

**UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO BOLÍVAR
ESCUELA DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**CARACTERIZACIÓN PETROMINERALÓGICA Y
GEOQUÍMICA, E IMPORTANCIA ECONÓMICA DE ROCAS Y
SEDIMENTOS AFLORANTES EN EL TRAMO MARIPA-LAS
TRINCHERAS, EN EL RIO CAURA MUNICIPIO SUCRE,
ESTADO BOLÍVAR.**

**TRABAJO FINAL DE GRADO
PRESENTADO POR LOS
BACHILLERES: WILLIAMS A.,
BASTARDO B.; ZORINCRI S., MATA
A., PARA OPTAR A EL TÍTULO DE
GEÓLOGO E ING GEOLOGO**

CIUDAD BOLÍVAR, ENERO DE 2012

HOJA DE APROBACIÓN

Este Trabajo de Grado, intitulado “Caracterización petromineralógica y geoquímica, e importancia económica de rocas y sedimentos aflorantes en el tramo Maripa-Las Trincheras, en el río Caura municipio Sucre, estado Bolívar.” presentado por los bachilleres Bastardo B. Williams A. y Mata A. Zorinciri S., ha sido aprobado de acuerdo a los Reglamentos de la Universidad de Oriente, por el jurado integrado por los profesores:

Nombre:

Firma:

Profesor Miguel Gómez

(Asesor)

Profesora Rosario Rivadulla
Jefa del Departamento de Geología

Profesor Francisco Monteverde Jefe del
Departamento de Ingeniería Geológica

Ciudad Bolívar; Enero de 2012

DEDICATORIA

A Dios primeramente y a Jesús “Cristo” por guiarme y protegerme a diario en el sendero de la vida, sin duda alguna todos mis éxitos se lo debo a el Señor de las alturas JEHOVA...

A mis padres Elizabeth Batista Cermeño, Williams Bastardo Moreno por toda la enseñanza que me han dado a lo largo de mi vida, por su apoyo incondicional, constancia y perseverancia y todo el amor que me han brindado, en compañía de mis hermanos Ehiliz Bastardo, Ehilidisfrancis Bastardo, y Ehidriliz Bastardo, que son personas maravillosas, además de la compañía de familiares y amigos sin cuyo amor y acompañamiento no tendría sentido mi vida, a todos ellos MIL GRACIAS.

Williams Bastardo

DEDICATORIA

Primeramente quiero dar gracias a DIOS TODOPODEROSO como ser Supremo por darme las fuerzas en todo momento, a mis padres y familiares, a la membrecía de la IGLESIA PENTECOSTAL UNIDA DE VENEZUELA por su inmenso apoyo con sus oraciones para mi, a mi amado Esposo por su apoyo incondicional, a mis amigos, y a todos los profesores de la UNIVERSIDAD DE ORIENTE que de un modo u otro me motivaron a llevar al final las metas planificadas para el logro de mi carrera.

A todos ustedes muchas gracias; y que DIOS siga bendiciéndoles siempre.

Zorincris Mata

AGRADECIMIENTO

A Dios todo poderoso señor nuestro, y sustentador de nuestras vida.

A mis familiares especialmente, a mi madre Elizabeth Batista, y mi padre Williams Bastardo por brindarme todo el apoyo en mi vida.

A la Universidad de Oriente, ya que debido a esta prestigiosa institución educativa me permitió capacitarme para emprender una carrera de éxitos obtener el conocimiento en las ramas de la Geociencias por medio de la cual tuve el privilegio de realizar este proyecto.

Al Ing. Miguel Gómez por hacer posible la realización de este proyecto, y por su valioso interés, además por el aprendizaje y el enriquecimiento de los conocimientos adquiridos.

Al cuerpo profesoral de la Universidad de Oriente quienes de una u otra manera influyeron en nosotros a lo largo de nuestra carrera.

Y a todas aquellas personas que directamente, e indirectamente pusieron un granito de arena para ayudarnos en el desarrollo de este trabajo, de todo corazón MIL GRACIAS.

Williams Bastardo

AGRADECIMIENTO

A mi GRAN DIOS Y SALVADOR JESUCRISTO.

A mis padres Martin Martínez y Zoraida Arana por su gran apoyo espiritual, moral y económico, porque siempre estuvieron allí.

A mi abuela Iris viuda de Mata por su constante motivación.

A mis hermanos por creer en mí de lograr esta meta en mi vida.

A mi amado Esposo por su incondicional motivación, porque siempre estuvo allí y sé que lo estará, en los momentos difíciles, y dándome palabras de aliento.

Al profesor Miguel Gómez por su gran apoyo para la realización de este proyecto.

A la Universidad de Oriente por ser mi casa de estudio.

A todos mis hermanos en CRISTO JESUS por sus constantes rogativas envueltas en el AMOR DE DIOS en sus oraciones.

A todos muchísimas GRACIAS...

Zorincris Mata

RESUMEN

El desarrollo de este proyecto se ha basado en una caracterización geoquímica y petromineralógica e importancia económica de rocas y sedimentos aflorantes en el tramo Maripa-Las Trincheras, en el río Caura Municipio Sucre-Estado Bolívar en el área de interés se recolectaron muestras comprendidas entre rocas y sedimentos que afloran en esa superficie geográfica. Se tomaron dos (2) muestras de sedimentos (arcillosos y arenosos), y cuatro (4) muestras de rocas de las cuales dos resultaron granitos alcalinos y dos máficas con presencia de metamorfismo, esto con la finalidad de determinar las diferentes especies inorgánicas y elementos químicos para identificar la presencia de minerales de importancia económica para nuestra nación. El estudio consistió con una etapa documental, de oficina y de campo, complementado con una parte analítica y estudios de laboratorios. Los diferentes tipos de análisis que se realizaron a las muestras comprenden desde la parte química, mineralógica, sedimentológica, petrográfica, morfológica, con el objetivo de identificar y clasificar los diferentes tipos de minerales en rocas y sedimentos, y mediante la granulometría y morfología para conocer la distribución granulométrica de los sedimentos y geometría de las partículas respectivamente, además se desarrollaron análisis mineralógicos a sedimentos para determinar minerales livianos y pesados, también se efectuaron estudios petrográfico para clasificar el tipo de roca. Los resultados químicos de las muestras, utilizando el espectrofotómetro de absorción atómica para detectar concentraciones de Cadmio, Cinc, Cobalto, Cobre, Cromo, Hierro, Manganeseo, Molibdeno, Níquel, Plomo, Titanio, Tantalio, y Niobio además de elementos mayores como: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , MnO_2 , CaO . Para realizar esta parte analítica se solicitó la colaboración del Centro de Geociencias, El Laboratorio de Sedimentología y el Laboratorio de Mineralogía Óptica de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente. En la etapa interpretativa de los resultados se observó detalladamente cada análisis para posteriormente dar las conclusiones respectivas.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
---	----------

LISTA DE TABLAS

TABLA 2.1 COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALÓGICA, REALIZADO A CERRO IMPACTO, MUNICIPIO CEDEÑO.....	25
---	-----------

LISTA DE APÉNDICES

A MAPAS GEOLÓGICOS REGIONAL Y LOCAL DEL ÁREA DE INTERÉS	204
A.1 Mapa Geológico Regional de la Cuenca Hidrográfica del Río Caura.	205
A.2 Mapa Geológico Local de la Cuenca Hidrográfica del Río Caura.	206
A.3 Mapa de muestreo del área de estudio.	207
B TABLA DE DATOS, MUESTREO REALIZADO EN CAMPO	209
B.1 Tabla de Muestreo Realizado en Campo	212

INTRODUCCIÓN

La región Guayana, es una de las reservas mineralógicas e hidrográficas, y su amplia extensión permite gran diversidad de flora y fauna, el Escudo de Guayana constituye el 45% de la superficie territorial total (423.000 Km²) y se extiende al sur del río Orinoco hasta las fronteras de Guyana al Este y Brasil y Colombia de Sureste a Suroeste. Es la región minera por excelencia, con reservas de oro en el subsuelo además de placeres auríferos y diamantíferos y grandes reservas de hierro, también un enorme potencial en rocas graníticas para la industria ornamental y de la cerámica entre otros minerales de interés económico como caolín, bauxita, uranio y coltan entre muchos otros.

La región está constituida principalmente por las rocas más antiguas en la geocronología del territorio venezolano (Precámbrico Inferior) entre las cuales las de más edad están profundamente metamorizadas e inyectadas por ígneas preferentemente ácidas e incluso básicas en estructuras complejas. La cubierta de plataforma (Formación Roraima) no muestra metamorfismo de importancia en una secuencia levemente metamorizada en la que predominan areniscas arcósicas con intervalos menores de conglomerados y lutitas, intrusionadas únicamente por diabasas. Mientras que las rocas metasedimentarias están estructuralmente muy deformadas, las rocas de la Formación Roraima se mantienen casi o totalmente horizontales. Ambos elementos, composición litológica y estructura, contribuyen a fijar las características fisiográficas.

En particular, el Escudo de Guayana, se compone de una enorme superficie o territorio solo comprende tres entidades: ESTADO BOLIVAR, en su parte central, el territorio DELTA AMACURO, en su región este y el territorio federal AMAZONAS en el sur, en términos generales se pueden diferenciar en esta región las siguientes

provincias geológicas: provincia geológica de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, las mismas forman parte del Escudo de Guayana, parte norte del cratón Amazónico del precámbrico de Sur América, la génesis de formación de estas provincias originaron un potencial económico-minero de minerales y reservas muy importantes hoy día de exportación mundial.

La Cuenca Hidrográfica del río Caura se encuentra ubicada en el Estado Bolívar en la Región Guayana en el municipio Sucre del Estado Bolívar, La cuenca tiene una extensión aproximada de 725 km y un área de 45.336 km². El río Caura es uno de los más importantes al sur de Venezuela es el tercer río más grande de nuestro país y tiene una dirección de recorrido aproximadamente en sentido Sur-Norte, es el segundo principal tributario del río Orinoco, la zona que lo rodea es rica en selva, fauna y flora.

El objetivo principal de este proyecto generalmente se enfoca en el campo de la geoquímica, la petrografía, la mineralogía, sedimentología y la morfología la cual permite realizar una descripción de cada una de las muestras. Esto con la finalidad de tener una interpretación geológica del área para saber la composición química, mineralógica y petrográfica para clasificar las rocas y los diferentes minerales que constituyen las mismas. Respecto a los sedimentos los análisis permiten determinar la distribución granulométrica y geométrica de las partículas para establecer criterios sedimentológicos de erosión y transporte.

En general la caracterización geoquímica es muy relevante ya que permite identificar elementos químicos de interés económico e inferir el potencial minero del área, en efecto estos estudios tiene el propósito de generar una base de datos científica para tener investigaciones geológicas actualizadas.

CAPÍTULO I

SITUACION A INVESTIGAR

1.1 Situación u objeto de estudio

El campo de la geoquímica implica el estudio del producto químico composición de la Tierra e incluso otros planetas, procesos químicos y reacciones de los cuales gobiernan la composición rocas y suelos o sedimentos, y los ciclos de la materia y energía que transportan los componentes químicos de la tierra a tiempo y espacio, y su interacción con hidrosfera y atmósfera.

El presente trabajo se basa en una investigación descriptiva, documental, analítica, y exploratoria en la cuenca hidrográfica del río Caura para obtener información y análisis químicos de rocas ígneas y sedimentos existentes en los márgenes del río Caura, para tener una documentación de la importancia económica e inferir el potencial mineralógico de recursos estratégicos para la nación además asociarla a ciertos minerales importantes hoy día como lo es el coltan.

Para tal estudio utilizando herramientas y conocimientos de las geociencias se pretende elaborar este proyecto investigativo en esta área para determinar elementos constituyentes desde el punto de vista geoquímico y sentar las bases con este estudio para que sirva de conocimientos a futuros profesionales de la Universidad de Oriente, de otras Universidades Nacionales como extranjeras.

El proyecto tiene como finalidad ubicar el área geográfica con coordenadas de las rocas y sedimentos existentes en la zona investigada, para obtener sistemáticamente análisis morfológicos, granulométricos, mineralógicos además de estudios petrográficos para identificar minerales principales y clasificar las roca, este

proyecto permitirá recopilar información necesaria que sirva como base de datos para así contribuir con el acervo científico de nuestra nación.

1.2 Objetivo General

Realizar una caracterización Petromineralógica y Geoquímica, e Importancia Económica de rocas y sedimentos aflorantes en el tramo Maripa-Las Trincheras, en el río Caura Municipio Sucre, Estado Bolívar.

1.3 Objetivos Específicos

Identificar las unidades geológicas presentes en el área de estudio y describir las muestras de acuerdo a su mineralogía constituyente (análisis macroscópicos).

Determinar a través de un análisis químico por el método de absorción atómica, la proporción de elementos trazas y elementos mayoritarios en rocas ígneas y sedimentos arenosos y arcillosos presentes en el área de estudio.

Analizar mediante métodos de mineralogía óptica los sedimentos siliciclásticos, para observar su mineralogía constituyente, y clasificarlos de acuerdo a sus pesos específicos (livianos, semi-pesado y pesados).

Realizar análisis morfológicos para determinar la geometría de las partículas silíceas.

Realizar análisis granulométricos a los sedimentos arenosos localizados en el tramo de estudio.

Realizar análisis petrográficos a las rocas para identificar los minerales y texturas constituyentes y clasificar el tipo de roca.

1.4 Justificación de la investigación

Este proyecto está enfocado en la aplicación de un estudio exploratorio desde el punto de vista geoquímico para determinar elementos químicos de relevancia económica en rocas y sedimentos aflorantes en la cuenca del río Caura. Esto con la finalidad de precisar elementos estratégicos como columbita-tantalita, para inferir posibles zonas donde puedan localizarse depósitos o anomalías de estos minerales. La importancia de esta investigación reside en la formación e investigación científica y la información obtenida servirá como una documentación de estudios detallados de esta zona.

1.5 Alcances de la investigación

La investigación tiene como objetivo primordial obtener información geológica actualizada y conocer aspectos importantes como características geoquímicas, mineralógicas y características físico-naturales de la zona de estudio.

