

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
UBICADA AL NOROESTE DEL ESTADO AMAZONAS
(PUEBLO AGUA LINDA) MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE
SENSORES REMOTOS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Bachilleres:
Colina R. Alexis J.
Reyes S. Kristal de J.
Para optar por el Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas 2009

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
UBICADA AL NOROESTE DEL ESTADO AMAZONAS
(PUEBLO AGUA LINDA) MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE
SENSORES REMOTOS**

Tutor Académico: Prof. Paúl Romero

Cotutor Académico: Prof. Mauricio Hernández

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los bachilleres:
Colina R. Alexis J.
Reyes S. Kristal de J.
Para optar por el Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas 2009

Caracas 11 de Mayo de 2009

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los bachilleres Kristal de J. Reyes S. y Alexis J, Colina R.

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
UBICADA AL NORESTE DEL ESTADO AMAZONAS (PUEBLO
AGUA LINDA) MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE SENSORES
REMOTOS**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Orlando Cabrera
Jurado

Prof. Paúl Romero
Tutor Académico

Prof. Mauricio Hernández
Cotutor Académico

DEDICATORIA

*Este trabajo fue comenzado gracias al impulso
que nos da las ganas de triunfar y salir adelante,
y que llevamos dentro de nosotros mismos.*

Esperamos que nos superes en todo Lilian Camila Augusta

AGRADECIMIENTOS

A nuestra casa de estudios, la Universidad Central de Venezuela por habernos acogido durante 5 años en los cuales nos facilito gratuitamente cada día todas las herramientas necesarias para el éxito (instalaciones, laboratorios, profesores, libros, comida, etc.), así como a nuestra Escuela de Geología a la que tanto le debemos y donde nos formamos como profesionales.

Agradecemos al profesor Mauricio Hernández por apoyarnos desde un comienzo en lo referente al tema de la tesis y ante cualquier duda que se nos presento en el camino, al profesor Paúl Romero por ser nuestro tutor y aconsejarnos en todo momento, a Enzo Carballo quien fue nuestro preparador de Campo Corto, por aclarar todas nuestras inquietudes con el uso del programa ArcGis 9.1 siempre que lo necesitamos y nunca importunarse.

Agradecemos a nuestros compañeros de tesis Yramer, Andres, Yulimar, Luis y Eduardo por su solidaridad y amabilidad en el momento de compartir cualquier información necesaria, a nuestros demás compañeros y ahora colegas Oliver Alvarez, Gerler Gutiérrez, Julio Espaillat, Keylys Perez y Rafael Soriano por ofrecernos su asesoría con respecto al tema de teledetección y el uso de los programas.

A nuestras familias por apoyarnos en la decisión de estudiar en otra ciudad y darnos su colaboración económica.

Por último pero no menos importante agradecemos a nosotros mismos. Sin mi compañer@ de tesis al igual que de todas las materias que hemos cursado juntos en la escuela no hubiese logrado mi meta con tanto agrado como lo hice junto a ti.

Muchas gracias a todos...

Colina R. Alexis J. y Reyes S. Kristal de J.

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
UBICADA AL NORESTE DEL ESTADO AMAZONAS (PUEBLO AGUA
LINDA) MEDIANTE LA UTILIZACIÓN DE SENSORES REMOTOS**

**Tutor Académico: Prof. Paúl Romero, Cotutor Académico: Prof. Mauricio
Hernández. Tesis Caracas U.C.V. Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología,
Minas y Geofísica, año 2009**

El presente estudio es el resultado de la recopilación de información geológica de una zona situada en la parte noroccidental del Escudo de Guayana, estado Amazonas; cubriendo un área aproximada de 2560 km² de extensión, ubicados entre los municipios Atures y Autana. Está caracterizado geomorfológicamente por zonas montañosas separadas por valles fluviales. El área está limitada por las coordenadas (66°41' – 67°15') longitud oeste y (5°20' – 5°40') latitud norte.

Para el estudio geológico se utilizó como base la interpretación de la imagen multiespectral satelital 042-941 del LANDSAT 7, mapas topográficos 1:100.000, ortofotomapas a escala 1:50.000, mapas geológicos y estructurales escala 1:250.000 con el propósito de crear un mapa digital general del área de estudio.

La interpretación de las imágenes y los mapas se realizó sistemáticamente de acuerdo al esquema siguiente: a) unidades topográficas, b) drenaje, c) geología estructural, d) unidades espectrales.

En la mayor parte del área de estudio afloran rocas pertenecientes al Granito de Parguaza y en una pequeña parte, rocas graníticas del Granito de Santa Rosalía. Muestran evidencia de intenso fracturamiento de la roca, lo que influye directamente en la persistencia del drenaje.

Además de la interpretación geológica que las imágenes y los mapas pudieron proporcionar, también se tomó en cuenta la información multiespectral que ofrecen las imágenes del LANDSAT 7, para la realización del mapa geológico y de unidades espectrales.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
CAPITULO I	
1. Introducción.....	7
1.1 Objetivo General.....	8
1.2 Objetivos Específicos.....	8
1.3 Localización del área de estudio.....	9
1.4 Metodología.....	10
1.5 Antecedentes.....	11
CAPÍTULO II	
2 Marco Teórico	14
2.1 Depósitos de Uranio.....	14
2.1.1 Factores que intervienen en la deposición de Uranio.....	15
2.1.1.1 Factores Tectónicos.....	15
2.1.1.2 Agentes de Precipitación.....	15
2.1.1.2.1 Factores Físicos.....	15
2.1.1.2.2 Agentes Químicos.....	16
2.1.1.2.3 Procesos Bioquímicos.....	16
2.1.2 Fuentes de Uranio.....	16
2.1.2.1 Yacimientos Singenéticos.....	16
2.1.2.2 Yacimientos Epigenéticos.....	16
2.1.3 Yacimientos de Tipo Placer.....	17
2.1.4 Yacimientos de tipo Hidrotermal.....	18
2.1.5 Uranio en Venezuela.....	18
2.2 Generalidades de la Percepción Remota.....	21
2.2.1 Conceptos Generales.....	21
2.2.2 Sensores Remotos.....	23
2.2.2.1 Tipos de sensores.....	24

2.2.3 Proceso de la Percepción Remota.....	25
2.2.4 Interacción de la energía incidente con la atmosfera.....	27
2.2.5 Sistemas de percepción remota.....	28
2.2.6 Influencia de las Condiciones Climáticas en la Percepción Remota.....	29
2.2.7 Resolución de las imágenes espectrales.....	30
2.2.8 Manipulación de la imagen y Procesamiento de datos.....	32
2.2.9 Imágenes Secuenciales en el Estudio Morfodinámico.....	32
2.2.10 Operaciones Aritméticas de Bandas.....	33

CAPÍTULO III

3. Antecedentes.....	34
3.1 Geografía Física.....	34
3.1.1 Clima.....	34
3.1.2 Relieve.....	34
3.1.2.1 Tipos de Relieve.....	35
3.1.2.1.1 Altiplanicies.....	35
3.1.2.1.2 Montañas.....	35
3.1.2.1.3 Piedemonte.....	35
3.1.2.1.4 Peniplanicies.....	35
3.1.2.1.5 Plenillanuras de Alteración.....	36
3.1.2.1.6 Plenillanuras de alteración-erosión.....	36
3.1.2.1.7 Llanura de alteración.....	36
3.1.2.1.8 Llanura de erosión.....	36
3.1.2.1.9 Llanuras aluviales.....	36
3.1.2.2 Factores Modeladores del Relieve.....	37
3.1.2.2.1 Alteración Física.....	37
3.1.2.2.2 Alteración Química.....	37
3.1.2.2.3 Alteración Bioquímica.....	37
3.1.3 Superficies de Erosión.....	38
3.1.3.1 Primera Etapa.....	40
3.1.3.2 Segunda Etapa.....	41

3.1.3.3 Tercera Etapa.....	41
3.1.3.4 Cuarta Etapa.....	42
3.1.3.5 Quinta Etapa.....	42
3.2 Hidrografía.....	43
3.3 Suelos.....	44
3.3.1 Proceso de Retomado.....	44
3.3.2 Proceso de Rejuvenecimiento.....	45
3.3.3 Proceso de Empobrecimiento.....	45
3.4 Vegetación.....	47
3.4.1 Bioma Forestal.....	47
3.4.2 Arbustales.....	48
3.4.3 Sabanas y Herbazales.....	49
3.4.4 Formaciones Pioneras.....	49
3.5 Geología Regional.....	51
3.5.1 Provincias Geológicas del Escudo de Guayana.....	52
3.5.1.1 Provincia Imataca.....	52
3.5.1.2 Provincia Pastora.....	54
3.5.1.3 Provincia Cuchivero.....	57
3.5.1.4 Provincia Roraima.....	60
3.6 Geología Historica.....	61
CAPÍTULO IV	
4. Metodología.....	64
4.1 Recopilación Bibliográfica.....	64
4.2 Procesamiento de las imágenes.....	65
4.2.1 Correcciones en la Imagen Satelital.....	65
4.2.2 Elaboración del Mapa Digital.....	67
CAPÍTULO V	
5. Geomorfología de la Región de Agua Linda.....	70
5.1 Rasgos Topográficos.....	73
5.1.1 Unidades Geomorfológicas.....	74

5.1.1.1 Unidad de Montañas.....	76
5.1.1.2 Unidad de Valles Fluviales.....	77
5.2 Hidrografía.....	79
5.3 Rasgos Estructurales.....	80
5.4 Rasgos Litológicos.....	82
CAPÍTULO VI	
6. Análisis de resultados.....	86
6.1 Evolución de la morfología actual.....	86
6.2 Ubicación de anomalías de uranio.....	89
CAPÍTULO VIII	
7. Conclusiones y Recomendaciones.....	91
7.1 Conclusiones.....	91
7.2 Recomendaciones.....	93
BIBLIOGRAFÍA.....	94

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio.....	9
Figura 2: Mapas Topográficos de la zona de estudio.....	10
Figura3: Formación de los depósitos de tipo placer.....	17
Figura 4: Áreas prospectivas de uranio en Venezuela.....	20
Figura 5: Espectro electromagnético.....	21
Figura 6: Firmas Espectrales de algunos minerales de arcilla.....	22
Figura 7: Principio de Sensores Remotos Pasivos.....	24
Figura 8: Principio de Sensores Remotos Activos.....	25
Figura 9: Proceso de Percepción Remota.....	26
Figura 10: Factores que afectan la radiación.....	27
Figura 11: Órbita Geoestacionaria.....	28
Figura 12: Órbita Polar.....	29
Figura 13: Distintas resoluciones espaciales.....	32

Figura 14: Mapa de unidades geomorfológicas (tipos de relieve) en el Estado Amazonas.....	43
Figura 15: A) Mapa de capacidad de uso de los suelos en el estado Amazonas B) Mapa de unidades de suelos (categorías de suelo) en el estado Amazonas.....	46
Figura 16: Mapa de distribución de la vegetación en el estado Amazonas.....	50
Figura 17: Mapa Geológico Generalizado del Escudo de Guayana en Venezuela.....	51
Figura 18: Evolución Geodinámica de Imataca.....	53
Figura 19: Muestra la evolución estructural de los granitos del complejo Supamo y los CRV de La Pastora y Botanamo	56
Figura 20: Megafracturas que controlaron el emplazamiento de Carbonatitas y Kimberlitas en la Provincia Geológica de Cuchivero	58
Figura 21: Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el Norte de Suramérica.....	62
Figura 22: Corrección de radiancia en ENVI 4.2.....	65
Figura 23: Imagen resultante de la clasificación No Supervisada.....	67
Figura 24: Muestra las curvas de nivel con sus respectivas cotas, y la ruta a seguir para realizar el archivo TIN.....	68
Figura 25: Muestra el solapamiento de cada uno de los Shapefiles (Fallas, Drenaje y Anomalías Radimétricas).....	69
Figura 26: Mosaico de ortofotomapas.....	71
Figura 27: Mapa Geológico Escala 1:1.000.000.....	71
Figura 28: Imagen satelital LandSat 7 042-941.....	72
Figura 29: Mapa Estructural Escala 1:250.000.....	72
Figura 30: Mapa hipsométrico de la zona de Agua Linda.....	73
Figura 31: Mapa hipsométrico resaltando las unidades geomorfológicas.....	74
Figura 32: Corte topográfico A-A`	75
Figura 33: Corte topográfico B-B`	75
Figura 34: Mapa de Unidades Geomorfológicas.....	76

Figura 35: Meseta al norte del río Cuao.....	77
Figura 36: Valle fluvial del Río Cuao.....	78
Figura 37: Red de drenajes principales.....	79
Figura 38: Principales drenajes y estructuras.....	81
Figura 39: Imagen Satelital de combinación RGB 354, se resaltan las fallas en color rojo.....	81
Figura 40: Clasificación Supervisada.....	83
Figura 41: Firma espectral del Granito de Parguaza.....	84
Figura 42: Correspondencia entre unidades espectrales y relieve.....	85
Figura 43: Imagen satelital de la zona central del área de estudio. Combinación de bandas 415. En verde se observa el río Cuao el cual cambia de tonalidad según la concentración de sedimentos en suspensión.....	86
Figura 44: Imagen modificada del mapa hipsométrico, ubicada al noroeste de la zona de estudio y muestra formas dómicas (inselbergs) alineados a lo largo del río Cataniapo.....	87
Figura 45: Ubicación de cortes topográficos.....	88
Figura 46: Cortes Topográficos y superficies de erosión.....	88
Figura 47: Imagen satelital del área de estudio (RGB 425).....	89
Figura 48: Ubicación de anomalías de uranio primarias.....	90
Figura 49: Solapamiento de de anomalías radimétricas sobre fracturas.....	90

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Bandas espectrales de algunos satélites y sensores.....	25
Tabla 2: Características de discriminación de elementos para el Landsat TM.....	31
Tabla 3: Superficies de erosión en el Escudo de Guayana.....	38
Tabla 4: Leyenda de clases en La Clasificación Supervisada.....	84

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El escudo guayanés es una zona extensa y abarca una gran parte del sur del territorio nacional, sin embargo es una zona de difícil acceso, estas dos características la hacen ideal para su prospección mediante el análisis de imágenes multiespectrales, y con ayuda de estas realizar estudios sobre la geomorfología, y composición superficial de la zona noroeste del Escudo Guayanés.

El objetivo general de este estudio es caracterizar la geología del noroeste del macizo guayanés mediante la integración de datos bibliográficos y la información obtenida mediante el análisis e interpretación de imágenes de radar y multiespectrales.

Pocos estudios han sido realizados en Venezuela mediante la utilización de imágenes satelitales multiespectrales, por esta razón mediante la interpretación de estas imágenes en sus diferentes combinaciones de bandas podemos resaltar aspectos estructurales, morfológicos, y a través de la interpretación de las firmas espectrales podemos delimitar zonas con características similares.

El interés especial prestado en esta investigación a los yacimientos de uranio se debe a que en los últimos años ha aumentado la demanda energética mundial, y a pesar de ello las reservas de hidrocarburos siguen disminuyendo, esto ha convertido en una necesidad la búsqueda de energías alternativas a los combustibles fósiles, actualmente la energía nuclear ha ganado el nivel de confiabilidad necesario para ser tomada en cuenta como energía alternativa al ser limpia y virtualmente inagotable.

1.1 Objetivo General

El objetivo general de este estudio es caracterizar la geología del noroeste del estado Amazonas mediante la integración de datos bibliográficos y la información obtenida mediante el análisis e interpretación de imágenes satelitales multiespectrales para crear un mapa geológico a escala 1:100.000 digital de la zona.

1.2 Objetivos específicos:

- Realizar el procesamiento de la imagen satelital Landsat 7 ETM 042-941
- Determinar estructuras a través de la interpretación de las imágenes satelitales y ortofotomapas de la zona de estudio, para establecer el marco estructural y topográfico.
- Determinar unidades espectrales a través de las diferentes combinaciones y cocientes de bandas de la imagen Landsat 7, para realzar características geológicas de la zona.
- Realizar la clasificación supervisada y no supervisada a la imagen satelital empleada, para obtener una asociación litológica - espectral y relacionarla con anomalías de elementos asociados al uranio.
- Verificación de los datos obtenidos en el proceso de interpretación de las imágenes satelitales con respecto a la recopilación bibliográfica.
- Realizar un mapa geológico, hipsométrico y de unidades espectrales 1:100.000 de la zona de estudio.

1.3 Localización del área de estudio

La zona de estudio se localiza hacia la parte noroccidental del estado Amazonas comprende las siguientes coordenadas: longitud ($66^{\circ}41'$ – $67^{\circ}15'$) oeste y latitud ($5^{\circ}20'$ – $5^{\circ}40'$) norte, entre las poblaciones de Agua Linda y Sharupo, tal como se muestra en las figuras 1 y 2, y abarca una extensión aproximada de 2560 km^2 .

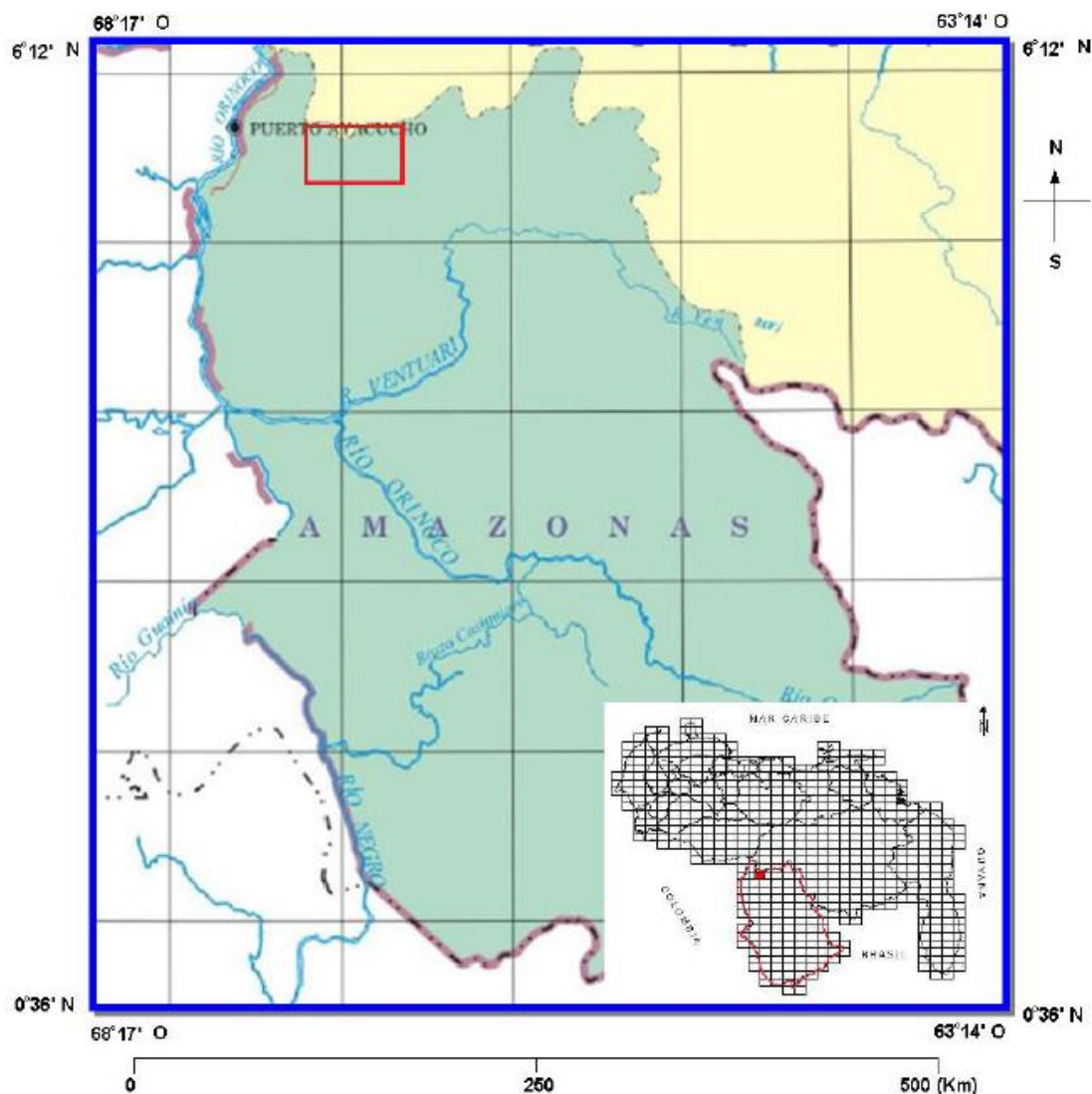
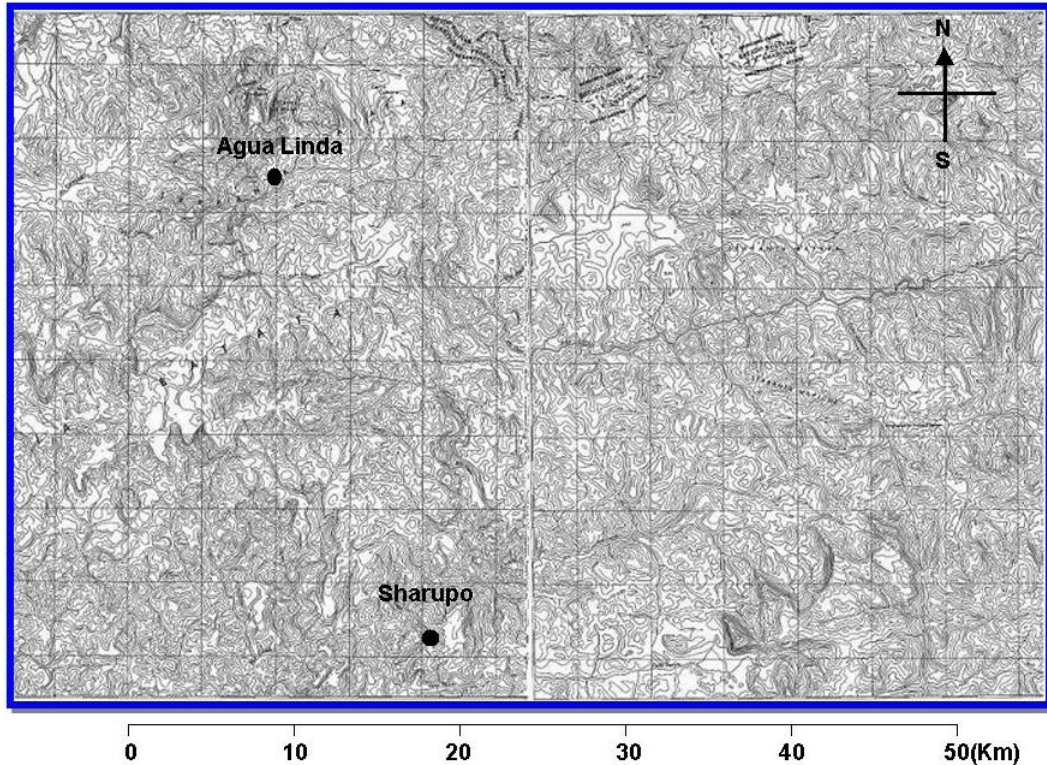


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. Modificado del Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar. <http://www.igvsb.gov.ve/images/Amazonas.jpg>.

67°15'O, 5°40'N



66°41'O, 5°20'

Figura 2. Mapas Topográficos de la zona de estudio. Modificado de las Hojas 6732 GAVILÀN, VENEZUELA (1980), 6832 CAÑO HUASACA, VENEZUELA (1980), del Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar y la página web: <http://www.igvsb.gov.ve/images/Amazonas.jpg>.

1.4 Metodología

El trabajo fue realizado cumpliendo con las etapas descritas a continuación:

- *Etapas de recopilación bibliográfica*

Revisión y recopilación bibliográfica de trabajos previos, textos, boletines, información de Internet, mapas, fotografías aéreas, radargrafías etc. relacionados con la zona de estudio.

Para realizar dicha recopilación se efectuaron visitas a la Biblioteca Virgil Winkler de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, Biblioteca de

FUNVISIS, el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, Ministerio de Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables y las bibliotecas de INGEOMIN y TECMIN.

- *Etapa de Laboratorio*

Consiste en el análisis, procesamiento e interpretación de imágenes satelitales, radargrafías, mapas topográficos y mapas geológicos, mediante programas de computación: ERDAS[®] Imagine 8.5, ENVI[®] 4.2 y ArcGIS[®] 9.1, estos programas serán utilizados para los siguientes procesos:

ERDAS[®] Imagine 8.5: Realización de clasificaciones de unidades multispectrales.

ENVI[®] 4.2: Correcciones atmosféricas, geométricas y combinación de bandas para ubicación de anomalías.

ArcGIS[®] 9.1: Georeferenciación de mapas, solapamiento de mapas e imágenes satelitales y digitalización de mapa final

- *Etapa de análisis de datos*

Consiste en la integración de todos los datos obtenidos, para la posterior elaboración del análisis de resultados y las conclusiones.

- *Etapa de organización y redacción del trabajo especial de grado*

1.5 Antecedentes

Aarden, Iturralde, Moticska, Navarro, Pasquali y Sifontes (1973) estudian las carbonatitas del Cerro Impacto las cuales presentan anomalías de torio, cinc y niobio así como de otras tierras raras.

Blancaneaux (1976) realiza un estudio geomorfológico sobre las formaciones graníticas de la región de Puerto Ayacucho Territorio Federal Amazonas, describe la evolución del suelo y los factores que lo condicionaron.

Bowie y Dahlkamp (1977) indican como uno de los criterios a tomar en cuenta al prospectar uranio la presencia de rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas asociadas a discordancias sobre basamentos precámbricos o equivalentes, esta condición coincide conceptualmente con la situación en el Escudo de Guayana, donde el basamento está formado por la Provincia de Imataca y la Provincia de Pastora donde debido a su prolongada erosión ha dado lugar al Grupo Roraima.

Audemard (1977) indica que dentro del Escudo de Guayana, la Provincia de Imataca, de edad arqueana, tiene un fondo radiactivo regional alto, de tres veces más que las provincias geológicas contiguas lo que la hace una excelente y extensa fuente de uranio a ser removilizado hacia el norte.

Briceño (1983) realiza una cartografía geológica en la cuenca de río Caroní Venezuela y demuestra que la interpretación fotogeológica sobre imágenes de satélite y de radar permite la elaboración de mapas geológicos a nivel regional de una manera rápida y económica y que las estructuras geológicas tales como fallas, sistemas de diaclasas, pliegues y contactos geológicos pueden ser cartografiados con aceptable precisión.

Mitre (1981) hace especial referencia a las imágenes Landsat como una herramienta útil en la interpretación geológico – estructural en un ejemplo realizado al noreste de México. En el mismo trabajo menciona que la escala de la imagen es un factor limitante por lo que se denomina “discontinuidades estructurales”.

Los resultados de Sifontes (1985) y Yanes (1985), quienes analizaron un conjunto de muestras de aguas a nivel nacional, han permitido detectar tres áreas anómalas en U en las aguas de ríos relativamente grandes (500 a 600 km² de área de drenaje) del sureste del estado Bolívar, es decir, donde está presente un factor de dilución alto, en un ambiente de muy altas precipitaciones. Todas las muestras anómalas provienen de cursos de agua que drenan la discordancia de la base de Roraima o zonas muy cercanas a ella. Estos resultados pueden ser altamente significativos, en especial, cuando las anomalías en aguas fueron confirmadas en sedimentos finos de los mismos drenajes.

Schubert y Briceño (1990) realizaron un estudio geomorfológico de la región del Escudo Guayanés y propusieron edades aproximadas a las superficies de erosión presentes, definiendo un total de seis (6).

El estudio de Palmer y Edmond (1993), indica que la concentración de U en las aguas del río Orinoco establece, a través de un método analítico muy sensible, que la concentración de fondo de U del río de 0,024 ppb (0,024 partes en peso de U en 10^9 partes de agua) siendo este un valor de 3 a 7 veces superior al promedio.

Ramadam (2002) demostró la utilidad de las imágenes multiespectrales Landsat para la prospección de uranio y torio al ubicar yacimientos en la parte centro este de Egipto como parte de un trabajo conjunto entre la "National Authority for Remote Sensing and Space Sciences" y el "National Center For Nuclear Safety and Radiation Control", ambas agencias egipcias.

Mendoza (2005) describe la evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela y su relación con el escudo suramericano

Store (2006) evalúa la utilidad de los satélites como sensores remotos para la identificación de yacimientos y minas de uranio donde recomiendan estos métodos a la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) y otras agencias regulatorias para evitar la explotación no declarada de uranio y otros elementos radiactivos.

CAPITULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Depósitos de Uranio

El porcentaje de uranio incluido en los primeros 16 km de la corteza terrestre es más alto por ejemplo, que el del oro y la plata; la única gran desventaja es que es muy raro encontrarlo enriquecido en tal forma que constituya depósitos de alto grado, es por eso que usualmente esperamos encontrar concentraciones de bajo grado.

En la corteza se distribuye el uranio perfectamente en dirección lateral, mientras que en la vertical se puede reconocer un enriquecimiento pobre cercano a la superficie. Durante el proceso de fraccionamiento magmático se observa una concentración de uranio en rocas gabroides cercanas al magma granítico.

Las rocas basálticas contienen hasta 1 ppm de uranio, las graníticas de 3 a 4 ppm, las volcánicas ácidas pueden contener hasta 20 ppm, no obstante, puede en algunos casos no ser suficiente para producir un depósito (Betancourt 2005).

