

SINTESIS GEOLOGICA Y CARTOGRAFIA PRELIMINAR DE LOS MINERALES EVAPORITICOS DEL SALAR DE COIPASA UTILIZANDO IMÁGENES ASTER

Fernando Cáceres Jerez

Eric Pirard

Université de Liège

*Département des Géoressources, Géotechnologies
et Matériaux de Construction (GEOMAC)*

Sart Tilman B52/3

4000 Liège

Belgique

Tel: +32 43669525

Fax: +32 43669520

mica@ulg.ac.be

Jorge Gutiérrez Venegas

Universidad Técnica de Oruro

Facultad Nacional de Ingeniería

Carrera de Geología

Centro de Investigaciones en Teledetección (CEINTEL-UTO)

Tel: +591 225261375

Fax: +591 225272835

jor_guve@hotmail.com

Abstract

The use of remote sensing techniques for mapping of evaporitic minerals has been widely promoted and tested in several regions around the world. In this work a set of VNIR and SWIR images from the ASTER sensor have been used in order to map secondary minerals known to occur in the Salar de Coipasa. Spectral unmixing techniques have been used to identify the mineral components and map their abundancy. A subset of the Salar de Coipasa is presented wherein two evaporitic minerals have been identified by their diffuse reflectance spectrum (mirabilite and gypsum). The spatial distribution of gypsum is in good accordance with field descriptions made during the geological exploration programme.

Resumen

La utilización de la técnicas de teledetección para la cartografía de minerales evaporíticos fue grandemente utilizado. En este trabajo se utilizan las imágenes VNIR y SWIR del captor ASTER con el objetivo de cartografiar los minerales secundarios presentes en el Salar de Coipasa. Mediante las técnicas de desmezcla espectral aparte de identificar minerales presentes en la imagen, permite también cartografiarlos. En la imagen subset de Coipasa se pudo constatar la presencia de dos minerales evaporíticos identificados en base a su firma espectral (yeso y mirabilita). La distribución del yeso coincide con las descripciones de terreno realizadas durante un programa de exploración.

Palabras claves: Salar de Coipasa, Sensores Remotos, Minerales Evaporiticos, Desmezcla Espectral.

1.- Introducción

Este artículo es una contribución más, a la larga literatura que existe sobre el estudio de secuencias evaporíticas utilizando sensores remotos. Los ópticos (multi – hiperspectrales) y radares demostraron su potencial en la cartografía y monitoreo de este tipo de ambiente. A esta experiencia podemos adjuntar la facilidad que tienen estas técnicas de cubrir grandes regiones con un bajo costo (50 centavos de \$us americanos/km²).

Los resultados presentados en este trabajo tienen un carácter preliminar, los cuales están siendo confirmados y extrapolados a todo el salar con la elaboración de una tesis realizada por la egresada de la Carrera de Ingeniería Geológica, Lucía Jáuregui S.

2.- Trabajos anteriores

La discusión científica del origen y geoquímica del salar de Coipasa comienza con Ericksen (1976) que publica los primeros análisis de las salmueras superficiales; después Retting, et al. (1979), Ballivián & Risacher (1981), Risacher & Fritz (1991) y USGS-Geobol (1992) estudiaron los salares y sus salmueras.

Entre 1996-1999 la Cooperación Universitaria belga junto a la Universidad de Lieja (Bélgica) y a la Universidad Técnica de Oruro (Bolivia) estudian el Salar de Coipasa con el fin de evaluar los recursos evaporíticos de la cuenca (Proyecto Coipasa). Con esta premisa el proyecto realizó dos estudios principales: uno geofísico utilizando la gravimetría y el estudio geoquímico de las salmueras; los dos trabajos fueron realizados en una malla regular (2 km x 2 km) que cubre todo el salar. A estos trabajos se incluyen 200m totales de perforación, repartidos en 38 pozos en diferentes sectores del salar; el pozo más profundo alcanza la profundidad de 15 m en el centro del salar. De este proyecto salieron los trabajos de Pool (1995), Fis (1996), Gutierrez (1997), Lebrun (1997), Pacosillo (1998), Houssa (1998) y Lebrun, et al. (2002). Sylvestre, Servant-Vildary & Servant (1998) de la ORSTOM en 1998 realizan una perforación de 4.87 m de profundidad en el centro del salar con el propósito de estudiar el paleoclima de la región. En este resumen no incluimos los innumerables trabajos realizados por YPFB y SERGEOMIN que tuvieron como objetivo conocer la geología de la región. Chapman, et al. (1989) es uno de los primeros en utilizar las imágenes satelitales para el estudio de este tipo de ambientes, a partir de imágenes Landsat Thematic Mapper (TM), dichos autores emplean la técnica de decorrelation stretching con el fin de obtener la información mineralógica del Salar de Atacama (Chile). White & Drake (1993) utilizan las imágenes Landsat TM para cartografiar la abundancia y distribución de yeso en la zona de Chott Fedjaj (Túnez).

Sabins & Millar (1994) y Sabins (1997 y 1999) emplean imágenes Landsat TM y AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) para la determinación del

contenido de boro en el salar de Uyuni, con este propósito los autores utilizan la relación TM 4/TM 7.

Bryant (1996) utiliza la técnica de desmezcla espectral sobre imágenes Landsat TM de la región Chott el Djerid (Túnez) con el objetivo de determinar la distribución espacial de yeso, halita y carnalita. Bryant (2003) emplea imágenes AVHRR en el monitoreo de playas en el Norte y Sud del continente africano. En este tipo de ambiente los cambios hidrológicos pueden ser detectados por el análisis de imágenes satelitales, estas variaciones permiten determinar de manera indirecta los cambios de precipitación y evaporación del sistema.

Camargo, et al. (2003) emplea la información de reflectancia adquirida in situ sobre el salar de Uyuni con el fin de calibrar las imágenes satelitales, los autores recomiendan la utilización de este tipo de ambientes por su elevada homogeneidad espectral y los débiles efectos atmosféricos que existen en la zona.

Otros autores emplean captadores aerotransportados para el estudio de este tipo de ambiente, como es el caso de la región de Death Valley (California). Con este propósito Crowley & Clark (1992) y Crowley (1993) utilizan imágenes que provienen del captador AVIRIS (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer) y Crowley, Mars & Hook (2000) emplea imágenes MASTER (MODIS/ASTER Airborne Simulator).

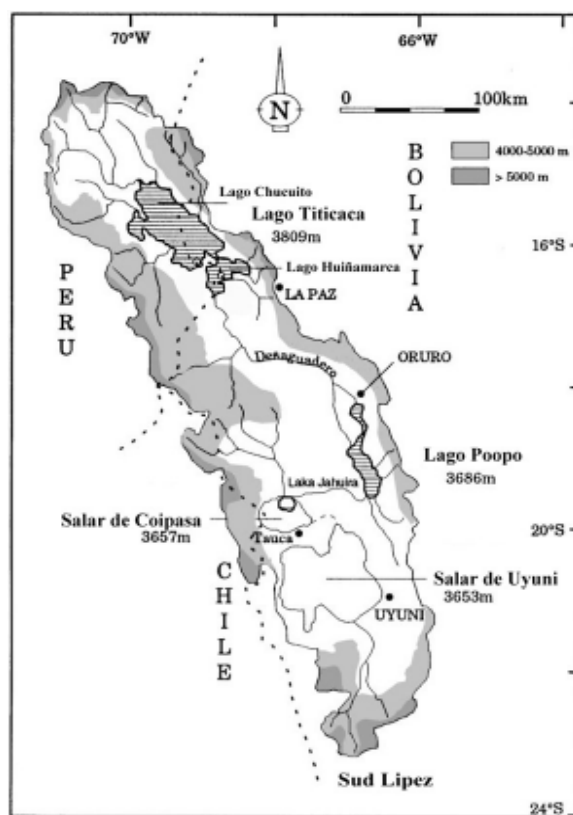


Figura 1: Localización de las principales cuencas del Altiplano Boliviano.

3.- Los salares del Altiplano boliviano

El Altiplano es una cuenca endorreica de $\pm 200.000 \text{ km}^2$ a 4000 msnm se encuentra entre la Cordillera Occidental y Oriental, por sus características meteorológicas que presenta la cuenca tiene las condiciones ideales para la formación de ambientes evaporíticos, por otra parte ella encierra un sin número de cuencas evaporíticas.

3.1.- Geología del Altiplano

Las Cordilleras que encierran la Cuenca Altiplánica son de naturaleza diferente, así la Cordillera Oriental esta constituida por formaciones paleozoicas y por el contrario la Cordillera Occidental que pertenece al Complejo Volcánico Neógeno – Cuaternario de los Andes Centrales.

El substrato Precámbrico y Paleozoico del Altiplano está recubierto por una espesa serie volcánica-sedimentaria (que en algunas regiones tiene un espesor de 15.000 m) de edades que varían del Cretácico al presente.

3.2.- Hidrología del Altiplano

La mayor parte de las cuencas presentes dentro del Altiplano se extienden según un eje Norte-Sud (figura 1). El lago Titicaca (3808 msnm) es la cuenca más septentrional y su salinidad media es de 1 g/l. El agua del lago es evacuada por el Río Desaguadero el cual desemboca en el lago Poopó, que es un lago salado con una salinidad promedio de 25 g/t. Al SW del lago Poopó se encuentra el Salar de Coipasa (3656 msnm), objeto de este estudio; este salar contiene una costra de halita de 2500 km^2 .