Al realizar este proyecto se visualizó claramente que las rocas ígneas y sedimentos pertenecientes al Escudo de Guayana y específicamente al área de interés en los márgenes y lecho del río Caura, Municipio Sucre Estado Bolívar permitirá orientar y saber la importancia económica que tiene esta superficie geográfica con respecto a la rama de la minería y además determinar la parte química de elementos que puedan contener y así tener una precisa y clara información de minerales que transporta dicho río estableciendo con ello ideas posibles de yacimientos o depósitos inorgánicos en la parte alta de la misma.

1.6 Limitaciones de la Investigación

Entre las limitaciones que se presentan tenemos las siguientes:

El área donde se realizaron la recolección de muestras de rocas y sedimentos, se encuentra en una zona de difícil acceso, el área de estudio se localiza en la cuenca del río Caura en el Municipio Sucre, Estado Bolívar hacia las poblaciones de Maripa, Aripao, Puerto Cabello del Caura, y la población de Las Trincheras, poblados rurales de este municipio los mismos se encuentran muy distantes de una de las principales ciudades del estado como lo es Ciudad Bolívar.

Para trabajar en la zona mencionada se requiere de una logística previamente elaborada, la limitación más relevante para llevar dicha recolección de muestras es la insuficiencia presupuestaria, ya que el acceso ha de realizarse por vía terrestre, para llegar al sitio de partida que en este caso sería la capital del Municipio Sucre (Maripa), posteriormente el traslado por vía fluvial a través de embarcaciones locales (como lanchas o canoas) para realizar el muestreo, que por ende se hace bastante dificultoso además porque la zona está apartada de la parte urbana de la ciudad y no se contaba con los recursos económicos para la movilización a campo.

Entre otras restricciones están todos los trámites y permisos legales por parte de entes gubernamentales como el Ministerio de Ambiente, para circular dicha área, además de los permisos correspondientes para la compra de combustible, para poder llevar a cabo la navegación fluvial y sin excluir la limitación de hospedaje, alimentación y otros gastos como obtención de mapas, así como también agua potable para consumo durante la estadía por esos sectores.

CAPÍTULO II

GENERALIDADES

2.1 Ubicación geográfica del área de estudio

La zona de exploración está situada en la cuenca hidrográfica del río Caura en el Municipio Sucre, Estado Bolívar el área está comprendida desde el poblado de Maripa localizada en la parte noroccidental del estado, localmente entre las coordenadas UTM E: 257523, N: 820236, hasta el poblado de Las Trincheras entre las coordenadas geográficas 64°53'50,65(W), 6°57'50,42(N). En un recorrido con una distancia de aproximadamente 100 Km con un área de estudio de 205, 102,307.000 m². Los límites naturales de esta cuenca son: Al Sur con su nacimiento junto a la frontera con Brasil, Al Norte en su confluencia con el río Orinoco, Al Este de manera local con los poblados de Maripa, Aripao, Laguna los Cerritos, Lagunas Paso Acosta, Al Oeste con los poblados de Guayapo, Barranca y con los tributarios Suapure y río Mato entre otros (Figura 2.1).

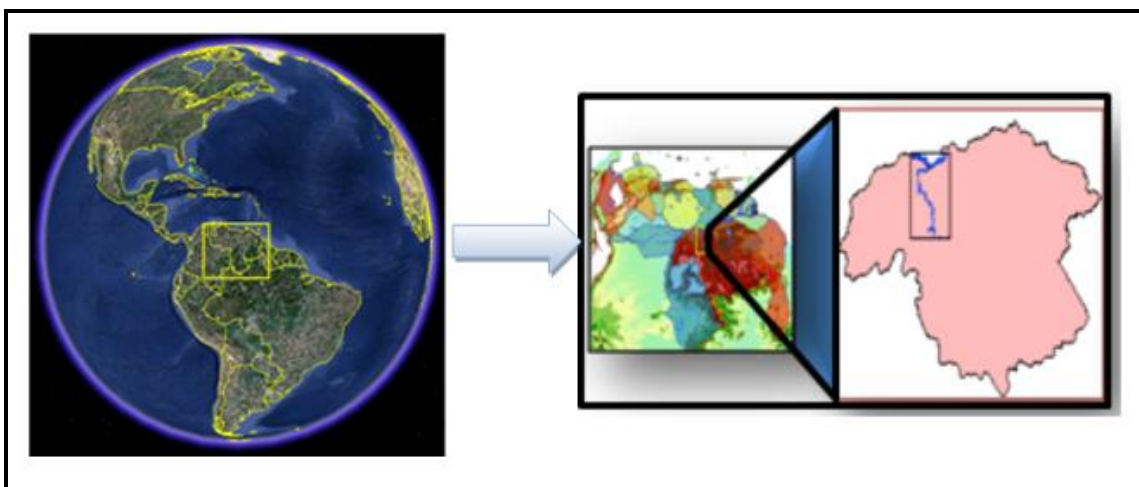


Figura 2.1 Ubicación geográfica del área de estudio.

2.2 Acceso del área de estudio

La zona del área de estudio está interconectada al sistema nacional de vialidad, a través de carreteras asfaltadas a partir de la troncal número 19 del Estado Bolívar que comunica a Ciudad Bolívar con Caicara del Orinoco y Puerto Ayacucho, Estado Amazonas. Maripa se encuentra a aproximadamente 240 Km al oeste de Ciudad Bolívar por la cual se comunica por vía asfaltada a través de la troncal 19. Por vía fluvial también puede accederse a la zona a través del río Orinoco y posteriormente por el río Caura (Figura 2.2). (<http://www.panoramio.com/photo/15002434>)



Figura 2.2 Entrada a la población de Maripa, vía terrestre.

2.3 Características físico naturales del área de estudio

2.3.1 Geomorfología

Dentro de la altiplanicie existen unidades o dominios geomorfológicos bien definidos, tope de plateaux, áreas de pendiente intermedias, valles en “v” y rabines.

Toda esta configuración geomorfológica está asociada a un ciclo de erosión joven, probablemente relacionado a una tectónica vertical de bloques. La presencia de las terrazas escalonadas en los valles sugieren el registro de intervalos de tranquilidad y pulsos tectónicos sufridos por la región, C.V.G. TECMIN (1994).

2.3.2 Vegetación

Es generalmente tipo tropical con exuberante vegetación a lo largo de la cuenca hidrográfica del Río Caura, en la parte sur del estado y a su vez del Municipio Sucre la misma es una vegetación selvática tropical, tipo bosque.

En dicha área se detalló diferentes tipos de árboles y arbustos, el término “árbol” denota una planta perenne que posee un único tronco principal a veces con unas pocas ramas en la parte inferior, pero ramificado en la superior; El término “arbusto” se refiere generalmente a una planta leñosa que comienza a ramificarse cerca del nivel del suelo, de manera que el follaje queda cercano a él, también se observaron plantas trepadoras conocidas comúnmente como lianas.

En cuanto a los árboles en esta zona se identificaron algunos como: Laurel, Salado, Ceiba, Guamo, Cedro, e incluso árboles de fruto como mango y sarrapia entre otros; y aproximadamente median 15 a 40 metros de alto (Figura 2.3).



Figura 2.3 Vegetación Tropical, Tipo Bosque y Arbusto.

“La flora se distingue tanto en el terreno, como en las fotografías aéreas, constituyendo una ayuda eficaz para las labores de prospección, permitiendo además hacer las siguientes descripciones de vegetación: Vegetación herbácea con arbustos pequeños y diseminados distribuidos muy densamente y exuberante con gran vigor, C.V.G. TECMIN (1994)”.

2.3.3 Clima

Se han detectado en la zona dos estaciones climáticas: una estación lluviosa (invierno) que abarca los primeros días del mes de Abril hasta finales del mes de Noviembre; y una estación de sequía (verano) la cual se inicia durante el mes de Diciembre y finaliza en el mes de Marzo. La precipitación media oscila entre 1.000mm y 1.800mm anuales. La temperatura promedio es de 30.5°C, una temperatura máxima de 36 °C, y una mínima de 25 °C durante el día y de 16 °C a 18°C durante la noche. La humedad relativa promedio anual llega hasta 13% aproximadamente, C.V.G. TECMIN (1994).

2.3.4 Clima, Vegetación y Drenaje

El clima de la región es muy cálido durante todo el año con temperaturas que alcanzan 26 a 34 °C; por las noches la temperatura oscila entre 18 a 20 °C, existen dos estaciones; una lluviosa que comprende desde (Mayo-Octubre) y otra seca desde (Noviembre a Marzo).

La mayor parte de la zona está constituida por relieves planos suavemente ondulado, representados por la formación mesa y sedimentos recientes, los cuales están cubiertos de hierbas y arbustos tipo sabana, que a la vez son atravesados por vegetación espesa, tipo bosques de galerías, que siguen el curso de los ríos y drenajes. La vegetación más densa cubre las zonas más predominantes del área que están conformada por rocas graníticas. El drenaje de la zona está controlada por el río Caura el cual es el tercer río más importante en Venezuela, discurre por el límite sur, y continua hacia el norte cortando toda la zona de estudio, hasta verter sus aguas en el río Orinoco, le sigue en orden de importancia el río Sipao, el cual es afluente del río Caura, y al igual que este corta toda la zona, también hay cursos menores de agua como los morichales, riachuelos y lagunas.

2.4 Fauna

La fauna silvestre en el área de estudio y su zona de influencia es relativamente abundante y muy variada, apreciándose la presencia de algunas aves como: loros, pericos, garzas, guacamayos, águilas, gavilán entre los mamíferos encontramos: cunagueros, picures, conejos, rabí pelaos, dantos, lapas, perros de agua, entre los reptiles se tiene lagartijas, iguanas, serpientes, morrocayos, teracayos o tortugas, y mucha variedad de peces en el medio acuático.

2.5 Cuenca hidrográfica

Es el área de aguas superficiales o subterráneas que vierten a una red hidrográfica natural con uno o varios cauces naturales, de caudal continuo o intermitente, que confluyen en un curso mayor que, a su vez, puede desembocar en un río principal, en un depósito natural de aguas, en un pantano o bien directamente en el mar.

La cuenca hidrográfica se define como una unidad territorial en la cual el agua que cae por precipitación se reúne y escurre a un punto común o que fluye toda al mismo río, lago, o mar. En esta área viven seres humanos, animales y plantas, todos ellos relacionados. También se define como una unidad fisiográfica conformada por la reunión de un sistema de cursos de ríos de agua definidos por el relieve.

Los límites de la cuenca o divisoria de aguas se definen naturalmente y en forma práctica corresponden a las partes más altas del área que encierra un río. Este concepto se confunde muchas veces porque tiende a asociarse con el cauce o con las márgenes de un río.

Por lo tanto, es importante apuntar que el concepto que aquí definimos implica una cierta superficie de terreno, de manera que todo punto en un país pertenece o está dentro de una cuenca hidrográfica. Una cuenca no solamente abarca la superficie, a lo largo y ancho, sino también la profundidad, comprendida desde el extremo superior de la vegetación hasta los estratos geológicos limitantes bajo la tierra. Dentro de una cuenca se pueden distinguir: la parte alta, la parte media y la parte baja.

En las partes altas, la topografía normalmente es empinada y generalmente están cubiertas de bosque. Tanto en la parte alta como en la parte media se encuentran la gran mayoría de las nacientes y de los ríos; las partes bajas, a menudo tienen más

importancia para la agricultura y los asentamientos humanos, porque ahí se encuentran las áreas más planas.

Se presenta la cuenca como un verdadero sistema, ya que está formada por un conjunto de elementos que se interrelacionan. Los más importantes son: el agua, el bosque, el suelo y los estratos geológicos.

Entre otros conceptos podemos definir “cuencas de curso sucesivo” aquellas que nacen en un país, cruzan su territorio y continúan su curso a través de uno o más países. En la península ibérica, por ejemplo, éste sería el caso de las cuencas del Duero y del Tajo, partes de cuyos territorios afectan a España y a Portugal. Obtenido de la biblioteca virtual (eurnet.net) <http://www.eumed.net/libros/2005/jmfb-h/1u.htm>

2.6 Hidrografía del Estado Bolívar

La hidrografía en el Estado Bolívar está conformada por siete cuencas principales cuyos ríos, drenan en sentido (Sur- Norte) excepto el río Cuyuní, que está localizado en la parte oriental del estado y que drena en sentido Oeste-Este y desemboca en el río esequibo, el río Paragua se considera un afluente del río Caroní; estos ríos presentan en general un enorme caudal y numerosos saltos, destacando las cuencas de los ríos: Aro, Guaniamo-Cuchivero, Caroní, Parguaza, Caura, el río Suapure, todas estas cuencas hidrográficas confluyen en la cuenca del río Orinoco (Figura 2.4).

Los ríos se clasifican de acuerdo con la situación de su cauce aprovechando la escasa pendiente de la superficie, pueden ser: consecuentes, subsecuentes, obsecuentes y resecuentes (Figura 2.5).

2.7.1 Ríos consecuentes

Se desarrollan en dirección de la pendiente es decir es aquel que sigue la pendiente original del terreno, aprovechando el escaso gradiente de la superficie. Estos cursos de agua se denominan consecuentes ya que siguen la vertiente inicial de una superficie. Este tipo de corrientes pueden hallarse en muchas formas fisiográficas, tales como volcanes, bloques fallados, o lechos de lagos secos, etc.

2.7.2 Ríos subsecuentes

Son aquellos ríos que se desarrollan en la dirección de las tierras bajas paralelos a la línea de costa se denominan subsecuentes.

2.7.3 Ríos obsecuentes

Son aquellos que se deslizan por el frente de cuesta hasta desembocar en un subsecuente, reciben el nombre de corrientes obsecuentes, su dirección de flujo es opuesta al buzamiento general de la zona y al sentido en que discurren las aguas de los cursos consecuentes.

2.7.4 Ríos resecuentes

Son aquellos ríos que nacen en el dorso de las cuestas, corren en la misma dirección como las corrientes consecuentes, pero llegan únicamente hasta donde termina el dorso de la cuesta.