Las intrusiones pegmatíticas, que se encuentran en las zonas externas de intrusiones graníticas, son frecuentemente ricas en uranio, la causa es que en las pegmatitas se encuentran concentradas en fracciones líquidas y en residuos volátiles del magma ácido. En ella se encuentra uranio formando parte de los más diversos raros minerales, en los que se hallan también grandes cantidades de tierras raras siendo muy difícil su extracción. La cantidad de uranio es usualmente muy pequeña y su explotación es rentable cuando se encuentra en unión con otros metales o minerales de interés (Betancourt 2005).

Cuando los últimos volátiles y fracciones líquidas del magma ácido circulan a lo largo de zonas de fallas o zonas de fricción de la cobertura sedimentaria, se forman también diferentes minerales de uranio, especialmente de blenda (uraninita UO_2).

Durante la erosión de las rocas superficiales, el uranio junto con otros minerales son generalmente lavados, disueltos en el agua y transportados a diferentes sitios. Si existen condiciones en las cuales el uranio es difícilmente soluble, los minerales de uranio son lavados por la acción mecánica natural produciendo

granos gruesos que por gravedad decantan rápidamente. Esta es probablemente la razón por la cual cuando existen concentraciones de uranio de este tipo, están asociados con conglomerados bien sorteados de cuarzo granular que son a su vez típicos para la sedimentación deltaica o fluvial (Betancourt 2005).

2.1.1 Factores que Intervienen en la Depositación del Uranio

2.1.1.1 Factores Tectónicos

Aunque los factores tectónicos actúan de cierto modo indirectamente, son decisivos en la formación de yacimientos, mediante la creación de fuertes gradientes anormales de presión capaces de movilizar los elementos, los cuales se agrupan para formar minerales estables en las nuevas condiciones de presión y temperatura.

También los accidentes tectónicos dan origen a zonas de menor presión, como fracturas abiertas, brechas, etc, en los que pueden circular las aguas mineralizadas y precipitar las sales disueltas (Betancourt 2005).

2.1.1.2 Agentes de Precipitación

2.1.1.2.1 Factores Físicos: Aunque estos factores no influyen en el mecanismo íntimo de la concentración y formación de minerales uraníferos, son los que determinan su ubicación y la importancia de los yacimientos.

Su acción principal radica en las modificaciones que imponen a la red de circulación de las soluciones acuosas mineralizantes y los cambios en la transmisibilidad del flujo de difusión, por ejemplo: en las areniscas las mineralizaciones se sitúan en paleocanales, cambios en las litofacies, interfaces entre zonas de granulometría diferente, estrechamiento, brechas o cualquier accidente que modifique la uniformidad de la abertura donde se localicen los minerales de uranio (Betancourt 2005).

2.1.1.2.2 Agentes Químicos: Estos agentes son indispensables, se sabe por estudios de síntesis experimentales, que los mismos minerales se forman independientemente del medio químico de partida y de la causa de precipitación.

Su acción puede ser directa mediante reacción química, o indirecta modificando las condiciones ambientales de PH o EH; o mediante el desplazamiento de equilibrio químico de acuerdo con la ley de acción de masas en términos de actividades o fugacidades parciales (Betancourt 2005).

2.1.1.2.3 Procesos Bioquímicos: Gran importancia tienen los procesos bioquímicos en la depositación de minerales: bien sea por la acción biogénica, en la formación de los sulfuros capaces de reducir el uranio hexavalente, o creando condiciones reductoras locales en el medio oxidado, en el que se efectúa el transporte, como por ejemplo: los restos vegetales fósiles. (Betancourt 2005)

2.1.2 Fuentes de Uranio

2.1.2.1 Yacimientos Singenéticos

Si se han formado contemporáneamente con la roca en la cual yacen. Pocos yacimientos se han clasificados como singenéticos debido a su falta de removilización y escaso valor económico. Corresponde a este tipo los minerales accesorios de las rocas cristalinas, granos detríticos en los sedimentos, etc. (Betancourt 2005)

2.1.2.2 Yacimientos Epigenéticos

Si los yacimientos son posteriores a los de la roca encajante. Estos son divididos en “Supergénicos”, si la concentración de uranio se ha producido por acción de aguas superficiales, y en yacimientos “Hipogénicos”, si se han formado por la precipitación de fluidos mineralizados procedentes del interior de la corteza terrestre. (Betancourt 2005)

2.1.3 Yacimientos de Tipo Placer

La separación de la fase mineral de interés económico tiene lugar como consecuencia de la meteorización diferencial de los minerales que forman la roca. Como ya sabemos, y en función de factores climáticos y meteorológicos, este proceso hace que la roca se desgrane, por la destrucción de algunos de sus componentes minerales. Los que no se destruyen, por ser resistentes a la meteorización existente en esa área y momento geológico, son arrastrados por el agua o el viento, es decir, se movilizan, pasan a sufrir el proceso de transporte. Es importante resaltar el hecho de que un determinado mineral se meteorice o no depende de las condiciones externas imperantes en cuanto al clima o la composición de la atmósfera (Higueras y Oyarazun 2009).

La concentración de los minerales tiene lugar como consecuencia de su diferencia de densidad respecto al resto de minerales arrastrados por el medio de transporte: estos minerales suelen ser metálicos, con lo que su densidad es muy superior a la del resto. Ello condiciona que se concentren en puntos concretos del curso fluvial (figura 3), o que el viento deje de arrastrarlos antes que al resto, o que se concentren preferencialmente en determinados puntos de una playa. (Higueras y Oyarazun 2009).

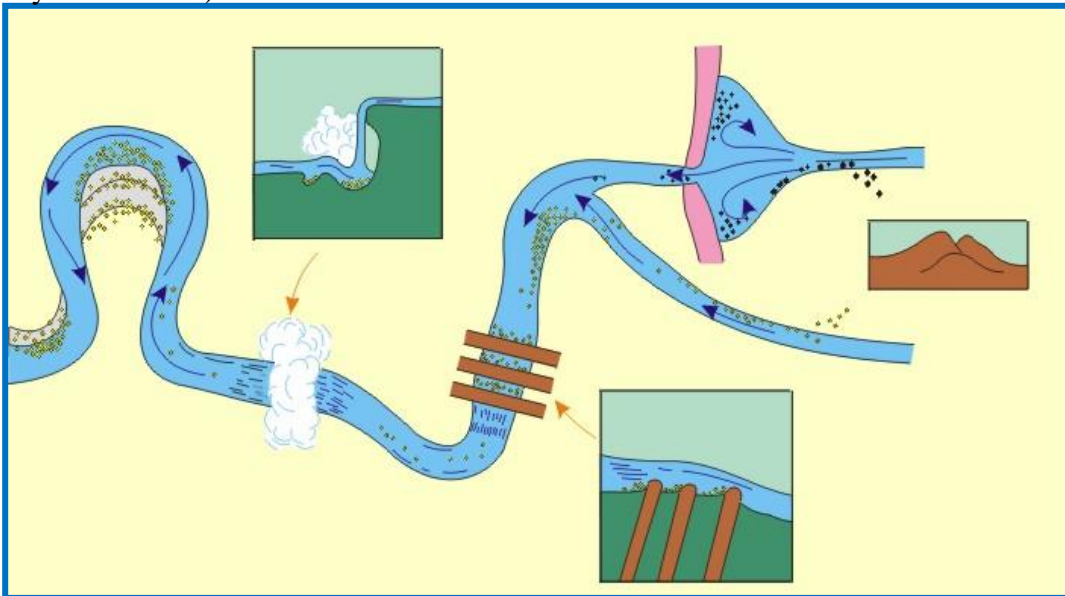


Figura 3: Formación de los depósitos de tipo placer. Tomado de Higueras y Oyarazun (2009)

2.1.4 Yacimientos de tipo Hidrotermal

En los yacimientos hidrotermales el uranio puede proceder de la diferenciación magmática o de rocas a través de las cuales pasan soluciones. Para que la roca sea adecuada como fuente de uranio las soluciones deben tener acceso al mismo lo cual requiere que la formación sea permeable o existan fracturas.

Estos yacimientos son de tipo filoniano donde el uranio se ha depositado preferentemente en fracturas siendo los mesotermales los que poseen generalmente las más elevadas leyes. (Alvarez)

2.1.5 Uranio en Venezuela

En base a las investigaciones de los ambientes geológicos del mundo, se ha podido llevar a cabo un estudio sobre los ambientes geológicos favorables en Venezuela.

Las superficies donde afloran rocas precámbricas de suficiente extensión en Venezuela, para los propósitos de este trabajo, son el escudo guayanés, parte de la región de los Andes y parte de la Cordillera de La Costa. Dentro del Escudo de Guayana, la Provincia de Imataca, de edad arqueana, tiene un fondo radiactivo regional alto, de tres veces más que las provincias geológicas contiguas, lo que la hace una excelente y extensa fuente de U a ser removilizado hacia el norte, es decir, hacia el sur de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Hacia el noreste del escudo las rocas del Supgrupo Cedeño, granitos y volcánicas félsicas, serían también una excelente fuente de U que, al moverse, lo haría, o lo hubiese hecho, hacia la cuenca del Guárico y de Barinas–Apure.

Los posibles yacimientos grandes de U en Venezuela deberían ser buscados preferentemente en la discordancia representada por la base del Grupo Roraima. Estos yacimientos podrían estar cubiertos por Roraima, o estar cercanos a la superficie, o aflorar, o haber sido erosionados. En cada caso las técnicas adecuadas para su localización son diferentes. La enorme superficie de esta discordancia puede ser reducida considerablemente, en cuanto a su interés para la prospección de U,

tomando en cuenta los lugares donde han podido pasar las soluciones uraníferas y localizando los agentes reductores del U.

Los resultados de Sifontes (1982) y Yanes et al.(1985), quienes analizaron un conjunto de muestras de aguas a nivel nacional, han permitido detectar tres áreas anómalas en U en las aguas de ríos relativamente grandes (500 a 600 km² de área de drenaje) del sureste del estado Bolívar, es decir, donde está presente un factor de dilución alto, en un ambiente de muy altas precipitaciones. Todas las muestras anómalas provienen de cursos de agua que drenan la discordancia de la base de Roraima o zonas muy cercanas a ella. Estos resultados pueden ser altamente significativos, en especial, cuando las anomalías en aguas fueron confirmadas en sedimentos finos de los mismos drenajes. (Pascuali 1977).

Al norte y el noroeste del Escudo de Guayana, cuando las aguas subterráneas que recogen el U de la meteorización del escudo fluyen hacia el norte en las areniscas y lodolitas de las formaciones del Reciente al Cretácico, que constituyen el límite sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. La presencia de gases, crudos extra-pesados, betunes y lignitos de la Faja Petrolífera del Orinoco son una barrera efectiva para el U en solución, el cual precipita en la interfase oxidación-reducción de esas aguas subterráneas. Este proceso, seguramente, fue más efectivo antes de que el río Orinoco tomase su curso hacia el este y las aguas de ríos pequeños y grandes que drenaban el escudo aportaban U a los acuíferos que se tornaban más profundos hacia el norte. (Pascuali 1977).

Una situación similar se presenta en los alrededores de El Baúl, estado Cojedes, cuyas rocas han sido reconocidas como anómalas en su concentración de U (Sifontes, 1981 y 1985; Yanes et al., 1985). Las formaciones que recibieron el U, producto de la meteorización de las rocas de El Baúl, son, en sus cambios de ambiente oxidante a reductor, los lugares prospectivos para los yacimientos de U.

Entre las numerosas anomalías uraníferas localizadas en los diversos estudios, se menciona la que está asociada a las capas de areniscas y limolitas fosfáticas del Miembro Quevedo de la Formación Navay, de edad cretácica, en el estado Táchira. La anomalía conocida tiene una extensión lateral de 12 km, con varias capas de hasta

5 metros de espesor, con concentraciones de 100 a 400 ppm de U y, localmente, más altas (Pasquali, 1981). Es posible que el U aquí haya sido concentrado con el aporte de U proveniente de otras formaciones y que haya sido fijado gracias a la presencia de los fosfatos del Miembro Quevedo.

La carbonatita de El Cerro Impacto presenta concentraciones altas de torio, cinc, niobio y Tierras Raras en la laterita que es producto de su meteorización, la cual alcanza un mínimo de 286 metros de espesor. El U ha sido lixiviado de la laterita de El Cerro Impacto, pero pudiese estar en concentraciones de interés en la parte no lateritizada del cuerpo, a profundidad. (Pascuali 1977).

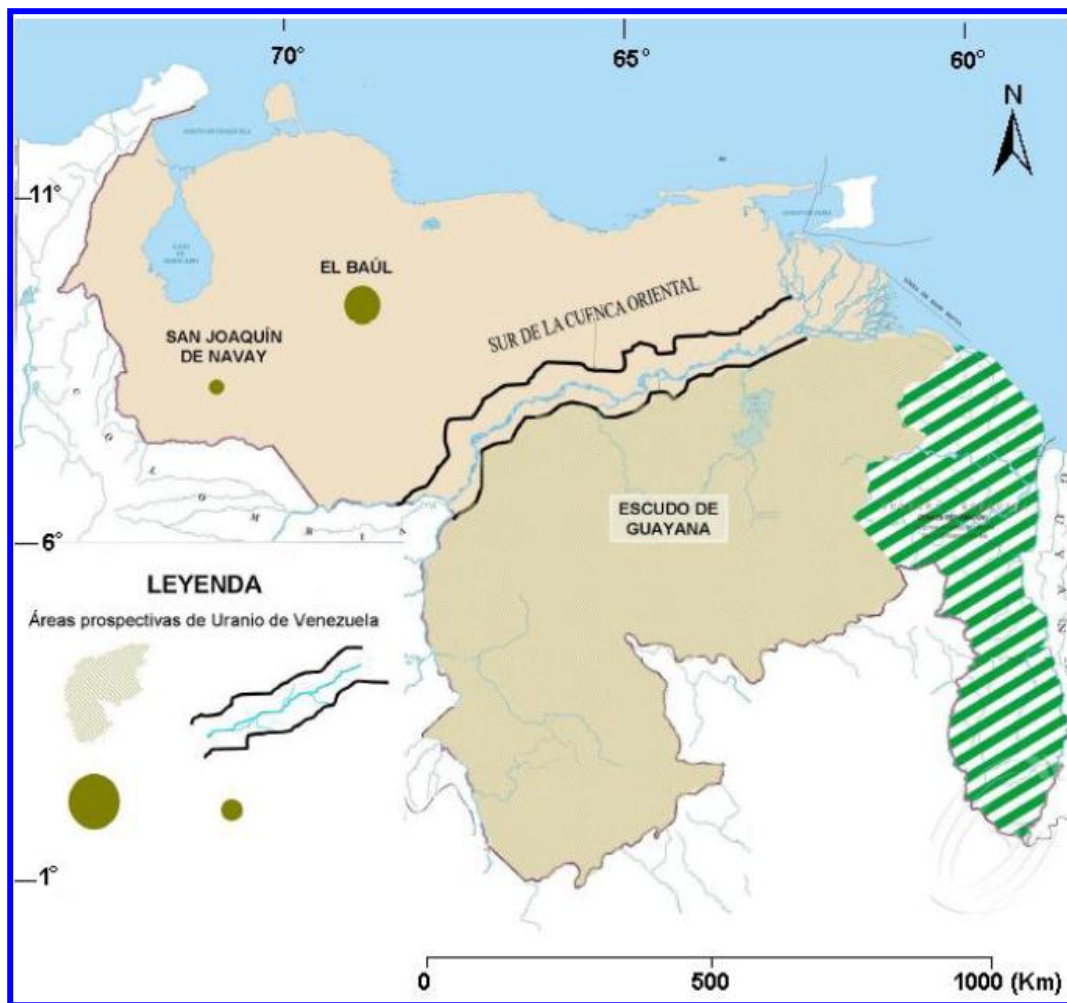


Figura 4. Áreas prospectivas de uranio en Venezuela. Tomado y modificado de Higuera y Oyarzun (2009)

2.2 Generalidades de la Percepción Remota

2.2.1 Conceptos Generales

Píxel: es un término utilizado para abreviar las palabras *picture element* y representa la parte más pequeña de una imagen y posee un valor adimensional, este valor representa el de brillo en una longitud de onda específica (Erdas, 2002).

Imagen: en el contexto de esta investigación, esta palabra hace referencia a una representación de la superficie de la tierra obtenida a través de medios ópticos, electro – ópticos, óptico – mecánicos, eléctricos, registrando en forma digital la radiación reflejada o emitida por los elementos de esta superficie (Alzate, 2001).

Energía Electromagnética: la energía electromagnética se produce por la oscilación o aceleración de una carga eléctrica. Cualquier objeto natural o sintético que se encuentre a una temperatura superior a 0°K genera energía electromagnética. La energía electromagnética se propaga a la velocidad de la luz y tiene como parámetros característicos la frecuencia de oscilación y la longitud de onda (Alzate, 2001).

Espectro Electromagnético: el espectro electromagnético es una representación organizada de la energía electromagnética, partiendo de longitudes de onda corta, algunos μm , hasta valores altos (km).

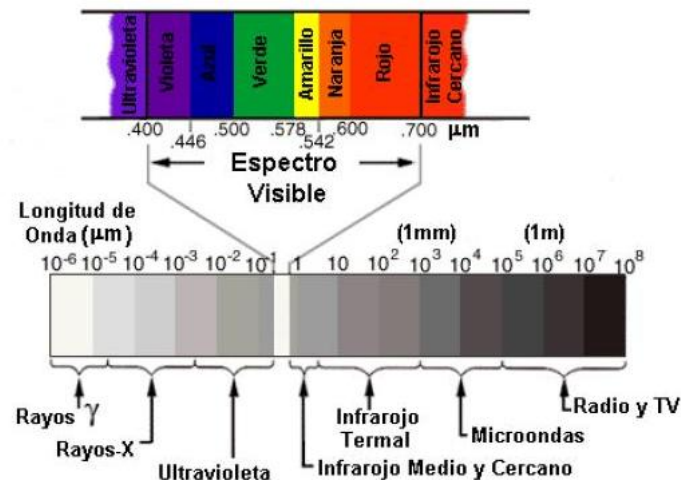


Figura 5. Espectro electromagnético. Tomado y modificado de Alzate (2001)

La figura 5 muestra el espectro electromagnético indicando las longitudes de ondas más importantes del espectro y que son absorbidas por la atmosfera de la tierra. Dos cosas son inmediatamente evidentes en esta figura, a) la parte visible de 0.4μ a 0.78μ es muy estrecha la porción del espectro electromagnético total. Las nuevas técnicas en investigación en cuanto a longitudes de onda fuera del espectro visible son capaces de revelar diferente información y merece suma atención. b) una porción considerable del espectro es absorbida por la atmosfera terrestre, la captación de estas porciones no son posibles bajo las actuales condiciones terrestres excepto a muy bajas altitudes. (Verstappen 1977)

Firmas espectrales: Cada objeto en la superficie terrestre interactúa de manera específica con la energía electromagnética que sobre el incide. De acuerdo a las características del material que lo componen, el objeto refleja con mayor o menor intensidad cada uno de los rangos de longitudes de onda, esta interacción particular de la materia constituye su *firma espectral* (ver figura 6). Por ejemplo, la hoja de los árboles la percibimos de color verde porque refleja con mayor intensidad las longitudes de onda visibles de ese color mientras que absorbe el azul y el rojo (Alzate, 2001).

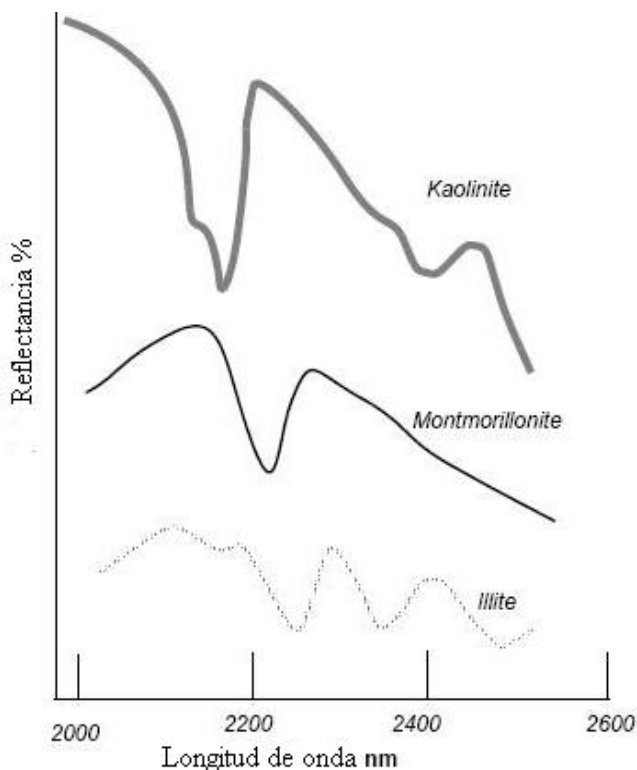


Figura 6. Firmas espectrales de algunos minerales de arcilla. Tomado y modificado de Erdas Field Guide 2002.

Percepción remota: es la técnica que permite obtener información a distancia de objetos sin que exista un contacto material, en nuestro caso se trata de objetos situados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación sea posible es necesario que, aunque sin contacto material, exista algún tipo de interacción entre los objetos y el sensor. Esta interacción va a ser un flujo de radiación que parte de los objetos y se dirige hacia el sensor. Dicha radiación es la de la energía de los fotones (componentes de la luz), que emanan de materiales distantes, los cuales pueden identificarse y ser categorizados de acuerdo a su clase/tipo, sustancia y su distribución espacial (Alzate, 2001).

La percepción remota no es más que un instrumento nuevo introducido por el progreso técnico en la investigación científica que complementa los anteriores. Los varios sensores desarrollados recientemente amplían la percepción de los sentidos permitiendo así la captación de longitudes de onda que no pueden ser captados por ellos como el infrarrojo fotográfico, y las ondas de radar o de radio; además mejoran las sensaciones sensoriales como el caso del infrarrojo térmico.

De lo anterior se pueden sacar dos conclusiones:

1. Es necesario aprender a utilizar una herramienta: es un entrenamiento de tipo técnico; sin embargo no es suficiente.
2. Es necesario tener una información metodológica suficiente para poder decidir el uso conveniente de las diversas herramientas de las que se dispone para realizar una determinada investigación.

(Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1984).

2.2.2 Sensores remotos

Son los dispositivos que permiten la referenciación a distancia de la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie de la tierra. Estos son de diferentes tipos, de acuerdo con los principios básicos de diseño, su forma de registrar los datos y fuente de energía que emplean. Pueden ser cámaras, radares, barredores ópticos, óptico-mecánicos, eléctricos, etc. (Alzate, 2001).

2.2.2.1 Tipos de sensores (fuentes de energía):

Sensores Pasivos (ópticos)

Son aquellos que reciben la energía reflejada o emitida por la Tierra cuando es iluminada por el Sol (figura 7).

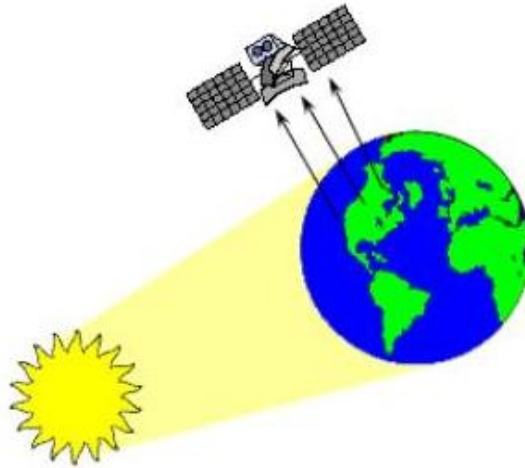


Figura 7. Principio de los sensores pasivos. Tomado de Alzate 2001

Sensores ópticos disponibles (ver tabla 1):

- Landsat: MSS, TM, ETM
- SPOT: 1,2,3,4, Vegetation, 5
- IRS-C,D, P-6
- IKONOS
- C-BERS 1, 2
- SAC-C
- MODIS
- ASTER
- MISR
- Quick Bird (Orbimage).

Tabla 1) Bandas espectrales de algunos satélites y sensores. Tomado de Benson, 2007.

Satélite	Terra		Landsat 7	Spot 5	
Sensor	MODIS	ASTER	ETM+	Vegetation	HRG
Numero de Bandas	36	14	8	3	4
Visible	11	3	4	3	3
Infrarrojo medio	8	6	2	1	1
Infrarrojo lejano	17	5	1		
Pancromático			1		1

Sensores activos (radar)

Son aquellos que producen su propia energía para “iluminar” el objeto, la mayor ventaja de estos sensores es la capacidad de proveer de información geológica directa de estructuras y litologías mediante la radagrafías (figura 8) (Alzate, 2001).

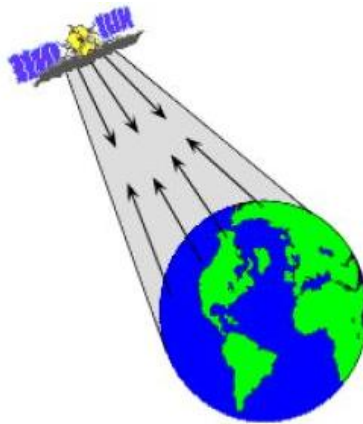


Figura 8. Principio de los sensores activos. Tomado de Alzate 2001.

2.2.3 Proceso de la percepción remota

Este consta de diversas etapas continuas y dependientes tal como muestra la figura 9:

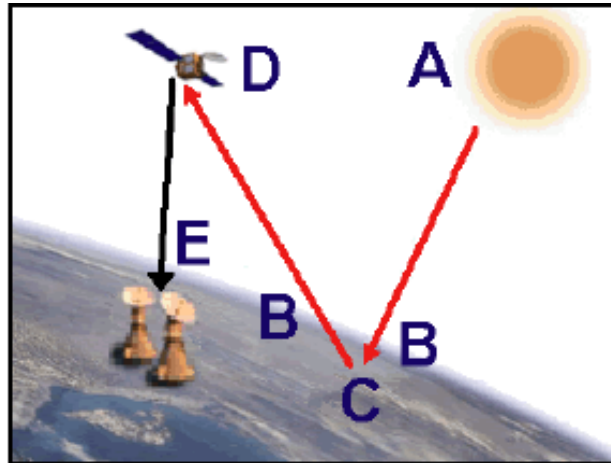


Figura 9. Proceso de la percepción remota. Tomado de Álvarez y Gutiérrez 2008.

- A. Fuente de energía, en este caso el sol, que da origen al flujo electromagnético detectado por el sensor (Alzate, 2001).
- B. Radiación y atmósfera, cuando la energía viaja de la fuente al objeto necesita atravesar e interactuar con la atmósfera terrestre, esta interacción vuelve a ocurrir cuando la energía es emitida al sensor (Alzate, 2001).
- C. Interacción con el objeto de interés, cuando la energía interactúa con el objeto de interés en la superficie, esta interacción se da en forma de reflexión, emisión y absorción (Alzate, 2001)
- D. Sistema del sensor, es el que capta, codifica y graba la radiación que devuelve el objeto en tierra, luego envía a un sistema de recepción en tierra los datos grabados.
- E. Transmisión, recepción y procesamiento, aquí los datos recibidos en forma digital son procesados para obtener una imagen, bien sea en papel o en medio digital. Luego de este paso la imagen es interpretada de forma visual o procesándola adicionalmente a través de técnicas digitales (Alzate, 2001).

2.2.4 Interacción de la energía incidente con la atmósfera terrestre

Dispersión

Es el redireccionamiento de la energía electromagnética por partículas suspendidas en la atmósfera (contaminación, polvo) o por moléculas grandes de gases atmosféricos (dióxido de carbono, ozono, nitrógeno). Este redireccionamiento de las ondas puede ser en cualquier dirección. La dispersión normalmente direcciona la luz reflejada fuera del campo de visión del sensor disminuyendo el detalle espacial (imagen borrosa) (ver figura 10) (Alzate, 2001).

Refracción

Es la desviación de la luz. Sucede cuando la luz pasa a través de dos medios con diferente densidad (capas atmosféricas). Produce el aminoramiento de las *firmas espectrales* en días húmedos y calientes, debido a que esta densidad en las capas atmosféricas se alteran (Alzate, 2001).

Absorción

Las moléculas de aire absorben la luz y provocan atenuación sobre el haz luminoso, por tanto, esto hace que no llegue toda la luz al receptor. La absorción depende de la longitud de onda (ver figura 10) (Alzate, 2001)

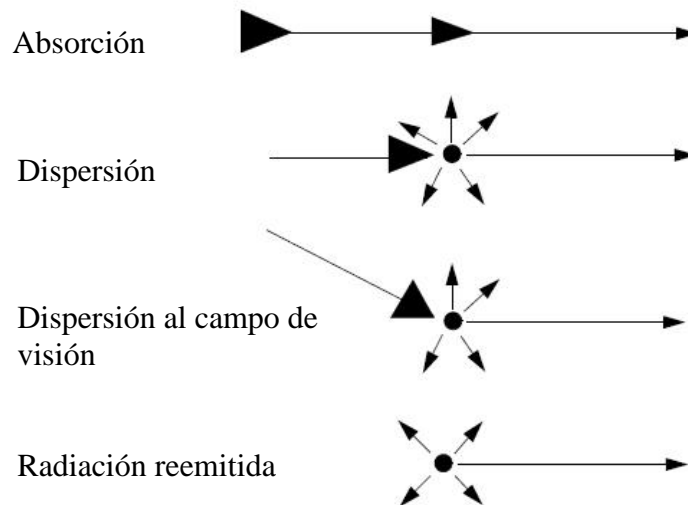


Figura 10. Factores que afectan la radiación. Tomado y modificado de Erdas 2002.

