta investigación, fueron utilizados distintos filtros de detección de bordes y de líneas, con distintos tamaños de ventana o matriz. Para la detección de bordes fueron utilizados los filtros de Sobel y Kirsch (de 1° orden, direccionales) y los filtros de Laplace (de 2° orden, no direccionales). Al comparar visualmente las

imágenes filtradas con las originales, se observó que los bordes detectados con los filtros de gradiente tienen un cierto desplazamiento con respecto a la traza de los rasgos interpretados visualmente. Este desplazamiento relativo aumenta con la utilización de matrices más grandes. En líneas generales, la aplicación del filtro de Sobel (Fig. 6a) dio un buen resultado para realzar las redes de drenaje, con matrices de 11x11 para la red más densa y de 21x21 para la menos densa. La aplicación del filtro laplaciano, con ventana 7x7, se adaptó mejor a la detección de bordes relacionados a patrones estructurales como los observados en algunas unidades ignimbríticas del área (Fig. 6b). Para la detección de líneas, fueron generados filtros direccionales específicos. En la figura 7 se ilustran las matrices de convolución utilizadas. La elección del tamaño de la matriz tuvo una incidencia fundamental en estos casos, obteniéndose los mejores resultados con matrices de 7x7 (Fig. 6c). Estos filtros, en líneas generales, dieron similares resultados a los anteriores, a excepción de que las líneas detectadas por estos filtros no presentaron desplazamientos con respecto a la traza de los rasgos interpretados. En las áreas

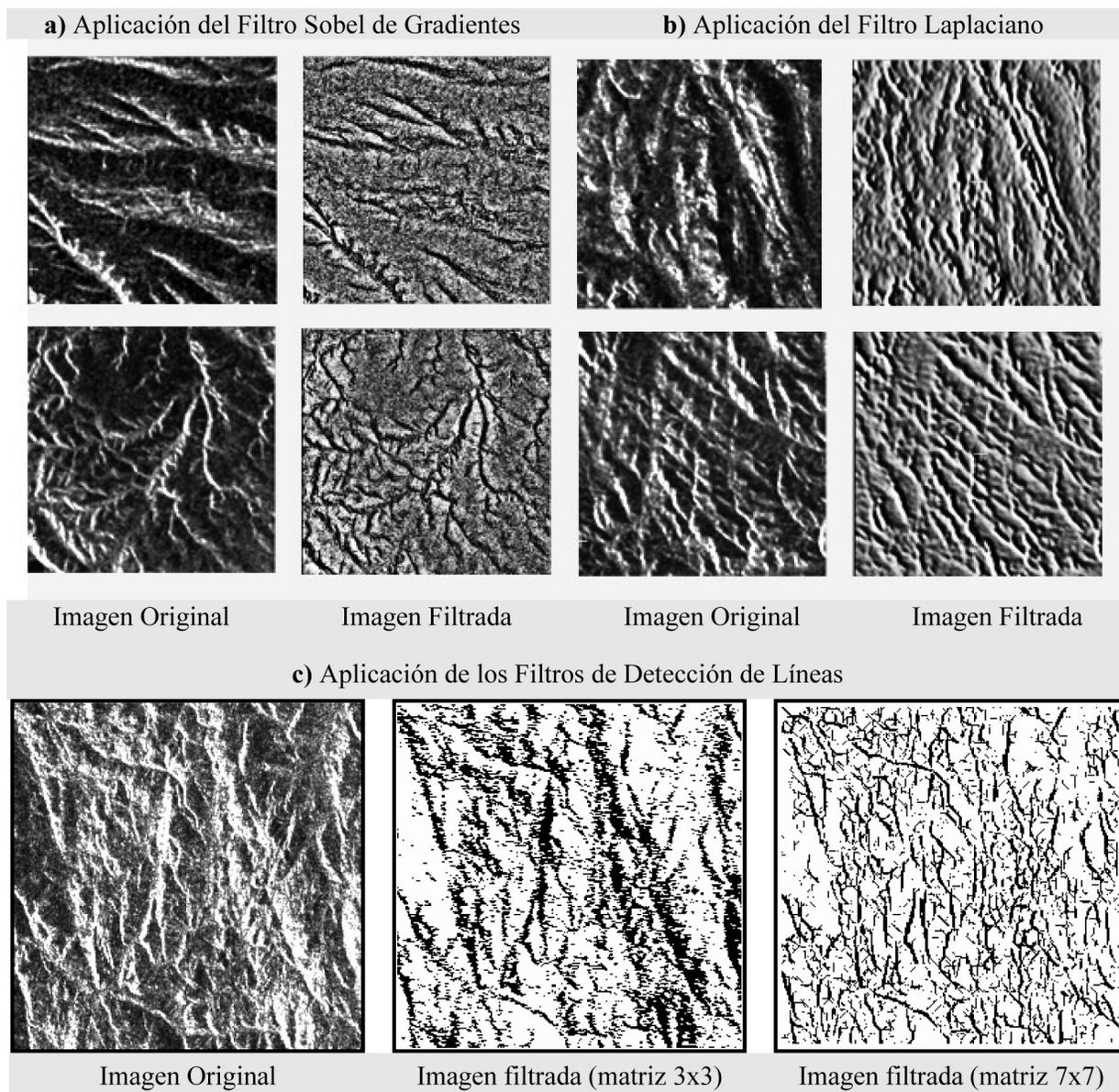


Figura 6: Algunos ejemplos de la aplicación de los filtros de detección de bordes y de líneas sobre distintas unidades volcánicas con patrones de drenaje y estructurales.

cubiertas por basaltos cenozoicos, estos filtros revelaron la presencia de lineamientos sutiles de expresión topográfica débil, que no habían sido detectados por los otros filtros (Marchionni *et al.* 2000).