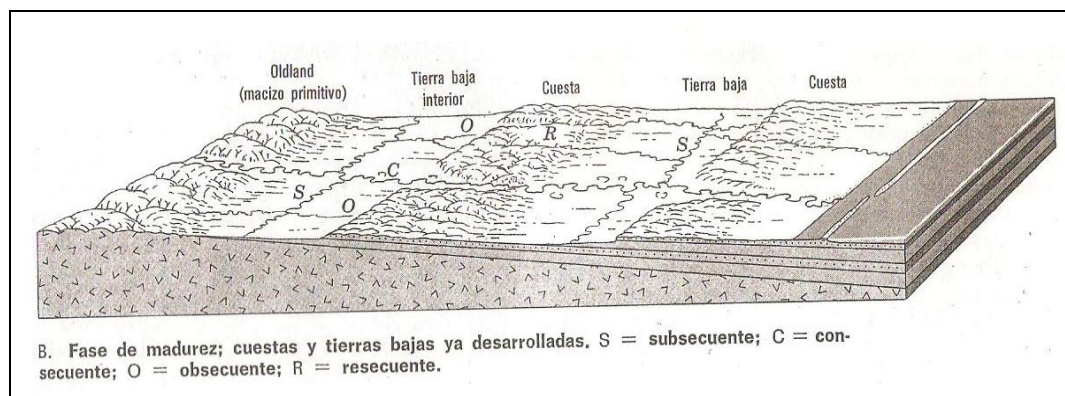


Figura 2.5 Clasificación de los ríos de acuerdo a su formación geológica. Fuente: Arthur N. Strahler (1981).

El área geográfica donde se localiza la cuenca hidrográfica del río Caura, está conformada por muchos drenajes generalmente dendríticos por la geología granítica presente en la zona, el río Caura tiene un drenaje con sentido Sur-Norte se clasifica como un río consecuente se desarrolla siguiendo la dirección de la pendiente, pero a su vez el mismo se comporta de manera subsecuente en su confluencia con respecto al río Orinoco.

2.8 Población y datos socio-económicos

La población del área y sus alrededores es muy escasa generalmente rural, y está constituida por comunidades criollas, campesinas e indígenas. Las mayores concentraciones poblacionales se ubican en Maripa que es la capital del Municipio Sucre y cuenta con la mayor población de habitantes aproximadamente unas 6.000 personas además en este municipio se encuentran otros poblados y caseríos conocidos y llevan los siguientes nombres: Las Majadas, Guarataro, La Tigra, Aripao, San Pedro de Tauca, San Rafael, El Cambur, Puerto Cabello del Caura, Guayapo, Guayabal, Suapure, Las Trincheras, entre otros. Además en la zona hay comunidades indígenas hacia los márgenes de la cuenca, se observaron dos comunidades indígenas,

conocidas como COLONIAL, donde habitan alrededor de 50 personas y subsisten de la pesca, agricultura, y la caza, estos están dirigidos por un líder o jefe al cual lo habitantes indígenas le llaman capitán, la ubicación geográfica de esta comunidad se encuentra entre las coordenadas UTM Este y Norte respectivamente: 266927; 797125. Una altura de 36 metros sobre el nivel del mar a la orilla del río.

También se encuentra la comunidad indígena PAYARAIMA integrada por alrededor de 12 familias que equivalen a 70 personas viven al igual que la anterior de la pesca, la caza y la agricultura se encuentra ubicados en las coordenadas UTM Este y Norte respectivamente 264617; 796570 a una altura de 44 metros sobre el nivel del mar.

El aspecto económico de la población de esta zona rural se basa en la agricultura, la caza, la pesca y muchas veces de la minería ilegal. Generalmente donde se concentra la mayor población se dedican al comercio, la actividad agropecuaria y la agricultura a gran escala.

2.9 Geología Regional

El Escudo de Guayana posee forma ovalada, es por ello que la parte meridional se adentra en Colombia, Brasil, Guayana, Suriname y Guayana Francesa, mientras que la parte septentrional se ubica en Venezuela, y las rocas encontradas en ésta, comprenden las arqueozoicas y proterozoicas de diversas litologías que han sido alteradas en mayor o menor escala durante una serie de eventos geotectónicos mayores. Menéndez 1.968, subdivide el Escudo de Guayana basándose en caracteres petrológicos y tectónicos en cuatro provincias geológicas conocidas como: Imataca, Cuchivero, Pastora y Roraima, las cuáles difieren entre sí, en sus direcciones estructurales, formación tectónica, asociaciones litológicas, metalogénicas y edades.

El Escudo de Guayana forma parte del Precámbrico del Cratón Amazónico y del Oeste de África y se continúa en las Guayanas y parte NW de Colombia con unidades litoestratigráficas, metamorfismos y depósitos minerales similares.

El Escudo de Guayana se extiende al Sur del Río Orinoco y ocupa algo más del 50% de la superficie de Venezuela. El estudio más actualizado sobre el mismo fue realizado por el U.S.G.S – CVG Tecmin, cuyo trabajo general regional es parte de la base de esta síntesis (Sidder y Mendoza, 1.995) así como la información aportada por compañías privadas mineras como consecuencia de la apertura minera que registró Guayana entre 1.990 –1.993 que culminó con los proyectos mineros de Las Cristinas, Brisas del Cuyuni, El Foco y otros importantes depósitos auríferos; de los muchísimos trabajos realizados en Brasil durante los últimos años, actualizados en el 31 Congreso Internacional de Geología (Río de Janeiro Agosto 2.000) y de las experiencias de campo, laboratorio e intercambio de conocimientos del autor, con otros especialistas, por más de treinta y cinco años.

El Escudo de Guayana (EG) en Venezuela se compone de las siguientes cuatro provincias geológicas: Imataca (PI), Pastora (PP). Cuchivero-Amazonas (PCA) y Roraima (PR) (Figura 2.6).

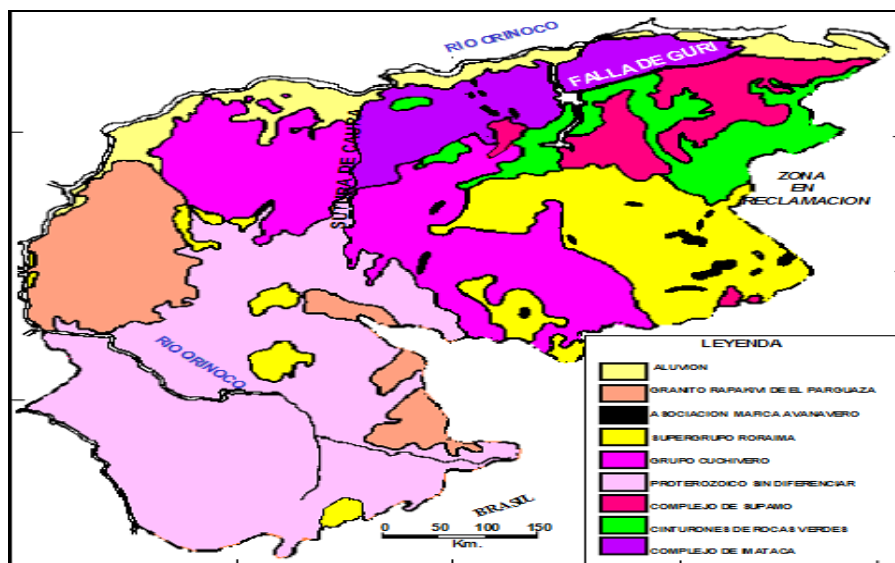


Figura 2.6 Mapa Geológico Generalizado del Escudo de Guayana Fuente: Mendoza V (2000).

2.9.1 Provincia Geológica de Imataca

La Provincia de 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 Gurí por unos 550 km y 80 km, respectivamente. No hay razones para que Imataca no se extienda al Norte del Orinoco, ni al Oeste del río Caura, y por supuesto en tiempos pre-disrupción de la Pangea a África Occidental (Mendoza, V. 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 y granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorizados y más jóvenes CRV-TTG

(cinturones de rocas verdes y tronjemita, tonalita y granodiorita) gnéísicos (El Torno-Real Corona) (Mendoza, V. 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 Gurí, con anfibolitas 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 km de espesor de rocas). Estas rocas de alto grado metamórfico se interpretan como evolucionados primitivos CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita y sufrir luego parcialmente metamorfismo retrógrado, registrando toda la historia evolutiva del Escudo (Mendoza V. 2000).

2.9.2 Provincia Geológica de Pastora

La 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 de Uairèn), por el Este hasta los límites con la Zona en Reclamación del Esequibo y al Oeste hasta el río Caura (Mendoza, V. 2000).

La Provincia Pastora (o provincia del oro), está formada por CRV, delgados, más antiguos, tectonizados, tipo Carichapo y CRV, más anchos, jóvenes y menos tectonizados y menos metamorizados, tipo Botanamo 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, Nuria e intrusiones de diques y sills de diabasas y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo (Mendoza, V. 2000).

Menéndez, A. (1968), indica que al Norte del paralelo 6° la Provincia de Pastora se caracteriza litológicamente por una secuencia de rocas volcánicas ácidas y básicas, además de rocas sedimentarias asociadas que han sufrido un metamorfismo de bajo grado, el cual alcanza localmente las facies de la anfibolita.

2.9.3 Provincia Geológica de Cuchivero

La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico (Sidder y Mendoza, 1995).

La Provincia Cuchivero incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos del Grupo Cuchivero; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero y el Granito Rapakivi de El Parguaza y rocas y complejos alcalinos como el de La Churuata asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de cerro Impacto, lámpirofros y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo (Mendoza, V. 2000).

Mendoza, V. (1974) 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 Los

Pijiguaos y Granito Rapakivi de El Parguaza). Discordantemente sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas sedimentarias del Grupo Roraima.

2.9.3.1 Grupo Cuchivero

Fue definido por Ríos (1972) como compuesto de rocas volcánicas riolítica de la Formación Caicara, de granitos, comagmáticos, biotíticos de Santa Rosalía, hornabléndicos de Guaniamito y Mendoza (1974) añadió los granitos alaskíticos de San Pedro.

2.9.3.2 Grupo Suapure

Fue definido por Mendoza, V. (1977) como compuesto por el Granito de Los Pijiguaos y el Granito Rapakivi de El Parguaza, excelentemente expuestos en los domos de Los Pijiguaos, a pocos kilómetros al Oeste del río Suapure, paso de San Pedro. Estudios posteriores indicaron que el Grupo Suapure lo constituyen el Granito Rapakivi de El Parguaza y todas sus facies, subvolcánicas como el Granito de Los Pijiguaos, los pórfidos riódacíticos del Guayapo, hipabisal o de profundidad intermedia como la Granodiorita del Sipapo, plutónicas como cuarzo-sienitas y anortositas a rocas muy cercanas al manto como bauchitas, en la base de la corteza.

El Granito de Los Pijiguaos aflora en la mitad inferior de los domos del mismo nombre, en contacto no transicional con el Granito Rapakivi de El Parguaza. Es un granito de grano fino, equigranular, aspecto algo recrystalizado, muy rico en cuarzo y microclino, con textura moteada en la que se observan dos o más generaciones de cuarzo, posiblemente correspondientes con las pulsaciones o intrusiones inmediatas posteriores del Granito Rapakivi de El Parguaza (Mendoza, V. 2000).

2.10 Provincia Geológica de Roraima

La Provincia 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 Uairèn en dirección NS y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Asociación Avanavero) (Mendoza, V. 2000).

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 Kakurì, Alto Ventuari en el estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Briceño y otros (1989) concluyen que los tepuis son el producto de inversión topográfica remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuis corresponden a erosionados anticlinales.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Solo 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 Urbani, F. (1977) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados (Urbani en Mendoza, V. 2000).

2.11 Antecedentes locales sobre coltan

2.11.1 Niobio, torio y tierras raras (Cerro Impacto)

Ubicado en el distrito Cedeño del Estado Bolívar, está formado por tres prominencias topográficas alargadas orientadas en dirección norte-sur. Los estudios preliminares han puesto en evidencias, altos tenores de niobio, torio, y tierras raras (y para la fecha no se habían encontrado rocas frescas), la mineralogía producto de la meteorización y lixiviación al momento indico que la composición original de la protomena es una carbonatita. El yacimiento está constituido por un espeso manto laterítico, la intensa meteorización producto de su ubicación en una zona tropical lluviosa ha destruido la roca madre dejando un residuo laterítico ferruginoso-manganesífero sin traza alguna de la roca original.

En las áreas vecinas a la zona mineralizada afloran rocas de diferentes composiciones: granitos alcalinos, cuarzo-dioritas, gabros y monzonitas. Cuando las carbonatitas son sometidas a una intensa meteorización tropical, como es en el caso del Cerro Impacto y Araxa en Brasil, se produce una total descalcificación de las rocas y un enriquecimiento supergénico de P, La, Ba, Ta, Th, y tierras raras elementos que son selectivamente retenidos mientras que el Ca, Mg, SiO₂ son removidos, la zona de oxidación resultante origina una laterita compuesta esencialmente de óxido de hierro y manganeso, y minerales supergénicos del grupo de las tierras raras, P, Ba, Th, y La.

En el Cerro Impacto un sondeo exploratorio que alcanzó los 200mts, no llegó a penetrar roca fresca, estimándose el casquete laterítico en unos 300mts de espesor, constituido por minerales de hierro, manganeso y algo de aluminio. El tipo de laterita varía considerablemente, algunas son duras y macizas otras porosas y friables, el

color marrón varia de color oscuro a rojizo en las variedades más ferruginosas, y casi negro en las variedades manganesíferas.

Los estudios básicos sobre la composición química y mineralógica de estos yacimientos han sido realizados por la Dirección de Investigaciones Geoanalíticas y Tecnológicas del Ministerio de Energía y Minas. Las determinaciones fueron efectuadas por el método de vía húmeda, fluorescencia de rayos x y espectrografía de emisión los rasgos máximos y mínimos están representados en la (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Composición química y mineralógica, realizado a Cerro Impacto, Municipio Cedeño.