2.2.5 Sistemas de percepción remota

Satélites, es una palabra que se refiere a un cuerpo en órbita alrededor de otro cuerpo. Un ejemplo de un satélite natural es la Luna que orbita alrededor de la Tierra.

Los satélites de observación de la Tierra son naves espaciales que actúan como plataformas para llevar instrumentos (sensores). Existen varios tipos de sensores, clasificados de acuerdo con la fuente de radiación electromagnética que usan y con el sistema que emplean para la recolección de datos (Alzate, 2001)

Los satélites pueden ser descritos según el tipo de órbita que realizan (Alzate, 2001), estas orbitas pueden ser de dos tipos:

- *Órbitas geoestacionarias*, los satélites geoestacionarios giran a velocidades que se comparan con la rotación de la Tierra, es decir que son estacionarios con respecto a la superficie terrestre. Esto permite a los satélites observar y coleccionar información continuamente sobre áreas específicas (ver figura 11) (Alzate, 2001).

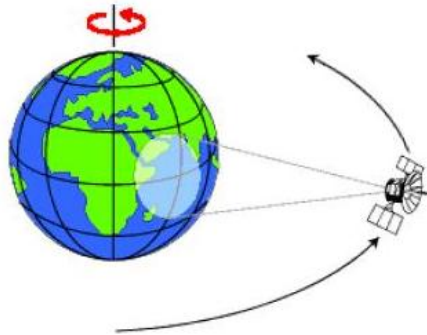


Figura 11. Órbita geoestacionaria. Tomado de Alzate 2001.

- *Órbitas polares*, muchas plataformas de percepción remota son diseñadas para seguir una órbita (básicamente norte-sur) que, junto con la rotación de la tierra les permite cubrir la mayoría de su superficie en un cierto período de tiempo (ver figura 12) (Alzate 2001).



Figura 12. Órbita polar. Tomado de Alzate 2001.

Los Satélites LANDSAT tienen orbitas heliosincrónicas, lo que significa que ellos pasan sobre cualquier punto del globo terrestre siempre a la misma hora astronómica. En realidad a pesar de la increíble precisión del movimiento orbital de los satélites LANDSAT, se produce con el tiempo un ligero desplazamiento de los márgenes N y S de los diversos clisés, de tal manera que la posición de dos imágenes del mismo LANDSAT tomadas a la misma hora, con un intervalo de un año por ejemplo, ofrece una diferencia de 40 – 50 km en latitud. Su órbita es circular de aproximadamente 900km de altura, sin embargo, como la tierra no es exactamente esférica, esta altura varía ligeramente. (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1984).

2.2.6 Influencia de las Condiciones Climáticas en Percepción Remota

De mayor importancia son las condiciones que han reinado durante el período anterior a la toma de la imagen. Siempre es importante intentar conocerlas para poder realizar una inteligente evaluación de la información contenida en el registro. Esa evaluación comienza desde la fase preliminar de la identificación de los objetos. Por ejemplo, una fuerte reflectividad de la materia verde a la radiación infrarroja cercana hace que el aspecto de la vegetación sobre las imágenes del canal 7 del LANDSAT sea distinto si el registro es efectuado durante la estación lluviosa o durante la estación seca.

A su vez, durante la estación lluviosa, la parte superficial del suelo está permanentemente húmeda, a veces saturada por el agua, lo que no favorece la reflexión; por lo tanto los sectores húmedos aparecen en tonos grises más o menos oscuros sobre las imágenes del canal 7; al contrario, en la estación seca, la materia mineral del suelo refleja más las radiaciones. De la misma manera, sobre el canal 5 del LANDSAT, el material mineral en suspensión en el agua aumenta su reflectividad y la hace aparecer con un matiz más claro; ahora bien, es sabido que su concentración aumenta con el tiempo, pues ella aumenta después de unas lluvias fuertes.

Las aguas de los ríos con una alta carga sólida en suspensión se destacan nítidamente con un tono claro, mientras las aguas limpias aparecen en tonos oscuros.

Algunos años son más secos, con escasas lluvias, mientras otros años presentan lluvias más precoces o retrasadas. Esto debe tenerse en cuenta cuando se estudien los registros, tanto de fotografías aéreas como imágenes de satélite.

(Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1984).

2.2.7 Resolución de las imágenes espectrales

Cualquier instrumento que mide una cantidad física está limitado por el detalle que este puede capturar, este límite es conocido como “resolución” del instrumento. “Resolución” es un término que es ampliamente usado, pero frecuentemente mal entendido (Bense, 2007).

Resolución espectral

Caracteriza el rango del espectro electromagnético que el sensor es capaz detectar. Se denomina *banda* a cada rango del espectro detectado, los sensores generalmente disponen de varias bandas seleccionadas para aplicaciones específicas.

La multiespectralidad en las imágenes es un factor clave para su interpretación, la observación de un elemento en varias bandas del espectro amplía notablemente nuestra capacidad para analizarlo (ver tabla 2) (Benson, 2007).

Tabla 2) Características de discriminación de elementos para el Landsat TM. Tomado y Modificado de Alzate 2001.

BANDA	LONGITUD DE ONDA	APLICACIÓN
1	0.45 – 0.52 (azul)	Discriminación de suelo/vegetación, mapas de batimetría, calidad de agua.
2	0.52 – 0.60 (verde)	Mapas de vegetación verde (medidas del pico de reflectancia), calidad del agua.
3	0.63 – 0.69 (roja)	Áreas vegetadas Vs. No – vegetadas, discriminación de especies vegetales
4	0.76 – 0.90 (IR cercano)	Estimación del vigor de la vegetación, delimitación de cuerpos de agua y humedad del suelo
5	1.55 – 1.75 (IR medio)	Indicativa de la cantidad de humedad en las plantas y el suelo. Distingue entre nieve y nubes
6	2.08 – 2.35 (IR medio)	Discriminación de minerales y tipos de rocas, contenido de humedad en la vegetación.

Es de particular interés la utilización de imágenes multiespectrales, que resultan una serie de imágenes y cada una representa una porción longitud de onda en un color visible seleccionado. Esta serie de imágenes pueden ser combinadas mediante la superposición de las mismas dando como resultado imágenes visibles. Es posible de este modo producir imágenes que semejen el verdadero o falso color por la combinación de niveles de densidad (Verstappen 1977).

Resolución espacial

La resolución espacial en el análisis visual, hace referencia al tamaño de la mínima unidad discriminable de una imagen. Este concepto se relaciona tanto con el tamaño del píxel (*Picture element*), como con la escala de la imagen (ver figura 13) (Benson, 2007).

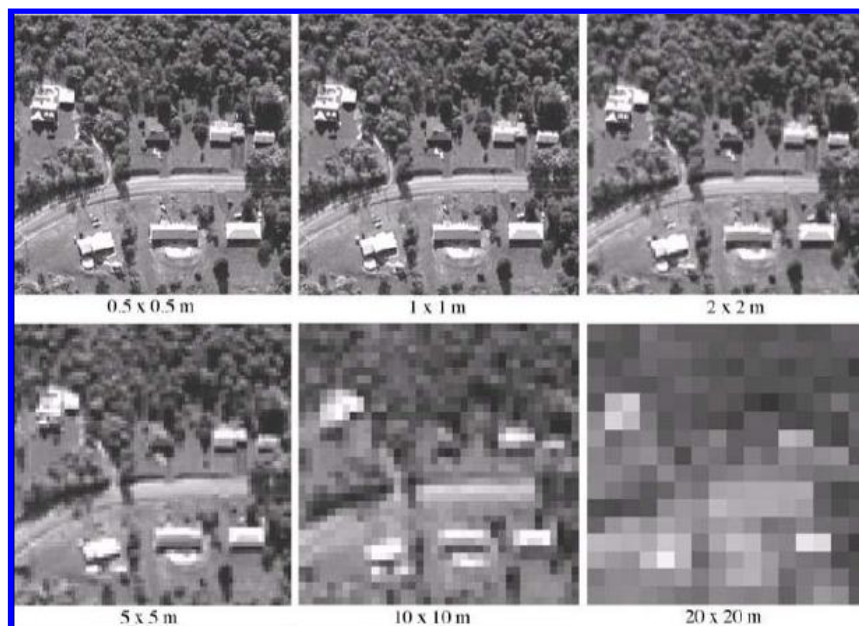


Figura 13. Distintas resoluciones espaciales. Tomado y modificado de Benson 2007.

2.2.8 Manipulación de la Imagen y el Procesamiento de los Datos

Es evidente que la conversión de un objeto en una imagen de dos dimensiones a través del proceso fotográfico es un asunto complejo. La imagen necesariamente permanecerá siendo una abstracción de la realidad en lugar de la representación de un objeto enteramente natural. El resultado final dependerá de factores como la reflectividad y las características emisivas del objeto, de las condiciones atmosféricas que afectan la cantidad y características espectrales de la energía que registra el sensor, de la sensibilidad del sensor (Verstappen 1977).

2.2.9 Imágenes Secuenciales en el Estudio Morfodinámico

La información más precisa y detallada acerca de los procesos morfológicos y sus efectos, pueden ser obtenidos con imágenes secuenciales disponibles.

El intervalo entre los períodos de almacenamiento debe ser cuidadosamente seleccionado, si el intervalo es muy corto los cambios serán muy pequeños para se

indicativos y si los intervalos son muy largos los cambios serán muy grandes para ser procesados, este último dará lugar a conclusiones erróneas sobre la intensidad, dinámica y frecuencia de un proceso. (Verstappen 1977).

La naturaleza de los procesos deducidos a partir de la distribución espacial de las formas del relieve, patrones de densidad y características asociadas a las imágenes secuenciales, pueden ser las bases para una extrapolación a través del tiempo de los cambios en las formas del relieve. Una extrapolación al pasado sería de gran utilidad en un estudio morfogenético o reconstrucción de las formas del relieve, por otro lado una extrapolación al futuro es de gran importancia para los estudios geomorfológicos aplicados al urbanismo, conservacionismo, etc. (Verstappen 1977).

2.2.10 Operaciones Aritméticas de Bandas

Las operaciones aritméticas entre bandas también son usadas para realzar elementos presentes en la imagen. En procesamiento de imágenes, las más comunes son: suma, substracción, división y la multiplicación de una banda por una constante (realce lineal) (Benson, 2007).

En la aplicación de estas operaciones, se emplea una o dos bandas correspondientes a la misma área geográfica. El proceso es realizado "píxel" a "píxel", a través de una regla matemática definida previamente, se obtiene como resultado una banda que representa la combinación de las bandas originales (Benson, 2007).

La definición de unidades, anomalías y realce de estructuras depende de la habilidad del usuario, en la definición de las operaciones entre bandas y de las características espectrales de las bandas utilizadas.

CAPÍTULO III

3. ANTECEDENTES

3.1 Geografía Física

El estado Amazonas se caracteriza por su exuberante vegetación, condiciones extremas de altas precipitaciones y temperaturas: un sustrato geológico muy antiguo que ha sido modelado formando un relieve de grandes contrastes y suelos de pobres nutrientes.

3.1.1 Clima

Debido a su latitud ecuatorial el clima se halla sometido a los efectos de la convergencia intertropical, caracterizado por el movimiento de grandes masas de aire cargadas de humedad que ocasionan grandes precipitaciones, cuya distribución recibe la influencia de los macizos orográficos que inciden en el patrón general de circulación atmosférica.

Es así como podemos encontrar un régimen perhúmedo con precipitaciones en el orden 1800 a 3700 mm anuales (Fundación Polar 1996).

El factor más influyente del clima en la pedogénesis es la temperatura, esta se encuentra entre una mínima de 23,2°C, y una máxima de 32,6°C (Blanconeaux, 1976).

3.1.2 Relieve

El paisaje general del estado Amazonas está conformado por una abundante diversidad de formas terrestres de grandes contrastes que originan una fisiografía muy singular en este inmenso territorio.

Presencia de diferentes tipos de formaciones geológicas de distinta litología y estructura sometidas a los efectos de un intenso tectonismo y a la acción de los agentes climáticos, ha impulsado profundos procesos de modelado de la corteza terrestre, cuyas expresiones se describen a continuación. (Marnr, 1988).

3.1.2.1 Tipos de Relieve

3.1.2.1.1 Altiplanicies

Son las zonas en posición topográfica más altas conformadas por relieves tabulares con bordes abruptos y profundas abras que constituyen valles encajados. Se han originados por la intensa erosión diferencial de la corteza terrestre, habiendo adquirido la forma de mesetas o tepuyes, erigidas sobre rocas cuarcíticas y areniscas, así como graníticas de gran dureza, que permanecen en la posición más elevada frente a la acción erosiva y ocupan alturas de 1200 a 2500 m (Marnr, 1988).

3.1.2.1.2 Montañas

Constituyen los relieves accidentados, conformados por los macizos de rocas precámbricas originadas por tectonismo, fallas, alzamientos y fracturas; de acuerdo con la forma de la superficie y las pendientes predominantes se pueden diferenciar 4 tipos de relieves montañosos: a. Montañas con relieve quebrado, con cumbres suaves, b. Montañas con entalles, con desniveles escalonados, c. Valles intramontañosos profundos de vertientes empinadas, con depósitos aluvio-coluviales, d. Cerros integrados por promontorios rocosos que sobresalen del conjunto montañoso y de las altiplanicies circundantes, con formas agudas, crestas y aristas (Marnr, 1988).

3.1.2.1.3 Piedemonte

Se encuentra en posición topográfica intermedia entre las zonas altas y bajas en las inmediaciones de los macizos montañosos. Ocupan poca superficie (Marnr, 1988).

3.1.2.1.4 Peniplanicies

Corresponden a una unidad testigo de un antiguo proceso de aplanamiento ocasionado por intensa erosión que dio como resultado una superficie extensa con relieve en forma de domo, cumbres convexas, vertientes rectilíneas y ondeadas en “V”, con aspecto de media naranja. Cuando el proceso de entalle es más vigoroso,

llegando hasta el sustrato rocoso y con vertientes más empinadas, se reconoce como peniplanicie en relieve convexo (Marnr, 1988).

3.1.2.1.5 Penillanuras de alteración

Corresponden a un estado de evolución más avanzado en el paisaje de peniplanicies por intensificación del proceso de alteración y rebajamiento del nivel general de la superficie (Marnr, 1988).

3.1.2.1.6 Penillanuras de erosión – alteración

Comprende un estadio evolutivamente mayor de un penillanura de alteración generada por intensificación del proceso erosivo hasta llegar al afloramiento de roca madre y la acumulación de los residuos de erosión (Marnr, 1988).

3.1.2.1.7 Llanura de alteración

Está constituida por una superficie plana cercana al nivel de base de erosión donde predominan los procesos de alteración de la roca madre y ubicada en pequeños lotes dispersos (Marnr, 1988).

3.1.2.1.8 Llanura de erosión

Corresponde a una extensa plana, con presencia de un manto arenoso casi continuo resultante de la erosión de los macizos montañoses y del lavado de las alteraciones profundas (Marnr, 1988).

3.1.2.1.9 Llanuras aluviales

Son formas planas asociadas a los cauces y áreas inundables de los ríos y las áreas discontinuas adyacentes a los mismos (Marnr, 1988).

Estas formas de erosión se originan fundamentalmente por los siguientes factores:

3.1.2.2 Factores Modeladores del Relieve

3.1.2.2.1 Alteración Física

El factor más importante en la desintegración física de un macizo rocoso, después del levantamiento y de la erosión, es la formación de grietas y laceraciones que aumentan su superficie de contacto y facilitan su interacción con los elementos, esta alteración física puede estar dada por:

- Corrosión: Erosión mecánica por lluvias torrenciales.
- Desintegración termoclástica: Variación de temperatura.
- Exfoliación.

3.1.2.2.2 Alteración Química

En comparación con los procesos físicos, los agentes químicos del intemperismo pueden realizar un ataque mucho más fuerte a los minerales constituyentes de la roca, algunos de los procesos químicos que afectan en el área de estudio son:

- Meteorización de Minerales: Los feldespatos y las plagioclasas se alteran y conducen a la formación de arcillas.
- Disolución: El sodio y el potasio pasan a la solución. La disolución de sílice alcanza valores muy altos (Blancaneaux 1976).

3.1.2.2.3 Alteración Bioquímica

Los procesos orgánicos no solo constituyen el principal factor en la formación de suelos sino que también juegan un papel primordial en la descomposición de un macizo rocoso, en la mayoría de las cuevas del granito crecen Bromeliaceas y varias formas de vida que oscurecen la superficie del mismo, y que liberan ácidos orgánicos, sumándose al efecto físico de destrucción causado por la penetración de las raíces (Blancaneaux 1976).

3.1.3 Superficies de Erosión

Uno de los puntos más importantes al describir la evolución de una región son los niveles de peneplanación. Trabajos de Pouyllau y Blancaneaux han reconocido tres niveles en zonas cercanas al área de estudio:

- a) Nivel 600 m, correspondiente a la serranía de Carichana.
- b) Nivel de 280 – 300 m, correspondiente a los diferentes macizos graníticos, dominando el glacís que los rodea. (Cerro San Borja).
- c) Nivel de 50 m, podría corresponder al nivel reconocido por Pouyllau (1975), este nivel se presenta en la forma de planicie – llanura aluvial, posteriormente modelado en una sucesión de colinas en media naranja.

Por otro lado Briceño y Schubert (1990) reconocen 6 niveles de peneplanación (ver tabla 3).

Tabla 3. Superficies de erosión en el Escudo de Guayana. Tomado y Modificado de Schubert y Briceño (1990).

Elevación (m)	Nombre	Edad
2000 - 2900	Auyán – Tepui (Venezuela)	Mesozoico (?)
900 – 1200	Kanuku (Guyana), Wokén (Venezuela)	Mezozoico (?)
600 – 700	Brownsberg (Surinam), Imataca (Venezuela)	Terciario Temprano (?)
200 – 450	Oronoque (Brasil), Caroni – Aro (Venezuela)	Oligo.Mioceno (?)
80 – 150	Rupuni (Guyana), Llanos (Venezuela)	Plio-Pleistoceno
0 - 50	Mazaruni (Guyana), Planicie del Orinoco.	Holoceno

- **Planicie Aluvial del Orinoco (0 – 50 m):** como su nombre lo sugiere consiste principalmente de las planicies aluviales recientes del Orinoco, y fueron depositados durante la transgresión del Holoceno, esta ha sido correlacionada con la Superficie de Mazaruni cuyas planicies se inclinan hacia el este debajo del monoclinial de la costa en Guyana, también ha sido correlacionada con los ciclos Cuaternarios fluviales – climáticos de aridez (regresiones) y húmedos (transgresiones). Tomado de Schubert (1990)
- **Superficie de los Llanos (90 – 150 m):** en general coincide con el tope de la Formación Mesa (arenas y limos Pleistocenos), al norte del Río Orinoco, e igualmente se formó en rocas del basamento al sur del mismo. La formación Mesa cubre una superficie erosionada de rocas plegadas del Mioceno – Plioceno, la superficie de erosión de los Llanos es una superficie depositacional.

En el Escudo de Guayana esta superficie está salpicada con irregularidades prominentes denominadas “bornhardts” (colinas dómicas), en Guyana se correlaciona con la Superficie Rupununi y en Surinam con la Superficie del Terciario Tardío. Tomado de Schubert (1990)
- **Superficie Caroní – Aro (200 – 450 m):** Fue formada sobre rocas del basamento del Escudo de Guayana (Provincias de Imataca, Pastora y Cuchivero) y muy localmente en rocas del Grupo Roraima.

Esta superficie se caracteriza por la presencia de domos y topes inclinados, estos domos se encuentran rodeados por rocas altamente alteradas y, parcialmente, por una delgada cobertura aluvial.

La misma superficie es denominada Kaieteur en Guyana y Oronoque en Brasil y ha sido asociada con los ciclos transgresivo – regresivos entre el Oligoceno y el Mioceno. Tomado de Schubert (1990)

- **Superficie de Imataca (600 – 700 m):** esta corta a través de las formaciones basales del Grupo Roraima y las rocas ígneo – metamórficas del basamento. Esta superficie ha sido correlacionada con la Superficie Kopinang de Guyana, y la Superficie Brownsberg en Surinam del Terciario Temprano, esta última superficie ha sido correlacionada con una disconformidad entre el Eoceno y el Oligo-Mioceno, por esta razón la edad tentativa asignada a la Superficie de Imataca es de Terciario Temprano. Tomado de Schubert (1990).
- **Superficie Wonkén (900 – 1200):** esta representa la principal superficie que forma la Gran Sabana y se ha formado sobre rocas del Grupo Roraima. Tomado de Schubert (1990).
- **Superficie Auyán – Tepui (2000 – 2900):** esta solo ha sido descrita en el Escudo de Guayana Venezolano, en el presente forma las cumbres de las montañas amesetadas formadas en las cuarcitas Precámbricas del Grupo Roraima, sin embargo también corta otras rocas como el Granito Precámbrico en la Sierra Maigualida, esta superficie ha sido intensamente esculpida, en gran medida debido a la explotación de las fracturas por parte de soluciones de cemento silíceo de las cuarcitas. Tomado de Schubert (1990).

Las fases de modelado del paisaje actual, en base a las variaciones climáticas en el Amazonas, ha sido esquematizado por Blancaneaux (1977) de la siguiente manera:

3.1.3.1 Primera Etapa:

Ocurre un acorazamiento ferruginoso en un paisaje tropical húmedo con estaciones secas mas cortas que las lluviosas. La redistribución del hierro, según trabajos de Maignion, ocurre lateral y verticalmente en el perfil. En la toposecuencia, el medio saturado fija las arcillas caoliníticas que al disminuir la

porosidad provocan la acumulación del hierro. Cada depósito crea un obstáculo para la materia que le sigue.

El paisaje para esta época se encontraba protegido por una coraza mas compacta en la parte mas baja que en la alta, por ello varios niveles de coraza pueden aparecer en el mismo (Blancaneaux 1976).

3.1.3.2 Segunda Etapa:

En esta interviene un clima relativamente más seco (precipitación inferior a 1000 mm anuales).

Los trabajos de Bocquier y Boulet, muestran la redistribución de los elementos a lo largo de la toposecuencia entre los Inselbergs graníticos y glacís.

Existen dos medios geoquímicos en la vertiente y el límite entre estos es fluctuante. En resumen hay lixiviación en la parte superior (el agua es suministrada por el escurrimiento sobre el inselberg), la arcilla formada en este proceso es la caolinita y hay depositación en la parte inferior formándose montmorillonita.

El límite entre los medios se desplaza hacia arriba a medida que evoluciona, la migración de materia hacia la parte inferior provoca el ascenso de las acumulaciones hacia la parte superior en un proceso que se conoce como “invasión ascendente de la montmorillonita”.

En la zona de empalme ocurren una serie de reacciones químicas que socaban el pie de los Inselbergs, endereza las vertientes y produce glacis y provoca un modelado geoquímico de los paisajes por redistribución de material interior de las formaciones superficiales (Blancaneaux 1976).

3.1.3.3 Tercera Etapa:

Nuevamente el clima se torna aún más húmedo y se origina un modelado más o menos ondulado debido, en parte, a la infiltración de agua en zonas

privilegiadas y por otra parte, a la destrucción de la coraza y al arrastre en los bordes de material cada vez más fraccionados (Blancaneaux 1976).

3.1.3.4 Cuarta Etapa:

Se produce durante un período muy seco, este período dio origen a los médanos de Apure, corresponde al final de la última glaciación del Cuaternario, aproximadamente 10.000 años, otros autores han señalado climas más secos en America Latina entre 70.000 y 10.000 A.C.

Debido a la influencia de este clima desértico, hay una desaparición casi completa de la vegetación, el suelo queda sometido a la erosión eólica y a medida que desaparece la vegetación los Inselbergs pierden los suelos esqueléticos que los cubrían, en los glacís removidos, los suelos se adelgazan.

El paisaje general es el de grandes campos desérticos salpicados de Inselbergs asilados (Blancaneaux, 1977).

3.1.3.5 Quinta Etapa:

El nuevo modelado se efectúa en un clima más húmedo, produciéndose el hundimiento de la red hidrográfica, el retomado superficial de los productos concrecionados, su fraccionamiento y su repartición granulométrica. El paisaje toma el aspecto de un peneplano ondulado con un relieve en media naranja, característico de estas zonas concrecionadas.

El paisaje que observamos hoy es el resultado de la influencia de esos mecanismos que han actuado durante milenios de años (Blancaneaux 1976).

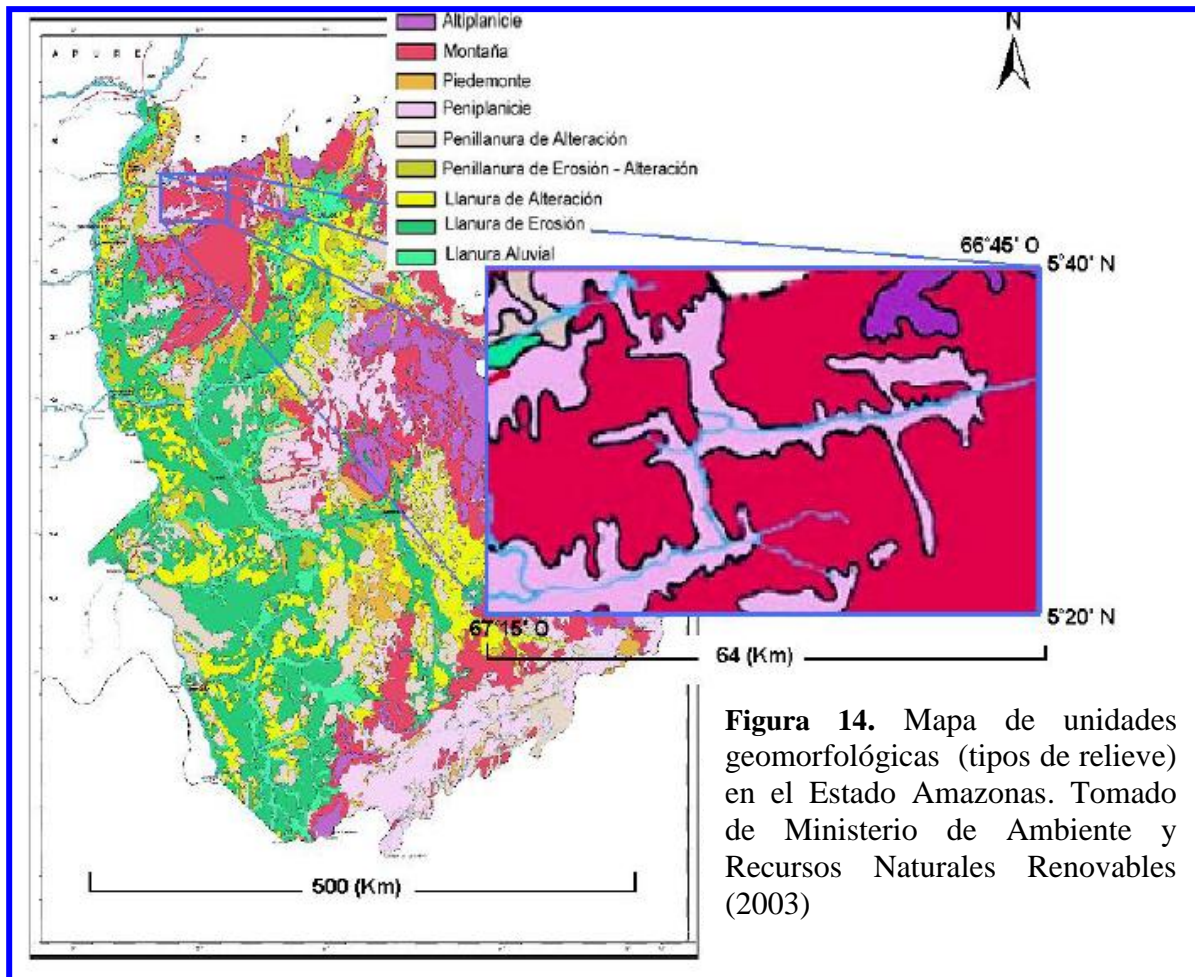


Figura 14. Mapa de unidades geomorfológicas (tipos de relieve) en el Estado Amazonas. Tomado de Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales Renovables (2003)

3.2 Hidrografía

Está conformada por un complejo sistema fluvial integrado por grandes ríos donde el eje principal es el Orinoco el cual desde su nacimiento en la Sierra Parima hasta la confluencia con el Meta, tiene una longitud de 940 Km y drena una cuenca de 125.000Km², correspondiente a algo más del 62% de la superficie de la entidad.

El río Ventuari es el tributario más importante del Orinoco, su cuenca abarca una superficie de aproximadamente 42 km².

Las altas precipitaciones representan abundante disponibilidad de agua durante todo el año y generan un escurrimiento o flujo permanente a través de una densa y extendida red de drenaje que discurre sobre un manto de rocas duras, resistentes a la erosión, cuyas características formaciones geológicas dan origen a

numerosos saltos y raudales, los cuales pueden interrumpir la navegación (Copaf 1992).