Filtrado de frecuencias espaciales

Cuando hablamos de las frecuencias espaciales de una imagen nos referimos a un parámetro definido por el número de cambios en el nivel de brillo (o nivel digital) por unidad de distancia (Jensen 1996). Si los cambios en el nivel de brillo

de una escena son pocos, la misma está caracterizada por una baja frecuencia espacial. Si, por el contrario, los niveles de brillo varían drásticamente en cortas distancias, la escena está caracterizada por una alta frecuencia espacial. El análisis de Fourier es una técnica matemática que permite separar los componentes de distinta frecuencia espacial de una imagen. El espectro de frecuencias espaciales de una imagen numérica se obtiene aplicando a la misma la ecuación de la Transformada de Fourier, bajo su forma

matricial (Fig. 8a). La aplicación de esta ecuación permite generar un diagrama cartesiano de frecuencias, de forma simétrica, donde las frecuencias aumentan, en las direcciones x e y , desde el centro hacia fuera. La distribución de la nube de puntos permite observar la presencia de fenómenos periódicos en la imagen y la orientación dominante de los mismos (Fig. 8c). El filtrado de frecuencias espaciales en el espectro de Fourier ha sido utilizado por varios autores para aislar las componentes litológicas de una ima-

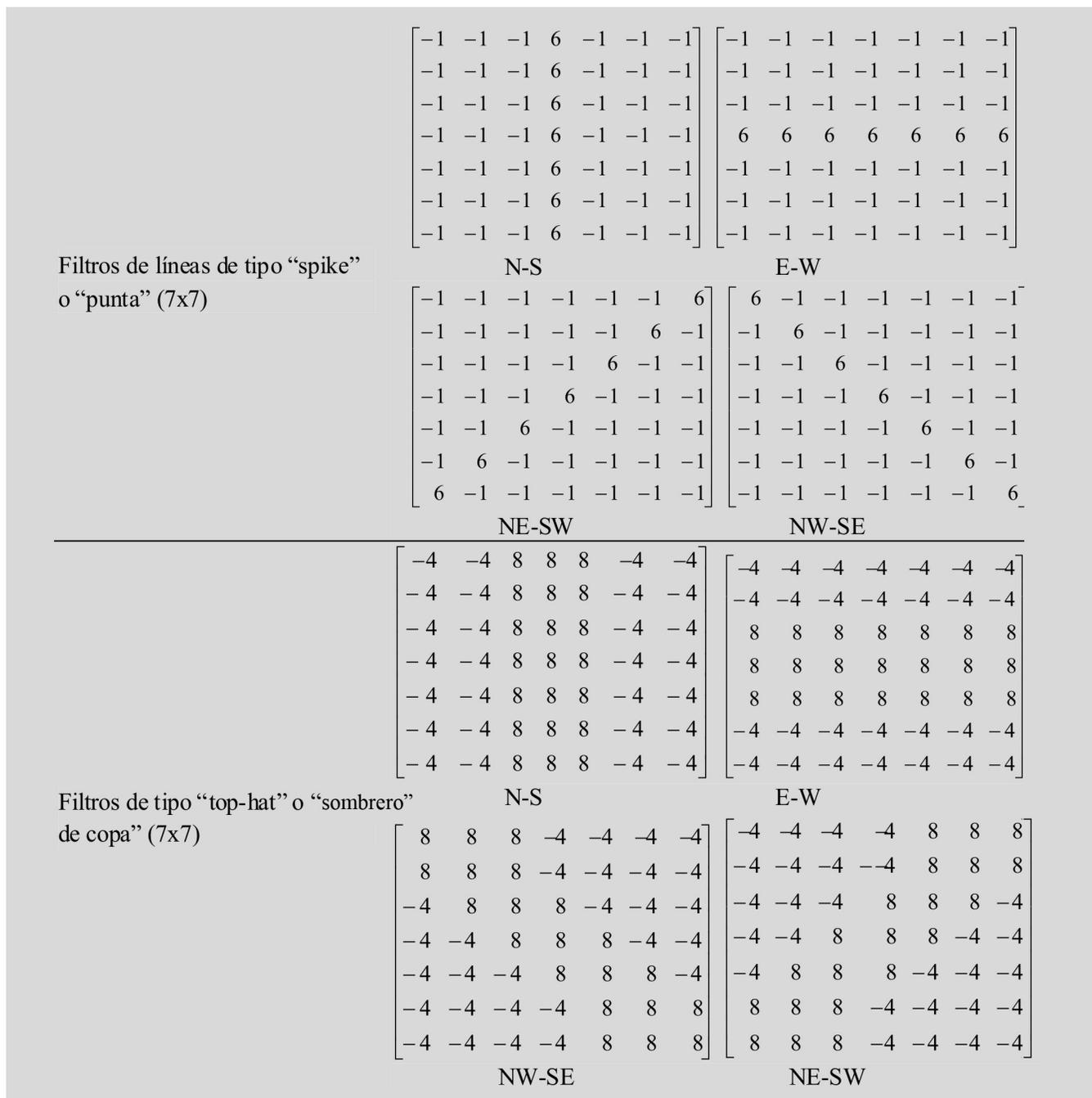


Figura 7: Matrices básicas de los operadores de detección de líneas utilizados.