Elementos	Máximo (%)	Mínimo (%)	Elementos	Máximo (%)	Mínimo (%)
Fe	60	4	Nd	0.8	0.02
Mn	35	0.2	Y	0.2	0.005
Ba	55	0.1	Nb	1.5	0.01
Ce	7	0.01	Zr	1	0.01
La	3	0.02	Zn	0.8	0.01
Al	20	0.0	Pb	0.5	0.001
H ₂ O	15	3	Sr	0.4	0.001
Si	4	0.5	Th	0.5	0.01
Ti	7	0.5	V	0.2	0.001

Además de los elementos que aparecen en esta tabla, han sido identificados otros elementos minoritarios como Mo, Sn, Co, Ni, Cu, Be, Ga, no han sido detectados Ta, Ni, U.

Se han establecido la presencia de 5 grupos principales de variables estrechamente asociada tierras raras Th, Pb, Zn; Al-Monacita, elementos mayoritarios, y minerales asociados; elementos trazas (V, Ga, Mo, Sn) y Ni-Ti.

El mineral de hierro principal es la goethita, a la vez el Fe constituye el elemento principal del complejo laterítico, también se presentan valores variables de óxido de manganeso (pirolusita, wad), hidróxido y silicato de aluminio (gibbsita, caolinita o amorfo) sulfato y fosfato de bario (barinita y gorceixita) y fosfatos y fluorcarbonato de tierras raras (govazita, florencita, bastnaesita, y monacita) las lateritas del cerro impacto contienen cantidades anormales de niobio, posiblemente derivado del pirocloro o perovskita niòbica. Los altos valores de Th se deben a la presencia de fosfato de tierras raras y torio.

El grupo de las tierras raras incluye el escandio (Z.21), ytrio (Z.39), y los lantánidos, (desde el lantano Z.57 al lutecio Z.71). Muchas veces se incluye el torio (Th) por su presentación muy parecida a la de los minerales de tierras raras, aunque difiere geoquímicamente de ellos; además, el torio forma con el actinio, protactinio y elementos transuránicos la serie de los actínidos.

Los lantánidos se preservan muy bien en las lateritas ferro-manganesíferas, no así en las bauxitas y laterita bauxíticas, debido a que sus potenciales iónicos son menores que el del aluminio y por lo tanto permanecen disueltos en gran parte de la meteorización y formación hidrolizadas. Es interesante mencionar, que aunque en las carbonatitas predominan los elementos del sub-grupo del cerio (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu), los elementos del sub-grupo del ytrio (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y) son fácilmente lixiviados y selectivamente concentrados en las lateritas, lo cual explica los valores de ytrio encontrados en el Cerro Impacto.

Además los lantánidos están contenidos en algunos minerales como el apatito, fluorita, esfena, zircón, y granate que no son propios de las tierras raras, sino que contienen estos metales como elementos accesorios. El apatito es el que presenta mayor importancia ya que contiene cantidades apreciables de ytrio y lantánidos.

El Cerro Impacto (o Cerro Campana) constituye el único prospecto encontrado hasta la fecha en la Guayana Venezolana, con grandes posibilidades para niobio, torio y tierras raras, aunque el yacimiento se ha investigado en una fase preliminar, lo extenso del mismo, así como el gran espesor de casquete laterítico, indica que es un excelente prospecto minero para el futuro. Sin embargo, la fina compleja naturaleza de las asociaciones mineralógicas dificultara su procesamiento y su consecuente beneficio de estas menas.

Las rocas carbonatíticas habitualmente están asociadas en escala regional a rocas alcalinas (nefeliniticas), y a lavas alcalinas (fonolitas), y está caracterizada por la alta abundancia de elementos menores y elementos trazas, (Ba, Co, Th, Ce, y Tierras raras), aunque las carbonatitas están distribuidas en los escudos precámbricos, la gran mayoría de ellas son mesozoicas, con edades entre los 80 y 120 millones de años, es decir, próxima al inicio de la apertura del Atlántico y separación de África del sur y América.

En Brasil, yacimientos similares a Cerro Impacto se encuentra en Araxa y Seis Lagos y corresponden al periodo de activación cratonica del paleozoico-mesozoico la estructura general de los cuerpos carbonatiticos es muy peculiar, presentándose con una configuración circular u ovalada, aunque estructuras radiales y diques anulares son también comunes. Estas estructuras son frecuentes en Brasil, y estructuras similares en Venezuela están en estudios, sus rasgos fisiográficos conspicuos permiten su fácil identificación en las imágenes de radar por ende facilitan notablemente su cartografía (Figura 2.7).

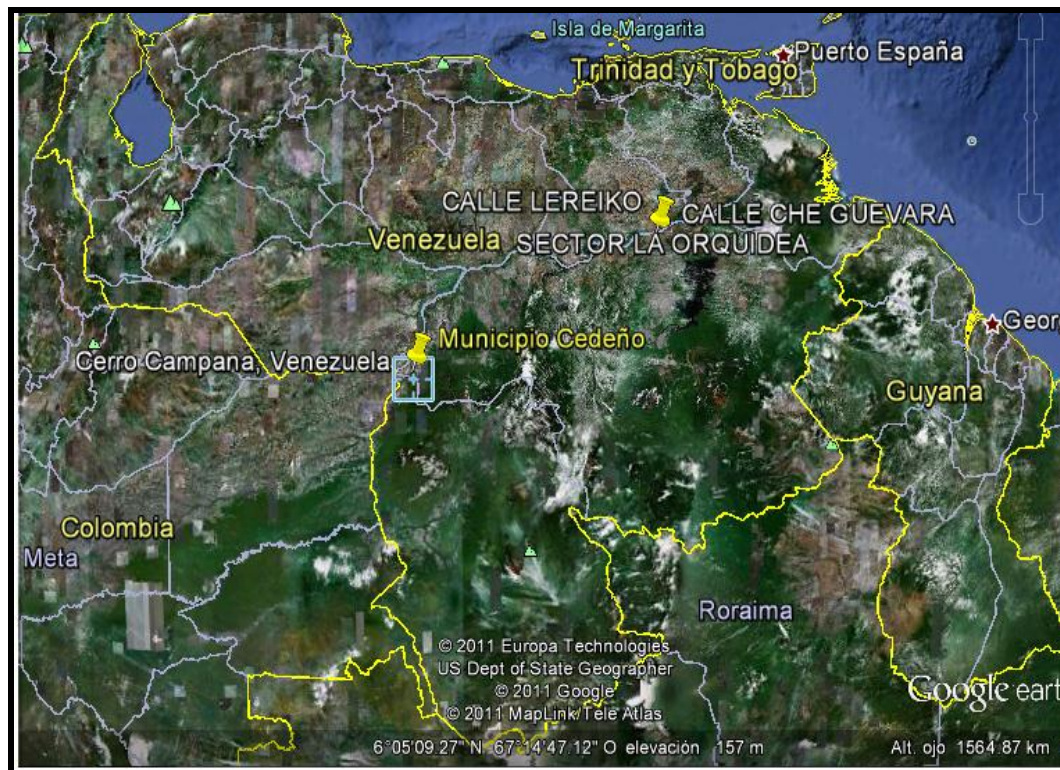


Figura 2.7 Ubicación geográfica, Cerro Impacto (Modificado de Google Earth 2011).

2.12 Geología local

En la geología local es importante subrayar que el área de estudio está localizada en lo que se denomina como el Frente Tectónico Caura, en donde convergen tres unidades geológicas es decir una zona de contacto de Imataca, Pastora, versus Cuchivero; donde se puede encontrar diferentes tipos de litología emplazadas; inyecciones ácidas, básicas; es una zona muy compleja de acuerdo a las rocas observadas, litológicamente pudieran pertenecer a Imataca; En el tramo recorrido se observaron litología granítica (trondjemita, y granitos intrusivos, con textura gnéica), también rocas básicas con presencia de metamorfismo (anfibolitas), vetas de cuarzos emplazadas. En el área de las trincheras, geológicamente está integrada por rocas graníticas e incluso metamórficas (gneis), que afloran en ciertas

partes adyacentes, que pueden pertenecer a la provincia geológica de Imataca que mayormente están recubiertas por sedimentos recientes y flora.

La provincia geológica de Cuchivero se observaron emplazamientos generalmente graníticos ácidos correspondientes a unidades geológicas que pueden pertenecer a granitos de esta provincia.

De tal forma las características litológicas, petrográficas, mineralógicas, geoquímicas a la cual pertenecen las rocas recolectadas en el área permiten inferir que posiblemente sean rocas correspondientes a Imataca. Generalmente esta provincia es conformada por (gneises graníticos, granulitas félsicas, anfibolitas de grano fino y grueso, granulitas máficas e incluso ácidas, granitos intrusivos más jóvenes además de cinturones de rocas verdes de Imataca, trondjemita, tonalita y granodiorita entre otras); Mientras que la provincia de Cuchivero se encuentra constituida por el Grupo Cuchivero (Granito de Santa Rosalía, el de Guaniamito, La Formación Caicara, entre otras), también otras asociaciones básicas (metabasitas) de Cuchivero.

Entre otros datos relevantes es relevante mencionar las características geomorfológicas del área; La superficie geográfica está cubierta por una exuberante vegetación tropical (tipo bosque) que cubren las unidades geológicas presentes, además la zona es constituida por afluentes, caños, riachuelos, en lo que comprende a la hidrología, estos cursos de ríos y drenajes algunos tienen una extensión pequeña y de poco caudal mientras que otros son más grandes con un considerable recurso hídrico, todos estos confluyen en el río Caura del cual se conforma su enorme potencial hidrográfico, estos cursos hidrográficos transportan y aportan al Caura material detrítico que originan playones de arenas, que suelen ser visibles en estación seca o verano.

2.13 Aspectos ambientales del área de estudio

Imágenes satelitales del área de estudio para realizar la comparación de las zonas dañadas por las condiciones antropogénicas, los puntos más oscuros indican superficies boscosas mientras que los puntos más claros en la imagen indican la pérdida de bosques o flora en la imagen actual más reciente tomada en el año 2005, se evidencia la disminución de vegetación en la zona, esto posiblemente es por causa de la minería ilegal y la tala de árboles en esa superficie geográfica (Figura 2.8).

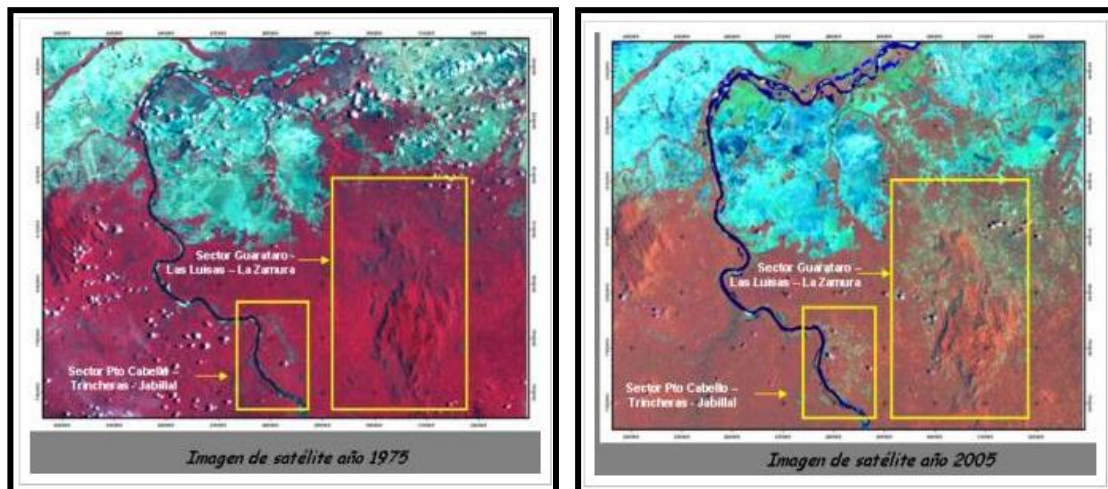


Figura 2.8 Imágenes satelitales de la zona de estudio.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

El trabajo de investigación se caracteriza por una base teórica con el fin de fundamentar todos los criterios desarrollados. Por consiguiente se recopilan todos los conceptos, gráficos, mapas, o tablas utilizadas durante la ejecución del proyecto.

3.1 Definición de Roca

“Las rocas son agregados naturales (Sistemas homogéneos) que se presentan en nuestro planeta en masas de grandes dimensiones. Están formadas por la asociación de uno o más minerales que pueden formarse por cristalización o por transformaciones en estado sólido”.

http://geopress.educa.aragon.es/WebgeoNEW/libro/Relieve/Relieve/10_Anexo_Clasificacion_rocas.pdf

3.2 Rocas ígneas

Según Baamonde J. son rocas cristalinas o vítreas que se forman a partir del enfriamiento y solidificación del magma, proceso que puede ocurrir debajo de la superficie terrestre o después de una erupción volcánica en la superficie. En cualquiera de las dos situaciones las rocas resultantes se denominan rocas ígneas. Las rocas ígneas se componen de rocas intrusivas o plutónicas formadas a partir de un magma que se solidifica debajo de la superficie y rocas extrusivas o volcánicas formadas por el magma cuando sale a la superficie como lava.

3.3 Origen de los magmas

Es un volumen de roca fundida situada en profundidad incluyendo gases disueltos, volátiles como el agua y cristales. También se puede definir como material de roca fundida que forma rocas ígneas al experimentar enfriamiento en las zonas internas de la corteza o, al ser expelido como lava. En términos generales, el magma es una roca fundida que normalmente contiene algunos cristales en suspensión y gases disueltos, principalmente vapor de agua, los cuales están confinados dentro del magma por la presión de las rocas circundantes. El magma se forma por un proceso denominado fusión parcial, el cual se origina a varios niveles en la corteza de la tierra y el manto superior, a profundidades que pueden alcanzar los 250 km o más.

El magma está influenciado por la química, la viscosidad, contenido de gases y cristales suspendidos, y está compuesto por la mezcla de tres fases principales:

Fase líquida: es el fundido de la roca de composición silícea, siendo generalmente la más abundante.

Fase sólida (una o más): compuestas por cristales refractarios en suspensión.

Fase gaseosa o componente volátil: constituida por gases disueltos a presión en el líquido magmático.