3.3 Suelos

Los factores pedogenéticos existentes en Amazonas caracterizados por altas precipitaciones y temperaturas actuando sobre un material parental muy antiguo y un relieve contrastante de granulometría media a gruesa, pobre en bases sometidos por largo tiempo a la acción de una vegetación abundante han dado lugar a la formación de suelos que muestran una elevada alteración y predominancia de óxidos en las partículas finas, que van de ácidos a fuertemente ácidos y presentan baja capacidad de intercambio catiónico, ausencia de bases por el intenso lavado, intensa actividad biológica e importante acumulación de materia orgánica. La meteorización y el lavado intenso causan la reducción de los nutrientes para las plantas en la fracción mineral del suelo. Los suelos mas meteorizados aunque frecuentemente tienen una estructura física que favorece el crecimiento de las plantas, carecen de nutrientes y son susceptibles a la sequía así. El producto más común de los procesos de meteorización bajo condiciones húmedas y calientes de los trópicos, las arcillas de baja actividad, no proveen un medio efectivo para el almacenaje temporal y disponibilidad inmediata de los nutrientes de las plantas.

3.3.1 Proceso de Retomado

Una de las características más remarcadas observadas en los suelos del Macizo Guayanés es la presencia de un horizonte rico en elementos gruesos de dimensiones heterogéneas constituidas por fracciones de corazas de concreciones ferruginosas y fragmentos de cuarzo más o menos ferruginizados. Este fenómeno se observa en la mayoría de los suelos ferralíticos. (Blancaneaux, 1974).

Un horizonte “retomado” es un horizonte pedológico donde la organización resulta parcialmente del movimiento mecánico de los materiales, ya sean internos o superficiales, y que tengan por factor fenómenos tales como gravedad, escurrimiento, variaciones de humedad del suelo y, de manera general, de sus propiedades físicas.

3.3.2 Proceso de Rejuvenecimiento

Este se encuentra ligado a la continua erosión por la acción de un clima muy agresivo en una topografía muy accidentada. Hay desgaste progresivo por la evacuación de los materiales a medida de su constitución. El rejuvenecimiento va casi siempre acompañado del “retomado”, en la zona

3.3.3 Proceso de Empobrecimiento

El empobrecimiento caracteriza los suelos ferralíticos cuyo material original rico en elementos cuarzosos les confiere una textura gruesa favoreciendo la emigración de la fracción coloidal fina de los horizontes superiores. Estos suelos se encuentran abundantemente en los depósitos arenosos.

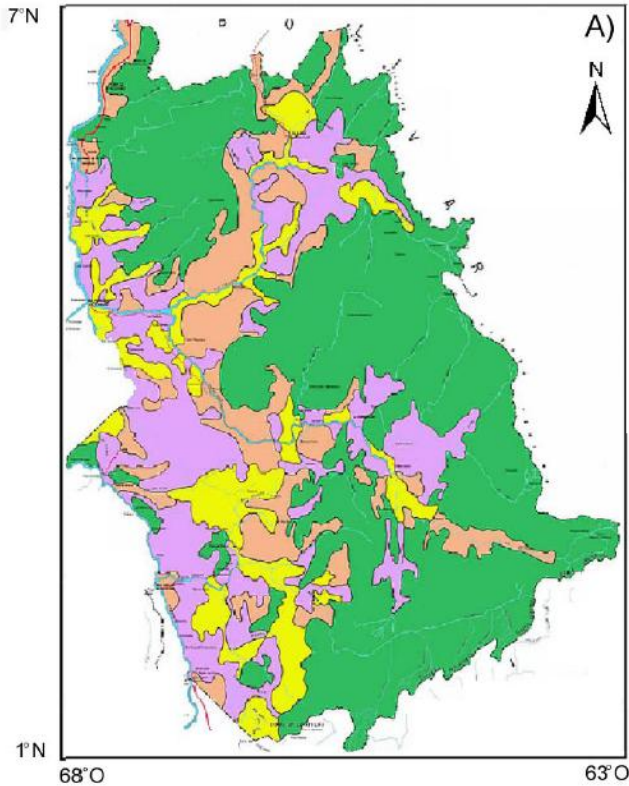


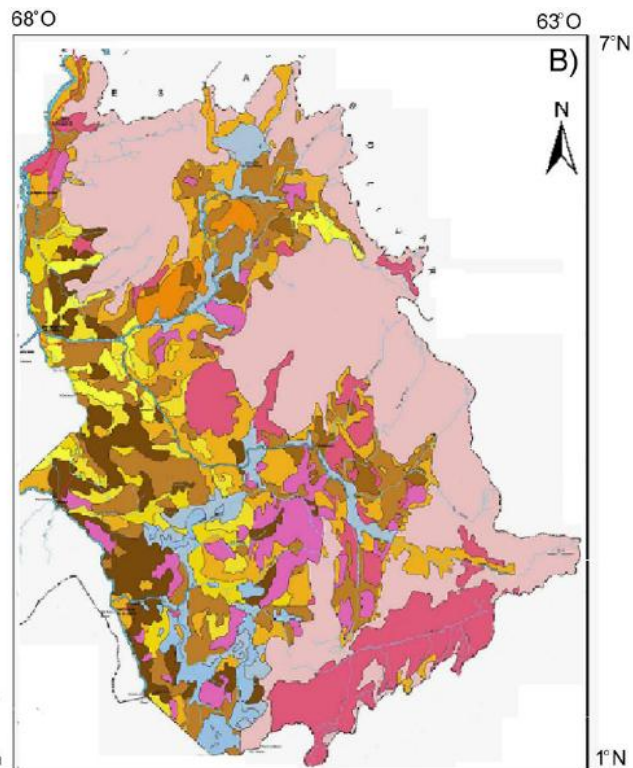
Figura 15.

A) Mapa de capacidad de uso de los suelos en el estado Amazonas.

B) Mapa de unidades de suelos (categorías de suelo) en el estado Amazonas. Tomado de Ministerio de Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables (2003)

- USO AGRICOLA : Extensivo - Itinerante
- CONSERVACION DE FLORA Y FAUNA (Severos problemas de Drenaje)
- USO AGRICOLA ITINERANTE: Conuco Tradicional Indígena - Amazónico
- USOS AGRO - FORESTALES: Agrícola Extensivo / Agrícola Itinerante

- SUELOS DE PLANICIES TEMPORALES O PERENNEMENTE HUMEDOS**
- Suelos Aluviales, sin diferenciar
 - Suelos Amarillos y Grises
 - Suelos Arenosos, poco drenados
 - Pantanos y Suelos muy Organicos
- SUELOS DE PLANICIES EROSIONADAS O ARENOSAS**
- Suelos Rojos y Amarillos en Planicies muy disectadas
 - Suelos Rojos y Amarillos erosionados, comunmente con concreciones de Ferrolita, en Planicies onduladas y Afloramiento de rocas asociadas
 - Suelos Rojos y Amarillos erosionados en Planicies muy onduladas y Afloramiento de rocas asociadas
- SUELOS DE PLANICIES SIN EROSIONAR Y LIGERAMENTE EROSIONADOS**
- Suelos Rojos y Amarillos en Planicies onduladas
 - Suelos Rojos y Amarillos en Planicies entre colinas altas
 - Suelos Rojos y Amarillos en colinas bajas
- SUELOS DE ALTI-PLANICIES Y MONTAÑAS**
- Suelos Rojos y Amarillos, moderadamente profundos y Afloramiento de rocas Asociadas en colinas altas y taludes
 - Suelos Rojos y Amarillos superficiales, moderadamente profundos y Afloramientos de rocas asociadas en montañas
 - Afloramiento de Rocas y Suelos superficiales en montaña



3.4 Vegetación

La mayor diversidad de vegetación existente en el territorio venezolano se encuentra representada en el estado Amazonas, como se demuestra por la presencia de cuatro provincias fisiogeográficas que contienen cuatro biomas y 56 tipos de vegetación, de los cuales las formaciones boscosas ocupaban el 93,2% de la superficie de la entidad (Fundación Polar 1996).

3.4.1 Bioma Forestal

Ocupa el 93% de la superficie de la entidad, está ubicado en el centro-sur del territorio, entre 100 y 150 metros sobre el nivel del mar, se pueden distinguir los siguientes tipos:

- 1) Bosques macrotérmicos semicaducifolios: ubicados a la sombra orográfica de los vientos, donde la precipitación varía entre 2.000 y 2.500 mm anuales, con tres meses secos. Son bosques de 20 a 30 metros de alto, caducifolios en un 30% a 60%.
- 2) Bosques macrotérmicos ombrófilos siempreverdes: Ubicados en las tierras bajas y con temperaturas medias anuales mayores a los 24°C. Ocupan la mayor extensión del territorio. Se diferencian cuatro (4) subtipos: a) bosques altos sobre suelos bien drenados, donde se desarrolla una formación densa de 25 a 30 m de alto con dos o tres estratos siempreverdes y sotobosque ralo, b) bosques altos que se encuentran sobre suelos inundables, c) bosques estacionalmente inundables esclerófilos, de altos a medios (catinga amazónica), y d) bosques inundables de palmas.
- 3) Bosques submontanos: se encuentran bordeando el piedemonte y las serranías y según su posición topográfica se distinguen dos subtipos: a) basimontanos, comunidades en transición ubicadas desde la base de las montañas hasta 400 msnm, b) montes bajos, ubicados entre los 400 – 800 msnm, y con especies de porte alto entre 50 y 60 m de altura.

- 4) Bosques montanos y altimontanos: los primeros se hayan ubicados entre los 800 y 1.500 msnm (montano submesotérmico) y de 1.500 a 2.000 msnm (montano alto, mesotérmico); los altimontanos ocupan las estribaciones tepuyanas entre 2.000 y 3000 msnm. Los bosques montanos son de mediana altura y siempreverdes y en las cumbres son de porte bajo, los altimontanos son de porte bajo y siempreverdes.
- 5) Bosques ribereños: se encuentran en forma de franjas boscosas a lo largo de los ríos y caños, distinguiéndose dos subtipos: a) bosques de galería, correspondientes a la vegetación ribereña siempreverde, de densidad abierta con arboles medianos, que ocupa áreas inundables durante 8 ó 9 meses al año; b) bosques ribereños altos y densos, desarrollados sobre suelos aluviales fértiles, con un régimen de humedad más balanceado, donde crecen especies que pueden alcanzar los 40 m de alto. De estos bosques se distinguen dos clases: los ribereños de aguas blancas, ubicados a lo largo de los ríos Orinoco, Ventuari, Ocamo y Padamo, entre otros y los ribereños de aguas negra (Fundación Polar 1996).

3.4.2 Arbustales

Ocupan una pequeña superficie del territorio del estado estimada en un 2,1%. Se distinguen 7 tipos diferentes de vegetación de porte bajo con una altura menor a 6 m, diferenciadas según su posición topográfica, las características de los suelos y el grado de inundación, las cuales se pueden agrupar en dos categorías:

- 1) Arbustales macrotérmicos de tierra baja: ubicados a menos de 200 msnm, en áreas ribereñas, con suelos de arenas blancas muy inundables (bana).
- 2) Arbustales submesotérmicos a submicrotérmicos montanos: localizados entre 500 y 3.000 msnm, a temperaturas entre 8 y 28°C, sobre suelos de turba o sobre afloramientos rocosos.

(Fundación Polar 1996).

3.4.3 Sabanas y Herbazales

Ocupan una superficie del 4,7% del territorio del estado Amazonas, agrupados en 6 categorías cuyos tipos más importantes se describen a continuación:

- 1) Sabanas arboladas y arbustivas no inundables: están conformadas predominantemente por gramíneas, eventualmente acompañadas de pocos arbustos y árboles.
- 2) Sabanas abiertas inundables: sumergidas durante una gran parte del año por una lámina de agua de 1 a 2 m.
- 3) Herbazales no gramíneos macrotérmicos de tierra baja: asociados a suelos extremadamente pobres en nutrientes. Contienen pocas gramíneas pero representan gran variedad de hierbas, frutices y subarbustos endémicos.
- 4) Herbazales gramíneos submesotérmicos de tierras intermedias son sabanas que existen entre los 500 y 1.500 msnm, con temperaturas de 18 a 24°C, compuestas por gramíneas y arbustos.
- 5) Herbazales gramíneos mesotérmicos: correspondientes a praderas arbustivas altotepuyanas.
- 6) Herbazales no gramíneos mesotérmicos de tierras altas: conformados por especies arbustivas de hoja ancha, sobre suelos de turba o afloramientos rocosos, ubicadas en zonas tepuyanas entre 1.500 y 3.000 msnm.

(Fundación Polar 1996).

3.4.4 Formaciones Pioneras

Son comunidades vegetales que ocurren sobre los afloramientos rocosos graníticos conocidos localmente como “lajas”, en forma de manchas de especies pioneras, a veces constituyendo sabanas gramíneas e incluso algunos bosquecillos con árboles de 8 a 10 m. de alto, deciduos, desarrollados sobre una capa delgada de suelo. La vegetación pionera está ubicada en las

depresiones del terreno y en las grietas, formando un estrato herbáceo de hasta 1 m y un estrato arbustivo decidido. También puede encontrarse vegetación pionera sobre las cumbres tepuyanas de areniscas y granito (Fundación Polar 1996).

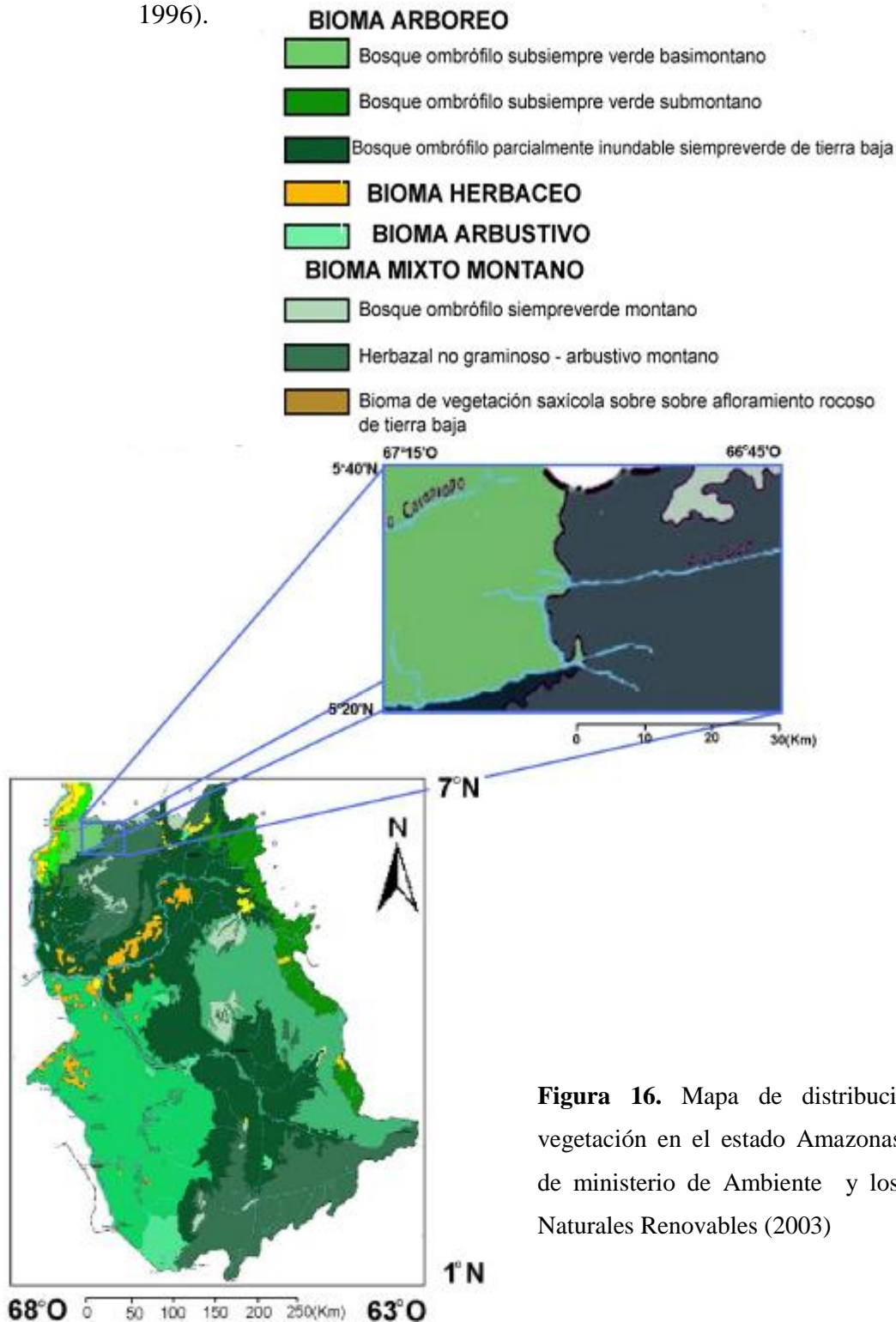


Figura 16. Mapa de distribución de la vegetación en el estado Amazonas. Tomado de ministerio de Ambiente y los Recursos Naturales Renovables (2003)

3.5 Geología Regional

El Escudo de Guayana se localiza al sur del Río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela, con rocas tan antiguas como 3.41 Ga (granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca) y tan jóvenes como 0.711 Ga (kimberlitas eclogíticas de Guaniamo). (Mendoza 2005).

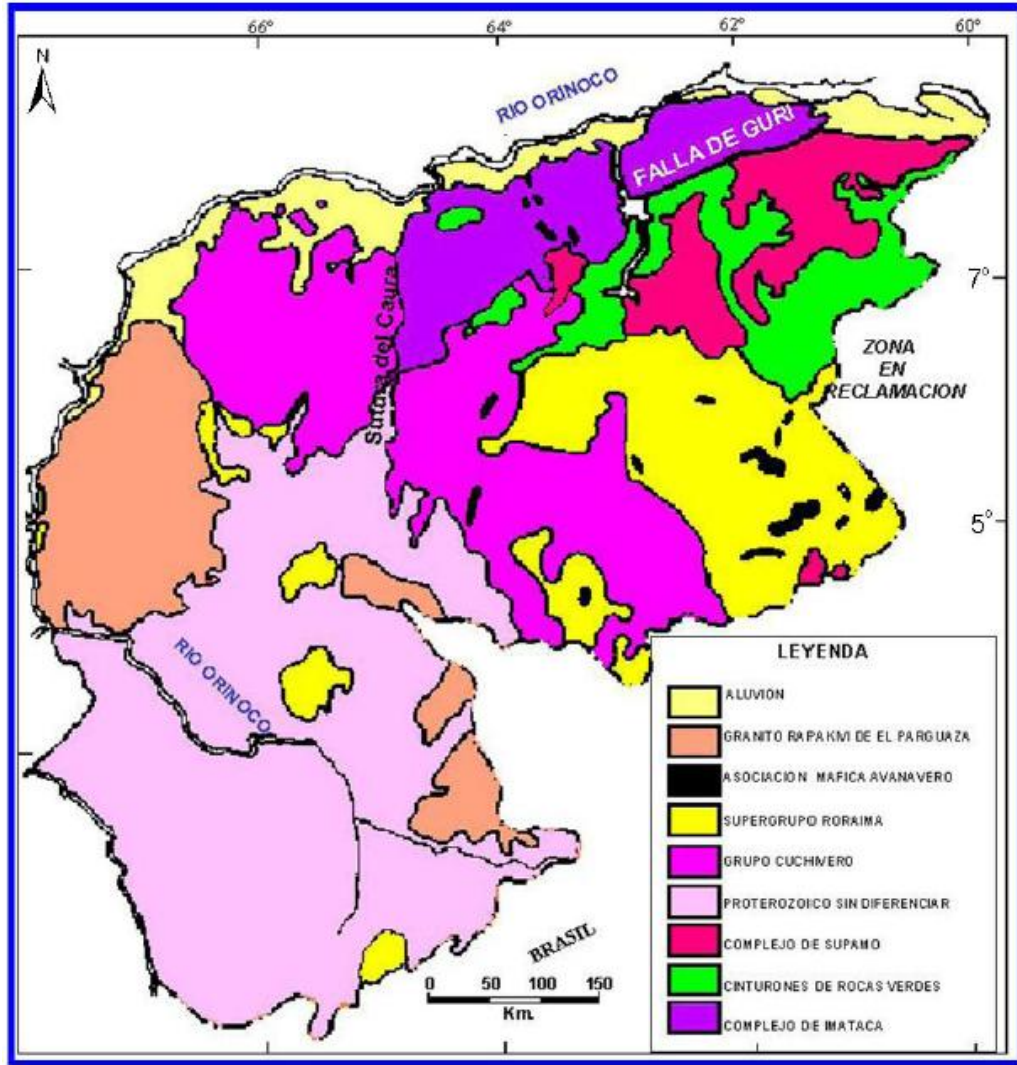


Figura 17. Mapa geológico generalizado del Escudo de Guayana en Venezuela. (Tomado de Sider y Mendoza 2005).

En particular, el Escudo de Guayana se compone de las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, que forman parte del Cratón Amazónico del Precámbrico de Sur América, que se extiende desde el Norte de Brasil, las Guayanas, hasta remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia los cuales estaban unidos a África Occidental hasta la ruptura de la Pangea, hacen unos 200 Ma (Mendoza 2005) (ver figura 17).

3.5.1 Provincias Geológicas del Escudo de Guayana

3.5.1.1 Provincia Imataca

La Provincia Imataca se extiende en dirección SW-NE desde las proximidades del Río Caura hasta el Delta del Orinoco y en dirección NW-SE aflora desde el curso del Río Orinoco hasta la Falla de Guri por unos 550 Kms y 80 Kms, respectivamente. No parecen existir razones para que Imataca no se extienda al Norte del Orinoco, ni al Oeste del Río Caura, y en tiempos de predisrupción de Pangea a África Occidental (Mendoza, 2000).

Rocas similares a las del Complejo de Imataca no han sido observadas al oeste del Río Caura esto ha sido interpretado como que tal río marca el límite de borde continental próximo a una zona de subducción; o representa una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente cubierta por las intrusiones de la Asociación Cuchivero y del Granito Rapakivi de El Parguaza (Mendoza, 2000).

Basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora se incluyen en una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas, la cual limita al norte con el Río Orinoco, al oeste con rocas sedimentarias del Grupo Roraima y volcánico-plutónicas del Grupo Uatumá (equivalente al Grupo Cuchivero). (Mendoza 2000).

Litológicamente la Provincia de Imataca está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de

hierro (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfizados y más jóvenes Cinturon de Rocas Verdes (CRV)- Trondgemíticos, Tonalíticos y Gnadioríticos (TTG) gnéissicos (Mendoza, 2000).

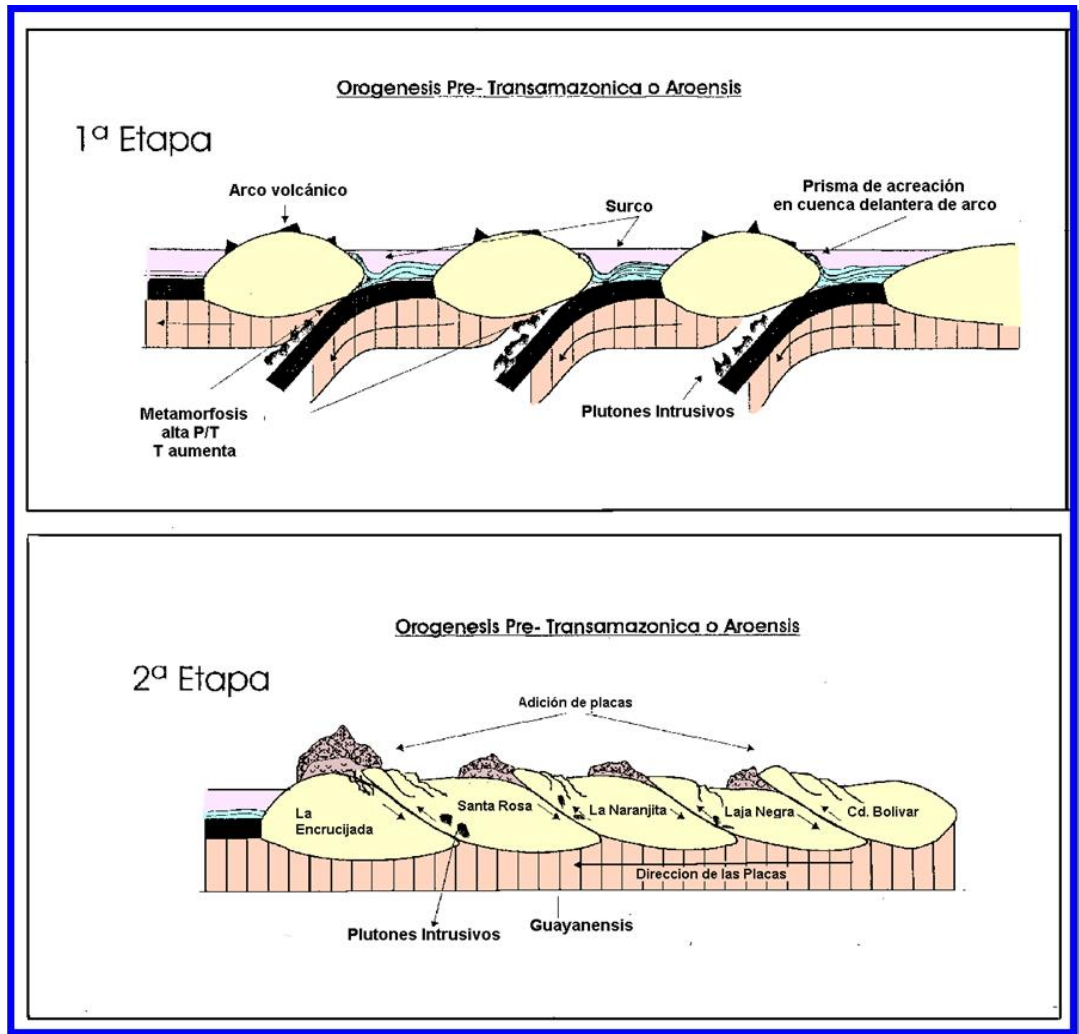


Figura 18. Evolución Geodinámica de Imataca (1ra Etapa) por compresión entre placas oceánicas con cambio de subducción a la izquierda y (2da etapa) sucesivo aglutinamientos de los arcos o microcontinentes formando parte del Supercontinente Guayanensis (Tomado de Mendoza, 2000)

El metamorfismo registrado en estas rocas decrece desde la Mina de Hierro de El Pao, con granulitas de dos piroxenos en charnockitas, anortositas y granulitas máficas y hasta ultramáficas (que sugieren temperaturas de 750°C-850°C y moderadas a elevadas presiones de 8 a 8.5 Kbs, equivalentes a menos de 30 Km de presión de roca), hacia la zona de Guri, con anfibolitas, granulitas y migmatitas, rocas graníticas, con granate-cordierita-sillimanita (que implican temperaturas de 650°-700°C y presiones de 4 a 7 Kbs, o sea menores de 20 Kms de espesor de rocas). Estas rocas de alto grado metamórfico se interpretan como evolucionadas de primitivos CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita y sufrieron luego parcialmente metamorfismo retrógrado (Mendoza, 2000).

Se ha postulado que parte, al menos, del Complejo de Imataca está formado por varias fajas tectónicas que representan microcontinentes que por deriva chocaron unos con otros con obducción, quedando separados entre sí por grandes corrimientos. Mendoza denominó a estas fajas (ver figura 18) como de La Encrucijada, Ciudad Bolívar, Santa Rosa, La Naranjita, La Ceiba, Laja Negra y Cerro Bolívar. Se destacan los tipos de rocas graníticas, charnockíticas y migmatíticas asociadas a cada una de estas fajas tectónicas y su importancia en usos ornamentales e industriales.

3.5.1.2 Provincia Pastora

Se extiende desde la Falla de Gurí al Norte hasta las proximidades del Parque Nacional Canaima al Sur (Km 95 carretera El Dorado-Santa Elena), por el Este hasta los límites con la Zona en Reclamación del Esequivo y al Oeste hasta el Río Caura. Los mismos comentarios sobre su posible extensión al Oeste del Caura que se hicieron sobre la Provincia Imataca son válidos para la Provincia Pastora. (Mendoza 2005)

Según Mendoza (2000), la Provincia Pastora, está formada por CRV, delgados, más antiguos, tectonizados, tipo Carichapo formados en/o cerca de un arco de islas en una zona de convergencia y CRV, más anchos, jóvenes y menos tectonizados y

menos metamorfizados, tipo Botanamo, formados en la cuenca delante del arco de islas y complejos graníticos sódicos, como el Complejo de Supamo, siendo toda la secuencia intrusionada por granitos potásicos o “sensu stricto”, dioritas y rocas gabroides con escasos y no bien definidos complejos máficos-ultramáficos, ofiolíticos o no, tipo Yuruan-Uroy, e intrusiones de diques anulares como Nuria y sills de diabasas y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo (ver figura 8). Los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a NS (N 10° E a N 20° O), mientras que los CRV más jóvenes casi siempre muestran tendencias en ángulo recto con las anteriores, próximas a E-O (N 70°-80° E).

En la región de Guasipati-El Callao aflora una buena sección del Supergrupo Pastora, CRV antiguo, compuesto del Grupo Carichapo y la Formación Yuruari. El Grupo Carichapo está constituido por las Formaciones Cicapra, predominantemente komatítica, Florinda, basáltico tholeítica a komatítica y El Callao, típicamente basáltico-andesítica (“basandesitas”) toleíticas. Rocas metasedimentarias y metavolcánicas de El Torno-Real Corona, al Oeste del Río Aro fueron correlacionadas con el Grupo Carichapo.

La presencia de basaltos komatíticos pudiera sugerir, alternativamente, que el CRV de Pastora se formó sobre una pluma de calor del manto superior en una placa oceánica, formando parte de un arco de islas oceánicas, más primitivas, con menos sedimentos asociados, con abundancia de basaltos toleíticos oliviníferos o magnesianos (Mendoza, 2000).