gen y para la detección de estructuras geológicas sutiles (Bloom y Daily 1982, Stromberg y Farr 1986). En esta investigación se han aplicado filtrados interactivos de frecuencias espaciales en el espectro de Fourier para aislar las componentes espaciales vinculadas a los cambios de pendiente asociados a rasgos morfológicos lineales. Según Daily (1983), las variaciones tonales

que se observan en las imágenes radar, son consecuencia de distintos mecanismos físicos que se producen a escalas diferentes y que se corresponden con frecuencias espaciales distintas (Fig. 8b): a) los rasgos de gran escala, que se corresponden con las bajas frecuencias espaciales, son dominados por variaciones lentas en la retrodispersión de la superficie, relacionadas a cambios en la vegetación y la rugosidad, b)

las variaciones tonales rápidas que se corresponden con las altas frecuencias espaciales, relacionadas con los efectos de la pendiente local y la topografía, son moduladas por la existencia de planos inclinados orientados hacia el radar, c) una tercera componente es consecuencia de la presencia de ruido en estas imágenes. La ubicación del punto de transición entre las altas y bajas frecuencias (fc) varía según la mor-

$$F(m,n) = 1 / N^2 \left(\sum_{i=0}^{N-1} \sum_{k=0}^{N-1} f(i,d,k) \exp [-j 2 \pi (mi + nk) / N] \right) \quad f_0 = 1 / Nd$$

N = tamaño de la imagen (en píxeles)
 d = dimensión del píxel
 k,i = ubicación del píxel según ejes x e y

j = $\sqrt{-1}$
 m,n = frecuencia en la dirección x e y respectivamente, medida en unidades de la frecuencia de base f_0

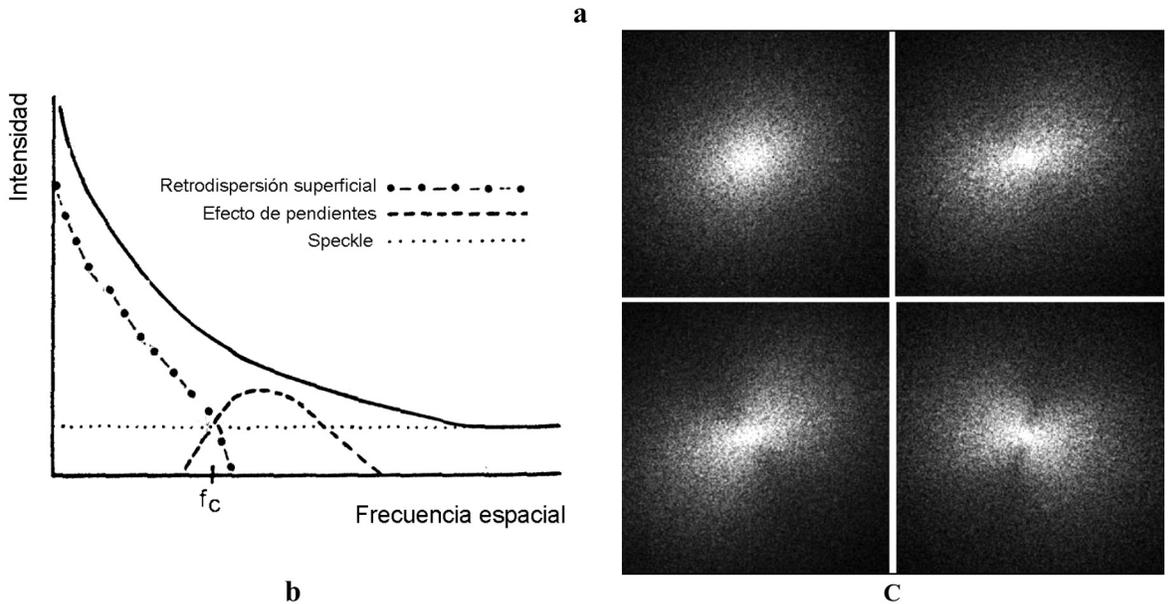


Figura 8: a) Ecuación de la Transformada de Fourier para las imágenes numéricas; b) componentes del espectro de frecuencias de una imagen de radar: la línea continua indica el espectro total de la imagen y f_c el punto de transición entre las altas y bajas frecuencias; c) espectro de Fourier de imágenes con distinto patrón estructural.

fología del territorio. Siguiendo estos conceptos, hemos intentado localizar el punto de transición entre las altas y bajas frecuencias (f_c), para aislar los efectos de pendiente -por su probable vinculación con rasgos estructurales- de las variaciones de retrodispersión relacionadas al ruido del radar (*speckle*) y a cambios litológicos. Para lograr este propósito fueron generadas, a partir de la imagen S2 de RADARSAT, una serie de sub-imágenes sobre unidades geológicas de distinto patrón estructural. Luego de la aplicación de la transformada de Fourier sobre estas imágenes, fueron generados distintos filtros circulares (paso-alto, paso-bajo y pasa-banda) para eliminar y retener determinadas frecuencias espaciales. La aplicación posterior de la función inversa de la transformada de Fourier permitió volver al espacio origi-

nal de la imagen para su análisis visual. La figura 9 muestra un ejemplo de esta aplicación en una unidad de litología homogénea (ignimbritas) y estructura compleja. El filtrado de frecuencias ha permitido aislar los efectos de las pendientes -que provocan fuertes retornos hacia el radar-, de las variaciones suaves de iluminación vinculadas a la topografía regional, y las altas frecuencias relacionadas a variaciones en la microgeometría superficial y al ruido del radar.