La parte Norte del salar esta cubierta por un lago permanente alimentado por el río Lauca, principal tributario del salar. En la época de lluvias (noviembre a marzo) todo el salar es recubierto de una capa de salmuera de 15 cm de alto.

Hacia el Sud del Salar de Coipasa se encuentra la costra de sal más grande del planeta, el Salar de Uyuni (10.000 km^2), su principal tributario el Río Grande desemboca en la parte Sud del salar. El Sud del Altiplano, geográficamente conocido como los Lipez, presenta numerosos lagos salados y salmueras (más de 30) en el seno de pequeñas cuencas de origen volcánico. El quimismo de las salmueras de esta región es variado. En la figura 1 se puede observar la localización de las diferentes cuencas del Altiplano.

3.3.- Historia lacustre del Altiplano

Otro tema de controversia y de gran estudio en estos últimos años son los diferentes eventos lacustres que existieron en el Altiplano. En los salares de Uyuni y Coipasa y alrededores se encuentra la memoria climática de los últimos 200.000 años del Altiplano boliviano, tema que apasiona a muchos científicos nacio-nales e internacionales. En la figura 2 se observan las diferentes fases lacustres que se desarrollan en el Altiplano norte (lago Titicaca) y centro. Se tiene demostrado que el nivel de los paleólagos decrece de una fase lacustre a la siguiente (Servant & Fontes, 1978). En la figura se puede observar que algunos de estos niveles de agua no se extienden hacia el Sud y el umbral de salida del lago baja con el curso del tiempo; este proceso permite que el nivel de los diferentes lagos descienda.

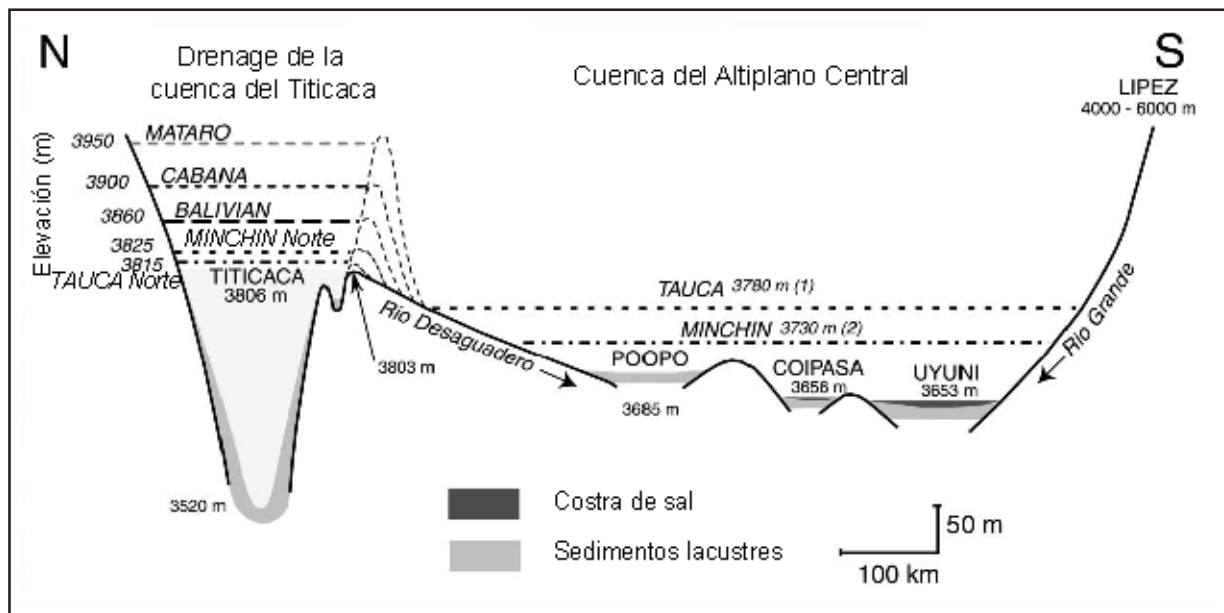


Figura 2: Sección N-S del Altiplano Central para observar la relación que existe entre los lagos y salares (modificado de Risacher, 1992)

El lago Titicaca alcanza su nivel actual hace 10.000 años atrás, en la fase árida del Holoceno (entre 7700 y 3650 años atrás) y su nivel bajo de 50 m. Es importante remarcar que esta fase fue puesta en evidencia en otras regiones de América Latina. Risacher & Fritz (1992) igualmente reconocen esta fase árida en el Salar de Uyuni gracias a la presencia de polyhalita, mineral que precipita en salmueras concentradas cinco veces más que las actuales. Después de esta fase árida el lago Titicaca alcanza su nivel actual de 3808 m.

Dos niveles de endurecimientos algareos localizados entre 3700 y 3747 m tapizan todo la cuenca Pocoyu (denominación proporcionada a la cuenca Poopó - Coipasa - Uyuni por Wirrmann & Mourguiart, 1995 y Argollo & Mourguiart, 2000). En función a esta información pudieron ser puestos en evidencia dos paleólago en la parte Central del Altiplano, las fases fueron datadas 27.000 años para el lago Minchin y 13.000 a 10.000 años para el Taucá (figura 3). Fornari, Risacher & Féraud (2001) luego de la datación de los 121 metros perforados en el salar de Uyuni confirman la existencia del evento Escara (191.000 años atrás), una fase que no es tomada en cuenta por muchos autores.

Las dataciones realizadas sobre las construcciones arreciferas son erráticas a causa de la presencia de fenómenos de recristalización, sin embargo la correlación de los mencionados paleólago con las costras algareas pudo claramente ser establecida.

El estudio de las diatomeas como la presencia de *Coprolitos de Artemia* (pequeños crustaceos que viven en medios salinos) dentro los sedimentos de estos paleólago muestran que ellos eran salados. Probablemente las costras de sal de los salares de Uyuni y Coipasa provienen de la sequía hace 10.000 años atrás del lago Taucá (Risacher, 1992).

Sylvestre, et al. (1999) pone en evidencia otro evento lacustre al cual denomina Coipasa que ocurrió hace 9500 y 8500 años atrás, los últimos trabajos realizados por Fornari, Risacher & Féraud (2001) determinan que el evento Coipasa es una oscilación del gran lago Taucá.

4.- Generación de un fenómeno evaporítico

Los conocimientos actuales de los procesos evaporíticos fueron grandemente descritos en los trabajos de Hardie & Eugster (1970 y 1978) y Risacher (1992). En este acápite presentamos un resumen de los mencionados artículos.

La alteración de las rocas por la lluvia cargan naturalmente las aguas superficiales de especies químicas disueltas, en el trayecto que estas realizan de las nacientes hacia el centro de la cuenca. Con este proceso los principales solutos que son transportados por los ríos son: Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Fe^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , CO_3^{--} , SO_4^{--} y H_4SiO_4 . Los solutos acumulados dentro del agua pueden quedarse en solución o precipitar en razón de las modificaciones termodinámicas del medio: modificación del Eh, pH, P, T y el aumento de la concentración hasta la saturación por evaporación.

El estudio de los fenómenos evaporíticos esta en relación a este último punto; a grandes rasgos los mecanismos de saturación que pueden conducir a las variaciones de concentración de las aguas naturales son:

4.1.- Balance Hídrico

El balance hídrico cuantifica las aguas que entran y salen de la cuenca y esta en paralelo al balance químico, el cual mensura los solutos que entran y salen de la cuenca. Del estudio de diferentes posibilidades hídricas se puede deducir:

- a) La temperatura juega un rol importante en la existencia de un medio evaporítico, condición que es más importante que la precipitación > evaporación; sin embargo esta condición no es suficiente.
- b) El establecimiento de un medio evaporítico, es decir la existencia de una cuenca geológicamente y topográficamente cerrada e impermeable. La impermeabilidad es un factor importante, ya que cuanto más una cuenca es taponada, más elevada será la salinidad de sus aguas.
- c) La salinidad del agua aumenta con la aridez del clima y se puede constatar que: en climas no áridos las sales son eliminadas por los afluentes, en climas muy áridos el agua no es suficiente y los aportes a la cuenca son débiles; las aguas son concentradas en una cantidad muy reducida y la ausencia total de precipitación conduce a una ausencia total del depósito salino.

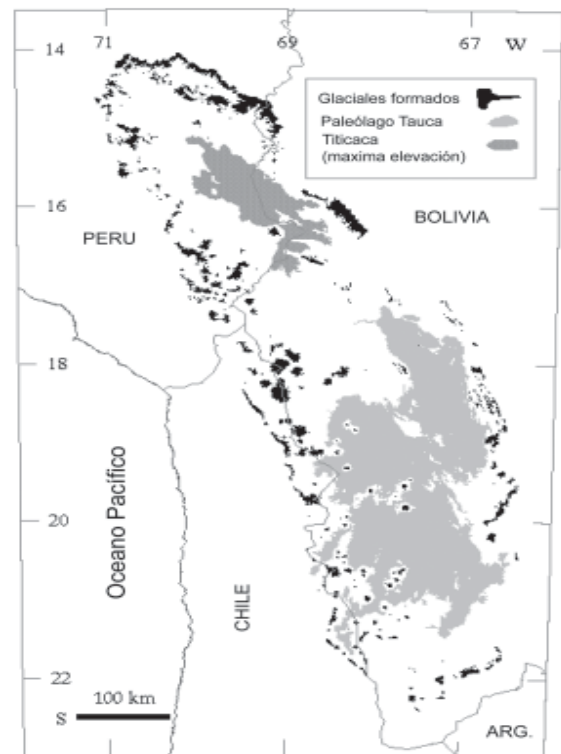
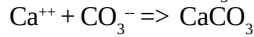


Figura 3: Extensión del paleólago Taucá.