Basaltos komatíticos, komatítico-toleíticos y toleíticos espilitizados con estructuras de almohadillas predominan en la parte basal o inferior de los CRV de Guayana, seguidos en la parte intermedia por mayor predominio de rocas andesíticas y dacíticas (pórfidos andesíticos, dacitas, riódacitas y volcanoclásticas y piroclásticas equivalentes) sobre basálticas intercaladas con sedimentos mayormente pelíticos volcanogénicos y la parte superior está dominada por rocas turbidíticas (grauvacas, limolitas y lodolitas volcanogénicas), pelitas, tobas, cherts y volcanoclásticas, cerrando con areniscas cuarcíticas, filitas y conglomerados polimicticos (Mendoza, 2000)

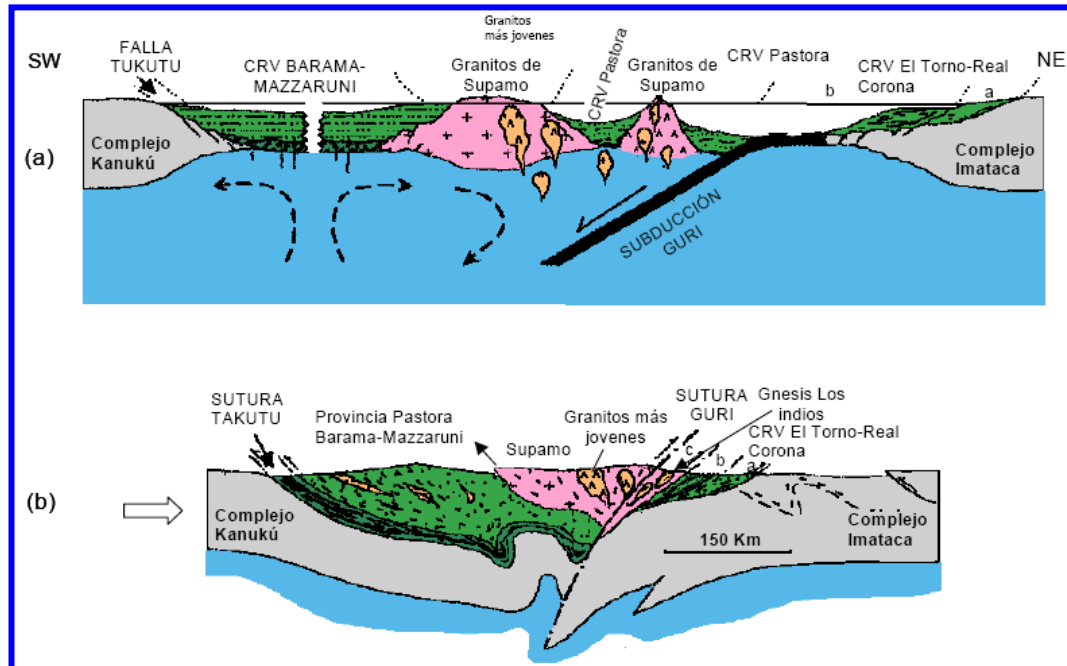


Figura 19: Muestra la evolución estructural de los granitos del complejo Supamo y los CRV de La Pastora y Botanamo, el cierre de los océanos (representados por las fallas del Guri y Tukutu) y la colisión contra el continente Imataca y Kanukú. Tomado de Mendoza (2005)

La secuencia total supera los 11.000 m. de espesor. Las rocas ultramáficas ocupan 1-2% de los antiguos CRV de Guayana, basaltos y rocas gabroides hasta un 75%, basandesitas y flujos de lavas andesíticas alrededor de un 15-17% y rocas volcánicas félsicas y piroclásticas un 8% (Mendoza, 2000).

Mendoza (2005) ha resaltado que los contactos entre las formaciones del Grupo Carichapo y de la Formación Yuruari con la Formación El Callao son contactos tectónicos y que muchas de estas “formaciones” representan como Florinda y Cicpra verdaderos litodemos, melánge y hasta en parte bloques exóticos, en particular en Cicpra y que en general todas ellas y los CRV en su conjunto son alóctonos. Ha conclusiones similares llegó Hildebrand (2005), pero con la diferencia que este último autor postula que los CRV son alóctonos sobre ambos, el Complejo de Supamo y el Complejo de Imataca y para Mendoza (2000 a 2005) el CRV de Pastora se emplazó en un nuevo océano formado por la disrupción de Imataca que luego se

cerro y colidió oblicuamente contra Imataca a un lado y luego contra Kanuku o el otro lado opuesto disrputado de Imataca (ver figura 19).

3.5.1.3 Provincia Cuchivero – Amazonas

Durante el Paleoproterozoico Tardío a Mesoproterozoico rocas intrusivas a volcánicas félsicas calcoalcalinas, pertenecientes a un arco magmatico, y rocas sedimentarias, intrusionaron y se depositaron, respectivamente, sobre un basamento de CRV granitos sódicos asociados, en las partes sur, centro y occidente del Escudo y probablemente del Complejo de Imataca, en la parte norte-noreste del Escudo de Guayana en Venezuela, al final y después de la Orogénesis Transamazónica (Mendoza, 2000).

Esta provincia Cuchivero incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmaticas con granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuhivero; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoriticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de El Parguaza y complejos alcalinos como el de La Churuata y rocas asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto (ver figura 20), lámprofiros y kimberlitas eclogiticas de Guaniamo. La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el Estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico según Sidder y Mendoza (1.995) y continuar en Brasil como parte de la Provincia Ventuari- Tapajós.

Las provincias Imataca y Pastora, aflorantes al Este del Río Caura, están en contacto discordante y de falla, denominado Frente Tectónico Caura, con la provincia Cuchivero, aflorante al oeste del Río Caura, que en parte, es la zona de encuentro o choque de tres provincias geológicas, con rocas, metamorfismos, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes (Mendoza, 2005).

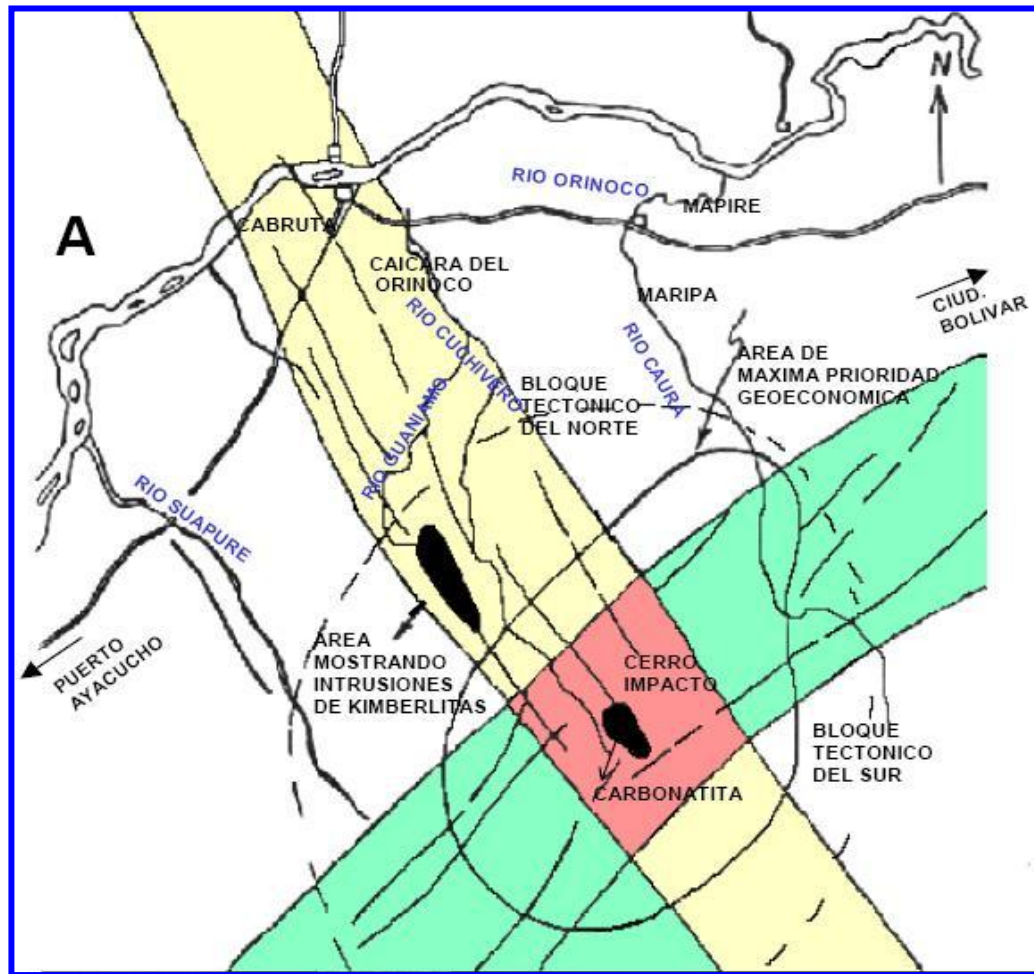


Figura 20. Megafracturas que controlaron el emplazamiento de Carbonatitas y Kimberlitas en la Provincia Geológica de Cuchivero. Esta carbonatita (rosado) se emplazó en la intersección de dos grandes zonas de falla la del Guri N70°E (verde) con la Falla de Cabruta N20°W (amarillo). Tomado y modificado de Mendoza (2005)

Mendoza (2005) en el área del Río Suapure definió la sección más completa de la provincia Cuchivero con el nombre de Supergrupo Cedeño (SC) formado por el Grupo Cuchivero (Formación Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Granito de Guaniamito), metabasitas y el Grupo Suapure (Granito de Pijigao y Granito Rapakivi de El Parguaza). Discordantemente sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas sedimentarias del Grupo Roraima. El autor propone ahora que tal nombre de Supergrupo Cedeño sea cambiado, de concepto litoestratigráfico que no le es apropiado por un concepto litodémico, tal como Superasociación Cedeño,

integrada por la Asociación Cuchivero (formada por: Volcánicas de Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Metabasitas) y la Asociación Suapure (constituída por: Granito de Pijiguaos, Granito Rapakivi de El Parguaza y sus facies, Granito de Guaniamito, Granito del Marieta, etc). Cada una de estas unidades litodémicas contienen la misma localidad tipo, composición litológica, edad radiométrica, y otras características de las indicadas previamente.

El Granito de Parguaza abarca un área de 280 km por 150 km, que se prolonga hacia Colombia en la región de Puerto Ayacucho, se caracteriza por el desarrollo de la estructura Rapakivi, constituida por grandes ovoides de feldespatos potásicos generalmente rodeadas de plagioclasas sódicas, este batolito pertenece al fenómeno orogénico más reciente del Macizo Guayanés, su edad aproximada es de 1500 millones de años (Blancaneaux 1974)

Estas rocas se formaron por fusión parcial, con fuerte fraccionamiento, de la parte basal de material de la corteza mezclado con material del manto superior, en un ambiente de rift intracontinental, pero próximo y relacionado al evento tectónico, datado en 1.80 Ga-1.55 Ga de Río Negro-Juruena, debido a que los procesos convergentes o de subducción en esa próxima región, localizada más al oeste, originaron cambios químicos en el manto superior que pueden haber inducido a fusión costral y al magmatismo de los rapakivis (Haapala y Ramo, 1.995). De la forma que fuere, lo cierto es que dado los grandes volúmenes que representan los rapakivis, la acreción de nueva corteza continental al Cratón Amazónico fue muy significativa, a la ya añadida por los arcos magmáticos tipo Cuchivero, en el Mesoproterozoico (Mendoza 2005).

Podría concluirse que las rocas más antiguas de la Asociación Cuchivero o sea las Volcánicas de Caicara debieron emplazarse cercano a los 1.950 Ma y los granitos comagmaticos con ellas no más tarde de otros 10-20 Ma, es decir hacia 1.940-1.930 Ma. Sin embargo, rocas similares y evolucionadas más tardíamente pueden registrar edades hasta cercanas a los 1.800 Ma. Aunque todas estas rocas volcánicas y plutónicas, graníticas, se registraron en el evento Orocaima o parte del evento Uatuma (1.96-1.78 Ga) ellas pertenecen a un arco magmatico que sucedió

inmediatamente a un arco de islas en un océano que se inició hacen unos 2.3 Ga. Desde la apertura de ese océano hasta el cierre del mismo, se adicionó el arco de islas de Pastora al arco magmático de Cuchivero y ambos se acrearon al viejo continente Imataca, durante la Orogénesis Transamazónica, es decir que esta orogénesis se inició hacen unos 2.3 Ma y concluyó hacia 1.8 Ga (Mendoza, 2005).

3.5.1.4 Provincia de Roraima

La Provincia Geológica de Roraima se extiende desde los límites del Parque Nacional Canaima, hacia el Km 95 cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairen en dirección NS y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua en dirección EW. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con intrusiones de diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Mendoza, 2005).

En general, Roraima carece de marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el Tepuy de Parú, frente a Kakuri, Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Los tepuis son el producto de inversión topográfica de remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuis corresponden a erosionados anticlinales (Mendoza 2005).

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1450 Ma, y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque en 1.977 se postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluviales, deltaicos, a localmente marino costeros, lacustrinos, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios deltaicos encima de lagos interdelticos,

lagunas costaneras a bahías interdeltaicas, playas sin barras y llanuras intramareas (Mendoza, 2005).

Las rocas sedimentarias, facies molasa, de Roraima ocurrieron después de la Orogénesis Transamazónica, en una corteza relativamente estable. En efecto, el espesor del escudo no alcanzó su máximo de estabilización y cesación de la deformación y magmatismo, sino que más bien siguió un proceso pasivo de fallamiento y deslizamiento de la corteza continental (intrusiones del Grupo Cuchivero y relacionadas) con una subsecuente subsidencia general y sedimentación que se extendió por varios cientos de millones de años hasta alcanzar su casi estabilización. Las areniscas de Roraima registran este largo período de subsidencia y sedimentación continental a marino costera que comenzó en la parte oriental, Suriname- Caroni, mientras Imataca y Cuchivero permanecían como tierras altas y progresivamente fue migrando del este hacia el oeste con sedimentación solo en el oeste del Caroni-Amazonas de la parte superior de Roraima, la Formación Mataui y sus equivalentes, incluso sedimentada después del también anarogénico Granito Rapakivi de El Parguaza (Mendoza 2005).

3.6 Geología Histórica

Hace 2.400 M.a. el Rift continental de Guri, comienza a separarse Imataca y Kanukú y entre ellos se va formando y desarrollando un océano donde se originaron los Cinturones de Rocas Verdes (CRV) de Pastora y Barama-Mazzaruni (Mendoza, 2005).

Posteriormente (2.150 a 1.960 M.a.) se produce el climax de la Orogénesis Transamazónica, cierre del océano Pastora. Choque de placas de Pastora versus Imataca. La Falla del Guri actúa como una zona de sutura. Se produce la granulitización de las rocas de Imataca y metamorfismo Facies Esquistos Verdes (FEV) a Anfibolita en los CRV más antiguos de Pastora.

De 1.900 a 1.800 M.a (Orogénesis Transamazónica) se encuentran en colisión tres o más placas continentales (Imataca, Pastora, Cuchivero). La zona del triple choque de placas origina el Frente Tectónico Caura y fracturas paralelas (Caroní, Cuhivero, Parguaza, Cabruta, etc.) que desplazan a la Falla de Guri, siendo la parte Sur, en Amazonas, de rocas tipo Cuchivero (Mendoza, 2005).

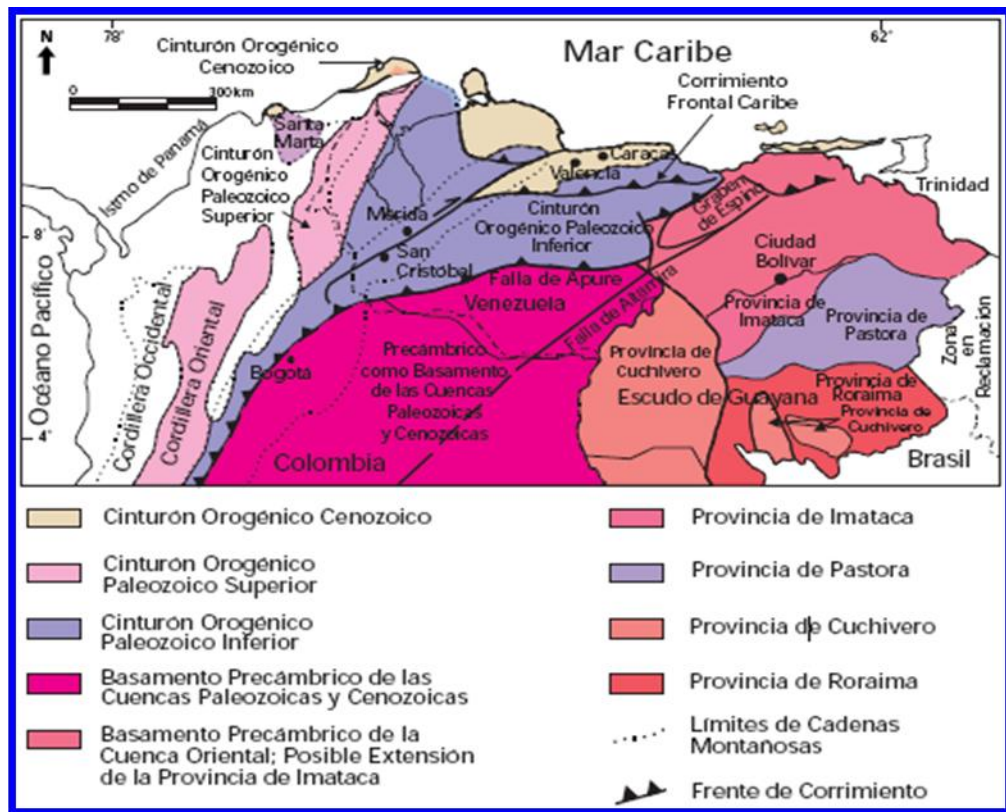


Figura 21. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el Norte de Suramérica, en los cuales hay rocas precámbricas. Dichos terrenos fueron suturados secuencialmente al Norte de Suramérica durante el Ordovícico-Silúrico (Orogénesis Herciniana) y desde finales del Mesozoico hasta el presente. (WEC de Venezuela 1997).

La siguiente orogénesis tiene lugar entre 1.200±200 M.a. denominada Orogénesis Nickeriana y consiste en el choque del megabloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima con el megabloque Rio Negro-Jurena (Brasil), Mitú-Garzón (Colombia). Se produce la intensa removilización, cizalla y cataclasis de la

Falla de Guri, metamorfismo retrógrado bajo FEV, algunas intrusiones de aplitas y pegmatitas (Mendoza, 2005).

De 800 a 300 M.a. ocurre el cruce de fallas Cabruta-Guri y se emplazan las Carbonatitas, cerca de esa intersección en la falla Cabruta se emplazan kimberlitas eclogíticas diamantíferas intrusivas de la Provincia Cuchivero de 711 Ma y lámpirofros de 850 Ma. (Ver figura 21).

De 210 a 190 M.a. ocurre la apertura Océano Atlántico y la Falla Guri se comporta como una falla transformante en la parte oceánica y como falla inversa de ángulo alto (Imataca sobre Pastora) en la parte continental. A lo largo de esta gran falla se emplazaron diabasas, rocas gabroides y posiblemente rocas ultramáficas del manto superior (Mendoza, 2005).

Finalmente en los últimos 150 M.a. erosión y quietud tectónica (ver figura 21).

CAPÍTULO IV

4. Metodología

4.1 Recopilación bibliográfica

En esta etapa se realizaron visitas a bibliotecas y centros de investigación donde se compilaron los siguientes mapas:

- *Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar.*
 - Mapas Topográficos a escala 1:100.000 Hojas 6732 y 6832 (1989).
 - Ortoimagenes de Radar a escala 1:50.000 Hojas 6732-I, 6732-II, 6832-III y 6832-IV (1999).
 - Levantamiento de Radar del Territorio Federal Amazonas a escala 1:250.000 (1971).
- *Biblioteca de FUNVISIS.*
 - Geologic and Tectonic Map of the Venezuelan Guayana Shield a escala 1:1.000.000 (1993).
- *Biblioteca de TECMIN.*
 - Mapa Geológico Estructural, C.V.G Técnica Minera a escala 1:250.000.
- *Biblioteca de INGEOMIN.*
 - Mapa de las Interpretaciones Radimétrica y Magnética de la Región Noroccidental del Territorio Federal Amazonas a escala 1:100.000.
- *Página de GLFAAP*
 - Imagen Satelital LANDSAT 7 ETM 042 - 941

4.2 Procesamiento de las Imágenes

4.2.1 Correcciones en la Imagen Satelital Landsat 7 ETM

- Una vez obtenidas las 6 imágenes TIFF correspondientes a las bandas suministradas por el satélite y el archivo meta (aquel que contiene toda la información sobre la imagen), el primer paso para la calibración de las mismas es la corrección de la radiancia. Para ello se utilizó el programa ENVI 4.2, en el que se introducen los parámetros para la calibración tales como: fecha y hora de adquisición de la imagen, ángulo solar, valores máximos y mínimos de radiancia, entre otros. Este paso se realiza con cada una de las imágenes (bandas) descargadas (ver figura 22).

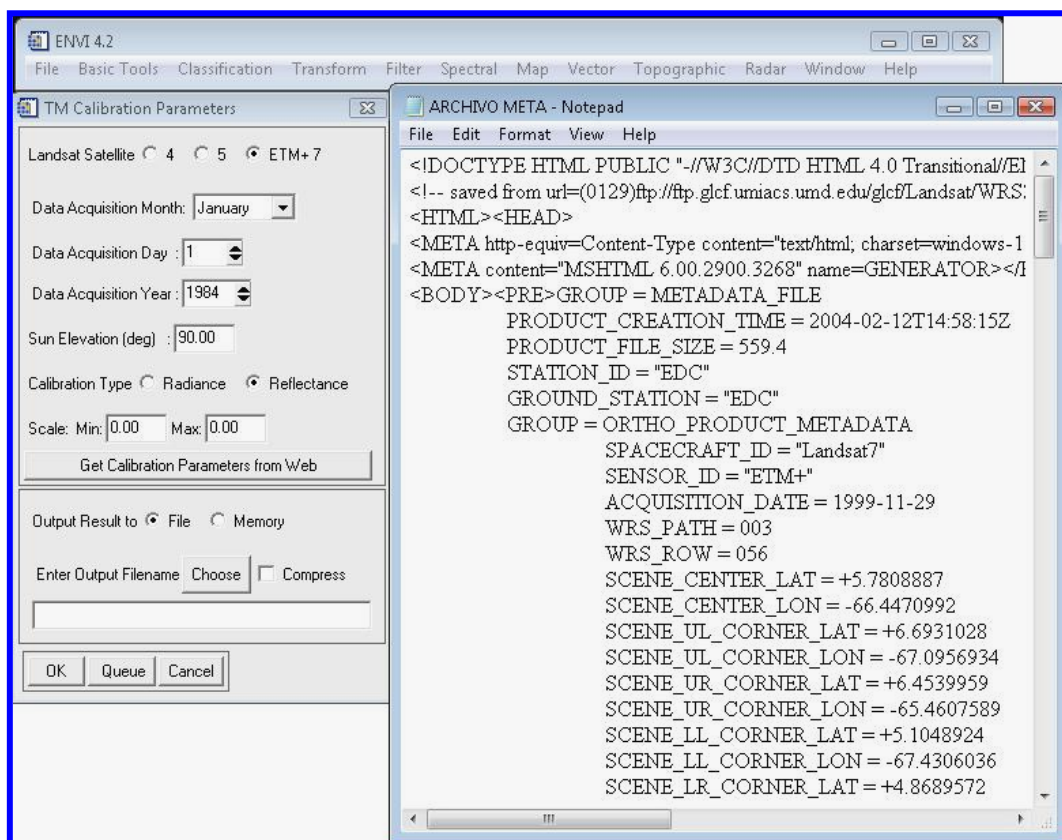


Figura 22. Corrección de radiancia en ENVI 4.2

- El segundo paso es la fusión de cada una de estas bandas en un solo archivo ó imagen para su fácil manejo. Este proceso se realizó en Envi 4.2 mediante la herramienta Layer Stacking.
- Seguidamente se procedió a la transformación de este archivo al formato BIL (bandas intercaladas por líneas.)
- Con este archivo de tipo BIL se pudo efectuar la corrección atmosférica (FLAASH). Esta corrección permite eliminar la radiancia recibida por el sensor, los efectos de absorción y dispersión de la energía electromagnética causada por las partículas en suspensión en la atmosfera.
- El próximo paso fue la corrección por Fracción Mínima de Ruido (MNF), la cual disminuye el ruido en la data espectral. Para lograr este paso se eliminaron previamente las nubes y sus sombras mediante la creación de un archivo Shapefile en el programa ArcGis 9.1 y para luego convertirlo en una máscara de la imagen anterior.
- Una vez cumplidos los pasos anteriores, se procedió entonces a realizar la clasificación No Supervisada en el programa ERDAS IMAGINE 8.5. Con esta herramienta se pueden definir clases espectrales realizando una búsqueda automática de valores homogéneos. La separación de estas clases lo realiza el programa sin conocimiento previo del área mediante métodos estadísticos o geométricos (ver figura 23).

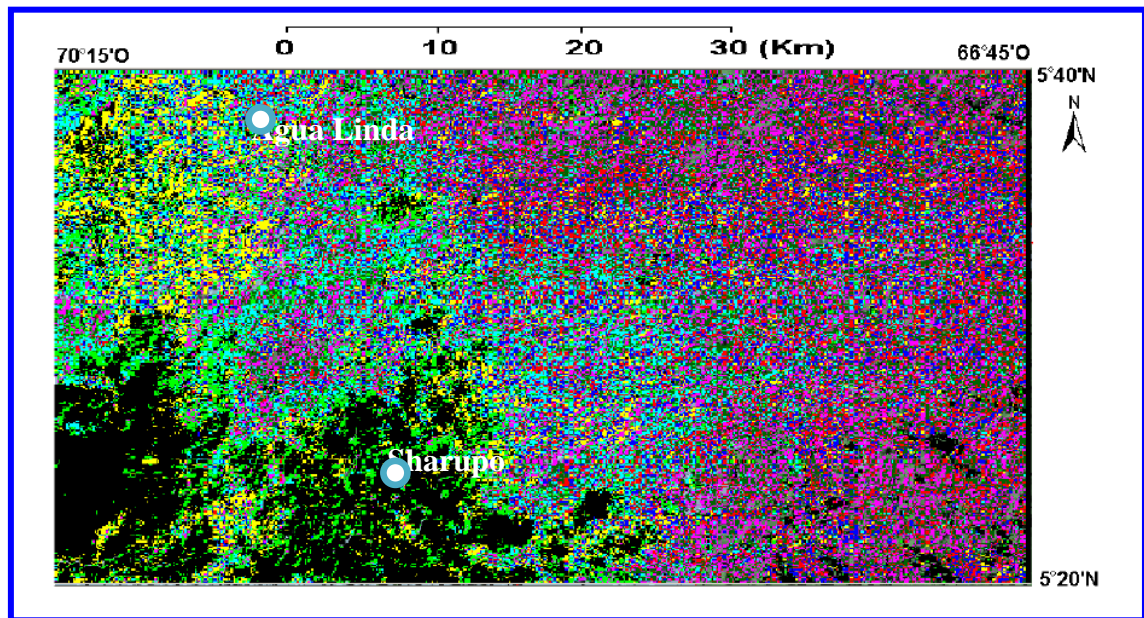


Figura 23. Imagen resultante de la clasificación No Supervisada del área de estudio.

- La clasificación Supervisada fue el último procesamiento de la imagen, este se realizó después de analizar la información bibliográfica y el análisis geomorfológico de tal modo que se pudieran crear clases que fueran de nuestro interés.

4.2.2 Elaboración del Mapa Digital

- Se georreferenciaron todos los mapas y las imágenes de radar según el sistema de coordenadas La Canoa, mediante el uso del programa ArcGis 9.1.
- Se realizó un Shapefile de curvas de nivel tomando como guía las cuatro imágenes de radar u ortofotomapas a escala 1:50.000 (ver figura 24)
- Se colocó como atributo principal la cota correspondiente a cada curva de nivel y se procedió a realizar un archivo TIN para la construcción del mapa hipsométrico. (ver figura 24)

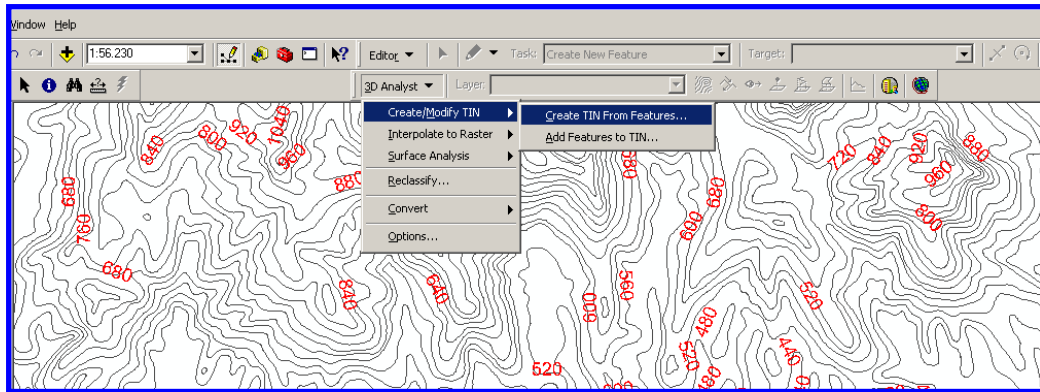


Figura 24. Muestra las curvas de nivel con sus respectivas cotas, y la ruta a seguir para realizar el archivo TIN.