Percepción de rasgos direccionales

Como ya se mencionara, los satélites que llevan a bordo sensores de radar pueden tomar imágenes en órbita ascendente o descendente, variando así las condiciones de iluminación: mirada a la derecha en modo ascendente y mirada a la izquierda en modo descendente. Las primeras investigaciones con imágenes de radar que

se llevaron adelante en el área de estudio, estuvieron orientadas al reconocimiento de lineamientos de carácter regional y al análisis de las orientaciones estructurales dominantes, a partir de imágenes SAR de ERS-1 en modo descendente y SAR de ERS-2 en modo ascendente (Marchionni *et al.* 1997 y 1998). Los diagramas de orientación resultantes de las interpretaciones fueron comparados con los sistemas de fracturación principales, mencionados por Panza (1982 y 1986).

En ambas interpretaciones se detectó una falta de información en coincidencia con la dirección de visión del radar: los lineamientos estructurales orientados paralelamente a la dirección de visión del haz de radar no fueron puestos en evidencia en las correspondientes imágenes, mientras que las pendientes orientadas hacia el radar se distinguieron con mayor

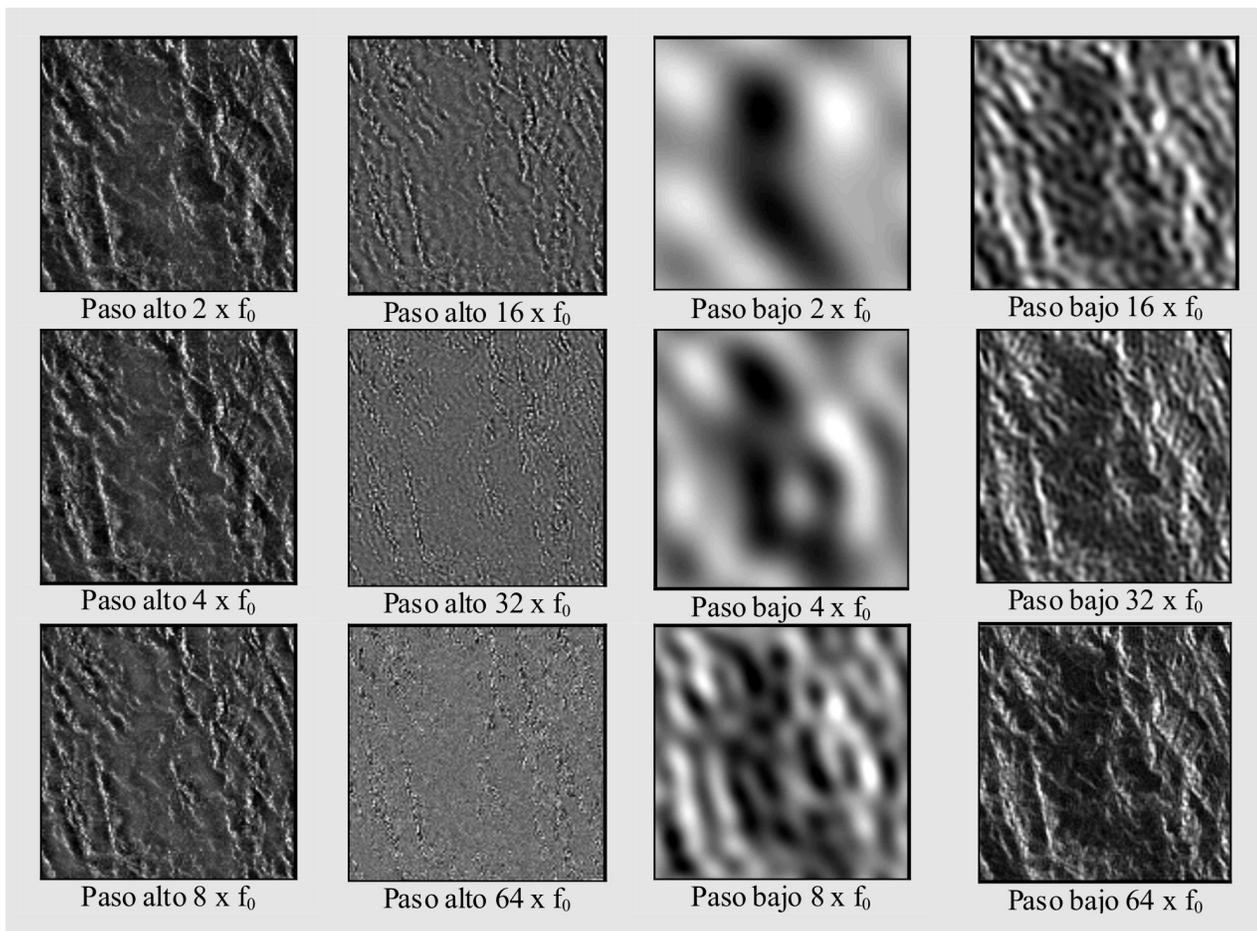


Figura 9: a) Filtrado de frecuencias espaciales a partir del espectro de Fourier sobre una unidad de ignimbritas con un fuerte patrón estructural (ventana de la imagen S2 de RADARSAT-1). La frecuencia de base f_0 corresponde a 3×10^{-4} ciclos m^{-1} .