4.2.- Geoquímica de las evaporitas continentales

Los trabajos de Hardie & Eugster (1970 y 1978) y Risacher (1992) ponen en manifiesto la ligazón que existe entre las fases químicas que se depositan y la historia sedimentaria de la cuenca, a continuación proporcionamos un resumen de un proceso evaporítico (figura 4):

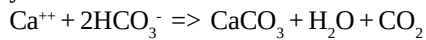
El primer mineral que precipita es la calcita (CaCO_3), que es un mineral insoluble. Dos reacciones pueden guiar a esta precipitación, los iones carbonatos (CO_3^{2-}) ó los iones bicarbonatos (HCO_3^-).



por la ley de acción de masas

$$[\text{CO}_3^{2-}][\text{Ca}^{++}] = K_1$$

y



o

$$[\text{Ca}^{++}][\text{HCO}_3^-]^2 = K_2[\text{H}_2\text{O}]P_{\text{CO}_2}$$

Donde $[\text{H}_2\text{O}]$ es la actividad del agua que tiene un valor ± 1 , P_{CO_2} es la presión parcial de CO_2 dentro la atmósfera y es un valor constante. K_1 y K_2 son el producto de solubilidad dentro del agua y ellos dependen solamente de la temperatura y de la presión. Cuando los iones carbonatos o bicarbonatos son predominantes dentro la solución una de las dos ecuaciones es suficiente.

En este caso la constante del producto $[\text{CO}_3^{2-}][\text{Ca}^{++}]$ ó $[\text{Ca}^{++}][\text{HCO}_3^-]^2$ será la concentración simultánea de calcio y de iones carbonatos. En el curso de la precipitación de la calcita, el elemento inicial en exceso se concentrará y el elemento inicial en déficit se diluye. En la práctica las aguas que se encuentran en la naturaleza contienen a la vez carbonatos y bicarbonatos, por lo que es mejor trabajar con el índice de alcalinidad (*alc*):

$$\text{alc} = 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-]$$

Si el *alc* es superior a $2[\text{Ca}^{++}]$ en la solución inicial, ella evolucionará hacia la zona alcalina, se concentrará progresivamente en álcalis y su pH se establecerá entre 8 y 9. Si *alc* es inferior a $2[\text{Ca}^{++}]$, entonces la solución seguirá el camino de la salinidad neutra, ella se enriquecerá en calcio y su pH se estabilizará entre 7 – 8.

Dentro el camino neutro el próximo mineral a precipitar será el yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, la reacción que controla esta precipitación puede escribirse como:

$$[\text{Ca}^{++}][\text{SO}_4^{2-}][\text{H}_2\text{O}] = K_3$$

Donde, K_3 es el producto de solubilidad del yeso. La solución se concentra en sulfatos o en calcio según el origen de la precipitación; si existe un exceso de uno u otro elemento, entonces la salmuera evolucionará hacia una fase de tipo Na-Ca-(Mg)-Cl o Na-(Mg)-Cl- SO_4 .

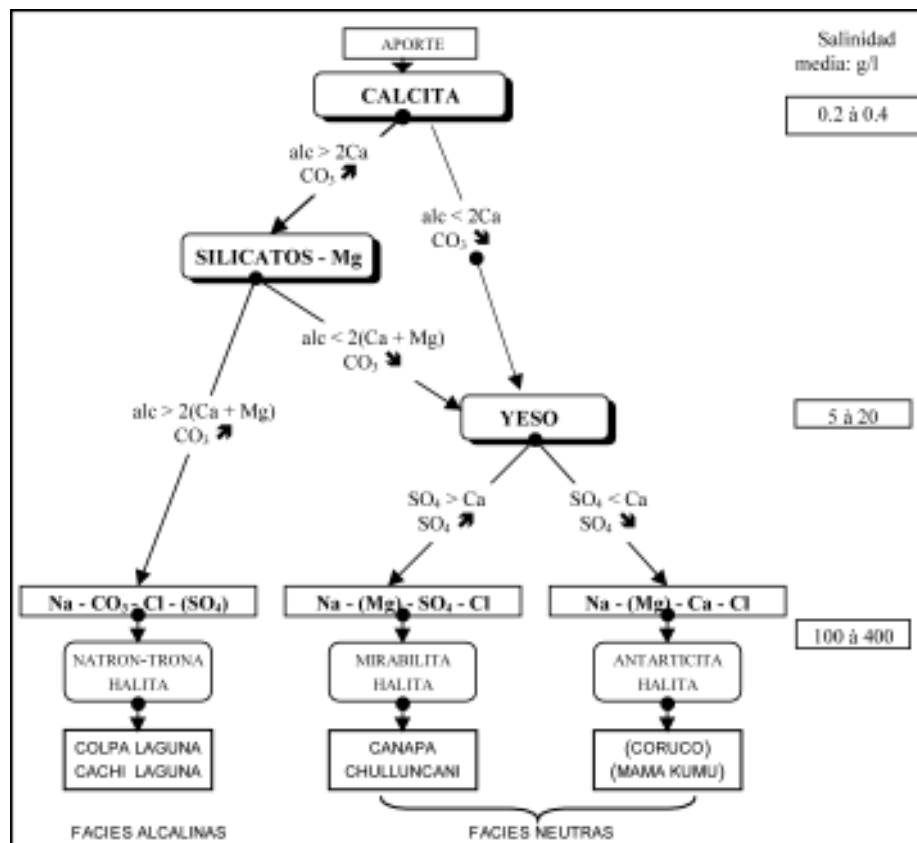
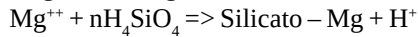


Figura 4: Diagrama teórico seguido por las aguas en un fenómeno evaporítico (Hardie & Eugster, 1970 y Risacher, 1992).

Dentro el camino alcalino el déficit de calcio limita la formación de yeso y conduce a la formación de silicatos magnésicos según la reacción:



Los iones H^+ liberados por la reacción neutralizarán una parte de los iones carbonatos. Lo cual puede invertir la evolución de la solución hacia un camino salino neutro. La condición para la existencia de esta inversión es de tener en el agua inicial: $\text{alc} < 2[\text{Ca}^{++}] + 2[\text{Mg}^{++}]$. Si esta reacción no se verifica, entonces la solución continúa dentro del camino alcalino.

Risacher & Fritz (1991) constatan que en un buen número de aguas del Altiplano no se verifica esta condición, sin embargo evolucionan hacia una facie salina neutra. Esto quiere decir que la composición química de partida no es una condición suficiente para explicar el futuro químico del agua. Otra hipótesis pone de manifiesto un segundo factor que influye en la evolución de la salmuera, dicho componente esta en relación con la interacción del agua con los sedimentos. Esta teoría esta basada en las observaciones efectuadas en los salares tipo carbonato sódico que tienen pocos sedimentos lacustres debajo la costra de sal.

Por lo contrario los salares que bifurcan hacia condiciones de salinidad neutra tienen un gran estrato de sedimentos arcillosos, arcillosos – arenosos y salíferos que encierran la napa subaflorante. Entonces, cuando las aguas de la fuente o del río penetran dentro los sedimentos localizados sobre el borde del salar, algunos de los siguientes fenómenos pueden producirse:

- Disolución del yeso: el yeso es siempre abundante en el borde del salar y tiene como origen la sequedad del lago precedente o la evaporación por capilaridad de la napa más profunda. Las aguas que entran en la cuenca adicionan Ca^{++} en la solución, lo que hace disminuir la relación: $\text{alc} / (2[\text{Ca}^{++}] + 2[\text{Mg}^{++}])$
- La transformación del vidrio volcánico en arcilla: las aguas de aporte tienen en suspensión vidrio volcánico proveniente de las formaciones volcánicas de la cuenca. Este vidrio volcánico dentro del salar se transforma en arcilla con la liberación de iones H^+ que tienen la tendencia de neutralizar los carbonatos.