La corteza y el manto están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas (no fundidas). Los magmas se originan cuando se funde las rocas al elevarse la temperatura por encima del punto de fusión de estas. Una vez formado el magma puede comenzar a cristalizar y perder movilidad, originando rocas ígneas intrusivas o

ascender hasta la superficie (al ser menos denso que las rocas circundantes) y ser expedito por los volcanes.

Las rocas graníticas ricas en sílice empiezan a fundirse a temperaturas entre 650°-750°C.

Las rocas basálticas lo hacen a temperaturas superiores a 1000°-1200°C.

Además de la temperatura, una roca próxima al punto de fusión, comienza a fundirse si disminuye la presión de confinamiento o si se introducen líquidos volátiles (zonas de subducción).

En general, los magmas se pueden originar bajo tres tipos de condiciones:

Por aumento de la temperatura por encima del punto de fusión de las rocas del manto superior, debido a flujo de calor convectivo desde el manto más profundo; por aumento de calor durante la subducción de la placa oceánica; cuando un cuerpo magmático de una fuente profunda funde las rocas de la corteza.

Por la disminución de la presión de confinamiento, cuando una roca está próxima a su punto de fusión.

Por la presencia o introducción de volátiles, principalmente agua.

3.3.1 Propiedades físicas y químicas de los magmas

Las propiedades de los magmas de silicatos están gobernadas principalmente por su química. La densidad es controlada por la concentración relativa de sus componentes químicos con diferentes pesos atómicos. Magmas ricos en elementos

pesados como el magnesio, calcio, titanio, y hierro, tienen densidades mayores que los magmas ricos en elementos ligeros como el silicio, aluminio y sodio.

Muchos minerales de silicatos tienen puntos de fusión por encima de los 1000°C, por tanto requieren de magmas con altas temperaturas para mantener el estado de fusión, mientras que otros minerales como el cuarzo y feldespatos potásicos poseen un punto de fusión más bajo (aproximadamente 650°C).

De las propiedades fundamentales de los magmas, la temperatura es la única que no está controlada directamente por la química de estos. Puesto que los magmas consisten de una mezcla de silicatos líquidos, cristales y volátiles (gases), los rangos de temperatura son muy amplios entre la fusión total, parcial y el estado sólido. Para la mayor parte de las composiciones magmáticas el intervalo de cristalización es de varios cientos de grados (aparición de los primeros cristales de altas temperaturas hasta la cristalización final de minerales con temperaturas más bajas).

La viscosidad es una de las propiedades más importantes de los magmas y la concentración de sílice de un magma es el factor más importante. Los magmas con menor frecuencia poseen menos viscosidad (magmas ultramáficos, máficos, e inclusive intermedios), mientras que los magmas con mayor concentración de sílice poseen mayor viscosidad (magmas félsicos). Estudios y experimentos de laboratorios indican que magmas graníticos (70-75% en peso de SiO_2) a 800°-1000 °C tienen una viscosidad muy alta; magmas andesíticos (52-55% en peso de SiO_2) a 1200 °C tienen una viscosidad moderada; magmas basálticos (45-48% de SiO_2) a 1200°-1400°C tienen baja viscosidad.

Los polímeros de silicatos son importantes ya afectan la viscosidad de un fundido. La polimerización de magmas de silicatos se debe a fuertes enlace que existen entre los átomos de silicio y oxígeno formando redes de tetraedros enlazados.

Los magmas riolíticos contienen mas tetraedros de sílice y por ese motivo están altamente polimerizados y son más viscosos que los basálticos. Para reducir la viscosidad de un fundido de silicatos, los enlaces Si-O deben romperse. Una manera es añadiendo agua, la cual forma iones OH^- que se interponen en el polímero, rompen los enlaces y causan la despolimerización.

Contrariamente, añadir CO_2 a un fundido ayuda a la polimerización y por tanto incrementa su viscosidad. Los magmas máficos de baja viscosidad cuando son expulsados por medio de volcanismo, tienden a formar flujos de lavas, mientras que los magmas félsicos e intermedios producen grandes cantidades de material piroclástico como cenizas volcánicas y tufas. Los magmas máficos intrusivos forman una amplia variedad de geometrías en las intrusiones por su mayor facilidad para fluir entre la roca caja. Los magmas con altas viscosidades comúnmente forman grandes batolitos y stock y raramente ocurren como diques y sills.

3.3.2 Tipos de magmas comunes

Los tipos de magmas son determinados por su composición química. Esta composición química está relacionada con la profundidad a la cual ocurre el proceso de fusión de las rocas y la formación del magma. El tipo de magma depende también del ambiente tectónico: zona de dorsales oceánicas, arcos de islas, zonas convergentes de placas oceánicas y placa continental, zonas intraplacas, etc. Por lo tanto, aun cuando existen varios tipos de magmas, se consideraran, por los momentos, tres tipos de magmas comunes representativos de un amplio espectro de rocas ígneas plutónicas y volcánicas (Tabla 3.1).

Magmas basálticos.

Magmas andesíticos.

Magmas riolíticos.

Magmas alcalinos

Tabla 3.1 Tipos de Magmas Comunes.

Tipo de magma	Composición SiO_2	Elementos presentes
Basálticos	42-52 (% en peso)	Alto: Fe, Mg, Ca Bajo: K, Na
Andesíticos	52-55 (% en peso)	Intermedio: Fe, Mg, Ca, K, Na
Riolíticos	65-75 (% en peso)	Alto: Fe, Mg, Ca Bajo: K, y Na
Alcalinos	45-50 (% en peso) Bajos en sílice	Alto: Na y K (rico en álcalis Bajo: Fe, Mg

3.3.3 Elementos de un magma

Como se indicó en el inicio de este capítulo el magma está compuesto por una fase líquida, una fase sólida (cristales), y una fase gaseosa (componente volátil). Los principales elementos de un magma son: oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), calcio (Ca), potasio (K), hierro (Fe), y magnesio (Mg). Dos constituyentes: la sílice (SiO_2) y el agua (H_2O) controlan algunas de las propiedades del magma como la viscosidad.

La fase líquida está compuesta por tetraedros de SiO_4 con cationes de Mg, Fe, Mn, Ca, Na, Al, y K (como principales). Los magmas máficos (incluye intermedios)

de mayor temperatura (1000-1200°C promedio) contienen tetraedros poco o nada polimerizados y son muy fluidos, siendo los más densos (2,8-3,0 g/cm³). Los magmas silicios o félsicos, de temperaturas inferiores (750-850°C) contienen tetraedros casi totalmente polimerizados, son muy viscosos, pero menos densos (2,5-2,7 g/cm³).

La fracción volátil está formada por varios gases disueltos a presión en el líquido, principalmente vapor de agua (más del 95% en volumen) y cantidades variables de otros compuestos gaseosos como CO₂, CO, SO₂, HCL (cloruro de hidrogeno), HF (fluoruro de hidrogeno), P₂O₅, H₃BO₃ (ácido bórico), N₂, H₂, He, etc.

A las altas temperaturas a las cuales los magmas están totalmente fundidos, los volátiles son completamente disueltos en el fundido, pero como el líquido (magma líquido) es reducido durante la cristalización, el magma comienza a saturarse y sobresaturarse con los volátiles, los cuales se separan como una fase gaseosa, (con baja presión) o fase fluida (con alta presión) es un proceso denominado ebullición.

El vapor de agua y dióxido de carbono son los principales gases contenidos en los magmas y pueden llegar a construir hasta el 15% del peso de estos. Estos volátiles influyen de manera importante en el punto de fusión y movilidad de los magmas, así como el tipo de actividad volcánica. Los volátiles disueltos tienden a aumentar la fluidez de los magmas. Los magmas típicos en volátiles tienden a producir erupciones más violentas. Más del 90% del gas eyectado por los volcanes es agua y dióxido de carbono.

A medida que el magma se enfría se inicia el proceso de cristalización y son los átomos de silicio y oxígeno los primeros en enlazarse para formar tetraedros de silicio-oxígeno, que son la base de los silicatos. Al continuar el enfriamiento los tetraedros se unen para formar los primeros cristales y éstos, son los primeros

minerales que tienen espacio suficiente para crecer y desarrollar mejores caras cristalinas que los minerales que se formaran sucesivamente. El proceso continuará hasta formar rocas ígneas.

3.3.4 Formación de magmas basálticos (máficos)

La mayor parte de los magmas máficos se originan de la fusión parcial de rocas ultramáficas peridotitas (olivino y piroxenos), constituyentes principales del manto superior. El balance entre la temperatura y la presión en la astenosfera, indica que con un cambio ligero en la presión se origina fusión. Como las rocas del manto se encuentran a temperaturas y presiones elevadas, la fusión por lo tanto, es generalmente consecuencia de la reducción de la presión de confinamiento. Conforme al magma basáltico migra hacia arriba, la presión de confinamiento disminuye y baja la temperatura de fusión. Generalmente los magmas ascienden rápido y al entrar en ambientes más fríos, la pérdida de calor es compensada por una disminución de la temperatura de fusión. Los magmas basálticos contienen aproximadamente 50% de sílice y rangos de temperatura de fusión de 900° a 1.200 °C.

Los magmas basálticos se dividen en magmas alcalinos y magmas subalcalinos. Los magmas alcalinos se caracterizan por un contenido alto de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en relación al SiO_2 . Los magmas basálticos subalcalinos tienen un contenido de álcalis menor en relación al SiO_2 . A su vez, los magmas subalcalinos se dividen en dos: magmas subalcalinos normales y magmas subalcalinos con un contenido de potasio muy bajo. Entre los basaltos alcalinos y los subalcalinos se encuentran los basaltos transicionales, cuando la composición química se encuentra entre ambos.

3.3.5 Magmas félsicos

Estos magmas, igual que los intermedios, poseen alta concentración de sílice y mayor viscosidad que los magmas basálticos. La viscosidad de estos magmas es influenciada por una mayor concentración de sílice ya que los tetraedros de SiO_2 forman cadenas y enlaces antes de la cristalización, imprimiéndole mayor viscosidad a este tipo de magmas.

Los magmas félsicos son demasiados ricos en sílice para ser producidos directamente de la diferenciación magnética de un magma máfico inicial. A tal efecto se han postulado algunos criterios:

Se puede originar como el producto final de la cristalización fraccionada de un magma andesítico.

En algunos casos puede originarse por el producto de la fusión parcial de las rocas continentales ricas en sílice como las lutitas terrígenas clásticas síliceas y areniscas arcosas (ricas en feldespatos).

El calor para fundir las rocas de la corteza procede de los magmas máficos derivados del manto y es por encima de las zonas de subducción donde se produce la fusión parcial de las rocas félsicas hidratadas.

Al ascender un magma félsico hidratado, disminuye la presión de confinamiento, lo que a su vez, reduce el efecto del agua como reductor de la temperatura de fusión. Los magmas graníticos, por su alto contenido de sílice, son más viscosos y suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie, originando grandes estructuras intrusivas, al contrario de los magmas basálticos que forman enormes flujos de lavas.

Los magmas félsicos poseen una concentración de sílice entre 65 – 77%.

3.3.6 Principios fisicoquímicos de la cristalización magmática

Introducción a la geoquímica, por Félix González-Bonorino

Fundación Bariloche departamento de recursos y energía. San Carlos de Bariloche argentina.

La mezcla de magma con minerales de la corteza no es la única manera en que se forman las diversas variedades de rocas ígneas. En esencia el mismo resultado se obtiene mediante la cristalización fraccionada, que consiste en la separación de los cristales formados en las primeras fases de la cristalización, con el consiguiente empobrecimiento del líquido en ciertos elementos y enriquecimientos en otros. A partir de un mismo magma inicial, los momentos y grados diferentes en que ocurre dicha separación puede conducir a la generación de magmas de muy variada composición.

La teoría de este proceso fue desarrollada brillantemente por N. L. Bowen (1928) y se funda en el hecho de que los primeros minerales que precipitan de un magma de composición basáltica son más pobres en silicio, álcalis e hidrogeno, y más ricos en magnesio, hierro y calcio, que el propio magma de cual se forman, lo cual produce en éste un incremento de los primeros y una disminución de los segundos a medida que progresa la cristalización. Con la variación de composición del magma cambian también los minerales que de él precipitan, lo que se expresa en las llamadas series de reacción de Bowen el significado de esta serie es el siguiente:

La cristalización de un líquido basáltico comienza con la formación del mineral olivino y del feldespato plagioclasas de relación con el Ca/ Na, elevada (bitownita).

Al descender la temperatura y como consecuencia del relativo enriquecimiento del líquido en sílice (SiO_2), cesa la formación de olivino y su lugar lo ocupa el piroxeno que, a su vez, deja lugar al anfíbol, y éste a la mica negra o biotita, todos ellos con creciente relación SiO_2 / catión. Paralelamente, la plagioclasa va cambiando de composición al formarse sucesivas variedades de este mineral en las que las relaciones de Si/Al y Na/Ca , crecen gradualmente.

Hay así dos series de cristalización paralela, una correspondiente a los llamados minerales ferromagnesianos o máficos (ricos en hierro y magnesio, son de color oscuros), y la otra a las plagioclasas (ricos en Ca, y Na, son de colores claros); la primera recibe el nombre de discontinua, pues cada relevo significa un mineral distinto y un cambio brusco en la composición y la estructura cristalina, en contraste con la serie continua de las plagioclasas en la que la composición de las fases cambian en forma gradual, manteniendo la estructura cristalina constante, en la plagioclasas se sustituye los iones y va cambiando la composición de la misma.

En su avance paralelo según las dos cadenas de reacción de Bowen, el proceso puede llegar a mayor o menor distancia, conforme al grado de fraccionamiento; es decir, según la medida en que los cristales formados se separan del líquido y se sustrae a la reacción. La separación puede hacerse mecánicamente (por ejemplo, por sedimentación de los cristales o por filtro prensado) o químicamente (por zonación en que los cristales son envueltos por las fases sucesivas). Si el fraccionamiento es nulo lo que significa que los cristales quedan permanentemente en contacto y en equilibrio con el líquido el resultado final de la cristalización de un líquido basáltico será una única roca compuesta de plagioclasa cálcica, piroxeno, con o sin olivino. Si en cambio, el fraccionamiento es grande, se formaran de un solo líquido basáltico una sucesión de rocas, de composición cada vez menos básicas, y eventualmente llegará a formarse un líquido residual con la composición de un granito, que dará cristales de cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato potásico y mica. Se entenderá este

resultado si se piensan que las fases de cristalizadas en todo momento del proceso son más ricas en magnesio, calcio, y hierro, que el líquido de cual precipitan, de ahí el continuo enriquecimiento del magma en silicio y álcalis a medida que se separan los cristales.