- Se realizó un segundo shapefile para demarcar los ríos de la zona. Esta vez se tomo como guía la imagen satelital del LanSat 7, los mapas topográficos 1:100.000 y los ortofotomapas. (figura 25)
- Para realizar el shapefile de las estructuras en la zona se utilizo el mapa de Levantamiento de Radar del Territorio Federal Amazonas Venezuela escala 1:250.000 (ver figura 25)
- Se definieron zonas de anomalías radiactivas con la creación de otro shapefile, mediante la utilización del mapa de Interpretaciones Radimétrica y Magnética de la Región Noroccidental del Territorio Federal Amazonas 1:100.000 (ver figura 25)
- Al finalizar todos los shapefiles se solaparon cada uno de ellos para generar el mapa final. (ver figura 25)

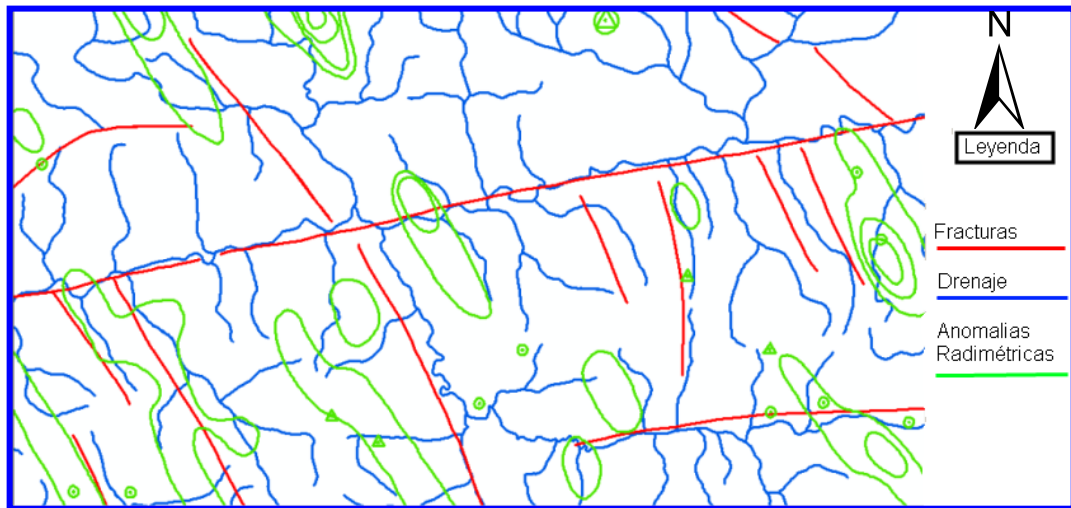


Figura 25. Muestra el solapamiento de Shapefiles (Fracturas, Drenaje y Anomalías Radimétricas)

- Se realizaron cortes topográficos utilizando para ello las herramientas *Interpolate Line* y *Create Profile Graph* del programa ArcGis 9.1 sobre el archivo TIN antes realizado.

CAPÍTULO V

5. Geomorfología de la Región de Agua Linda

Una vez procesadas las imágenes satelitales y elaborado el mapa hipsométrico se procedió a solapar y comparar los mismos mediante el uso de ArcGis 9.1, fueron utilizados cuatro (4) ortofotomapas a escala 1:50.000 (ver figura 26), un (1) mapa geológico a escala 1:1.000.000 (ver figura 27), (1) imagen satelital LANDSAT 7 (ver figura 28), un (1) mapa estructural a escala 1:250.000 (ver figura 29) y un (1) mapa hipsométrico a escala 1:100.000 (ver figura 30).

La georeferenciación de los ortofotomapas, mapa geológico, mapa estructural e imagen satelital se realizó utilizando como sistema de referencia la, Esferoide Internacional 1909, Datum PSAD 56 Venezuela, Huso 19 N (La Canoa). Para la elaboración del modelo digital de elevación (DEM por sus siglas en inglés), se utilizó la imagen satelital Landsat 7 con una resolución espacial de 15 m.

En toda la región al borde del batolito de granito han evolucionado, por acción de agentes erosivos y geoquímicos, los Inselbergs.

La existencia en el relieve de estos macizos aislados es el testimonio de que toda la región ha sufrido una erosión muy fuerte y que un importante espesor del terreno ha sido acarreado. Los Inselbergs y las cúpulas de granito desnudo son islotes de resistencia a la erosión y al proceso de modelamiento geoquímico del paisaje que ha sufrido el Macizo Guayanés (Blanconeaux, 1976).

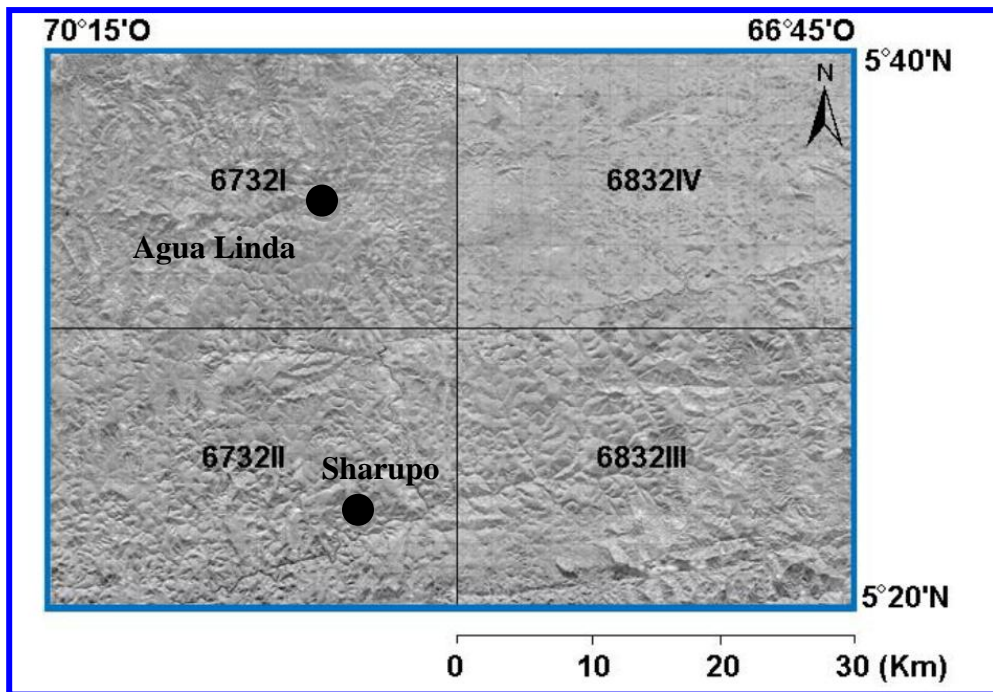


Figura 26. Mosaico de ortofotomapas.

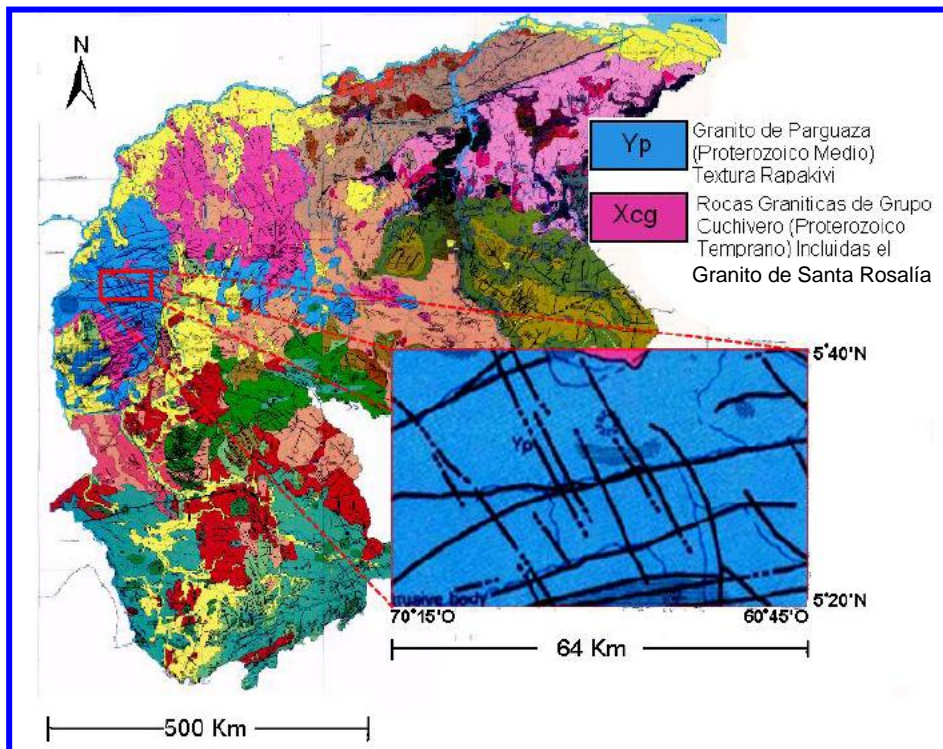


Figura 27. Mapa Geológico. Tomado y modificado de Geological and Tectonic Map of the Venezuelan Guyanan Shield. (1993)

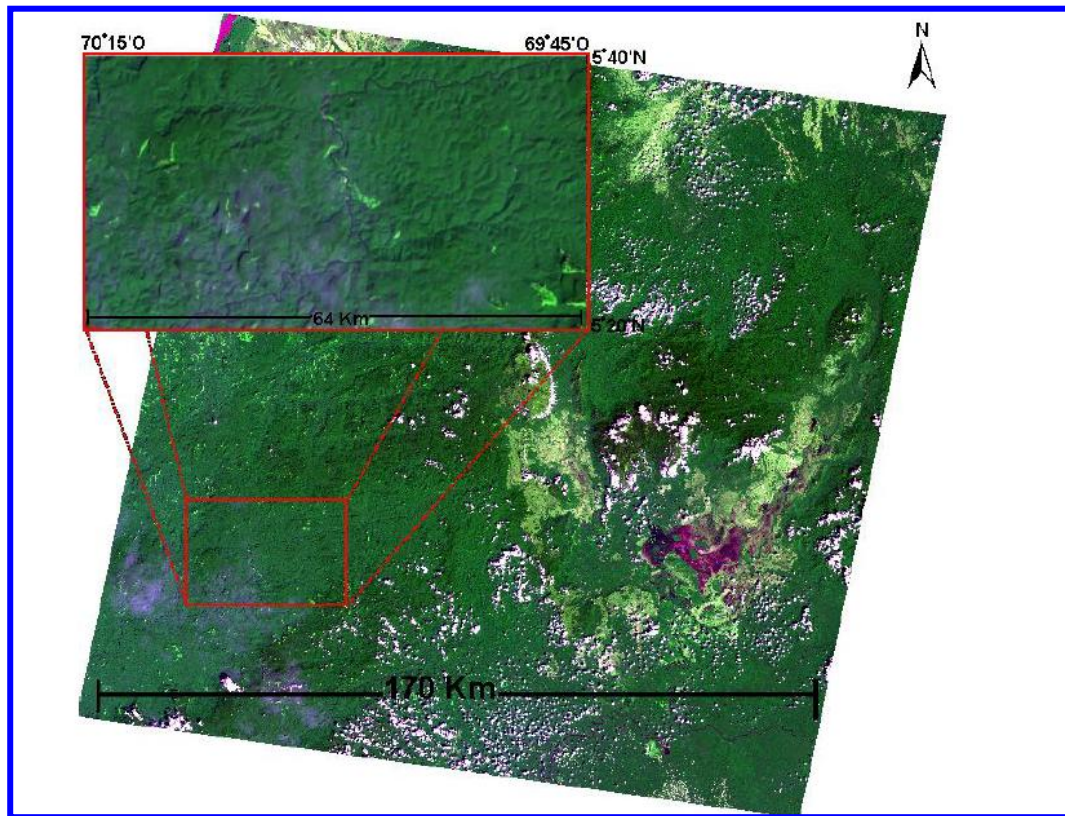


Figura 28. Imagen satelital LandSat 7 042 - 941.

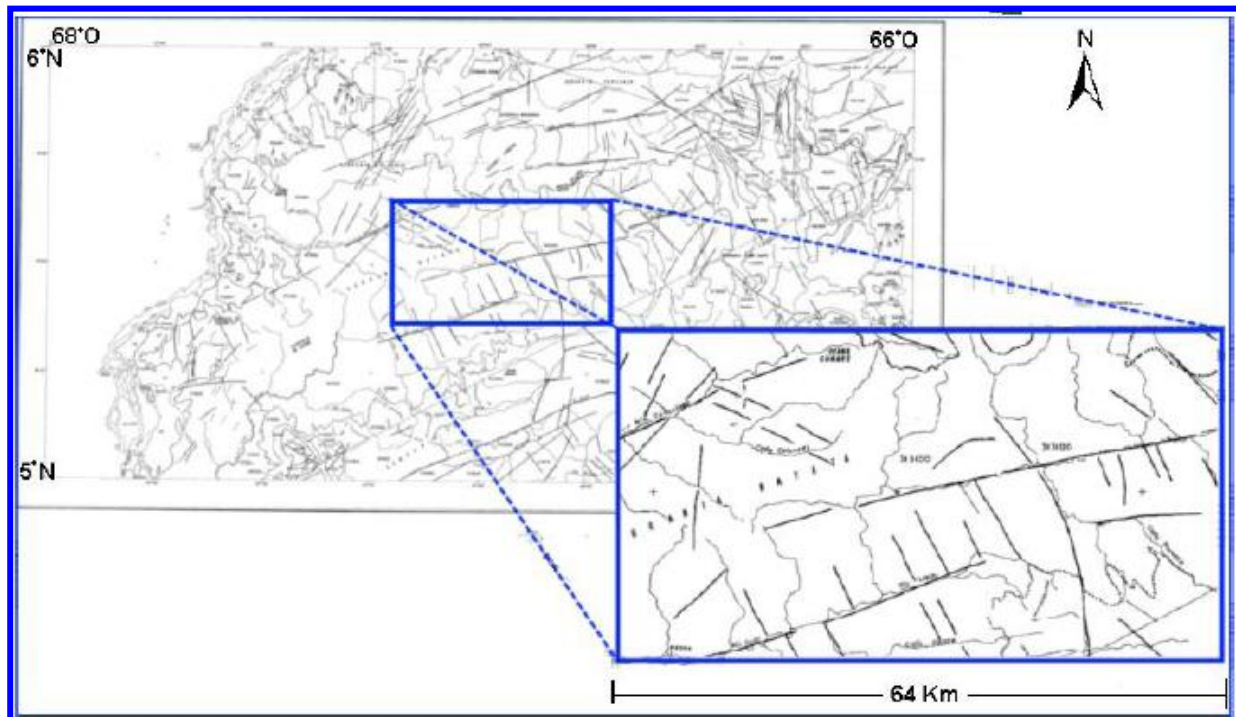


Figura 29. Mapa Estructural. Tomado de Mapa de Geología C.V.G.

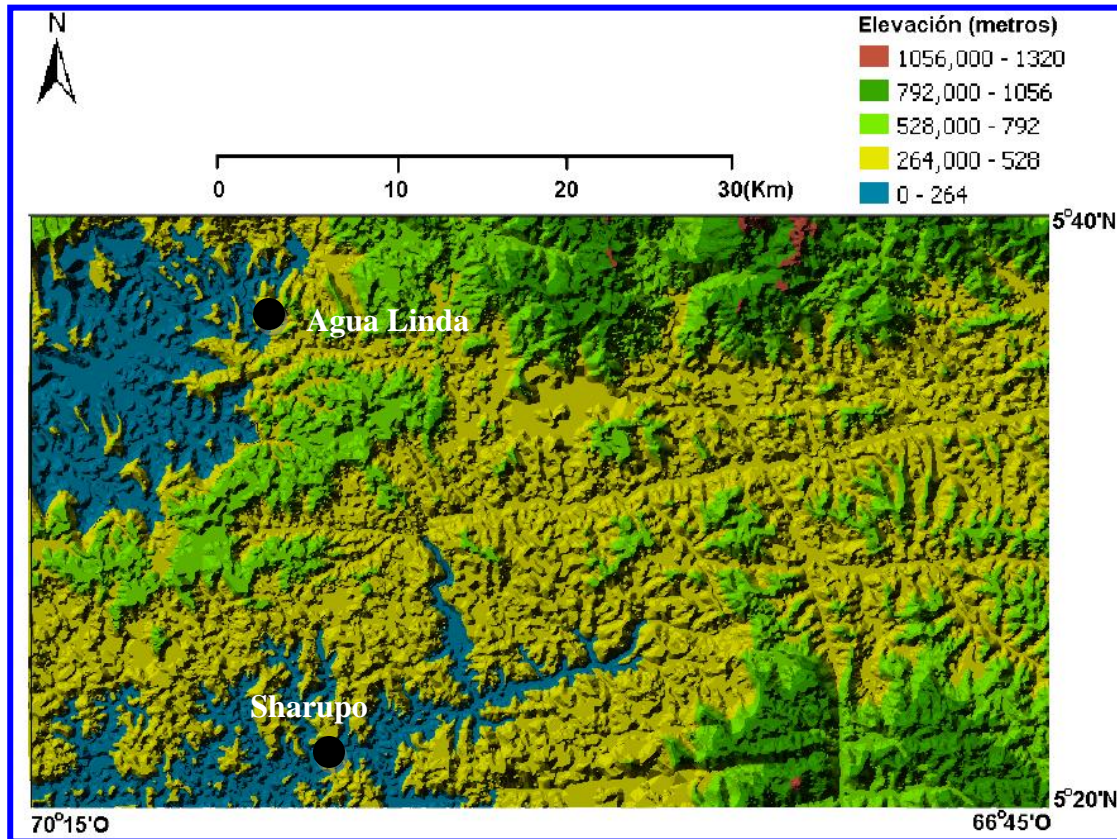


Figura 30. Mapa hipsométrico de la zona de Agua Linda.

A continuación se describirán los rasgos topográficos, hidrográficos, estructurales y litológicos interpretados en el área de estudio:

5.1 Rasgos topográficos:

El relieve es la primera característica examinada cuando se realiza una interpretación de imágenes satelitales o mapas, realizando un análisis comparativo de diversas propiedades topográficas del relieve podemos diferenciar unidades rocosas, rasgos litológicos, estructurales y procesos geológicos que han actuado en la zona de estudio, es por ello que para realizar una interpretación geológica se debe comenzar identificando y describiendo los rasgos topográficos presentes.

5.1.1 Unidades Geomorfológicas

El área de estudio se encuentra conformada básicamente por dos tipos de unidades topográficas, como se puede observar en la figura 31 estas se encuentran influenciadas principalmente por los drenajes de la zona, es por ello que las divisiones de estas unidades son consecuencia de la acción erosiva.

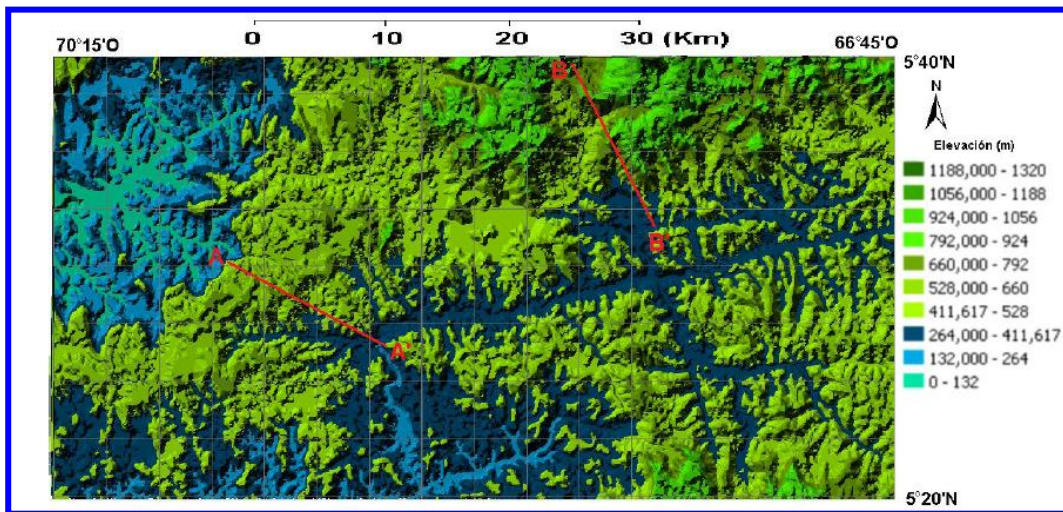


Figura 31. Mapa hipsométrico resaltando las unidades geomorfológicas en tonalidades verde (Unidad de Montañas) y azul (Unidad de Valles) y ubicación de cortes en rojo.

Al observar la figura 31 se evidencia que la zona de estudio presenta principalmente dos tipos de unidades, ilustrándose estas mediante la variación de colores, siendo azulados en las zonas más bajas (0 – 400 msnm) y verdes en las zonas de mayor elevación (400 – 1320 msnm), igualmente se observan los topos amesetados y fuertes pendientes correspondientes con la zona montañosa; y por otro lado se puede apreciar como la orientación de las áreas de menor elevación corresponde con la dirección de los drenajes principales de la zona de estudio.

Se realizaron dos (2) cortes topográficos (ver figuras 32 y 33) ubicados en zonas del área de estudio (ver figura 31) donde se aprecian los contactos y diferencias entre estas unidades (valles y montañas).

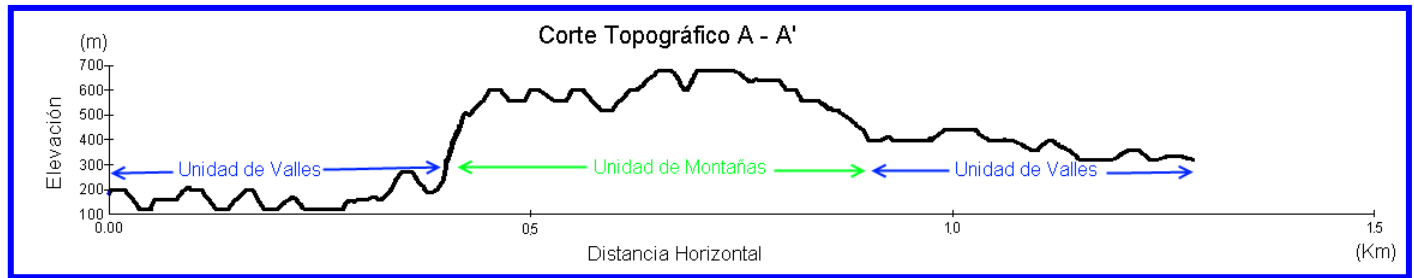


Figura 32. Corte topográfico A-A`

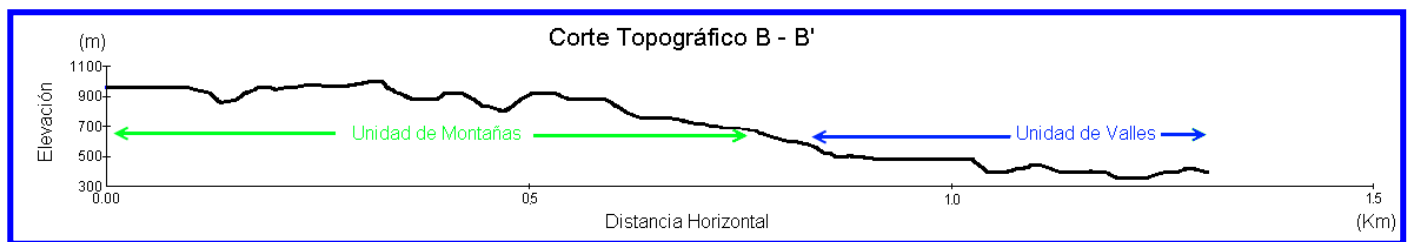


Figura 33. Corte topográfico B-B`

Una vez analizado el mapa hipsométrico, el modelo 3D (DEM) y secciones topográficas del área de estudio, fueron delimitadas dos (2) unidades geomorfológicas mayores plasmadas en un mapa hipsométrico (figura 34), el cual presenta en color azul alturas de 40 – 400 msnm correspondiente a la unidad de valles fluviales y en color verde las alturas de 400 – 1320 msnm correspondiente a la unidad de montañas.

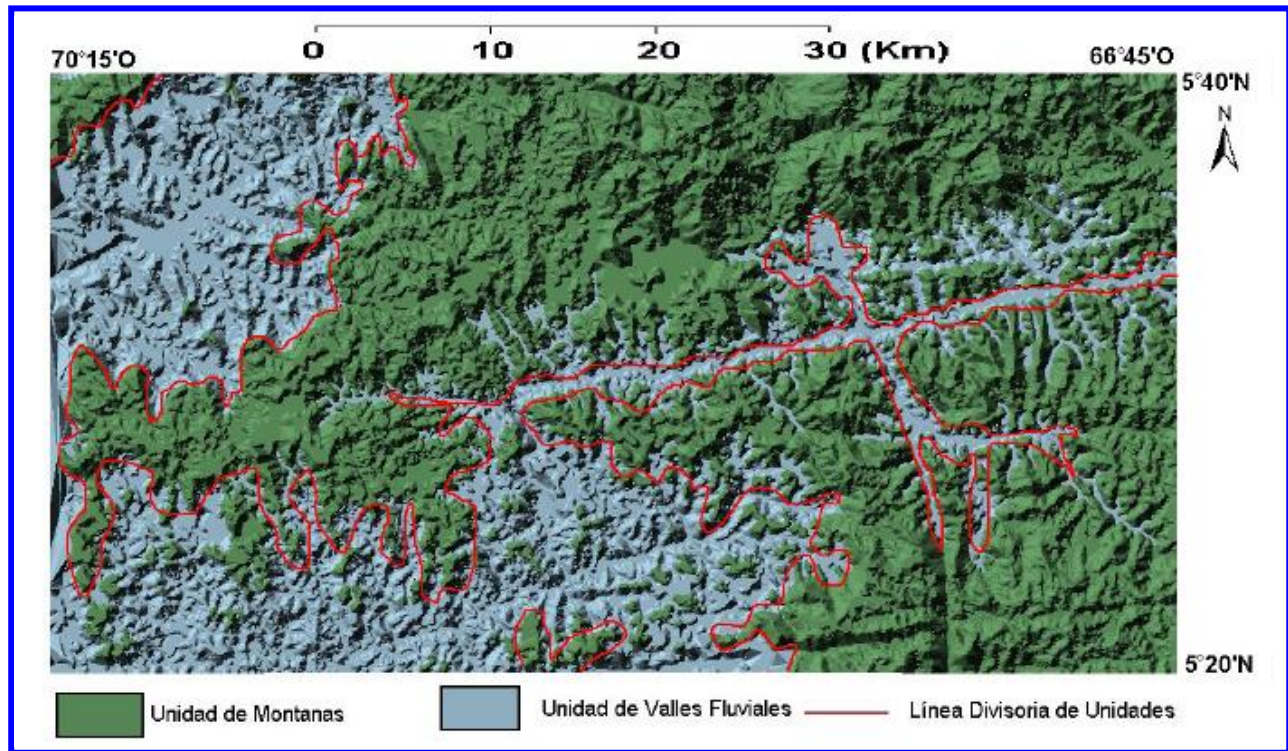


Figura 34. Mapa de Unidades Geomorfológicas.

5.1.1.1 Unidad de Montañas

Esta unidad se ubica a lo largo de toda el área de estudio, tal como se aprecia en la figura 34 (color verde), abarca aproximadamente el 70% del área total lo que equivale a unos 1790 Km², esta unidad presenta altitudes desde 400 msnm hasta 1300 msnm, corresponde a elevaciones asimétricas del terreno que presentan topos amesetados, no poseen una dirección preferencial de orientación ya que forman parte de un macizo fuertemente erosionado (ver figura 35).

Se puede observar que a pesar de presentar topos amesetados, estos topos poseen irregularidades de hasta 50 m de altura; las laderas presentan pendientes de entre 26° y 48°, alcanzando sus máximos valores cuando se encuentran entre los límites de unidad generalmente definidos por fracturas. Las estribaciones son irregulares y asimétricas, no presentando una orientación preferencial.