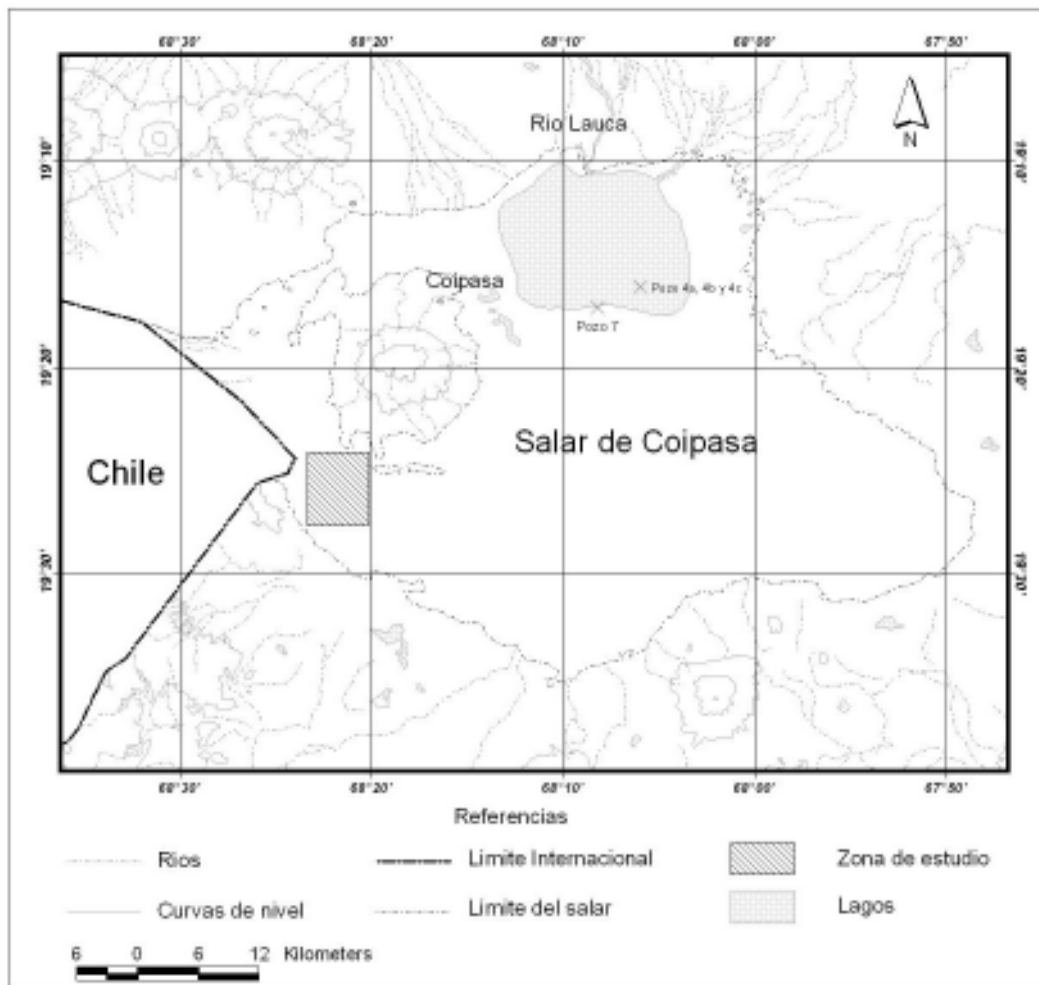


Figura 5: Localización de la región estudiada.

c) La composición de las rocas de la cuenca: si estas rocas son cristalizadas, volcánicas, sin impurezas ni mineralizaciones, ellas no proporcionarían ningún ión en cantidades apreciables a la cuenca. Entonces el anión mayor será HCO_3^- de la atmósfera, el cual conduce sin remedio hacia el polo alcalino. Si por lo contrario en la cuenca existe mineralización o rocas sedimentarias, ellas liberan sulfatos y cloruros que empujan a las salmueras hacia una salinidad neutra, como es el caso de Coipasa.

5.- El Salar de Coipasa

El Salar de Coipasa a diferencia del Salar de Uyuni, tiene en su parte Norte, en la desembocadura del río Lauca, un lago permanente que juega un rol importante en la geoquímica del salar.

Así mismo dentro el salar existe una isla (volcán Pucarani) que ocupa la parte NW del salar, sobre la cual se encuentra el pueblo civil de Coipasa (figura 5).

Los principales tributarios del salar aparte del Río Lauca son el Río Sabaya al Norte, el Río Laca Jahuirá al Este y el Río Moscoma al Sud.

5.1.- Geoquímica del salar

Las salmueras de Coipasa según la clasificación de Eugster & Hardie (1978) son de tipo Na-Cl-(SO_4), la presencia entre paréntesis de SO_4 significa que los sulfatos son un menor constituyente del salar.

Risacher (1992) describe 2.5 m de espesor de costra de sal constituida por halita en su parte superior y por mirabilita ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) en la parte inferior. En las 38 perforaciones realizadas por el proyecto Coipasa se encontró solamente 10 a 60 cm de costra de halita. En la parte inferior, entre 1 a 1.5 m el salar está generalmente constituido por sedimentos lacustres, estos sedimentos están compuestos de arcillas más o menos arenosas y alternancias de arenas. Dichos sedimentos pueden o no contener cristales de mirabilita en diferentes proporciones. A 1.8 m de profundidad en el pozo 7 y a 1.3 m en los pozos 4a, 4b y 4c (figura 5), las perforaciones alcanzaron cristales de mirabilita; este mismo manto tiene un metro de espesor en el pozo 4c. En todos los pozos realizados para muestrear la salmuera superficial la costra de halita no excede de los 80 cm; bajo la costra se encuentra una capa de arcilla lodosa negra (Lebrun, et al. 2002).

El contenido de Mg, K y Li en el salar proviene del lavado de las rocas presentes en la cuenca, ellos son transportados por los ríos tributarios hacia el salar; dichos elementos no son precipitados como parte constituyente de ningún mineral evaporítico. Si comparamos con el Salar de Uyuni, los ríos tributarios juegan otro papel en la geoquímica del salar, en Coipasa, el lago permanente opera como un concentrador durante la estación de estío, pero con mayor eficacia que los sedimentos deltaicos del salar de Uyuni (Hardie & Eugster, 1970).

En la época de lluvia, el agua concentrada del lago inunda toda la costra de sal y los iones son dispersados en todas partes por difusión. En el Salar de Coipasa los ríos tributarios tienen el papel de homogenizar las salmueras cuando la costra está completamente inundada. Esta hipótesis explica mejor el enriquecimiento que existe en salmueras en la parte SE del salar y su empobrecimiento en la parte Oeste (zona sin grandes aportes de agua).

Lebrun et al. (2002) pone de manifiesto una elevada diferencia de la relación Mg/Li en el Salar de Coipasa con respecto al Salar de Uyuni. Esta diferencia tiene su origen en la composición y proporción de las rocas que se encuentran dentro la cuenca.

El Li, Mg y B esencialmente provienen de las rocas volcánicas; por otro lado el Mg y K son abundantes en otro tipo de rocas. Si la proporción de rocas volcánicas o su composición es diferente de una cuenca a otra, esto inducirá en la diferencia de la relación Mg/Li en el agua de la cuenca. El relativo enriquecimiento de sulfatos en las salmueras de Coipasa está directamente relacionado a las concentraciones de sus tributarios. El Río Lauca tiene una mayor concentración de sulfatos en comparación al Río Grande. El origen de este enriquecimiento de dichos sulfatos es difícil a verificar, estos pueden estar relacionados al viento, el cual transporta los sulfuros de la actividad volcánica de la zona y luego los deposita en el drenaje de la cuenca (Risacher & Fritz, 1991). Otra posible explicación, es la presencia de sulfuros en la cuenca, como fue descrito en el salar de Hamburgo en Chile (Alpers & Whitemore, 1990).

Subsystema	Banda No.	Rango Espectral (um)	Resolución Espacial (m)	Nivel de Cuantificación	Tamaño de la imagen (km)
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits	60
	2	0.63-0.69			
	3N	0.78-0.86			
	3B	0.78-0.86			
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits	60
	5	2.145-2.185			
	6	2.185-2.225			
	7	2.235-2.285			
	8	2.295-2.430			
TIR	9	2.360-2.430	90	16 bits	60
	10	8.125-8.475			
	11	8.475-8.825			
	12	8.925-9.275			
	13	10.25-10.95			
	14	10.95-11.65			

Tabla 1: Información espectral y espacial del captor de ASTER.

6.- Datos

El trabajo esta particularmente basado en las imágenes del captor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) que es uno de los cinco sensores embarcados sobre el satélite EOS-AM1 y denominado después TERRA plataforma, puesto en órbita en 1998 y que reemplaza al satélite EOS de la NASA.

Su órbita a 700 km de altura, heliosincronica, cercana a los Polos y el tiempo que pasa a nivel del Ecuador permiten minimizar los efectos perjudiciales causados por las nubes. El satélite tiene una frecuencia de repetición de 16 días, es decir que después de 16 días toma una imagen de la misma región.

El captor ASTER fue construido por el Ministry of International Trade and Industry (MITI) del Japón y esta compuesto de tres subsistemas:

El primer subsistema VNIR (Visible and Near Infrared) cubre la región visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético. El subsistema es un escáner tipo “pushbroom” formado de dos telescopios uno a nadir que tiene tres bandas y otro localizado en la parte posterior con una simple banda; este canal es utilizado para las observaciones estereoscópicas. Los detectores CCD son lineales construidos en Si, cada captor posee 5000 detectores, los detalles de la resolución espectral y espacial del subsistema son mostrados en la tabla 1.

En segundo subsistema SWIR (Shortwave Infrared), con sus 6 bandas cubre el infrarrojo cercano y medio, los detectores son también de tipo “pushbroom” y opera con un simple telescopio que apunta a nadir, los datos son adquiridos por un espejo. Los detectores CCD son lineales y construidos en PtSi, cada banda espectral posee 2048 detectores. En la tabla 1 se observa la resolución espectral y espacial del subsistema.

El tercer subsistema TIR (Thermal Infrared) con sus 5 bandas mensura la parte termal del infrarrojo; es un escáner mecánico compuesto de un simple telescopio a posición fija observando a nadir y de un escáner con un espejo localizado en la parte posterior. Cada banda utiliza 10 detectores PC construidos en HgCdTe, para preservar la dinámica de la imagen ella es codificada en 16 bits. La información espacial y espectral se puede observar en la tabla 1.