claridad. La presencia de una faja de invisibilidad de 10° a cada lado de la dirección de iluminación del haz de radar ha sido también mencionada por otros autores (Deslandes y Gwyn 1991). Sobre la base de los resultados de esta primera experiencia, se decidió utilizar, para realizar la interpretación estructural regional del área de estudio, dos pares estereoscópicos de imágenes SAR de RADARSAT-1: un par en modo ascendente y mirada a la derecha (S2-S6) y un par en modo descendente y mirada a la izquierda (S3-S7). La interpretación fue realizada sobre salidas gráficas de las imágenes sin corrección geométrica, con estereoscopio de espejos. En la Fig. 10 se presenta el mapa de lineamientos confeccionado a partir de la interpretación visual los dos pares estereoscópicos (Marchionni 2007). Si analizamos el espectro de frecuencias

de las cuatro imágenes utilizadas, obtenido a partir de la aplicación de la Transformada de Fourier, vemos que las imágenes en modo ascendente (S2 y S6) son más ricas en altas frecuencias espaciales que las imágenes adquiridas en modo descendente. Esto es consecuencia de los patrones estructurales direccionales dominantes de la escena, que afectan a las unidades ignimbriticas, los que son iluminados por el radar en las imágenes ascendentes. En los espectros se observa además que, de las dos imágenes adquiridas en modo ascendente, la imagen S2 muestra una mayor nitidez en la direccionalidad de la nube de puntos por lo cual se puede deducir que las direcciones preferenciales serán mejor realzadas en esta imagen. Este hecho puede ser consecuencia del ángulo de incidencia local del haz de radar, diferente para ambas imágenes y puede ser

confirmado mediante la observación de las correspondientes imágenes S2 y S6. Tanto en las imágenes de satélite como en el modelo digital de elevación, se ha puesto de manifiesto la importancia de la dirección E-O como orientación estructural. Con esta orientación se observan numerosos cursos de agua de gran desarrollo en longitud, principalmente en el sector central del área. Con similar orientación se han revelado algunos lineamientos que afectan a las unidades volcánicas jurásicas y que tienen continuidad a través de las planicies basálticas cenozoicas, donde se observan como sutiles cambios de tonalidad o rugosidad. Esta misma dirección estructural afecta a las mesetas de basaltos miocenos del sur del área, donde se manifiesta como importantes bajos alargados paralelos. En particular, en una de estas mesetas, esta