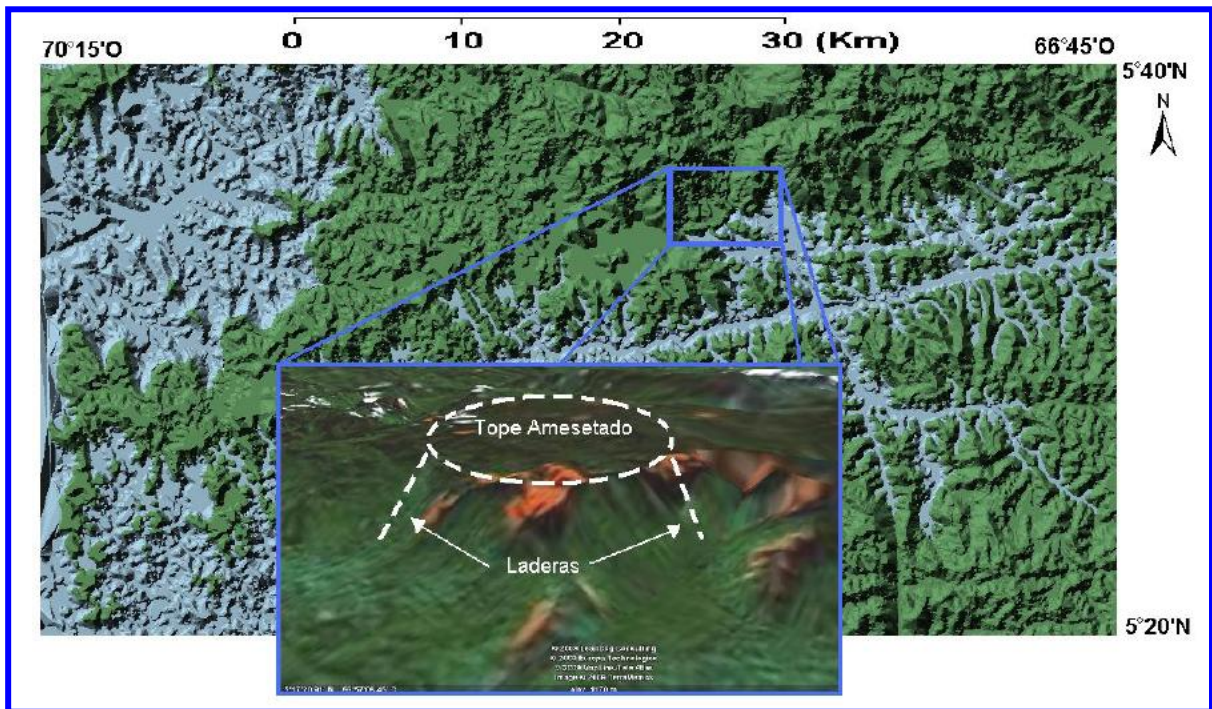


Figura 35. Meseta al norte del río Cuao. Tomado y modificado de Mapa hipsométrico. Tomado y Modificado de Imagen Satelital, Google Earth 2009.

La unidad de drenajes que recorren estas laderas es densa y asimétrica, cabe destacar que el 80% de los drenajes forman parte de la cuenca del río Cuao, el resto de los drenajes se ubican al noroeste de la zona y forman parte de la cuenca del río Cataniapo.

5.1.1.2 Unidad de Valles Fluviales

La unidad de Valles Fluviales extiende en toda la zona de estudio, ocupando un 30% aproximadamente de esta, cubriendo una extensión de 770 km², en esta unidad se hallan las menores altitudes oscilando entre 80 y 400 msnm, estos valles se encuentran intensamente entallados por la acción erosiva de los drenajes.

Los valles se encuentran ubicados a todo lo largo del mapa, el principal se encuentra ubicado a lo largo de la cuenca del río Cuao en la región central y suroeste

del mapa, este es seguido por el que se encuentra en la cuenca del río Cataniapo en la región noroeste del mapa.

El fondo de estos valles se encuentra diseminado de promontorios de hasta 60 metros de altura denominados inselbergs; la dirección de los valles responde a la fuerte influencia de las estructuras geológicas presentes en la zona, principalmente fracturas.

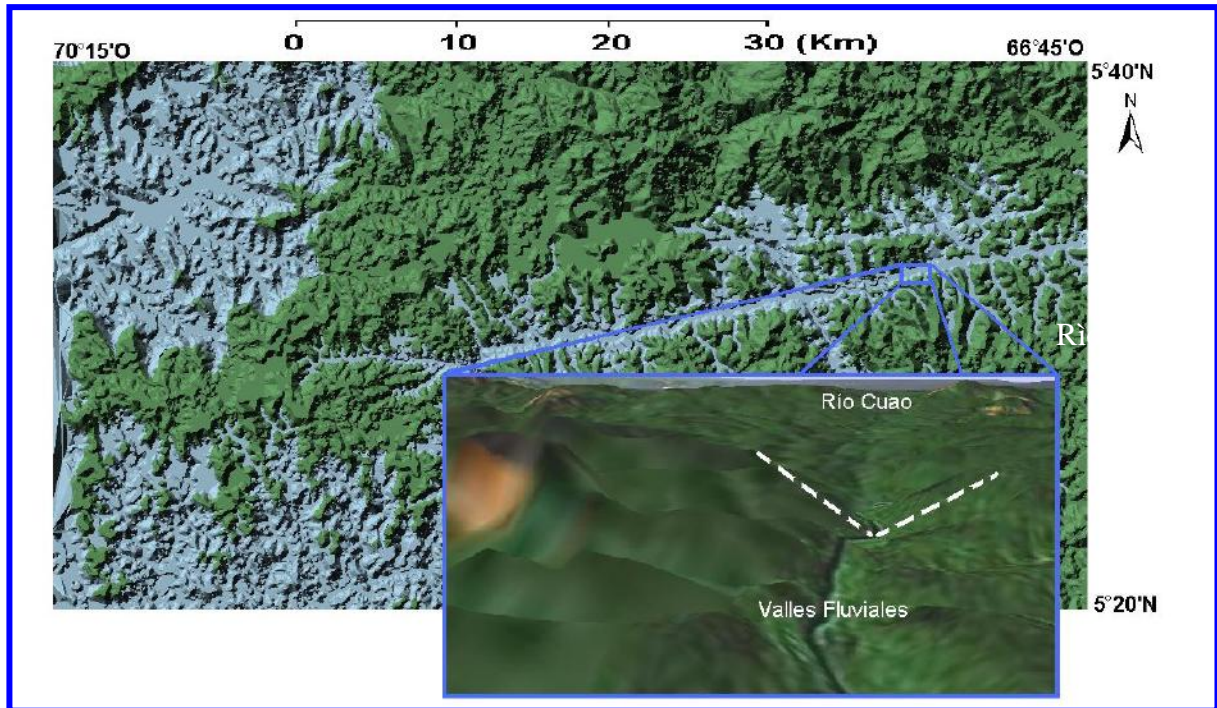


Figura 36. Valle fluvial del Río Cuao. Tomado y modificado de Mapa hipsométrico. Tomado y Modificado de Imagen Satelital, Google Earth 2009

Como se puede apreciar los ríos han erosionado intensamente al macizo formando valles fluviales, entre los cuales resalta el valle del río Cuao (figura36) con laderas muy abruptas formando un valle en forma de “V” y generalmente rectilíneo.

Hacia la zona noroccidental del área de estudio se encuentra el valle del río Cataniapo, en el cual podemos encontrar depósitos aluviales abarcando un área aproximada de 15 km².

5.2 Hidrografía

El análisis de las redes hidrográficas de una región permite realizar inferencias acerca de las características litológicas y estructurales, al relacionar las respuestas de la del comportamiento hidrográfico con diferencias litológicas e influencias estructurales, lo que lo convierte en uno de los principales parámetros de un análisis geomorfológico.

En la figura 37 se observa como la zona de estudio se encuentra dominada por dos grandes cuencas hidrográficas, la cuenca del Río Cuao y la cuenca del Río Cataniapo.

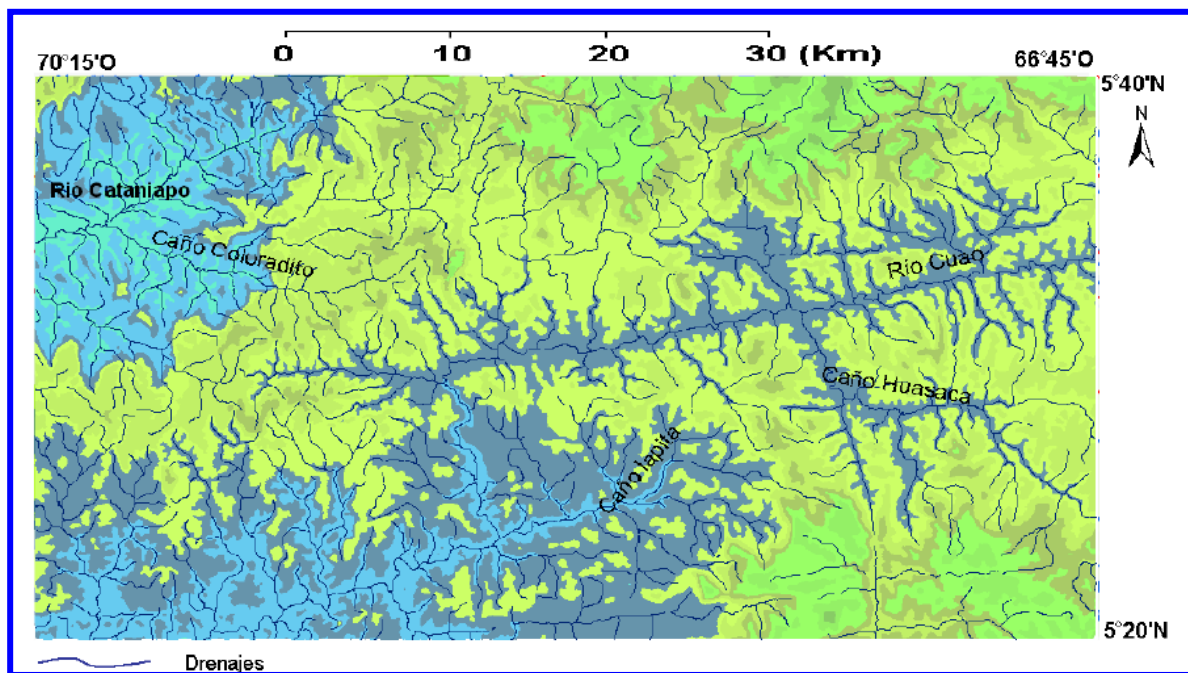


Figura 37. Red de drenajes principales. Escala 1:100.000

La mayor de estas cuencas corresponde al Río Cuao la cual abarca la zona sur y centro este del área de estudio, posee drenajes tributarios que son sub paralelos entre sí y casi perpendiculares al drenaje principal el cual posee en la mayor parte de su recorrido una orientación de N75E; el Río Cuao es rectilíneo en su cauce principal pero cabe resaltar un cambio abrupto de 90° en su dirección principal que sufre en la

parte centro-sur de la zona de estudio, las direcciones del Río Cuaó se encuentran dominadas por los rumbos de las fracturas existentes en el área.

El Río Cataniapo se encuentra ubicado al Noroeste de la zona de estudio, posee una dirección principal de N65E, en la cuenca del Río Cataniapo se encuentran las menores altitudes de toda la región de estudio, y sus tributarios forman ángulos de casi 90°, las direcciones del Río Cataniapo se encuentran dominadas por las fracturas.

Todos los drenajes principales fluyen en dirección hacia el occidente, ya que forman parte de la cuenca del bajo Orinoco, y a medida que se acercan a la parte suroeste del mapa se hacen más irregulares y aumentan su densidad.

Los drenajes de la zona de estudio ejercen una intensa erosión sobre la litología por lo que se entallan formando las depresiones correspondientes a los valles fluviales, los drenajes que presentan un mayor nivel de entallamiento son el Río Cuaó, y su afluente el Caño Lapita al sur, hacia el norte el Río Cataniapo y su mayor afluente el Caño Coloradito.

5.3 Rasgos Estructurales

Al definirse las unidades topográficas y las redes hidrográficas podemos relacionar estas para revelar las estructuras geológicas que dieron origen a la actual configuración del relieve en la región. Estas estructuras corresponden a familias de fracturas que evidencian los esfuerzos que han regido en el área de estudio (ver figura 38).

La figura 38 muestra como el área de estudio se encuentra afectada por un gran número de fracturas que agruparemos en familias y como estas han sido un factor determinante en la formación y orientación de las redes hidrográficas principales.

A continuación se describen y se agrupan estas fracturas de acuerdo a sus características principales:

Estas estructuras se agruparon de acuerdo a su extensión, dirección y abundancia a lo largo de la zona de estudio.

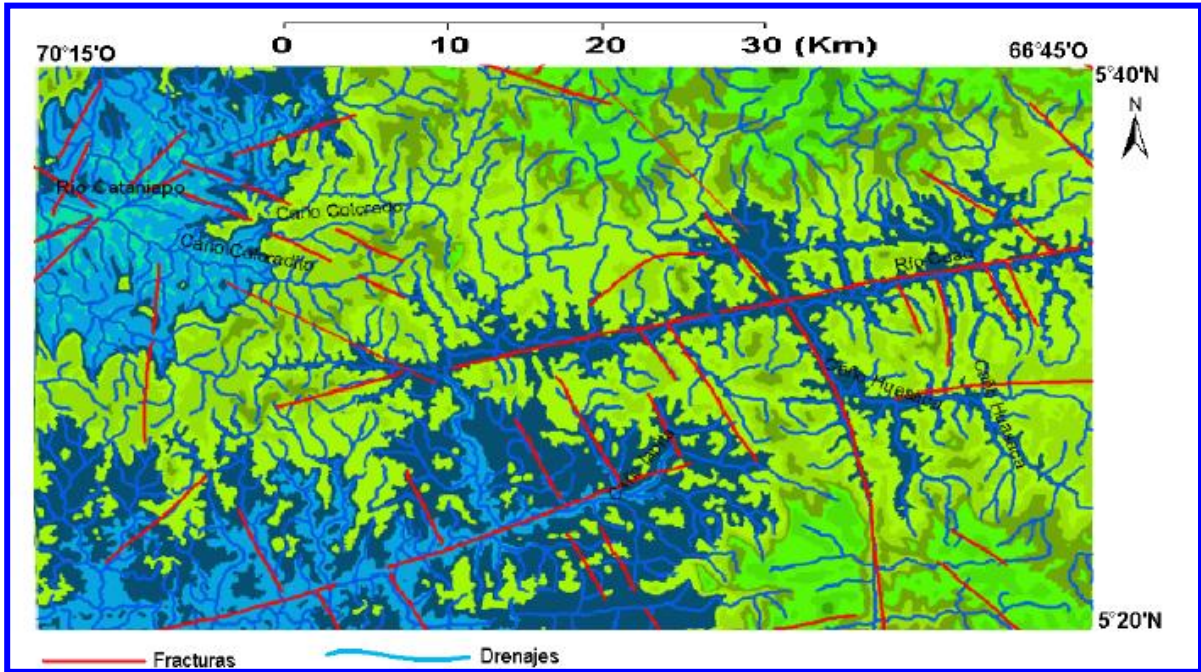


Figura 38. Principales drenajes y estructuras. Escala 1:100.000

En la figura 39 las fracturas principales del área de estudio fueron denotadas como F1, F2 y F3, estas poseen una correspondencia en ubicación con los Ríos Cua, Cataniapo, y Cano Lapita respectivamente.

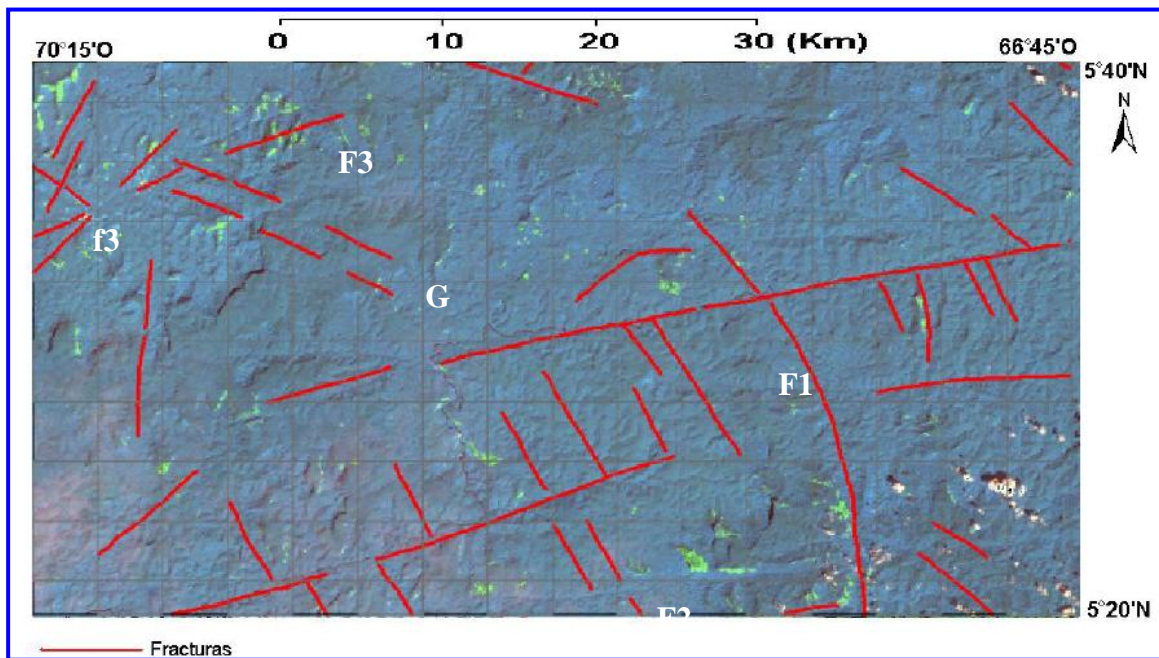


Figura 39. Imagen Satelital de combinación RGB 354, se resaltan las fracturas en color rojo.

La fracturas F1 se ubica hacia la zona central del mapa, posee un rumbo N74E, y es de una extensión de 40 km en el área de estudio, esta determina el cauce del Río Cuao, su principal fractura asociada f1 mide 22,4 Km de extensión, posee un rumbo de N20W se encuentra más hacia el este y determina el cauce del Cano Huasaca, existen numerosas fracturas menores paralelas a f1 a lo largo de la fractura principal F1 (ver figura 39).

Paralela a esta pero ubicada al sur se encuentra la falla F2, esta posee una extensión de 34,2 km, esta determina el cauce del Río Cuao y de su mayor afluente el Caño Lapita, sus fracturas asociadas f2 poseen un rumbo N20W y poseen una extensión promedio de 6 km, a lo largo de estas se ubican los principales afluentes del Río Cuao en la zona de estudio (Ver figura 39).

Al norte de F1 y paralela a esta, se encuentra F3, fractura que afecta el cauce del Río Cataniapo y que posee una extensión de 20,7 Km en el área de estudio, sus fracturas asociadas poseen una extensión promedio de 5,1 km y un rumbo N24W, estas dominan los cauces de los afluentes del Río Cataniapo (Ver figura 39).

Estas familias de fracturas pueden haber surgido como consecuencia de los mismos esfuerzos que generaron las fallas del Guri (N70°E) que se encuentra al noreste del estado Bolívar y la de Cabruta (N20°W).

5.4 Rasgos Litológicos

Los rasgos litológicos fueron definidos mediante la interpretación de las respuestas de las rocas a los agentes erosivos, para ello se caracterizaron las unidades de relieve así como las redes hidrográficas presentes en la zona de estudio, por otro lado se utilizaron las respuestas espectrales de diversas secciones de la región para agruparlas según sus firmas espectrales y hacer inferencias de la composición litológica en un proceso conocido como clasificación supervisada.

La información utilizada para realizar dicha clasificación fue obtenida a partir de los datos hidrográficos, topográficos, así como datos acerca de litología,

vegetación y suelos obtenidos de los mapas del Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales Renovables.

En la figura 40 se observa el resultado de la clasificación supervisada, para lograr esta imagen se tomaron las firmas espectrales en diferentes zonas del área de estudio y mediante el uso del programa ERDAS 8.6 fueron agrupados los pixeles con reflectancias similares.

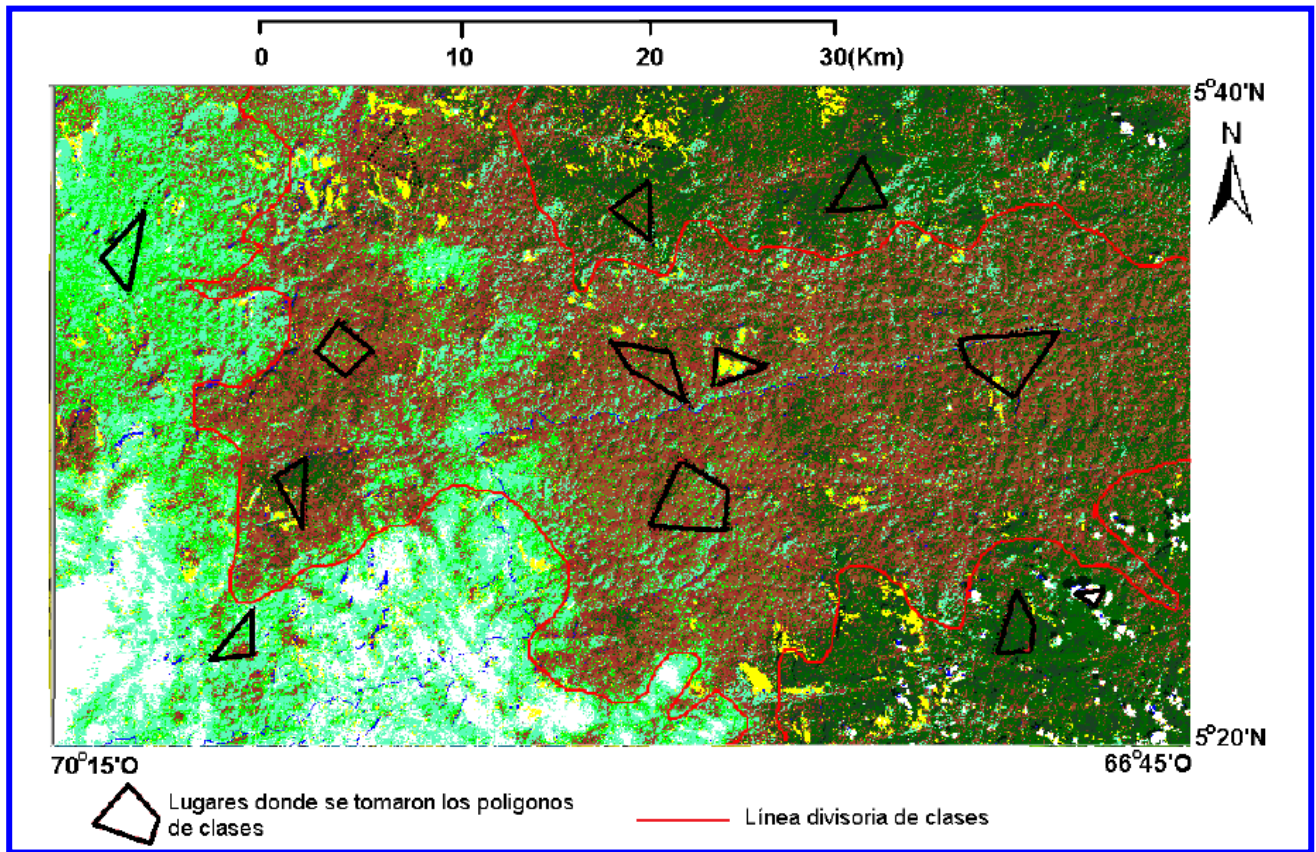











Figura 40. Clasificación Supervisada del área de estudio (10 clases).

Tabla 3: Leyenda de clases en La Clasificación Supervisada.

> Drenaje		0.000	0.000	1.000
Nube		1.000	1.000	1.000
Sombre de Nube		0.000	0.093	0.016
Afloramiento de Roca		1.000	1.000	0.000
Vegetación de Valle		0.000	1.000	0.000
Bosque siempreverde montano		0.099	0.258	0.137
Herbazal arbustivo montano		0.627	0.322	0.176
Bosque basimontano		0.647	0.165	0.165
Bosque inundable de tierra baja		0.350	0.990	0.729
Bosque siempre verde		0.000	0.392	0.000

Debido a que gran parte del área de estudio se encuentra cubierta por capa vegetal, las firmas espectrales obtenidas corresponden a diversos tipos de vegetación, los cuales pueden agruparse en tres tipos: bosque siempreverde montano (color verde oscuro), este se ubica en las zonas de mayor altura; bosques basimontanos (color vinotinto) los cuales se encuentran junto a herbazales arbustivos montanos (color marrón), este tipo de vegetación se sitúa en la parte central de la hoja y como su nombre lo indica, en la base de las montañas (ver correspondencia en figura 42); y finalmente bosques inundables de tierra baja (color verde claro y azul), se sitúan en las zonas de menor altura bordeando la cuenca del Rio Cataniapo y parte del Rio Cuao (ver figura 40 y Tabla 3).

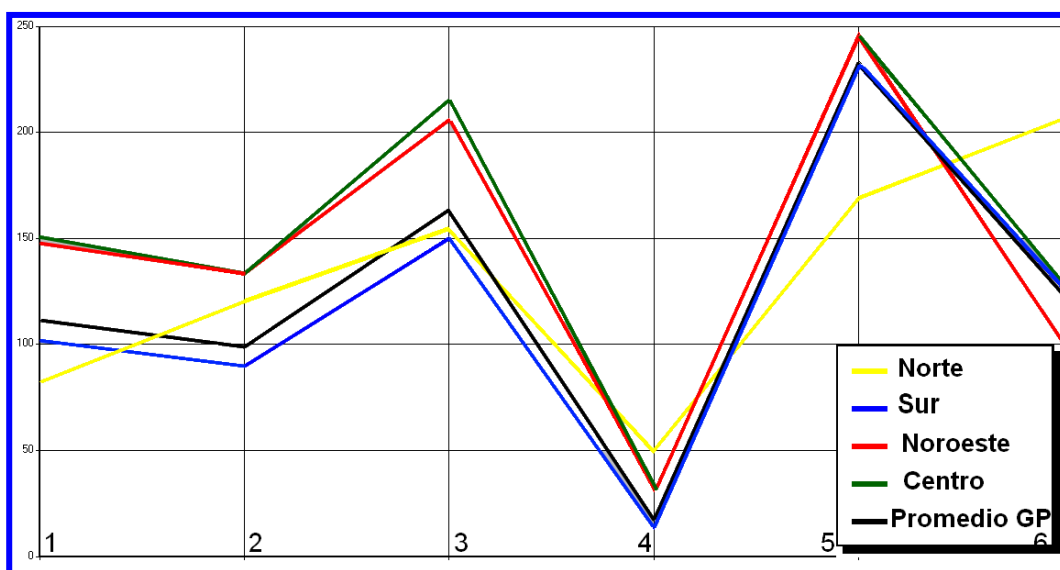


Figura 41. Firmas espectrales halladas en el área de estudio.

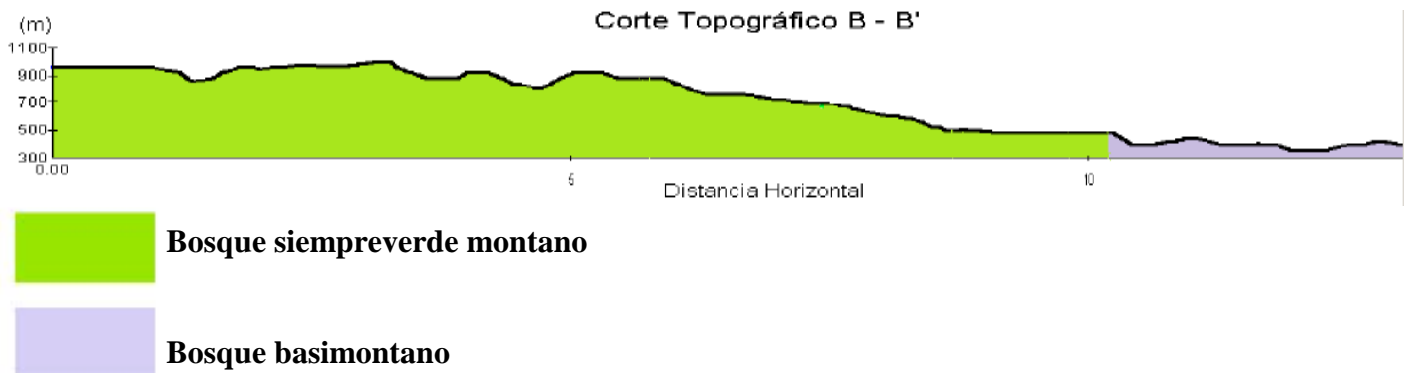


Figura 42. Correspondencia entre unidades espectrales y relieve

Las zonas del área de estudio donde afloraba la roca con escasa o ninguna capa vegetal están agrupadas en color amarillo, cabe destacar que estas zonas presentaban una firma espectral muy similar (ver figura 41), lo cual concuerda con los mapas geológicos los cuales indican que la litología en la totalidad del área corresponde con el Granito de Parguaza y esta representada en color negro el cual es el promedio de las firmas espectrales halladas en el área de estudio.

Por otro lado se observa una firma espectral con comportamiento diferente y esta representada en color amarillo (ver figura 41), la cual pertenece a una zona al norte del área de estudio que corresponde según el mapa Geological and Tectonic Map of the Venezuelan Guyanan Shield (Figura 27) con el Granito de Santa Rosalía.

CAPÍTULO VI

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1. Evolución de la morfología actual del relieve

La configuración de las formas topográficas actuales depende de factores que según sus intensidades e interacciones moldean la corteza terrestre, estos agentes morfogenéticos son divididos de acuerdo a su origen, en endodinámicas tales como las estructuras y litologías, y factores exodinámicas tales como la erosión y el intemperismo.

La interacción de estos factores definen la evolución del relieve en la zona de estudio, estando influenciada mayormente por agentes exodinámicos los cuales han dado origen a las formas topográficas actuales.