Los datos que adquiere el satélite tienen una amplia cobertura espectral y una resolución relativamente elevada, lo que permite discriminar una serie de materiales sobre la superficie (Yamaguchi et al. 1998).

En este trabajo utilizamos una imagen adquirida el 19/03/2001 a 7 h 07 m 15 s (hora universal), el nivel de corrección es 1B y es una de las cuatro imágenes que cubre enteramente el salar.

En este trabajo solo se toma en cuenta las imágenes de los subsistemas VNIR y SWIR, no se considera el subsistema TIR ya que las mensuras dentro este subsistema y según la ley de Boltzmann toman en cuenta tres propiedades físicas del material (absorción, reflexión y temperatura), por lo contrario los otros dos subsistemas solamente miden uno (reflexión).

Con el fin de realizar un ensayo del método presentado en este artículo, todo el trabajo es realizado sobre un subconjunto de la imagen, el cual cubre un área aproximada de 40 km². La localización del subconjunto con respecto al salar puede observarse en la figura 5. La zona fue elegida por la variedad mineralógica que se observa en superficie; en el punto H4 ; V-5 (19° 25.347' latitud sur y 68° 20.613' longitud W) el proyecto Coipasa aparte de la halita encuentra también cristales de yeso.

7.- Método

7.1.- Pretratamiento de las Imágenes

Sobre las imágenes brutas existen varios errores técnicos puestos en evidencia después que el satélite se encontraba en órbita (errores de paralaje y crosstalk), con este objetivo se tuvo que crear todo un procedimiento para la calibración de las mismas. Primeramente se corrigió el error de crosstalk de la imagen; este problema es creado por el pésimo aislamiento de algunos componentes electrónicos los cuales reflejan la luz de sol hacia los captores y generan fantasmas en las imágenes (Iwasaki, et al., 2002). Este problema es observado en las bandas 4 y 9 del subsistema SWIR. El método de corrección empleado en este trabajo fue desarrollado por los mismos autores.

El error de paralaje se encuentra sobre todas las bandas del subsistema SWIR y es generado por la gran distancia que existe entre captores, el error es de 0.5 píxeles para cada 900 m de elevación (Fujisada, 1998). Este problema fue corregido mediante la ortorectificación de todas las imágenes, para ortorectificar las imágenes se utilizó un modelo digital del terreno construido en base a la información adquirida por el mismo satélite

7.2.- Corrección Atmosférica

Con el fin de eliminar el efecto atmosférico que se encuentra en la imagen se utilizó el método IARR (Internal Average Relative Reflectance), este método calcula el espectro medio de toda la imagen y luego divide este espectro por cada uno de los píxeles de la imagen. De esta manera la imagen de radiancia es transformada en información de relativa reflectancia.

Este método genera artefactos en las zonas de fuerte absorción y puede llevar después a falsas interpretaciones de la imagen (Van der Meer, de Jong & Bakker, 2001).

La zona estudiada presenta una gran uniformidad espectral y mineralógica, nosotros pensamos que no existe una creación de artefactos. El método puede ser utilizado en regiones donde no existe información meteorológica, como es el caso de Coipasa. Los modelos más complejos proporcionan mejores resultados pero desgraciadamente requieren de mayor información; debemos mencionar también que la información espectroscópica adquirida sobre el terreno puede servir para eliminar el efecto atmosférico.

7.3.- Desmezcla Espectral

La desmezcla espectral es el método por el cual un espectro mensurado de un píxel es descompuesto en una colección de espectros constituyentes llamados “endmembers” y un conjunto de las fracciones correspondientes denominada “abundancia”; este último parámetro indica la proporción de cada endmember presente en un píxel (Keshva & Mustard 2002). El método se puede subdividir en tres etapas, las cuales son enteramente independientes la una de la otra:

7.3.1.- Determinación de los valores extremos

Un endmember puede traducirse literalmente como un valor extremo y técnicamente se traduce como un píxel puro, es decir un píxel que contenga solamente un material. Generalmente dicho píxel corresponde a un objeto macroscópico y/o microscópico presente en la escena, como por ejemplo el agua, suelo, vegetación, etc. El término también engloba la utilización de información espectral proveniente de librerías espectrales obtenidas en condiciones de laboratorio.

En la literatura existen muchos métodos para extraer los píxeles más puros de una imagen, en este trabajo se utiliza un método basado en la información espectral. Boardman et al., (1995) sugiere la técnica PPI (Píxel Purity Index), la cual se basa en las propiedades geométricas de un conjunto convexo y considera a cada píxel como un vector en un espacio a n-dimensiones (n-D). El algoritmo no es aplicado a la imagen original sino a la imagen resultante de una reducción dimensional de datos basada en el método MNF (Minimum Noise Fraction) desarrollada por Green, et al., (1988). El algoritmo comienza con la generación de un vector aleatorio a n-D (denominado skewer), en el cual todos los píxeles de la imagen son proyectados, los píxeles que aparecen en la parte extrema del skewers son marcados y luego contados, este procedimiento es generalizado a un gran número de skewer generados de igual manera. Al final de este proceso se obtiene una imagen con los píxeles más contados, es decir los píxeles que fueron contados más de 1000 veces son retenidos como posibles endmembers. Los candidatos a ser considerados como verdaderos endmembers son seleccionados en base de una comparación con una librería espectral y explorando su posición en el espacio n-D.

Esta selección supervisada requiere un gran conocimiento de las técnicas de teledetección y espectroscopia mineral. El mayor defecto de este método es la pobre interactividad y los resultados no pueden ser empleados para analizar un gran número de imágenes. Muchos autores consideran que la naturaleza aleatoria de los skewers es otra gran limitación del algoritmo (Plaza, et al., 2002). Todo el procedimiento seguido para la obtención de los valores extremos se puede observar en la figura 6.

7.3.2.- Modelo de la Desmezcla

En la naturaleza existen cuatro tipos de mezcla espectral (Van der Meer, 2001):

- Las mezclas de superficie, en las cuales los componentes dispersos y los objetos que están dentro del campo de vista del captor pueden ser separados ópticamente, este tipo de mezclas pueden ser consideradas como lineales.
- Las mezclas íntimas, se producen cuando los materiales están en contacto con la superficie de dispersión, por ejemplo los granos de mineral en los suelos o dentro de las rocas. En función de las propiedades ópticas de cada uno de los componentes, el resultado de la señal es una combinación no lineal de los espectros.
- Coatings, este tipo de mezcla ocurre cuando el material en estudio está enterrado por otros materiales en forma de estratificación, en este caso la dispersión y la transmisión varían en función del espesor del material y la longitud de onda. En este tipo de desmezcla las propiedades espectrales de los materiales son consideradas como no lineales.

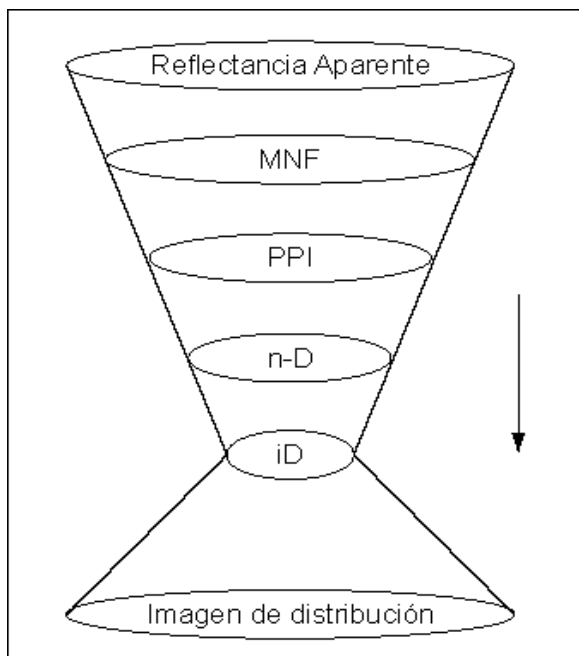


Figura 6: Procedimiento seguido para la extracción de los endmembers y la abundancia de la imagen.

d) La mezcla molecular, acaece a nivel atómico, por ejemplo dentro de dos líquidos o entre líquido y sólido, en este caso la mezcla es también considerada como no lineal.

El tipo y la naturaleza de las mezclas son cruciales para el conocimiento de la señal y como se puede deducir del párrafo anterior la mayor parte de las mixturas existentes en la naturaleza son no lineales, lamentablemente los algoritmos que analizan este tipo de mezclas están en un estado embrionario. Van der Meer (2001) considera que si la escala de la mezcla es microscópica y que si los fotones actúan sobre un material en vez de actuar sobre muchos materiales, entonces la mezcla puede ser considerada como lineal.

Las fuentes que contribuyen a las mezclas lineales son:

a) Los sistemas de imágenes ópticas que integran la reflexión de la luz sobre cada píxel.

b) Todos los materiales presentes dentro el campo de visión del captor contribuyen a la reflexión de cada uno de los píxeles.

c) La variación de la luz en función de la topografía da como resultado la atenuación de las señales.