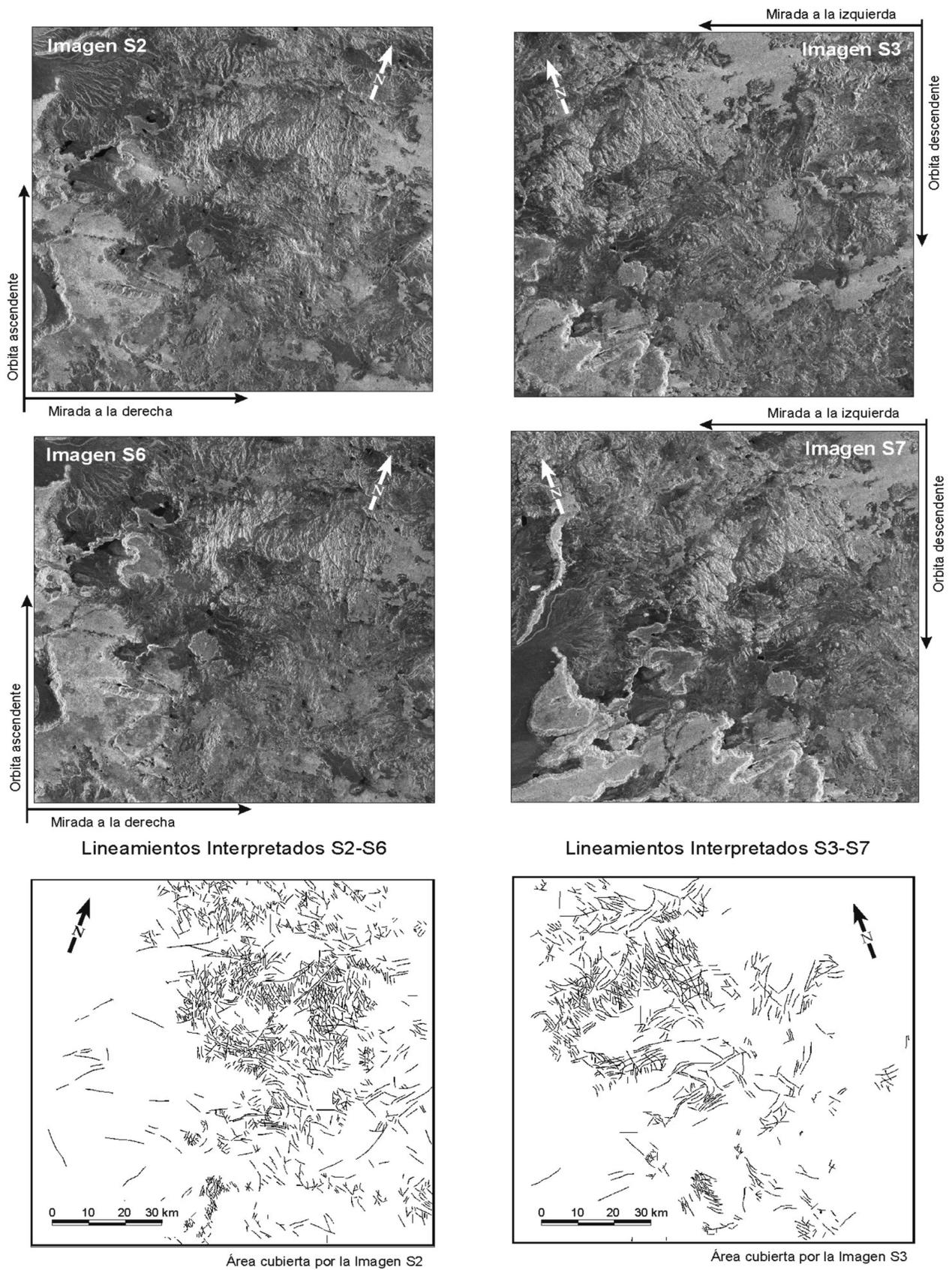


Figura 10: Interpretación de lineamientos estructurales del área de estudio a partir de los pares estereoscópicos de imágenes S2-S6 y S3-S7 de RADARSAT/SAR.

dirección tiene una expresión morfológica positiva y parece continuarse en la meseta de conglomerados miocenos ubicada más hacia el este. Las coladas basálticas cuaternarias del sector noroeste del área aparecen vinculadas a estructuras escalonadas de igual dirección. En el sector central, se han observado una serie de lineamientos concéntricos, con un radio de curvatura de 5 km, que afectan a coladas de ignimbritas jurásicas que conforman una estructura periclinal, donde se ha interpretado la presencia de fallas anulares directas. Esta estructura semicircular se observa claramente en el modelo digital de elevación y presenta un patrón de drenaje anular concéntrico en su centro y radial dendrítico hacia fuera.

Rasgos positivos de pequeña escala

En algunas ocasiones, en el área de estudio, las zonas de fracturación son puestas en evidencia por la presencia de sectores intensamente silicificados, que corresponden a cuerpos de relleno y reemplazo silíceo, relacionados a la presencia de mineralizaciones epitermales. Estos rasgos se presentan frecuentemente en el terreno como elementos tabulares discontinuos con crestas de expresión convexa o aguda, simétricas (verticales) o asimétricas (inclinadas). La geometría del terreno, sus pendientes y orientaciones, condicionan el ángulo de incidencia del haz de radar, con un efecto importante en la señal de retorno. La presencia de superficies lisas continuas inclinadas hacia el radar o superficies perpendiculares entre sí que se comporten como reflectores angulares modifican la trayectoria del haz incidente y lo devuelven en la misma dirección de origen, provocando reflexiones muy intensas por un efecto de doble rebote (*double bound*). La visibilidad de estos rasgos está condicionada por la relación que exista entre la dirección de iluminación del haz de radar y la dirección de las estructuras y por la relación entre el ángulo de incidencia del haz del radar y la inclinación de los cuerpos. Cuando el ángulo de aspecto es adecuado, estos rasgos son puestos en evidencia por cambios en la

intensidad de la señal de radar y por las sombras asociadas y se manifiestan bajo la forma de líneas claras y delgadas, aún cuando las dimensiones de los objetos estén por debajo del límite de resolución de la imagen. El mismo efecto de doble rebote se ha observado en afloramientos de forma circular o subcircular, intensamente silicificados, vinculados a los conductos de emisión de fluidos hidrotermales.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La geometría de observación de los sistemas de radar, si bien provoca distorsiones geométricas en las imágenes, relacionadas con el ángulo de incidencia del haz de radar y la topografía del terreno, aporta una gran cantidad de información espacial que se puede asociar a la morfología del terreno y la rugosidad de las superficies. La selección de las imágenes más adecuadas para el análisis geológico y la cartografía estructural requiere, para un mejor aprovechamiento de la información, de un adecuado análisis de la geometría de los sistemas de radar (dirección de visión, ángulo de inclinación, área de cobertura, resolución espacial, etc.) en relación con las características geológicas y geomorfológicas del territorio a estudiar y, en particular, con el relieve de la zona. Por su parte, la incorporación de modelos digitales de elevación y la utilización de pares y productos estereoscópicos enriquece el análisis morfológico y estructural a distintas escalas de observación.

Si bien la utilidad de las imágenes ópticas multiespectrales para la discriminación litológica es indiscutible, las imágenes de radar por sus características geométricas, pueden brindar información adicional de utilidad para la cartografía geológica. En este trabajo se presentaron los resultados de algunas experiencias que apuntan a establecer relaciones entre las características de campo de los afloramientos (parámetros de rugosidad, cobertura vegetal, grado de disección, etc.) y la respuesta correspondiente en las imágenes del radar, para distintas unidades litológicas.