La formación de las rocas ígneas, sea que deriven de la consolidación de magmas diferenciados por cristalización fraccionada o por cristalización de líquidos producidos por fusión diferencial de rocas a distintos niveles de la corteza, obedece siempre a las mismas leyes fisicoquímicas. La fusión no es sino el fenómeno inverso de la consolidación. Supuesto que no se modifique la composición química global, la última fracción de líquido en cristalizar será idéntica a la primera porción del líquido por fusión de la misma masa cristalina. Con frecuencia la última parte en cristalizar corresponde a un eutéctico, (mezcla de dos componentes con punto de fusión) pero, antes de llegar a esta temperatura mínima, el sistema pasa por numerosas relaciones de reacción (solución sólida, puntos peritéticos, etc.), proceso que a su vez está gobernado por leyes cristaloquímicas y termodinámicas que determinan el orden en que cristalizan los minerales durante el enfriamiento de un magma.

La formación de un mineral a partir de un líquido es el resultado de la concurrencia de varios factores. En primer lugar, la cristalización significa el ordenamiento de los iones dispersos más o menos al azar en el líquido. La termodinámica requiere que la energía libre de una sustancia sea menor en la fase sólida que disuelta en el líquido. Entre varios minerales posibles, se formará primero el que represente una mayor caída de potencial químico o un mayor aumento de la entropía. La magnitud de este cambio de energía depende, a su vez, de la concentración de los elementos, la temperatura y la presión, y, además, de factores cristaloquímicos, tales como el tipo de estructura cristalina y el tamaño y carga de los iones.

Los silicatos de las rocas pueden ser considerados como empaquetamientos de átomos de oxígeno, que encierran en sus redes a los cationes, principalmente silicio. Al analizar los minerales en su orden de cristalización, se comprueba en primer lugar que los retículos cristalinos son tanto más laxos cuanto menor sea su temperatura de formación. La densidad de la red tiene a su vez relación con la carga y tamaño de los cationes que ocupan los espacios entre los átomos de oxígeno, según se ha explicado ya. Un ejemplo es el de los silicatos plagioclásicos, que prefieren el Ca^{++} al Na^+ , aunque sus radios son sensiblemente iguales (0,99 Å y 0,97 Å respectivamente); de esa manera el líquido queda siempre enriquecido en sodio respecto a los cristales. Al mismo tiempo, la relación Na/Ca de los cristales que se forman aumentan al concentrarse el álcali en la solución.

En la rama discontinua de la serie de diferenciación de Bowen, en los olivinos y piroxenos se demuestra que la estructura favorece al Mg^{++} (radio 0,66 Å) a expensas del Fe^{++} (radio 0,74^a); en las rocas formadas de un mismo magma, si encontramos dos olivinos o piroxenos con distinta relación Mg/Fe^{++} , se comprueba que aquella, cuya relación es mayor, ha cristalizado a más alta temperatura (Figura 3.1).

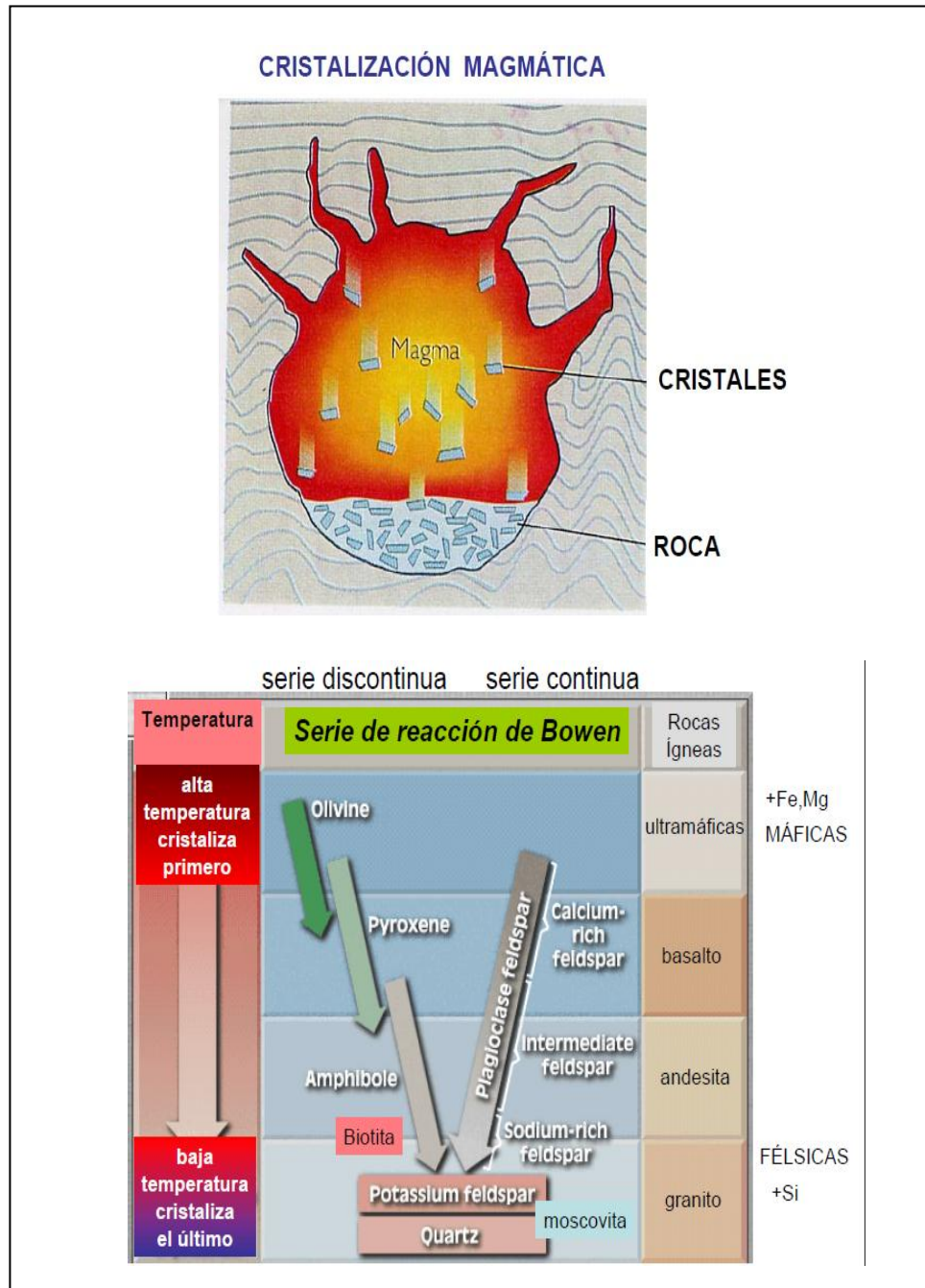


Figura 3.1 Cristalización Magmática y Serie de Bowen

[http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/jaimefa/jaimecuevas/tema4\(1\).pdf](http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/jaimefa/jaimecuevas/tema4(1).pdf).

3.4 Gradiente geotérmico terrestre

El gradiente geotérmico (cambio de temperatura con la profundidad) aumenta con la profundidad a un promedio de 20 a 40 °C por km, con extremos de 5-60 °C (en la corteza depende del ámbito tectónico). Este promedio no se puede extrapolar para todo el manto, a 100 km de profundidad la temperatura es de unos 1.200 a 1.400 °C. En el límite núcleo-manto es de aproximadamente 3.000 a 3.500 °C. En el centro de la tierra puede ser mayor de 4000 °C. El aumento de la temperatura puede generar magmas de la siguiente manera.

En las zonas de subducción donde la fricción genera calor cuando las rocas se deslizan unas sobre otras.

Durante la subducción aumenta el calor en las rocas cuando desciende hacia zonas de temperatura mayor.

El material caliente profundo puede ascender y fundir las rocas localizadas cerca de la superficie.

Estos procesos generan algo de magma, pero la cantidad es pequeña y con distribución muy localizada.

La mayor parte del magma se genera sin la adición de calor en forma directa, ya que el proceso es una combinación de presión, cantidad de volátiles y por supuesto de la temperatura.

Cuando la temperatura aumenta, algunos minerales alcanzan el punto de fusión y otros se mantienen en estado sólido. Si el punto de fusión por efectos de la

temperatura se mantiene, la fusión cesa y una parte del material se encuentra en estado sólido y otra en estado de fusión, indicándose que hay una fusión parcial.

3.5 Presión de confinamiento

Un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas, mientras que la reducción de la presión de confinamiento disminuye la temperatura de fusión. Cuando la presión de confinamiento disminuye se dispara la fusión, lo cual puede ocurrir cuando la roca asciende como consecuencia de una corriente convectiva ascendente, desplazándose a zonas de menor presión. De esta forma, materiales o rocas que presenten el punto de fusión a la temperatura de la superficie de la tierra se encontrarán como sólidos en el interior, a la misma temperatura, pero con mayor presión. Como ejemplo se puede citar que una roca cuyo punto de fusión en la superficie de la tierra es a 1.000 °C, aumentara a 1.300 °C en el interior donde las presiones son mucho mayores. Esto explica porque las rocas en el manto básicamente no se encuentran en estado de fusión. Este proceso es responsable de la formación de magmas a lo largo de las dorsales oceánicas donde las placas se están separando.

3.6 Contenido de volátiles

La temperatura de fusión también es afectada por el contenido de aguas. El agua y otras sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferiores, además que el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. A tal efecto, se puede considerar:

A una misma presión de confinamiento y de composición química similar, una roca “húmeda” en profundidad tiene una temperatura de fusión menor que una roca “seca”.

En las zonas de subducción, donde la litosfera fría se hunde hacia el manto, el calor y la presión expulsan el agua y los volátiles de la corteza que subduce. Los volátiles migran hacia el manto caliente que se encuentra por encima, disminuyendo la temperatura de fusión del manto lo suficiente como para generar pequeñas cantidades de fundidos (magmas).

De acuerdo con lo establecido, la fusión parcial o completa varía con la temperatura, presión y la cantidad de agua presente.

Como ejemplo se puede citar el mineral albita (plagioclasa sódica). Con la presencia de poco agua la albita se mantiene sólida a temperatura justo por encima de 1.000 °C, pero con mayor cantidad de agua el punto de fusión baja a 800 °C.

3.7 Minerales formadores de rocas ígneas

Según Baamonde J. Las rocas ígneas contienen una gran variedad de minerales de silicatos y no silicatos, indicándose en dos categorías: minerales primarios de altas temperaturas los cuales cristalizan directamente de un magma y minerales secundarios formados a temperaturas más bajas donde no hay un fundido. Estos minerales reflejan típicamente un reemplazo total o parcial de los minerales primarios, el cual generalmente involucra hidratación u oxidación por fluidos posteriores los cuales pueden ser magmáticos o relacionados con la meteorización.

3.7.1 Cuarzo y polimorfos

Los átomos de silicio están coordinados por cuatro oxígenos. Los minerales incluidos son: cuarzo α , cuarzo β , tridimita y cristobalita. Estos dos últimos son polimorfos de alta temperatura y no comunes, típicamente restringidos a rocas volcánicas. El cuarzo trigonal α y el cuarzo hexagonal β , son los polimorfos de una

fase de transformación a una temperatura cercana a 600 °C (el cuarzo β cristaliza del lado de la temperatura alta) puesto que virtualmente todos los magmas cristalizan a temperaturas mayor a 600 °C, el cuarzo β es el que cristaliza, pero se puede invertir espontáneamente a cuarzo α cuando la temperatura de transformación es por debajo de los rangos de temperaturas anteriores.

3.7.2 Feldespatos

Constituyen el grupo mineral más abundante en la corteza de la tierra y en las rocas ígneas. Son silicatos aluminicos con estructuras de tetraedros en tres dimensiones y con cationes dominantes como sodio, potasio, y calcio, y de manera subordinada bario, estroncio, rubidio, y otros elementos. Los feldespatos más comunes son:

KAlSi_3O_8 Ortoclasa (también microclino y sanidina).

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ Albita (extremo sódico de las plagioclasas y la última en cristalizar, cristalizan a diferentes temperaturas en un rango de 1000°C a 700°C ejemplo albita monoclinica (monoalbita) >980°C, albita triclinica por debajo de esta temperatura, también están algunas que cristalizan a más baja temperatura 700°C parcialmente ordenada.

$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Anortita (extremo cálcico de las plagioclasas y la primera en cristalizar, cristalizan a altas temperaturas aproximadamente (1800 a 2000 °C).

La ortoclasa es el feldespato potásico típico en las rocas plutónicas, pero comúnmente se invierte a microclino con el enfriamiento de las rocas. Sanidina se encuentra generalmente restringida a rocas volcánicas y se toma a temperaturas más altas. La anortoclasa es volcánica y es una sanidina rica en sodio. La composición en

la serie de las plagioclasas es generalmente indicada en términos de porcentaje molecular de la anortita: albita (An_{0-10}), oligoclasa ($_{10-30}$), andesina (An_{30-50}), labradorita (An_{50-70}), bitownita (An_{70-90}) y anortita (An_{90-100}).

Los feldespatos así como otros minerales, comúnmente muestran zonación química en los cristales. En las plagioclasas la zonación es concéntrica y fácilmente visible en secciones finas.

3.7.3 Piroxenos

El grupo de los piroxenos es el más amplio de los minerales ferromagnesianos en las rocas ígneas y se encuentran como formadores de rocas desde las peridotitas y gabros hasta ciertos granitos. Aun cuando la mayoría de los piroxenos contienen hierro y magnesio, algunos miembros no usuales están libres de estos elementos como jadeita ($NaAlSi_3O_6$) y aegerina ($NaFe^{3+}Si_2O_6$). Los cationes más importantes en la formación de los piroxenos son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} . Otros cationes que pueden estar presentes son: Al^{3+} , Ti^{4+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} y Na^{2+} . La división más amplia de los piroxenos los separa en las variedades con calcio (clinopiroxeno del sistema monoclinico) y con bajo contenido de calcio (ortopiroxenos del sistema ortorrómbico). Sin embargo una variedad de los clinopiroxenos, la pigeonita, importantes en algunas rocas ígneas como los basaltos volcánicos, es con bajo calcio.