Considerando lo anteriormente enunciado una combinación lineal de píxeles puros buscara a descomponer la mezcla de espectros de reflectancia presentes en cada píxel R_i en fracciones f_i de sus endmembers Re_{ij} y puede ser escrito como:

$$R_i = \sum_{j=1}^n f_j Re_{ij} + \varepsilon_i$$

este proceso puede existir bajo las siguientes condiciones:

$$\sum_{j=1}^n f_j = 1 \text{ y } 0 \leq f_i \leq 1$$

donde R_i es la reflectancia de la mezcla espectral de cada píxel en la banda i , f_i es la fracción de cada píxel puro j calculado banda por banda, Re_{ij} es la reflectancia del endmember j en el canal i , i es el numero de banda, j es cada uno de los n endmembers de la imagen, ε_i es el error residual o la diferencia entre la mensura y el modelo DN (Digital Number) en la banda i . La única solución para resolver esta ecuación es minimizar el error residual mediante la técnica de mínimos cuadrados. Este error debería ser en teoría igual al ruido del instrumento, en el caso de que solamente un endmember este presente en la imagen (Van der Meer, de Jong & Bakker, 2001).

7.3.3.- Error de la Dezmexcla

El error residual para cada píxel de la imagen y sobre todas las bandas puede ser dado por el error cuadrático medio o RMS (Root Mean Square), representado sobre la forma de una imagen, el cual es calculado de la diferencia entre el modelo (R_{jk}) y la mensura (R_{jk}') y puede ser escrito como:

Clase	Mineral	Formula Química	Picos de Absorcion (µm)
Cloruros	Halita	NaCl	1.93
Sulfatos	Anhidrita	CaSO ₄	1.48, 1.8, 1.9, 1.3
	Basanita	CaSO ₄ ·1/2H ₂ O	1.46, 1.94, 2.42
	Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	0.99, 1.19, 1.48, 1.74, 1.96
	Tenardita	Na ₂ SO ₄	1.43, 1.91
	Mirabilita	Na ₂ SO ₄ ·10H ₂ O	0.99, 1.22, 1.44, 1.94, 2.47
Carbonatos	Calcita	CaCO ₃	1.8, 2.1, 2.33
	Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	2.34
Boratos	Ulexita	NaCaB ₅ O ₉ ·8H ₂ O	0.99, 1.46, 1.96, 2.23

Tabla 2: Características de absorción de los principales minerales evaporíticos.

$$RMS = \sum_{k=1}^m \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (R_{jk} - R_{jk}')^2 / n}{m}}$$

donde: n es el número de bandas espectrales y m es el numero de píxeles dentro la imagen (Van der Meer, de Jong & Bakker, 2001).

8.- Discusión y resultados

8.1.- Análisis Espectral

Antes de comenzar con el análisis de la imagen es necesario comprender las propiedades espectrales de los minerales a analizar. En la literatura existen numerosos trabajos que utilizan la espectrometría para analizar minerales evaporíticos. Tal es el caso de Crowley (1991) y Drake (1995), Crowley (1996) que trabajan entre 0.4 a 2.5 µm y Crowley y Hook (1996) que trabajan por encima de 2.5 µm del espectro electromagnético.

Tomando en cuenta la descripción realizada en el párrafo geoquímica del Salar de Coipasa, los minerales que podemos encontrar en esta cuenca son resumidos en la tabla 2.

La mayoría de estos minerales presenta espectros de absorción entre 1 a 2.5 µm, esta absorción se presenta bajo dos procesos distintos: la transición electrónica que toma en cuenta la valencia del elemento (electrón en el ultimo nivel orbital) y la vibración molecular (energía interatómica) que implica las ligazones moleculares (Crowley, 1991). La mayor parte de las características espectrales observadas en los minerales evaporíticos tienen un origen vibratorio y son atribuidos generalmente a la forma de vibración interna de ciertos minerales, como es el caso de los boratos, carbonatos y de los aniones hidroxilos (Crowley, 1991).

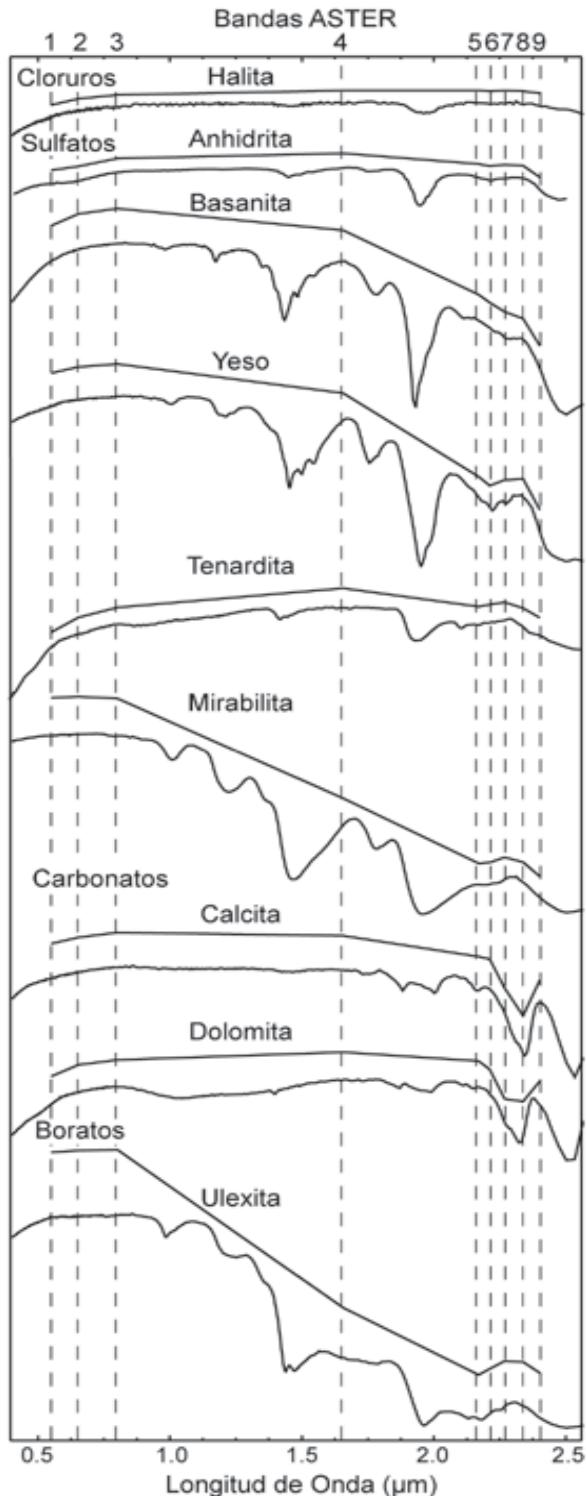


Figura 7: Espectros provenientes de la librería espectral de la USGS comparados con los espectros remuestreados en función de las bandas del captor ASTER.

Algunos de los minerales evaporíticos presentes en la tabla 2 son hidratados, por lo que es probable que las propiedades de absorción están causadas por las moléculas de agua, que son un componente esencial de la estructura de estos minerales. La longitud de las bandas de absorción de dichos minerales según algunos autores está íntimamente ligada a las O-H de las moléculas de agua que constituyen estos minerales (Hunt et al., 1971). En las formas anhidras de estos minerales la absorción es debido a la presencia de inclusiones fluidas y/o la presencia de agua adsorbida (Drake, 1995).

Para el análisis de los espectros presentes en la imagen se utilizó la librería espectral del USGS (<http://speclab.cr.usgs.gov>), esta librería construida en laboratorio tiene una frecuencia de muestreo de ± 10 nm, en los cuales se puede observar en detalle los diferentes picos de absorción (tabla 2) de los minerales evaporíticos. Esta librería fue remuestreada siguiendo un modelo gaussiano de respuesta espectral y de esta manera obtener las características espectrales del captor ASTER.

Debemos mencionar también que no todos los minerales evaporíticos están presentes en las librerías espectrales, en dichas librerías solamente se encuentran los principales minerales evaporíticos, los más raros y los que determinan en muchos casos el tipo de cuenca no están presentes.

En la figura 7 se puede observar los espectros de los diferentes minerales evaporíticos susceptibles a estar presentes en el Salar de Coipasa como también la posición de las diferentes bandas del captor ASTER. De la figura podemos deducir lo siguiente:

La halita no presenta picos de absorción, el espectro remuestreado es casi plano. Que volverá a la desmezcla de la halita muy difícil a realizar, sin embargo se puede pensar que ella está presente en todo el salar en una mezcla íntima con el yeso y o la mirabilita.

Los espectros de los sulfatos como es el caso de la anhidrita, basanita y yeso tienen igual similitud, la única diferencia es la profundidad del pico de absorción (más pronunciado para el yeso). Esta sutil diferencia puede ser utilizada en un análisis espectral.

La mirabilita y tenardita presentan diferentes firmas espectrales, sin embargo el pico de absorción de ambos minerales se encuentra en la misma región espectral. Estos minerales no fueron descritos en la superficie del salar y a este remarque debemos agregar que la tenardita cristaliza cuando la mirabilita comienza a deshidratarse. De todas maneras en el análisis ambos minerales son tomados en cuenta.

Los carbonatos como la calcita y la dolomita presentan picos de absorción sobre las bandas 7 y 8, las cuales se deben esencialmente a la forma de vibración de los aniones carbonatos. Lamentablemente en el salar no fueron descritos dichas facies minerales, según la hipótesis sustentada por



Figura 8: Comparación de la imagen ASTER (3/2/1, RVB), con la imagen resultante de la transformación MNF (primeros tres componentes). En esta última imagen se puede observar las diferentes poblaciones de minerales presentes en la zona.

Lebrun, et al (2002) dichas facies cristalizan en los ríos tributarios del salar y que dichos minerales pueden ser recubiertos por yeso o halita.