Los análisis llevados adelante no han permitido establecer relaciones claras que vinculen la variación de los atributos tonales-texturales de las imágenes con las variaciones litológicas observadas en el campo. El tamaño de grano o de bloque y el grado de disección de los afloramientos, así como el tipo y densidad de la cubierta vegetal, condicionan visiblemente la textura final de las imágenes del radar. La sensibilidad de las microondas a la morfología y rugosidad de las superficies permitió distinguir unidades que presentan un distinto grado de disección o que han mostrado frente a la erosión una respuesta diferente. Estas características, que pueden responder a factores tales como la edad, la estructura interna, etc., se ven reflejadas en las imágenes de radar como variaciones tonales y texturales. Es difícil, sin embargo, establecer en que proporción cada una de las variables consideradas influyen en la respuesta de la imagen, aún sin tener en cuenta las variaciones debidas al contenido de humedad retenida en los suelos o en la cubierta vegetal. Según estos resultados, es posible un mapa de unidades texturales a partir de las imágenes de radar, siendo necesaria otra fuente de información (imágenes ópticas, controles de campo) para poder dar un significado litológico a las unidades texturales reconocidas. En tal sentido puede ser muy provechosa la utilización conjunta de imágenes ópticas multiespectrales e imágenes de radar, a través de distintas técnicas de fusión de datos (ej. análisis por componentes principales, transformaciones en el espacio de color, etc.), con la finalidad de integrar la información composicional que pueden aportar las imágenes ópticas, con la información espacial brindada por las imágenes de radar.

A escala más regional, las unidades geológicas presentan patrones espaciales más marcados, que se relacionan con su estructura y morfología. El reconocimiento de lineamientos y rasgos estructurales en general, a través de la presencia de indicadores indirectos vinculados a la morfología de las superficies, se ha visto favorecido por la geometría de observación de

los sistemas de radar, dado que la visión lateral permite realzar los cambios de pendiente y rasgos morfológicos asociados a la presencia de fallas y fracturas. Estas características se manifiestan en las imágenes de radar mediante la linealidad o alternancia de tonos y texturas o como límites entre zonas de textura o tono diferente. Las pendientes continuas, que pueden, en algunos casos, indicarnos la presencia de una zona de falla o de una fractura importante en proximidad, se ven en las imágenes como una línea o franja de un mismo tono. Estos rasgos son realzados cuando se orientan en forma perpendicular a la dirección de iluminación del radar. No obstante, se debe tener en cuenta la pérdida de información que se produce a causa del fenómeno de acortamiento (*foreshortening*) en las pendientes que miran al radar. Asimismo, la geometría de observación de las imágenes de radar, con un ángulo de visión adecuado, puede facilitar la detección de rasgos estructurales de reducidas dimensiones que no siempre pueden ser observados en las imágenes ópticas.

Hay que destacar también que, para realizar una cartografía estructural completa de un área, es necesario contar con imágenes tomadas en las dos direcciones de iluminación posibles (órbita ascendente y descendente) y elegir bien el ángulo de visión del radar, para lo cual hay que conocer bien las características espaciales del territorio a estudiar: En el área estudiada, los ángulos de incidencia más bajos han mostrado un potencial mayor para la detección de rasgos estructurales. Por otra parte, se ha demostrado que, la aplicación de filtros de detección de líneas y de bordes en el dominio espacial, así como la aplicación de filtros en el dominio de las frecuencias, constituyen una herramienta válida para realzar la visualización de las estructuras geológicas en las imágenes de radar. La performance de estos tratamientos numéricos depende del tipo de dato, las características de las superficies y los algoritmos utilizados. En todo caso, la observación de la imagen original es importante a fin de interpretar correcta-

mente las imágenes filtradas. La aplicación de filtros nos ayuda a distinguir la morfología asociada a los rasgos estructurales, pero no necesariamente la traza de las estructuras mismas, salvo excepciones. La selección del tamaño de las máscaras, en el dominio del espectro de Fourier, y del tamaño de las ventanas, en el caso de los filtros espaciales, tienen una gran incidencia en la detección de los rasgos. Un adecuado análisis de las características espaciales del área a estudiar (ej. rasgos morfológicos, complejidad de los patrones, tipo de relieve, etc.), permite optimizar el uso de estos tratamientos. El examen de los espectros de Fourier es un buen medio para realizar este análisis.

En base a los resultados de esta investigación, podemos decir que, las imágenes de radar (ERS/SAR y RADARSAT/SAR) pueden considerarse como una valiosa fuente de información para el análisis geológico-estructural de un área como la estudiada, pudiendo ser consideradas como una fuente de información complementaria de la información multiespectral. La utilización de estas imágenes puede ser abordada, ya sea mediante la interpretación visual, como a través de la aplicación de distintas técnicas de procesamiento digital, mostrando en ambos casos un fuerte potencial.