Los ortopiroxenos y clinopiroxenos coexisten en las rocas ígneas desde peridotitas hasta los granitos. La aegerina es el único piroxeno sódico en las rocas ígneas, ocurriendo en forma pura o comúnmente en solución sólida como augita-aegerina. Para la presencia de los piroxenos en las rocas ígneas el magma debe presentar un contenido bajo de agua. En magmas ricos en agua, se forman minerales hídricos como los anfíboles y la biotita en vez de piroxenos (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Clasificación de los piroxenos.

Clinopiroxenos cálcicos	Ortopiroxenos (bajo calcio)
Diópsido $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Enstatita $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Hedenberguita $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Ferrosilita $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Clinopiroxenos con bajo calcio	Piroxenos sódicos
Pigeonita $(\text{Mg,Fe,Ca})\text{Si}_2\text{O}_6$	Jadeíta $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
	Aegerina $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$
	Ureyíta $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$

3.7.4 Olivino

Es un mineral ferromagnesiano características de las rocas con bajo contenido de sílice. El olivino se encuentra como forsterita (Mg_2SiO_4) y Fayalita (Fe_2SiO_4). La composición en solución sólida es indicada en base al porcentaje molecular del componente forsterita, por ejemplo, Fo_{50} indica un olivino con proporciones similares de hierro y magnesio.

Los olivinos ricos en magnesio son más comunes y son constituyentes esenciales de las rocas ultramáficas y basaltos y gabros olivínicos. La fayalita se encuentra generalmente restringida a rocas graníticas muy fraccionadas. Olivinos con un contenido alto a intermedio de magnesio se forman en rocas con bajo sílice y son incompatibles con cuarzo, mientras que la fayalita puede coexistir con cuarzo libre.

3.7.5 Anfíboles

Son silicatos formados en cadenas dobles. Los anfíboles más comunes en las rocas ígneas son los cálcicos y el fundamental en solución sólida es la serie tremolita,

($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), ferroactinolita ($\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), en la cual la actinolita representa la composición ígnea más natural, estando en el medio de la serie. La hornblenda es el anfíbol cálcico más común y generalmente contiene otros elementos menores. Los anfíboles cálcicos pueden cristalizar directamente del fundido, pero típicamente, magmas de composiciones intermedias a graníticas son más propensos a tener suficiente agua para formar anfíbol. También se origina en las rocas ígneas por alteraciones postsolidificación de piroxenos cálcicos primarios. El único anfíbol común con bajo calcio es la cummingtonita ($\text{Fe, Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), pero se encuentra en rocas ígneas como una alteración secundaria. Los anfíboles sódicos son un grupo menor pero importante, siendo el más común la riebeckita, que se encuentra en las rocas ígneas más alcalinas y oxidadas, como granitos alcalinos, sienitas, y en sus equivalentes volcánicos (Tabla 3.3).

Tabla 3.3 Clasificación de los anfíboles.

Anfíboles cálcicos	Ortoanfíboles (bajo calcio)
Tremolita ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)	Antofilita ($\text{Fe,Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)
Ferroactinolita	Gedrita ($\text{Fe,Mg,Al}_7(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)
($\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)	Anfíboles sódicos
Tschermaquita:	Riebeckita
$\text{Ca}_2(\text{Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	($\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)
Edenita $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$	
Clinoanfíboles con bajo calcio	
Cummingtonita (Fe,Mg_7	
$\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
Granerita $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	

3.7.6 Feldespatoïdes

Los feldespatoïdes son minerales característicos de magmas con bajo sílice. El arreglo estructural dentro de los silicatos es similar al de los feldespatos pero son más deficientes en silicio. El feldespatoïde más común es la nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), donde algo de potasio puede reemplazar al sodio. La nefelina se encuentra en un espectro de magmas que originan rocas ultramáficas y alcalinas, hasta rocas plutónicas deficientes en sílice y feldespatos, llamados sienitas y su correspondiente volcánico la fonolita. Otros feldespatoïdes típicos son la leucita (KAlSi_2O_6) y el mineral sodalita ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{NaCl}$).

3.7.7 Micas y otros Filosilicatos

En los silicatos de estructuras de hojas como las micas (biotita y moscovita) tres oxígenos de cada tetraedro son compartidos por los tetraedros adyacentes. Estas estructuras producen hojas continuas de tetraedros de sílice con proporciones de silicio a oxígeno de 2:5. La estructura en hojas proporciona una baja dureza y una clara exfoliación basal en láminas, muy evidentes en las micas. Las micas son más ricas en agua que los anfíboles (aproximadamente 5% versus el 3% del peso) y típicamente se forman de magmas más hídricos y ricos en potasio. El grupo de la moscovita son láminas ricas en aluminio mientras que el grupo de la biotita son láminas ricas en hierro y magnesio.

La composición de la moscovita es: $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$; La fórmula de la biotita es: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, la cual es un término intermedio entre la annita $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ que es el miembro más rico en hierro y la flogopita $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ la cual es el miembro más rico en magnesio. Dos silicatos en hojas (libre de álcalis) comúnmente se encuentran como minerales de alteración secundaria en rocas ígneas como son la clorita y serpentina. Ambos ocurren por

alteración debido a hidratación de minerales anhidros o menos hídricos. Clorita es asociada con piroxenos o anfíboles, mientras que serpentina lo está con olivino u ortopiroxeno.

3.7.8 Otros silicatos

Hay un número importante de silicatos que se encuentran como minerales accesorios como el granate, $(\text{Fe, Mg, Ca, Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ el cual junto con la moscovita es característico de magmas aluminicos, y la turmalina la cual es un complejo hídrico que contiene sodio, magnesio, y hierro. Este grupo también incluye el circón, (ZrSiO_4) siendo este muy importante por la incorporación de isótopos de uranio para la datación radiométrica. La esfena o titanita (CaTiSiO_5) el cual es el único silicato rico en titanio. Finalmente la epidota, $(\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12})$ que es más característica de las rocas metamórficas y ocurre muy ocasionalmente como mineral primario en algunos granitos de alta presión como los emplazados a grandes profundidades.

3.7.9 Óxidos, sulfuros y fosfatos

Numerosos minerales de óxidos se encuentran en rocas ígneas y algunos son indicadores de procesos petrogenéticos. En el grupo de los óxidos de hierro y titanio en la magnetita (Fe_3O_4) , ilmenita (FeTiO_3) y hematita (Fe_2O_3) . La composición y coexistencia de estos minerales en rocas ígneas y metamórficas es importante para establecer el contenido de oxígeno del magma y de los procesos magnéticos. La espinela, un complejo de soluciones sólidas, es otro mineral accesorio importante que contiene Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} y otros cationes; es característico de rocas máficas y ultramáficas, siendo generalmente rico en aluminio y cromo.

3.7.9.1 Los sulfuros más comunes en rocas ígneas son de hierro-cobre-níquel

Estos minerales son: pirita, pirrotita, calcopirita y pentlandita. La presencia y composición de minerales de sulfuros está relacionada con el contenido de sulfuros de los magmas. Con concentraciones suficientes se pueden formar depósitos de estos minerales.

3.7.9.2 Dos fosfatos se encuentran comúnmente en las rocas ígneas

El apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$), el cual en algunas ocasiones puede estar en concentraciones lo suficientemente altas como para ser considerado más que un elemento menor. El segundo fosfato es monacita (CePO_4), el cual comúnmente contiene concentraciones sustanciales de tierras raras y elementos radiogénicos como uranio y torio, los cuales sustituyen al cesio.

3.8 Rocas ígneas comunes

3.8.1 Rocas Félsicas

3.8.1.1 Granito

El granito es una roca de origen intrusivo y de textura fanerítica compuesta por más del 50% de feldespato potásico y plagioclasas rica en sodio (comúnmente oligoclasa (An_{10} - An_{30}) ambos en textura peritética y de anhedral a subhedral, así como entre 25% y 35% de cuarzo. En las variedades porfídicas en fenocrystal común es el feldespato alcalino. El cuarzo es anhedral y en moldes, alrededor y entre los granos adyacentes.

Otros constituyentes comunes son la mica moscovita y silicatos oscuros como la biotita y el anfíbol, los cuales en conjunto no llegan al 20%. Minerales accesorios incluyen apatito, magnetita, ilmenita-hematita, circón, turmalina, fluorita (en granitos alcalino), y raramente cordierita y granate (minerales ricos en aluminio). El granito puede tener textura porfídica caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes, los cristales mas grandes se denominan fenocristales, mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina pasta. Los cristales más grandes son de cuarzo y anfíbol en una matriz de cristales más pequeños de feldespatos. Algunos granitos poseen un color rosa o casi rojizo y se debe al alto contenido de feldespatos potásicos. En los granitos, la alteración hidrotermal es común: biotita se altera a clorita y esfena, feldespato potásico a sericita y caolinita.

3.9 Clasificación de las rocas ígneas

La mayoría de las rocas ígneas se clasifican en base a la textura y composición mineralógica y química. Todas las rocas ígneas, excepto la peridotita donde la komatita es la roca volcánica correspondiente (básicamente durante el precámbrico y paleozoico temprano), constituyen parejas en base a la textura, lo cual a su vez, indica un ambiente general de formación de la roca y del magma de cual se deriva, acá extrusivo o intrusivo. El basalto, gabro, andesita-diorita, Riolita-granito, forman parejas con una composición similar pero textura diferente. El basalto, andesita y Riolita, son en general extrusivas de textura afaníticas formadas por cristales muy pequeños.

El gabro, diorita, y granito tienen texturas faneríticas de cristales grandes y de origen intrusivo. Las rocas ígneas también se clasifican por su composición dependiendo de las proporciones de silicatos ferromagnesianos (hierro y magnesio) y no ferromagnesianos (calcio, potasio, sodio, y aumento de sílice). El basalto-gabro, tienen mayor proporción de ferromagnesianos que la andesita-diorita y éstas más que

la riolita-cuarzo. las diferencias en composición suelen ser graduales y entre estas parejas clásicas de rocas hay composición intermedias.

3.10 Clases de rocas ígneas. Clasificaciones

Las bases generales de las clasificaciones de las rocas ígneas se encuentran en la composición química, la mineralogía y la textura. La mineralogía indica minerales principales y secundarios, así como la química general del magma con el contenido de sílice de éste. En base a estos parámetros podemos obtener una gran información sobre el origen e historia de la roca, la cual de manera sencilla puede ser descrita en el campo y refinada con secciones finas. Posteriormente una descripción detallada se obtiene con los análisis químicos e isotópicos. Generalmente una clasificación inicial se puede realizar en base al color de la roca (también indica una proporción relativa del contenido de sílice) y minerales ferromagnesianos (oscuros) y no ferromagnesianos (claros). Para clasificar una roca correctamente sobre la base de su composición mineral se debe tomar en cuenta los porcentajes de cinco minerales o grupos de estos: cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, minerales ferromagnesianos y feldespatoideos.

La mayor parte de las rocas ígneas contienen solamente unos cuantos minerales principales y una amplia variedad de minerales secundarios. Las rocas ígneas más abundantes en la corteza continental contienen significantes concentraciones de feldespatos, con cuarzo y, en grado menor feldespatoideos (minerales con bajo sílice). Estas rocas con minerales claros son félsicas o leucocráticas. Las rocas con abundante minerales ferromagnesianos como piroxenos, anfíboles, biotita, y algo de olivino, todos en adición a los minerales claros o félsicos, se denominan intermedias o mesocráticas. Cuando predominan los minerales oscuros, las rocas son denominadas máficas o melanocráticas. Si los minerales oscuros son los únicos constituyentes, las rocas son ultramáficas. Otras rocas ígneas como la anortosita y la dunita son

excepciones: la anortosita consiste principalmente de plagioclasas y es de color claro o leucocrático, sin embargo no es clasificada como félsica sino asociada con rocas máficas como el gabro. La dunita está compuesta principalmente de olivino y su color es verde a medio claro, y a pesar de su color relativamente claro, está asociada a las rocas ultramáficas.

En general, las rocas ígneas se pueden clasificar en base a los siguientes parámetros:

Origen intrusivo (plutónico) o extrusivo (volcánico).

Tipo de textura principal: Afanítica (volcánicas) o fanerítica (plutónicas).

Color general de la roca.

Composición química.

Componentes químicos mayoritarios y minoritarios.

Criterio de saturación y contenido de sílice.

Criterio de saturación Al_2O_3 .

Composición mineralógica.

Clasificación normativa C.I.P.W. (clasificación teórica y estadística).

Clasificación I.U.G.S. (Streckeisen, 1972).

3.10.1 Composición de las rocas ígneas. Clasificación

Las rocas ígneas se forman en el interior de la corteza continental (gabro, diorita, granito, granodiorita, etc.), en la base de la corteza oceánica (gabro), en la superficie terrestre productos de los magmas que son expulsados por los volcanes (andesitas, riolitas, dacitas, etc.), en las islas volcánicas originadas por puntos calientes (basaltos) y en el fondo del mar originadas en las dorsales oceánicas (basaltos).

Los magmas que los originan pueden generarse en el manto superior (dorsales oceánicas), manto superior y manto inferior (puntos calientes) y en la base de la corteza, tanto continental como oceánica, originados por los procesos relacionados con subducción de una placa oceánica con una continental. Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. El magma del cual provienen las rocas ígneas, están compuesto por ocho elementos químicos que a su vez son los constituyentes principales de los silicatos: oxígeno, silicio, aluminio, calcio, sodio, potasio, magnesio, hierro, titanio, y fósforo.

El silicio y el oxígeno son los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas (se indica como concentración de SiO_2 o sílice de un magma). En cuanto al contenido de sílice las rocas ígneas se dividen en máficas (45 a 52 % de sílice, intermedias 52 a 65% de sílice) y félsicas (> 65% de sílice). El contenido de sílice se combina con los iones de aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), Magnesio (Mg) y hierro (Fe), constituyendo el 98% en peso de muchos magmas.