Por último la ulexita presenta un pico de absorción en la banda 5, para que este mineral se forme tiene que existir un aporte de boro en la cuenca (generalmente una fuente hidrotermal). Este mineral no fue descrito en la superficie del salar, las únicas ocurrencias que existen en la zona se encuentran al Sud - Oeste del salar en la zona de Hizo.

Si comparamos nuestra deducción a la información de la tabla 2, podemos observar que muchos de los picos de absorción característicos de estos minerales están en la zona de absorción del agua lo que imposibilita ser detectados con el captor ASTER.

8.2.- Valores extremos

Siguiendo todo el proceso descrito en el párrafo 7.3.1, un primer parámetro de cuantificación es la imagen MNF en falso color. Esta imagen representa más del 80% de la información contenida en toda la imagen. En esta escena podemos observar también las diferentes poblaciones que existen en la zona.

Una comparación de la imagen MNF con la imagen ASTER (bandas 3/2/1 en RVB), puede verse en la figura 8.

Después del análisis PPI fueron retenidas solamente 3 endmembers que tienen algunas características espectrales similares a los minerales de la librería espectral de la USGS.

La figura 9 nos muestra los diferentes endmembers encontrados en la imagen, los nombres en la figura son el resultado de la comparación con la librería espectral teórica. La variación entre la forma del espectro del yeso-1 y yeso-2, puede tener su origen en muchos factores físicos y químicos, como el contenido de agua, tamaño de las partículas, cambios en la composición química del mineral evaporítico, etc. Como el sensor capta la información a más de 700 km de altitud, estos parámetros son difíciles de mensurar, por lo que preferimos utilizar los dos espectros de referencia en el análisis de la imagen. Una verificación de terreno confirmara o negara la existencia de dichas poblaciones.

8.3.- Desmezcla Espectral

En la figura 10 se puede observar los resultados de la desmezcla espectral como los errores proporcionados por el método. El paso siguiente es la verificación de terreno, como este es un trabajo preliminar por el momento no existe un trabajo de verificación.

De todas maneras en los resultados se puede observar la proporción de cada mineral en la imagen y claramente se pueden diferenciar tres zonas:

El yeso-1 tiene dos poblaciones, una al Este y otra al Oeste de la imagen, la población del este coincide con las descripciones del proyecto Coipasa (Lebrun, 1997).

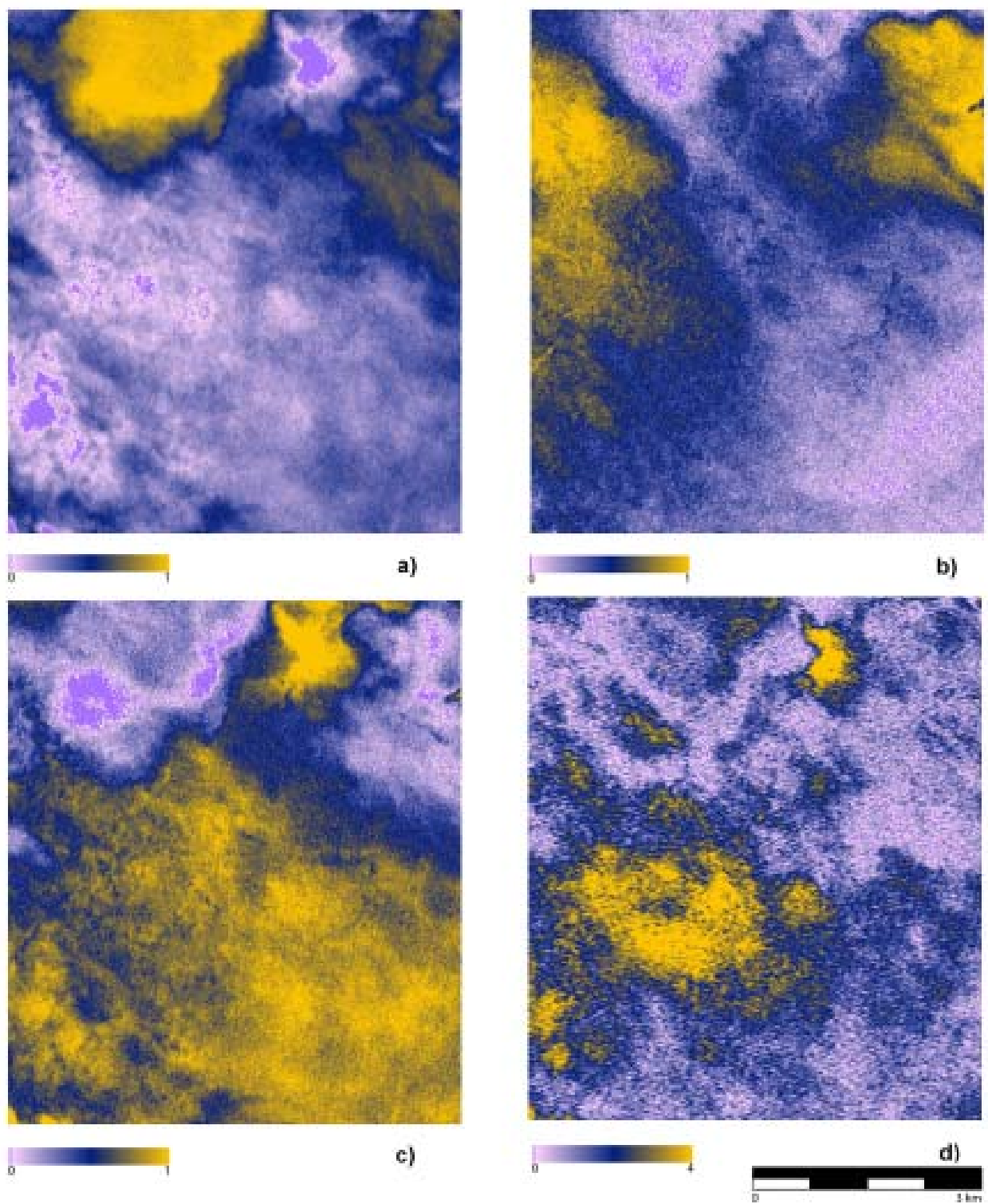


Figura 10: Imágenes resultantes de la desmezcla espectral. a) Distribución de la abundancia de mirabilita, b) yeso-1, c) yeso-2 y d) error del método.

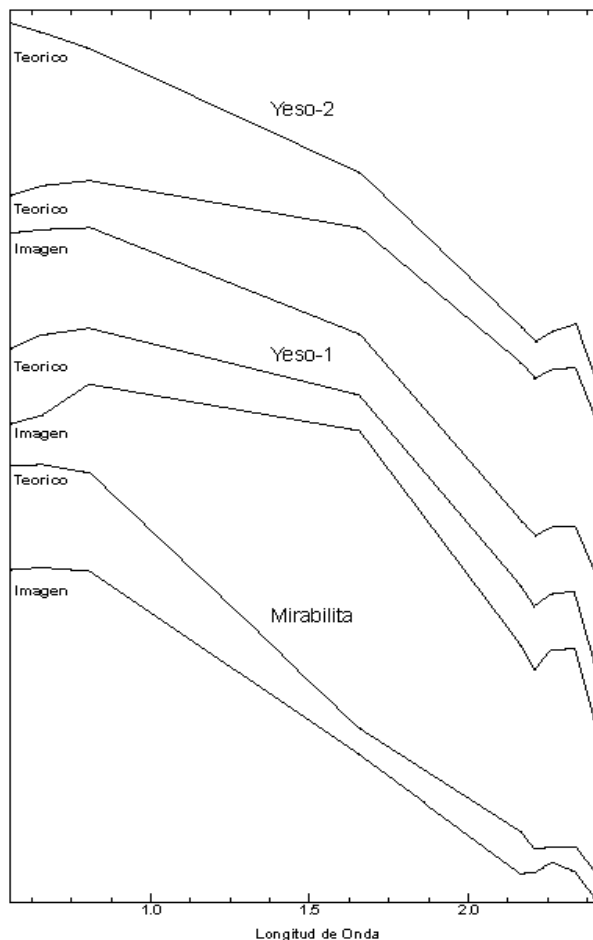


Figura 9: Espectros de los endmembers resultantes del análisis, comparados con espectros de laboratorio (USGS) remuestreados en función de los canales de ASTER.

La zona de la miribilita se encuentra en la parte Norte de la imagen y en una población menos intensa en la parte Este de la imagen. Este mineral en su forma cristalina fue encontrado en profundidad por el proyecto Coipasa y la ocurrencia de dicha población necesita ser verificada sobre terreno.

Cabe recalcar que la mayor parte de las descripciones superficiales fueron realizadas con una lupa de geólogo y diferenciar un agregado amorfo de mirabilita de un agregado amorfo de halita es un trabajo muy difícil de efectuar.

La tercera zona a la que denominamos yeso-2 se encuentra entre las dos zonas anteriormente descritas.

El error del método se encuentra al Sud Oeste de la imagen, esta zona no tiene ninguna relación con las dos primeras zonas.

9.- Conclusiones

Como dijimos en la introducción de este trabajo y lo volvemos a recalcar en este acápite, el motivo del presente trabajo es mostrar a la comunidad científica boliviana la existencia de otros métodos capaces de diferenciar minerales a un bajo costo y con una precisión aceptable. El captor ASTER con la información espectral que mensura es capaz de diferenciar los minerales secundarios presentes en Coipasa.