AGRADECIMIENTOS

Las imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2 utilizadas en esta investigación forman parte del conjunto de datos proporcionados por la Agencia Espacial Europea (ESA) en el marco del Proyecto Piloto "Estudio integrado del desierto costero patagónico". Las imágenes SAR de RADARSAT-1 fueron provistas por Radarsat Internacional y el Centro Canadiense de Teledetección (CCRS) en el marco del Programa Universitario del Programa GlobeSAR2 "Aplicaciones de pares estereoscópicos de imágenes SAR de RADARSAT para el estudio geológico-estructural del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina". Las imágenes TM y ETM+ de LANDSAT-5 y 7, utilizadas como apoyo para esta investi-

gación fueron provistas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE). Las tareas de campo contaron con el apoyo de la empresa FOMICRUZ S. E. y de su personal profesional y técnico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- de Barrio, R.E. 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral 528 Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 174 p., La Plata.
- Bloom, R.G. y Daily, M. 1982. Radar image processing for rock-type discrimination. In: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing GE-20 (3): 343-351.
- Daily, M. 1983. Hue-Saturation-Intensity Split-Spectrum Processing of Seasat Radar Imagery. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 49(3): 349-355.
- Deslandes, S. y Gwyn, Q. 1991. Evaluation de SPOT et SEASAT pour la cartographie des linéaments: comparaison basée sur l'analyse de spectres de Fourier. Canadian Journal of Remote Sensing 17(2): 98-110.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. 1998. Geostatistical Software Library and User's Guide (GSLIB). 2nd. Edition. Applied Geostatistics Series. Oxford University Press, 369 p., Oxford.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellini, G., Tessone, M., Llambías, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(4): 548-558.
- Frost, V.S., Stiles, J.A., Shanmugan, K.S. y Holtzmann, J.C. 1982. A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative

- noise. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 4: 157-166.
- Hopkins, W. 1841. On the geological structure of the Weaden district and the bas Boullonnais. *Transactions Geological Society of London* (2nd series) 2: 1-51.
- Jensen, J.R. 1996. *Introductory Digital Image Processing. A Remote Sensing Perspective*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 316 p., New Jersey
- James, M. 1987. *Pattern Recognition*. BSP Professional Books, 144 p., London.
- Lopes, A., Touzi, R. y Nezry, E. 1990. Adaptive speckle filters and Scene heterogeneity. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing* 28(6): 992-1000.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 601-653, Córdoba.
- Marchionni, D. 2007. *Caracterización volcano-tectónica y detección de áreas mineralizadas en el Sector Central del Macizo del Deseado* (Provincia de Santa Cruz). Aplicación de la Teledetección espacial óptica y de radar. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 317 p., La Plata.
- Marchionni, D. y Schalamuk, I. 2010. Aplicación de la teledetección espacial óptica y de radar para el análisis geológico y la detección de áreas mineralizadas en el sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 592-607.
- Marchionni, D. y Tessone, M. 2009. Cartografía geológica y reconocimiento de áreas de alteración hidrotermal con imágenes LANDSAT-TM en el área de La Manchuria, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. En Neves Epiphanyo J.C. y Soares Galvão, L. (eds.) *14° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Anais: 3269-3276.
- Marchionni, D., Cavayas F. y Del Blanco, M. 2001. Validation des images de RADARSAT a partir de mesures de rugosité de surface dans un territoire semi-désertique: le cas du Macizo del Deseado, Argentina. *8° Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Teledetection*, 1 p., Aussois.
- Marchionni, D., Cavayas, F. y Roller, E. 2000. Potentiel de Détection des Traits Structuraux d'un Territoire Semi-Désertique sur des Images RADARSAT: Le cas du Macizo del Deseado, Argentina. *CEOS-SAR Workshop, Proceedings* 479-484, Toulouse.
- Marchionni, D., de Barrio, R., Tessone, M. y Karszenbaum, H. 1997. Aportes de la información de ERS-1 en el reconocimiento de rasgos estructurales del sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Su implicancia metalogénica. *International Seminar on The Use and Applications of ERS in Latin America. Proceedings*: 133-141. Viña del Mar.
- Marchionni, D., Tessone, M., de Barrio, R., Gagliardini, A. y Schalamuk, I. 1998. Patrones estructurales y morfológicos reconocidos sobre las imágenes SAR de ERS-1 y ERS-2 y vinculados a mineralizaciones hidrotermales, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Jornadas Argentinas de Teleobservación, Actas*, 1 p., Buenos Aires.
- Panza, J.L. 1982. Descripción de las Hojas 53e Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 197 p., Buenos Aires.
- Panza, J.L. 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d La Manchuria, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 141 p., Buenos Aires.
- Panza, J.L. y Marín, G. 1998. Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Escala 1:250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 239: 1-104.
- Parker, J.R. 1997. *Algorithms for image processing and computer vision*. Wiley Computer Publishing. John Wiley & Sons, Inc., 417 p.
- Sacomani, L. 1984. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe preliminar, (inédito), 14 p., Buenos Aires.
- Saleh, A., 1993. Soil Roughness Measurement: Chain Method. *Journal of Soil and Water Conservation* 48(6): 527-529.
- Schaber, G.G., Elachi, C. y Farr, T.G. 1980. Remote Sensing Data of SP Mountain and SP Lava Flow in North-Central Arizona. *Remote Sensing of Environment* 9: 149-170.
- Stipanovic, P. y Reig, A.O., 1957. El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana* 1: 185-297, Tucumán.
- Stromberg, W.D., Farr, T. G., 1986. A Fourier-based textural feature extraction procedure. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-24 (5): 722-731.
- Ulaby, F.T., Bengal, T.H., Dobson, M.C., East, J.R., Garvin, J.B. y Evans, D.L. 1990. Microwave dielectric properties of dry rocks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(3): 325-335.
- Wang, J. 1993. LINDA – A system for automated linear feature detection and analysis. *Canadian Journal of Remote Sensing* 19(1): 9-20.

Recibido: 20 de Noviembre, 2010

Aceptado: 25 de Marzo, 2010