Durante los últimos 150 m.a. en toda la región de estudio ha reinado una quietud tectónica que ha permitido que los agentes exodinámicos sean dominantes en el modelado de las formas topográficas actuales, entre los cuales se puede mencionar el entallamiento y modelado que los ríos ejercen sobre el terreno (figura 42)

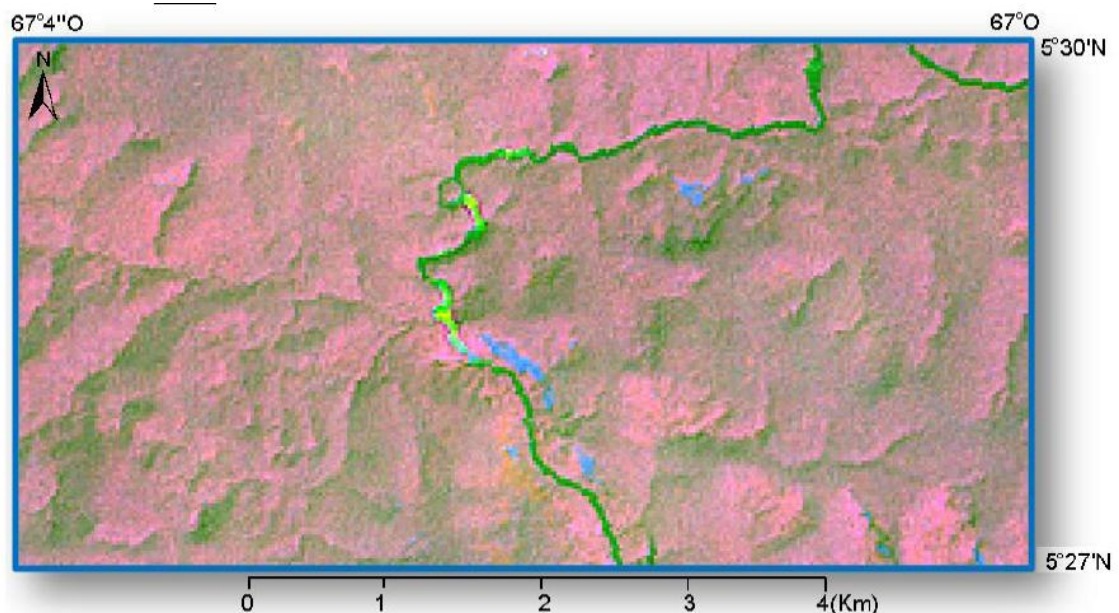


Figura 43. Imagen satelital de la zona central del área de estudio. Combinación de bandas 415. En verde se observa el río Cuaio el cual cambia de tonalidad según la concentración de sedimentos en suspensión.

Debido al clima tropical húmedo predominante en la zona se ha producido una intensa degradación y erosión en la roca, convirtiendo el granito aflorante en formas denominadas Inselbergs (ver figura 44), las cuales se originan a partir de la degradación de la roca en minerales de arcilla.

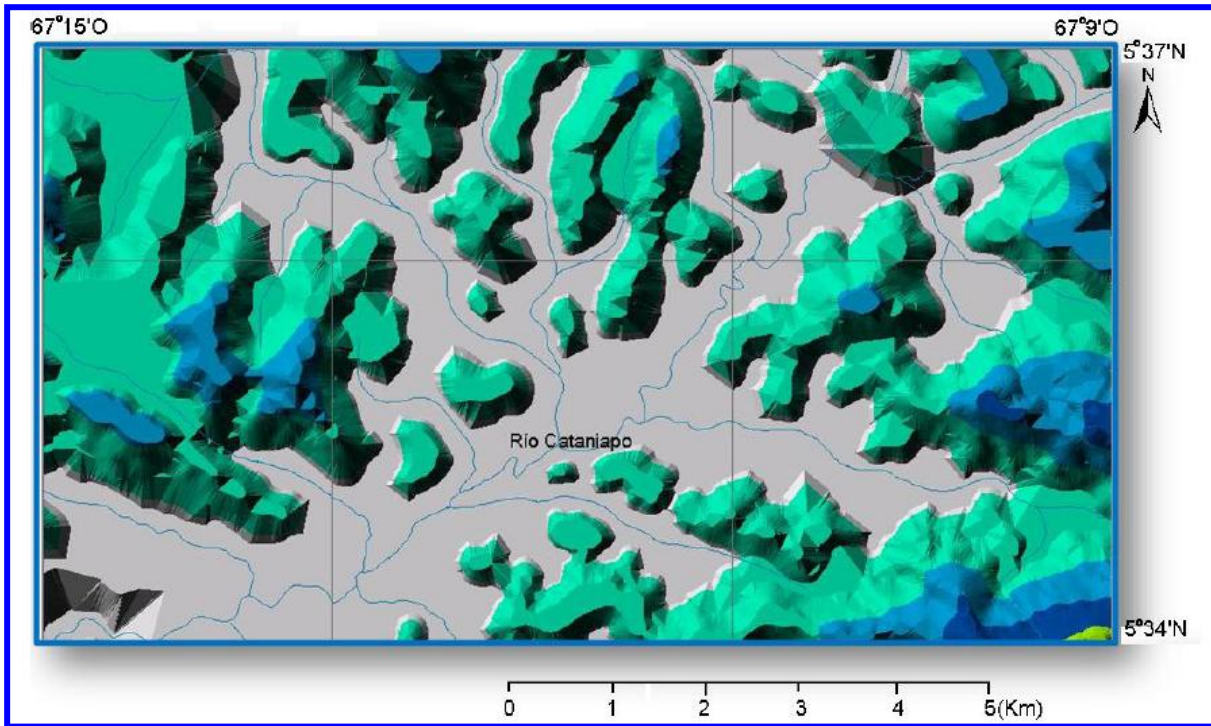


Figura 44. Imagen modificada del mapa hipsométrico, ubicada al noroeste de la zona de estudio y muestra formas dómicas (inselbergs) alineados en el valle del río Cataniapo, en color gris se destacan sedimentos cuaternarios.

La dirección de los cauces de los ríos, es uno de los agentes que determinó más intensamente en el moldeado del relieve actual, estas direcciones se encuentran definidas por antiguas fracturas cuyas posibles causas sean las diversas intrusiones de cuerpos ígneos masivos tales como el batolito de Parguaza, perteneciente al más reciente proceso orogénico (1500 m.a de antigüedad).

En el área de estudio se observan al menos dos superficies de erosión las cuales coinciden con las mencionadas en trabajos de Blancaneaux (1976) y Schubert (1990)

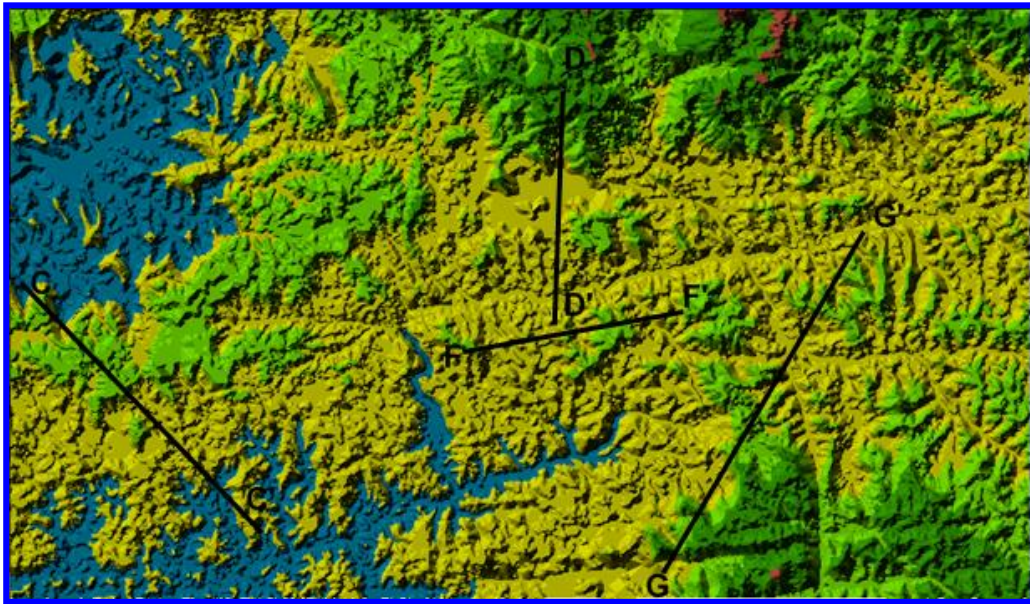


Figura 45. Ubicación de cortes topográficos.

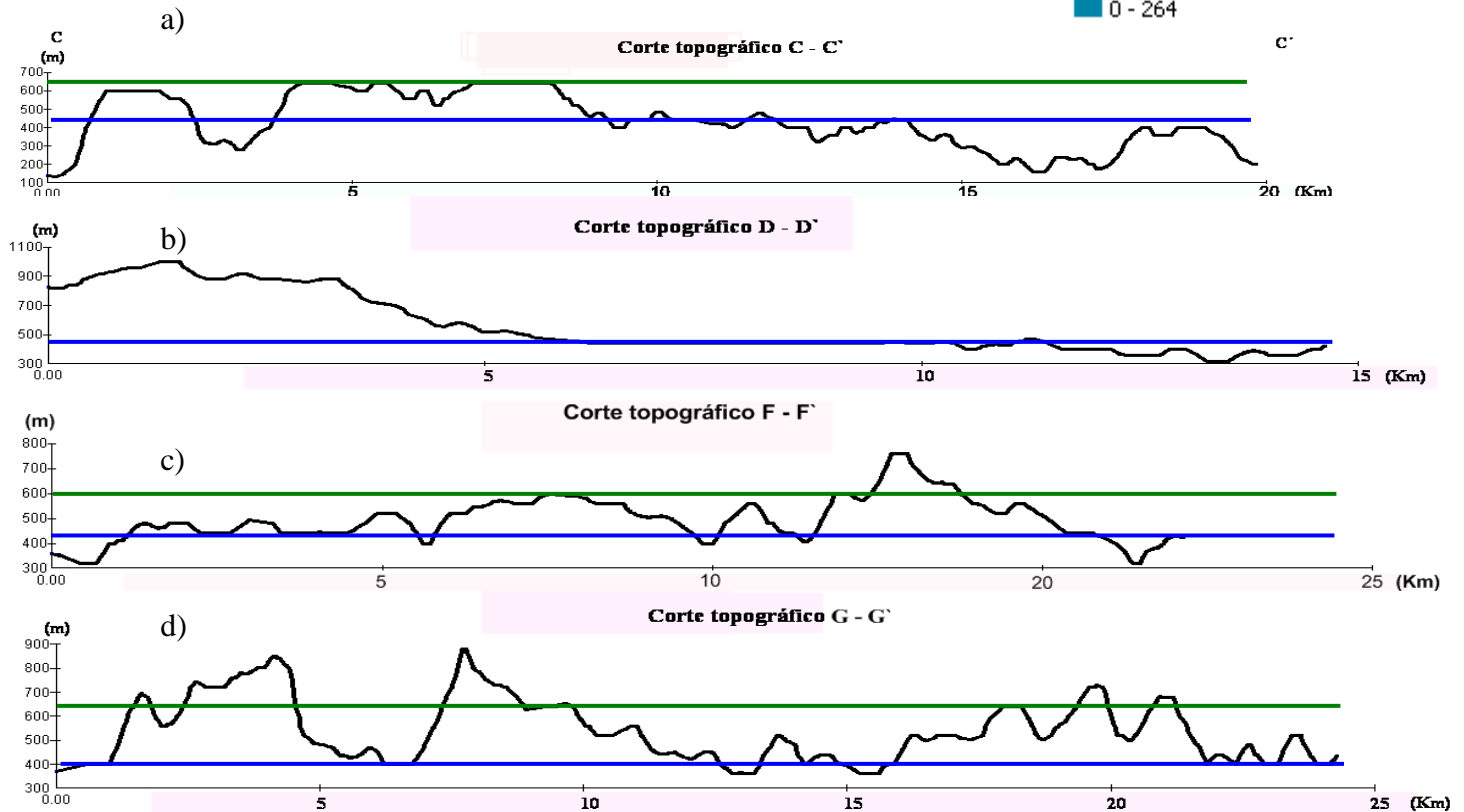
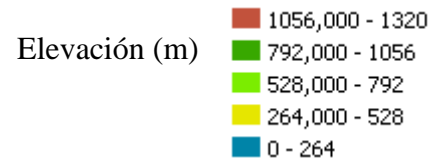


Figura 46. Cortes topográficos. Superficies de erosión

La formación de las superficies de erosión en el Escudo de Guayana probablemente haya comenzado en el Precámbrico, Schubert y Briceño (1990) proponen la existencia de una hipotética superficie la cual no existe hoy en día y que ha estado seguida de una cantidad desconocida de superficies posteriores, formadas durante varios ciclos paleozoicos de erosión en rocas que cubrían el Grupo Roraima y que fueron totalmente removidas.

Como se puede apreciar en los cortes topográficos de la figura 45, existen dos (2) superficies de erosión claramente identificables en el área de estudio, estas se presentan a 400 m y 600 m, fueron resaltadas en color azul y verde respectivamente en los cortes topográficos antes mencionados.

6.2 Ubicación de anomalías de Uranio

El mapa de anomalías radiométricas indica áreas donde la señal correspondiente al uranio es mucho más intensa, en estos puntos fueron analizadas las firmas espectrales y no fueron encontrados cambios concluyentes con respecto a lugares donde no se encuentran estas anomalías.

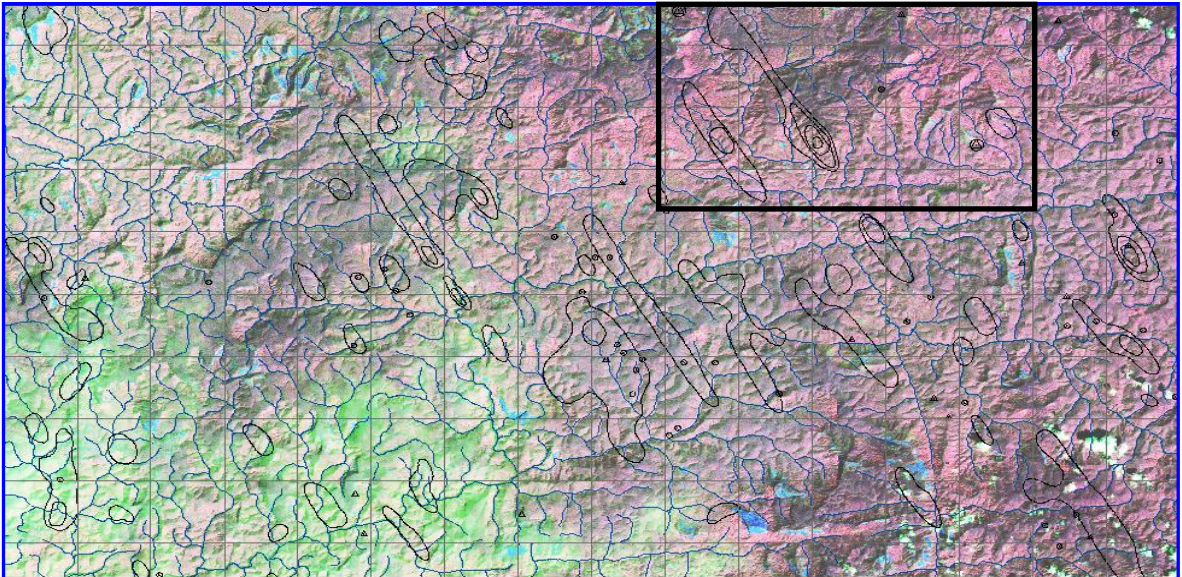
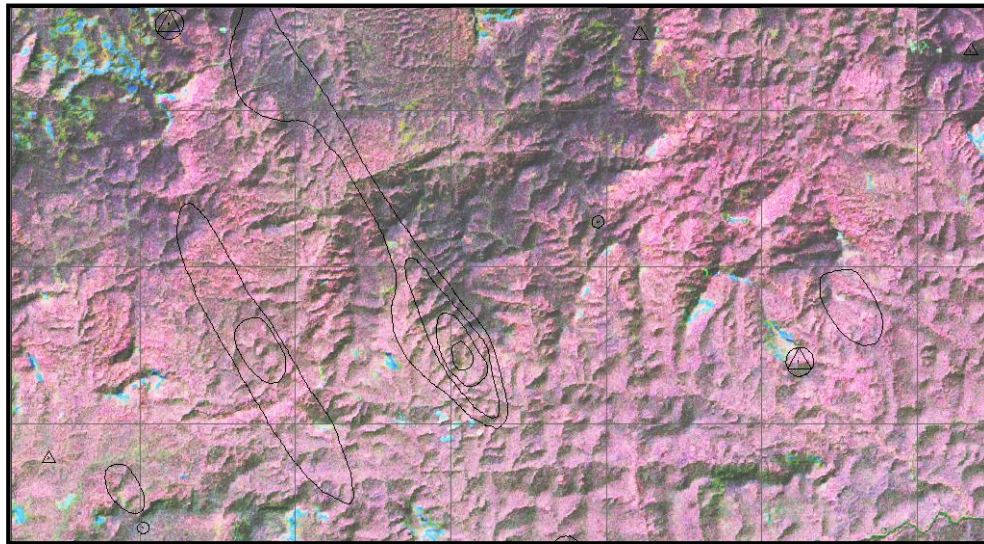


Figura 47. Imagen satelital del área de estudio (RGB 425), en negro ubicación de anomalías radiométricas.




 Anomalías de uranio primarias

Figura 48. Ubicación de anomalías de uranio primarias.

En la figura 49 podemos observar como la dirección preferencial de las anomalías cartografiadas en el Mapa de Interpretaciones Radimétricas (N25W) coincide con la presentada por una de las familias de fracturas (familia “f1” N20W), esto puede interpretarse como un indicio de la relación entre estas fracturas y posibles acumulaciones de Uranio.

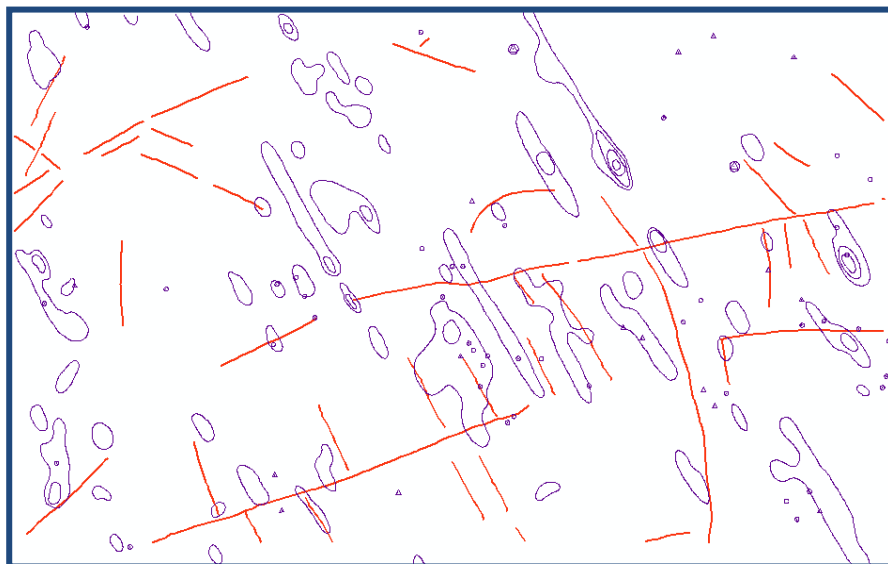


Figura 49. Solapamiento de shapefile de anomalías radimétricas (azul) sobre fracturas (rojo).

CAPITULO VII

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

- La litología dominante en el área de interés está conformada por rocas de la Provincia Geológica de Cuchivero, específicamente Granitos de Parguaza y Santa Rosalía.
- Las fracturas observadas en el área de estudio pueden formar parte de las megafracturas del Guri y de Cabruta dado a que sus orientaciones coinciden.
- Las formas de relieve en el área de estudio corresponden a un modelado pseudocárstico, desarrollándose una alveolización producto de la desintegración mecánica, química y biológica de rocas graníticas.
- Los sensores remotos son herramientas muy útiles para la interpretación geológica de una región, estos deben ser utilizados de manera conjunta para poder identificar y resaltar estructuras y configuración geológica de una zona, sin embargo, estas son solo herramientas que no se deben utilizar independientes del conocimiento geológico previo del área.
- Las combinaciones de bandas permiten resaltar aspectos hidrográficos y geológicos que permiten realizar una completa interpretación y mapeo de estas características en el área de interés.
- Las clasificaciones supervisada y no supervisada permiten agrupar rasgos espectrales similares dentro una imagen satelital, esto en conjunto con un análisis de las texturas, tonalidades y patrones morfológicos. En este caso se

discriminaron las diferencias en cuanto a la respuesta de la litología al intemperismo en la zona de interés

- Los cambios en las firmas espectrales responden principalmente a las diferencias en los grados de meteorización, cantidad de humedad y tipo de vegetación que cubre la región de interés.
- En la actualidad, los mapas digitalizados nos proporcionan mayor ventaja en el uso eficiente de la información. Mediante ellos se pueden realizar estudios geológicos muy económicos y de mejor calidad gracias al manejo de programas recientes que nos permiten trabajar con métodos estadísticos que son de gran utilidad en geomorfología.
- El clima en la zona de estudio ha sufrido fluctuaciones cíclicas a lo largo del tiempo lo que generó superficies de erosión.
- Las superficies de erosión presentes en el área de estudio coinciden con los rangos de cota presentados para la Superficie de Caroní – Aro y la Superficie de Imataca descritas por los autores Briceño y Schubert (1990).
- Uno de los objetivos que consistía en comprobar la ubicación de yacimientos o trazas de minerales radiactivos en la zona de estudio mediante el uso de los sensores remotos y las imágenes multiespectrales, no se logró desarrollar debido a los escasos afloramientos de roca presentes en la región, la abundante vegetación que la cubría gran parte de ésta y falta de datos duros para cotejar la información espectral.

7.2 Recomendaciones

Para futuros trabajos con imágenes multiespectrales se proporcionan las siguientes recomendaciones:

- Se deben realizar las correcciones atmosféricas y geométricas a las imágenes satelitales para obtener firmas espectrales puras.
- Obtener imágenes con mayor cantidad de bandas como por ejemplo imágenes de satélites Hiperespectrales (Hyperion, SPOT) para un mejor desarrollo y resultado de las firmas espectrales, debido al mayor nivel de detalle tanto en datos espectrales como en resolución que presentan estas imágenes.
- Se recomienda utilizar imágenes Landsat 7 en zonas donde la vegetación sea escasa y clima árido debido a que la humedad en conjunto a la abundante vegetación hacen difícil la interpretación e identificación de las firmas espectrales.
- Es recomendable la obtención de varias imágenes del mismo satélite obtenidas en diferentes fechas para así obtener un modelo de evolución morfodinámico de la zona de estudio para poder extrapolar la información geológica.
- Se debe complementar la información de diversos sensores remotos con datos de campo, fotos aéreas y un rico apoyo bibliográfico para lograr una interpretación geológica integral de la zona de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

Aarden, H.M.; Iturralde de Arocena, J.M.; Moticska, Meter; Navarro G., Jorge; Pasquali Z., Jean; y Sifontes G., R.S. (1973). El Complejo Geológico del área del Impacto. Distrito Cedeño, estado Bolívar, Venezuela. Caracas, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, Informe Inédito, 53 p. y 4 láminas.

Ascanio, T. 1975. El Complejo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolivar, Venezuela. En Conferencia Geológica Interguiana. 10th. BelBrasil. Mem. P. 181-197.

Alzate A., Beatriz E. (2001). Imágenes Espaciales de la Superficie Terrestre. Procesamiento digital, análisis y extracción de información temática. Universidad Nacional de Colombia, facultad de Ciencias Humanas, Departamento de Geografía. Santa Fe de Bogotá.

Audemard, Felipe. (1977) Perspectivas geológicas favorables para mineralizaciones de uranio en la región norte de la Guayana venezolana: Caracas, V Congreso Geológico Venezolano, 19 al 23 de noviembre de 1977, Tomo 3, p. 989-1011.

Betancourt, G. (2005). Informe de Pasantías: Análisis y Recopilación de Información Acerca de los Estudios y Trabajos Sobre el Uranio en Venezuela.

Blanconeaux, P. (1976) Estudio Pedo-Geomorfológico sobre las Formaciones Graníticas de la región de Puerto Ayacucho. IV Congreso Venezolano de la Ciencia del Suelo, Maturín.

Blanconeaux, P. y Pouyllau, M. (1977). Formes d'altération pseudokarstiques en relation avec la géomorphologie des granites précambriens du type Rapakivi Dans le territoire fédéral de l' Amazone. ORSTOM, vol. XV, nº 2, p. 131 – 142.

Blanconeaux, P. y Pouyllau, M. (1978). Les relations géomorpho-pédologiques de la retombée nord-occidentale du massif guyanais (Venezuela). Cah ORSTOM, volumen XVI, n° 3, p. 293 – 315.

Bowie, S.H.W. (1977). Where to prospect for uranium, in IAEA, Recognition and Evaluation of Uraniferous Areas: Vienna, Proceedings of a Technical Committee Meeting, 17-21 November 1975, p. 151-164.

Briceño, H; (1983). Cartografía Geológica en ambiente de Selva Utilizando Técnicas de Sensores Remotos: Río Caroní: Venezuela. Trabajo de Ascenso. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Briceño, H. y Schubert, C. (1990). Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. Geomorphology, 3 (1990) p. 125 - 141

Copaf (1992), Amazonas. Diagnóstico y Estrategia de Desarrollo Fronterizo.

Cordani, U.G y Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, base don Nd isotopic systematics on granitoids Rocks. En: Episodes Jour of Internat Geosc. Vol 22, N 3, p. 167 – 173.

Fundación Polar (1996). Diversidad Biológica en Amazonas

Erdas Field Guide (2002).

Gibbs, A. y Renner, K. 1993 The Geology of the Guayana Shield. Ed por N.Y Oxford University Monography on Geology and Geophysics.

Gutiérrez, G; Alvarez, O. (2008). Revisión geológica utilizando sistemas de información geográfica entre la Sierra Los Motilones y Juan Manuel de Aguas Claras,

zona sur de la Sierra de Perijá. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Instituto Geográfico Agustín Codazzi (1984) Manual de Percepción Remota en Geología Física, Volumen 1.

Marnr, (1988). Atlas del inventario de tierras del Territorio Federal Amazonas

Mendoza, V; (2000). Geotectonic Evolution of the Guayana Shield, Venezuela. En: 31 Int. Geolog. Congress Río de Janeiro, Brasil, Agosto 2000.

Mendoza, V; (2005) Geología de Venezuela Tomo I: Escudo de Guayana, Andes Venezolanos y Sistemas montañosos del Caribe.

Menéndez V. de V.A., 1.965., “Geología del Area de El Tinaco, centro-norte del Estado Cojedes, Venezuela”. En: Bol. Geol. Caracas 6 (12), p. 417-543.

Menéndez V. de V.A., 1.966, “Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela”. En: Bol. Geol. Caracas, 8 (15), p. 116-139.

Mitre S. (1981) Las imágenes Landsat – Una herramienta útil en la interpretación geológico-estructural; un ejemplo en el noreste de México.

Palmer, M. R.; y Edmond, J.M., (1993) Uranium in river water: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 57, n. 10, p. 4947-4955.

Pasquali, (1977). Plan nacional de exploración de uranio en Venezuela: Caracas, V Congreso Geológico Venezolano, 19 al 23 de noviembre de 1977, Tomo 3, p. 989-1011.

Ramadam T.M, (2002) Exploration For Uranium And Thorium Mineralizations At Wadi Um Laseifa Area, Central Eastern Desert, Egypt: Using Remote Sensing Technique. National Authority for Remote Sensing and Space Sciences, Egipto.

Rodriguez , S. E., (1985). Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolívar Occidental, Venezuela. En: VII Congreso Geológico Venezolano. Tomo II, p. 335 - 338

Sifontes G., R.S., (1975). Mineralización de torio, niobio y otros elementos en el Cerro Impacto, distrito Cedeño, estado Bolívar: Maracaibo, I Jornadas Venezolanas de Geología, Minería y Petróleo, Memorias, 8 p.

Sifontes G., R.S.; et al., (1985). Informe final del proyecto de prospección geoquímica de uranio según el contrato No. 444/82 suscrito entre CADAPE y la Universidad Central de Venezuela: Caracas, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Geoquímica, 93 p. y 4 mapas.

TECMIN. (1991). Informe de avance de la Hoja NC-20-15. CVG Técnica Minera. Ciudad Bolívar.

Verstappen H. (1977) Remote Sensing in Geomorphology.

Wec Venezuela 1997 Evaluación de Pozos

Yanes, C.; Sifontes, R.; et al., 1985, Fondo geoquímica de aguas superficiales a nivel nacional y en sedimentos de corriente en los estados Mérida y Trujillo, Venezuela: Caracas, Sociedad Venezolana de Geólogos, VI Congreso Geológico Venezolano, Memoria, Tomo 4, p. 2295-2313

Páginas web consultadas

Alvarez C.; Yacimientos y Obtención de Uranio. Universidad de Oviedo. Disponible: http://books.google.co.ve/books?id=7AZ3lxZeSUC&pg=PA1&source=gb_s_selected_pages&cad=0_1#PPP1,M1 [Consulta: 2009, Enero].

Bense T., (2007). Tutorial – Introducción a la Percepción Remota. Sextas Jornadas de Educación en Percepción Remota en el ámbito del MERCOSUR. Disponible: <http://www.teledet.com.uy/tutorial-imagenes-satelitales/imagenes-satelitales-tutorial.htm> [Consulta: 2008, Mayo].

Higueras, P; Oyarzun, R; Un manual on-line de Recursos Minerales.

Disponibe en: <http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/IndiceYM.html> [Consulta: 2009, abril].

Imágenes satelitales gratuitas empleadas del NASA Landsat Program, 2004, Landsat ETM+

Disponibles en: <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.htm> [Consulta: 2008, Abril]