El advenimiento de la tecnología hiperespectral embarcada sobre los satélites, como ya es el caso de Hyperion, facilitará este trabajo y en un futuro muy cercano las cartas “geoquímicas” obtenidas a partir de los satélites serán muy comunes y de nuestra adaptación a este nuevo tipo de técnicas dependerá en cierta medida el futuro de la comunidad científica nacional.

10.- Agradecimientos

Los autores agradecen a las personas que participaron en el proyecto Coipasa: Sophie Fis, André Lannoye, Charles-Etienne Housse, Pierre Francus, Guy Wansard y Pedro Pacosillo.

11.- Referencias

- Alpers, N. C. Whittemore, D. O. 1990. Hydrogeochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, Northern, Chile. *Applied Geochemistry*, 5: 719-734.
- Ballivián, O. & Risacher, F. 1981. Los salares del Altiplano Boliviano. *Métodos de estudio y estimación económica*. UMSA – ORSTOM, 241p.
- Boardman, J. W. Kruse, F.A. & Green, R. O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In *Summaries of 5th JPL Airborne Earth Science Workshop*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. Publication 95-1: 23-26.
- Bryant, R. G. 1996. Validated linear mixture modelling of Landsat TM data for mapping evaporite minerals on a playa surface: methods and applications. *International Journal of Remote Sensing*, 17 (2): 315-330.
- Bryant, R. G. 2003. Monitoring playa systems using remote sensing: methods and applications. *AridLands*. 51. (accessible via: <http://ag.arizona.edu/OALS/ALN/aln51>).
- Camargo, R. A. Ponzoni, F. J. Zullo, Jr. J. Queiroz, G. & Arnaud, Y. 2003. Characterization of the Salar de Uyuni for in-orbit satellite calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (6): 1461-1468.
- Chapman, J. E. Rothery, D. A. Francis, P. W. & Pontual, A. 1989. Remote Sensing of evaporite mineral zonation in salt flats (salars). *International Journal of Remote Sensing*, 10 (1): 245-255.

- Crowley, J. K. 1991. Visible and near-infrared (0.4–2.5 μm) reflectance spectra of playa evaporite minerals. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B10): 16231-16240.
- Crowley, J. K. 1993. Mapping playa evaporite minerals with AVIRIS data: a first report from Death Valley, California. *Remote Sensing of Environment*, 44: 337-356.
- Crowley, J.K. 1996. Mg- and K-Bearing borates and associated evaporites at Eagle Borax Spring, Death Valley, California: a spectroscopic exploration. *Economic Geology*, 91: 622-635.
- Crowley, J. K. & Clark, R. N. 1992. AVIRIS study of Death Valley evaporite deposits using least-squares band-fitting methods. In: *Summaries of the 3th Annual JPL Airborne Geoscience Workshop*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. JPL Publication 92-14, 1: 29-31.
- Crowley, J. K. & Hook, S. J. 1996. Mapping playa evaporite minerals and associated sediments in Death Valley, California, with multispectral thermal infrared images. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B1): 643-660.
- Crowley, J. K. & Mars, J. C. 2000. Mapping evaporite minerals in the Death Valley salt pan using MODIS/ASTER airborne simulator (MASTER) data. *Fourteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, Las Vegas, Nevada, USA: 344-345.
- Drake, N. A. 1995. Reflectance spectra of evaporite minerals (400 – 2500 nm): applications for remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 16 (14): 2555-2571.
- Ericksen, G. E. Vine, J. D. & Ballon, R. 1978. Chemical composition and distribution of lithium-rich brines in salar de Uyuni and nearby salars in Southwestern Bolivia. *Energy*, 3: 355-363.
- Eugster, H. & Hardie, L. 1978. Saline Lakes. In *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. A. Lehnman ed. Springer-Verlag, 237-293.
- Fis, S. 1996. Contribution de la prospection géophysique à l'étude du Salar de Coipasa (Oruro, Bolivie). Travail de fin d'études d'Ingénieur Civil Géologue, Université de Liège, Belgique, 151p.
- Fornari, M. Risacher, F. & Féraud, G. 2001. Dating of paleolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 269-282.
- Fujisada, H. 1996. ASTER Level-1 data processing algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36 (4): 1101-1112.
- Green, A. A. Berman, M. Switzer, M. & Craig, M. D. 1988. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26 (31): 65-74.
- Gutierrez, J. 1997. Aplicación del G.P.S. y la gravimetría para un estudio preliminar del paleo-relieve interno del Salar de Coipasa. Tesis de Grado Carrera de Ingeniería Geológica FNI – UTO.
- Hardie, L. & Eugster, H. 1970. The evolutions of closed-basin brines. *Mineral Society American Special Paper*, 3: 273-290.
- Houssa, C.-E. 1998. Analyse mineralogique des ressources du Salar de Coipasa, Bolivie. Travail de fin d'études d'Ingénieur Civil Géologue, Université de Liège, Belgique, 130p.
- Hunt, G.R. Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, IV, Sulfides and Sulfates. *Modern Geology*, 3: 1-14.
- Iwasaki, A. Fujisada, H. Asao, H. Shindou, O. & Akagi, S. 2002. Enhancement of spectral separation Performance for ASTER/SWIR, Infrared Spaceborne Remote Sensing. IX, *Proceedings SPIE Vol: 4486, Paper-No, 4486-06*: 42-50.
- Keshave, N. & Mustard, J. F. 2002. Spectral unmixing. *IEEE Signal Processing Magazine*, 19: 44-57.
- Lebrun, V. 1997. Etude géochimique du Salar de Coipasa, Bolivie. Travail de fin d'études d'Ingénieur Civil Géologue, Université de Liège, Belgique, 140p.
- Lebrun, V. Pacosillo, P. Gutierrez, J. Cáceres, F. Pool, E. & Pirard, E. 2002. Geochemistry of bitter brines in the Salar de Coipasa (Bolivia). *Aardkundige Mededelingen*, 12: 21-24.
- Rettig, S. L. Davis, J.R. Smith, R. L. Smith, K. A. & Ericksen, G. E. 1979. Bolivia. U.S. Geological Survey Professional Paper, 321 p.
- Risacher, F. 1992. Géochimie des lacs sales et croûtes de sel de l'Altiplano bolivien. *Sciences Géologiques Bulletin*, 45 (3-4): 219p.
- Risacher, F. & Fritz, B. 1991. Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, 90: 211-231.
- Risacher, F. & Fritz, B. 1992. Mise en évidence d'une phase climatique holocène extrêmement aride dans l'Altiplano Central par la présence de la polyhalite dans le Salar de Uyuni (Bolivie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314 (t. II) : 1371-1377.
- Pacosillo, P. 1998 Estudio preliminar de la cuenca evaporítica del Salar de Coipasa, en base al muestreo de ríos, fuentes y salmueras. Tesis de Grado Carrera de Ingeniería Geológica FNI – UTO.
- Plaza, A. Martinez, P. Perez, R. M. & Plaza, J. 2002. Spatial/spectral endmember extraction by multidimensional morphological operations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40 (9): 2025-2041.
- Pool, E. 1995. Etude préliminaire du Salar de Coipasa (Oruro-Bolivia) sur base des données géologiques, géochimiques et minéralogiques. Mémoire de Maîtrise en Géologie des Terrains Superficiels, Université de Liège, Belgique, 136p.
- Sabins, F. F. 1997. Remote sensing, principles and interpretation. W. H. Freeman & Company, New York, 3rd. Ed.
- Sabins, F. F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157-183.

USGS – Geobol. 1992. Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia. U.S. 195 - 209 Geological Survey Bulletin, 1975:

Sabins F. F. & Miller, R. M. 1994. Resource assessment – Salar de Uyuni and vicinity. Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Vol. I: I92-I103.

Servant, M. & Fontes, J. C. 1978. Les lacs quaternaires des plateaux des Andes boliviennes premières interprétations paléoclimatiques. Cahiers ORSTOM, Série Géologie, 10 (1): 9-23.

Sylvestre, F. Servant-Vildary, S. Servant. M. 1998. Le dernier maximum glaciaire (21 000-17000 14C ans B. P.) dans les Andes tropicales de Bolivie d'après l'étude des diatomées. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 327 : 611-618.

Sylvestre, F. Servant, M. Servant-Vildary, S. Causse, C. Fournier, M. & Ybert, J.-P. 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during late-glacial time and the Early Holocene. Quaternary Research, 51 (1): 54-66.

Van der Meer, F. 2001. Basic physics of spectrometry. In Imaging spectrometry: basic principles and prospective applications. F. Van der Meer & S. de Jong, ed. Kluwer Academic Publishers, 3-16.

Van der Meer, F. de Jong, S. & Bakker, W. 2001. Imaging spectrometry: basic analytic techniques. In Imaging spectrometry: basic principles and prospective applications. F. Van der Meer & S. de Jong, ed. Kluwer Academic Publishers, 16-61.

White, K. & Drake, N. 1993. Mapping the distribution and abundance of gypsum in South-Central Tunisia from Landsat Thematic Mapper data. Zeitschrift fur Geomorphologie, 37 (3): 309-325.

Yamaguchi, Y. Kawkami, T. Kahle, A. B. Pniel, M. & Tsu, H. 1998. ASTER mission planning and operations concept. SpaceOps, International Symposium on Technical Interchange for Space Mission Operations and Ground Data Systems: 8p.