El magma también contiene pequeñas cantidades de otros elementos como el titanio y manganeso y trazas de elementos como el oro, plata y mercurio. Cuando el magma se enfría y solidifica estos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos diferenciados por su color en claros (contenido de K, Na, Ca)

y oscuros (contenido de Fe y Mg). Las rocas ígneas pueden estar compuestas por uno de estos grupos o combinados en varias proporciones y cantidades por ambos grupos.

3.11 Composición mineralógica de las rocas ígneas. Clasificación

Los principales minerales en las rocas ígneas son: Cuarzo, Feldespatos, Feldespatoideos, Olivino, Piroxenos, Anfíboles y Micas. Como accesorios principales Magnetita, Apatito, Ilmenita, Circón. La mayoría de las rocas ígneas se compone de un grupo de minerales que también pueden agruparse de la siguiente manera:

Félsicos: Cuarzo, Feldespatos Alcalinos, Plagioclasas, Feldespatoideos, Escapolitas y Moscovita.

Máficos: Olivinos, Piroxenos, Anfíboles, Biotita, Flogopita y Melilita.

Opacos: Magnetita, Hematita, Ilmenita, Cu, Fe sulfuros.

Otros: Apatito, Circón, Turmalina, Berilio, Esfena, Rutilo, Granates, Espinela, Topacio, Carbonatos de Ca-Fe-Mg, Allanita, Monacita, Xenotima, Fluorita, y otros Haluros, Cordierita, Corindón. Cuando están presentes (uno o varios) no llegan al 5% en volumen.

En cuanto al tipo de silicatos presentes en las rocas ígneas:

Silicatos oscuros o ferromagnesianos: son ricos en hierro, magnesio, o en ambos elementos, y generalmente con bajo contenido de sílice. Los minerales como el olivino, piroxeno, anfíbol y biotita, son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre.

Los silicatos claros o félsicos: contienen cantidades mayores de potasio, sodio, y calcio que de hierro y magnesio, y son más ricos en sílice que los minerales oscuros. Entre los silicatos claros se encuentran el cuarzo, la mica moscovita, y los feldespatos que constituyen el grupo mineral más abundante.

Aun cuando las rocas ígneas pueden presentar una composición amplia, en términos generales, se clasifican en función de sus minerales claros y oscuros. En las rocas compuestas por silicatos de colores claros predominan el cuarzo y los feldespatos formando los granitos, que poseen el 70% de sílice, representando los constituyentes principales de la corteza continental, pero están prácticamente ausentes de las cuencas oceánicas.

Las rocas que poseen abundantes minerales oscuros y alrededor de 50% de sílice se dice que tienen composición basáltica. Los basaltos constituyen el suelo oceánico ígneo derivado de las dorsales oceánicas, así como en las islas volcánicas oceánicas o puntos calientes. Los basaltos se encuentran también en los continentes pero en menor proporción. Igualmente, se encuentran rocas ígneas con composiciones intermedias entre los dos grupos principales, así como otras desprovistas de minerales claros u oscuros.

3.12 Texturas de las rocas ígneas

El termino textura se utiliza para describir el aspecto general de las rocas en función del tamaño, forma y ordenamiento de los cristales. La textura nos permite conocer el origen y ambiente en el cual se formó la roca.

3.13 Patrones que afectan la textura de las rocas ígneas

Los factores fundamentales son:

La velocidad de enfriamiento del magma.

Cantidad de sílice presente.

Cantidad de gases disueltos en el magma.

De estos factores el más importante es la velocidad de enfriamiento ya que las rocas formadas por enfriamiento lento bajo una cubierta de vario km de espesor poseen cristales de grano grueso, grandes y alargados (de 2 a 5 mm o más), pudiéndose diferenciar a simple vista e indicando una textura fanerítica.

Al principio durante el enfriamiento lento, se forman los primeros núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite la migración de los iones a grandes distancias, acercándose y uniéndose a los primeros núcleos cristalinos existentes. El enfriamiento lento promueve, por lo tanto, el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño. Cuando el enfriamiento es más rápido, como el caso de las lavas al salir a la superficie los cristales no se distinguen a simple vistas por lo cual es necesario el uso de un microscopio polarizante. La textura resultante es microcristalina o afanítica. En este caso los iones pierden movilidad por la rapidez en la cristalización y se combinan con facilidad. Se desarrollan numerosos núcleos que compiten por los iones disponibles. De esta forma, se origina una masa solida con intercrecimiento de pequeños cristales. Cuando el material fundido de la lava se enfría muy rápidamente, no hay tiempo para que los iones se dispongan en una red cristalina. Las rocas que poseen iones dispuestos en forma desordenad, se le denomina vidrios o de textura vítrea.

3.13.1 Patrón textural

El patrón textural se puede definir como el conjunto de características, no composicionales que pueden ser utilizadas para distinguir una roca o grupos de rocas de las demás, independientemente de la composición mineralógica. El concepto es mucho más amplio que el de textura y en él pueden estar incluidas características estructurales o microestructurales, granulométricas y otras, dependiendo del tipo de roca considerada.

En las rocas ígneas el patrón textural está definido por tres características principales:

Textura general. La textura general está definida por un grupo de características texturales especiales que identifican a las rocas ígneas.

Grado de cristalinidad. Relación con el grado de cristalización de una roca.

Holocristalinidad. Ausencia de vidrio volcánico en las rocas. Característico en las rocas intrusivas.

Hipocristalinidad. Presencia de vidrio volcánico en la roca, aun cuando domina la presencia de fenocristales. Fenocristales embebidos en una matriz vítrea.

Holohialinidad. Roca compuesta por vidrio volcánico.

Tamaño del grano (granularidad). Aquellas rocas que poseen fenocristales o cristales visibles sin mucho esfuerzo, son llamadas “rocas con granularidad fanerítica”. Las rocas cuyos granos son muy pequeños y que no pueden distinguirse

individualmente poseen “granularidad afanítica”. Además pueden presentarse variedades de tamaños (equigranulares o inequigranulares) (Tabla 3.4).

Tabla 3.4 Patrón textural de las rocas ígneas.

Rocas faneríticas	Rocas afaníticas
Grano muy grueso: > 30 mm Grano grueso: 5 – 30 mm Grano medio: 2- 5 mm Grano fino: < 2 mm (pero reconocibles)	Microcristalinas: Cristales reconocibles con el microscopio. Criptocristalinas: cristales no reconocibles con el microscopio.

3.14 Tipos de texturas ígneas

Por textura de una roca ígnea se entiende el aspecto general de la roca basado en el tamaño, forma y disposición de los cristales. Las texturas comunes son las siguientes:

3.14.1 Rocas intrusivas o plutónicas. Textura fanerítica (grano grueso)

Textura de rocas de origen intrusivo. Textura de grano grueso, visible a simple vista, desarrollada en rocas ígneas derivadas de magmas con cristalización y solidificación lenta en el interior de la corteza terrestre. Textura con intercrecimiento de cristales. Las rocas faneríticas son expuestas en la superficie de la tierra cuando la erosión elimina el recubrimiento de las rocas que rodeaban la cámara magnética. Como ejemplo tenemos los granitos.

3.14.2 Rocas extrusivas o volcánicas. Textura afanítica (de grano fino)

Textura de origen extrusivo. Rocas ígneas de grano fino que se forman en la superficie de la tierra directamente por emisión de lava volcánica o dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido. Los minerales son muy pequeños para distinguirse a simple vista. Como la identificación de los minerales no es posible, se utiliza el color de la roca. Las rocas afaníticas de color claro poseen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de colores claros. Por el contrario, las rocas oscuras poseen silicatos ferromagnesianos. En algunas rocas afaníticas se observan espacios vacíos dejados por las burbujas de gases liberados durante la solidificación rápida del magma o lava. Estas aberturas generalmente esféricas y/ o alargadas se denominan vesículas y son más abundantes en la parte superior de la colada de lava donde el enfriamiento es más rápido.

3.14.3 Textura pegmatítica

Son rocas ígneas de granos especialmente gruesos, compuestas por cristales interconectados mayores de 1cm de diámetro. La mayoría de las pegmatitas se forman en venas cerca de los bordes de los cuerpos magmáticos durante la última etapa de la cristalización. Como el agua y otros volátiles no cristalizan dentro de un cuerpo magmático, los fluidos constituyen un elevado porcentaje del fundido final (porción líquida del magma una vez excluidos los componentes sólidos). La cristalización en un ambiente rico en fluidos incrementa la migración iónica con lo cual se forman grandes cristales como los encontrados en las pegmatitas.

3.15 Otros términos relacionados con la textura

Grado de cristalinidad (normalmente refleja la velocidad de enfriamiento).

Holocristalino. Totalmente compuesto de cristales (enfriado lentamente).

Hipocristalino. Compuesto de cristales y vidrio.

Hialocristalino (holoialina). Sin cristales, compuesto por vidrio (enfriado rápido)

Tamaño del cristal (comúnmente refleja la velocidad de enfriamiento).

Grueso. $> 2 \text{ mm}$.

Mediano. 2 a 0.06 mm .

Fino. $< 0.06 \text{ mm}$.

Tamaño relativo del cristal (comúnmente refleja abundancia de tonos y uniformidad en la historia del enfriamiento).

Equigranular. Los cristales son aproximadamente del mismo tamaño.

Inequigranular. Algunos cristales son más grandes que otros.

Porfidítica. Cristales grandes rodeados de cristales mucho más pequeños que se pueden considerar como la matriz.

Forma del cristal (comúnmente refleja la secuencia de la cristalización).

Euhedral. Caras cristalinas bien definidas. Primeros cristales del fundido (=idiomòrfico).

Subhedral. Algunas caras definidas.

Anhedral. Pobremente definido en cuanto a las caras cristalinas.

Forma del cristal y su relación con la abundancia (euhedrales, subhedrales, y anhedrales)

Panidiomòrfica. Cuando la mayoría de los cristales son idiomòrficos o euhedrales.

Hipidiomòrfica. Cuando todos los cristales son subidiomòrficos o subhedrales.

Alotriomòrfica. Cuando la mayoría de los cristales son xenomòrficos o anhedrales, pero hay cristales euhedrales y subhedrales.

3.16 Metamorfismo

Metamorfismo significa cambio e incluye todos aquellos procesos por los cuales una roca, formada originalmente en un ambiente ígneo o sedimentario, recrystaliza en estado sólido en respuesta a nuevas condiciones para formar una roca metamórfica. Muchas rocas metamórficas retienen algunas características de las rocas de la que proceden (protolito) como la composición química global o estructuras como la estratificación, pero además desarrollan nuevas texturas y a menudo, nuevos minerales.

3.17 Rocas metamórficas

Las rocas metamórficas constituyen un conjunto de gran diversidad en cuanto a su mineralogía, estructura y composición química. Una parte de esta diversidad

resulta de que las rocas metamórficas pueden originarse a partir de cualquier roca magmática o sedimentaria preexistente. Otra parte provienen de que las rocas metamórficas derivadas de un determinado protolito ígneo o sedimentario pueden mostrar una variedad de estructuras y mineralogía dependiendo de las condiciones (presión, temperatura deformación, fluidos calientes) bajos la que tenga lugar el metamorfismo. En definitiva las rocas metamórficas son rocas recrystalizadas debido a que son sometidas a presiones y temperaturas, sufren cambios en su mineralogía y se transforma en otro tipo de roca. Ejemplo la anfíbolita.

3.18 Sistema de clasificación IUGS (International Union of Geological Sciences)

El sistema IUGS permite la clasificación de las rocas ígneas con mayor grado de precisión. Se deriva de los primeros esquemas realizados por Streckeisen (1967-1976), los cuales fueron finalmente elaborados por una comisión de geólogos encabezados por el autor citado. Esta clasificación se divide en dos grupos un primer grupo está relacionado con las rocas félsicas y máficas. Un segundo grupo, se utiliza para clasificar las rocas ultramáficas.

La clasificación de una roca ígnea basada en la mineralogía refleja, la composición química del magma. Además de la composición química, la clasificación IUGS distingue las rocas en base al tamaño del grano. De tal forma, hay una clasificación para las rocas de textura fanerítica (plutónicas) y otra para la textura afanítica (volcánicas).

La clasificación correcta de una roca se debe realizar en base a la composición mineral, tomando en cuenta cinco tipos de minerales: cuarzo, plagioclasa con contenido de anortita mayor al 5%, feldespatos alcalinos incluyendo (albita), minerales ferromagnesianos y feldespatoides.

De acuerdo a la clasificación de IUGS para el predominio de minerales claros se clasifican en base a cuatro constituyentes: cuarzo (Q), feldespatos alcalinos (A), plagioclasas (P) y feldespatoïdes (F). Para la clasificación de rocas máficas como el gabro se utiliza un triángulo con piroxeno, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto podemos indicar varias conclusiones:

La clasificación utiliza dos grandes grupos de rocas en base a los minerales predominantes, el tamaño de grano (faneríticas o afaníticas) y el índice de color.

Las rocas félsicas, intermedias y máficas se clasifican en base al contenido de cuarzo (Q), feldespatos alcalinos (A), feldespatoïdes (F) y plagioclasas (P). los feldespatoïdes y el cuarzo se encuentran en los triángulos compuestos, ya que no coexisten en la misma roca.

La clasificación utiliza un índice de color M, para dividir las rocas con predominio de minerales claros o leucocráticos (se incluye félsicas, intermedias y máficas). las rocas félsicas, intermedias y máficas tienen entre 10% y 100% de $Q+A+P+F$, lo cual indica que el índice de color (M) es igual o menor a 90 % de estos minerales.

Las rocas ultramáficas con predominio de minerales melanocráticos, tienen menos del 10% de los minerales de la clasificación anterior (más del 90% de minerales oscuros ferromagnesianos). las rocas ultramáficas son generalmente faneríticas y tienen un contenido de $Q+A+P+F$ menor de 10%. además los minerales principales como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclase (anortita), tienen otros minerales menores como magnetita, ilmenita, granate, flogopita, apatito, esfena, epidota, etc (Figura3.2).

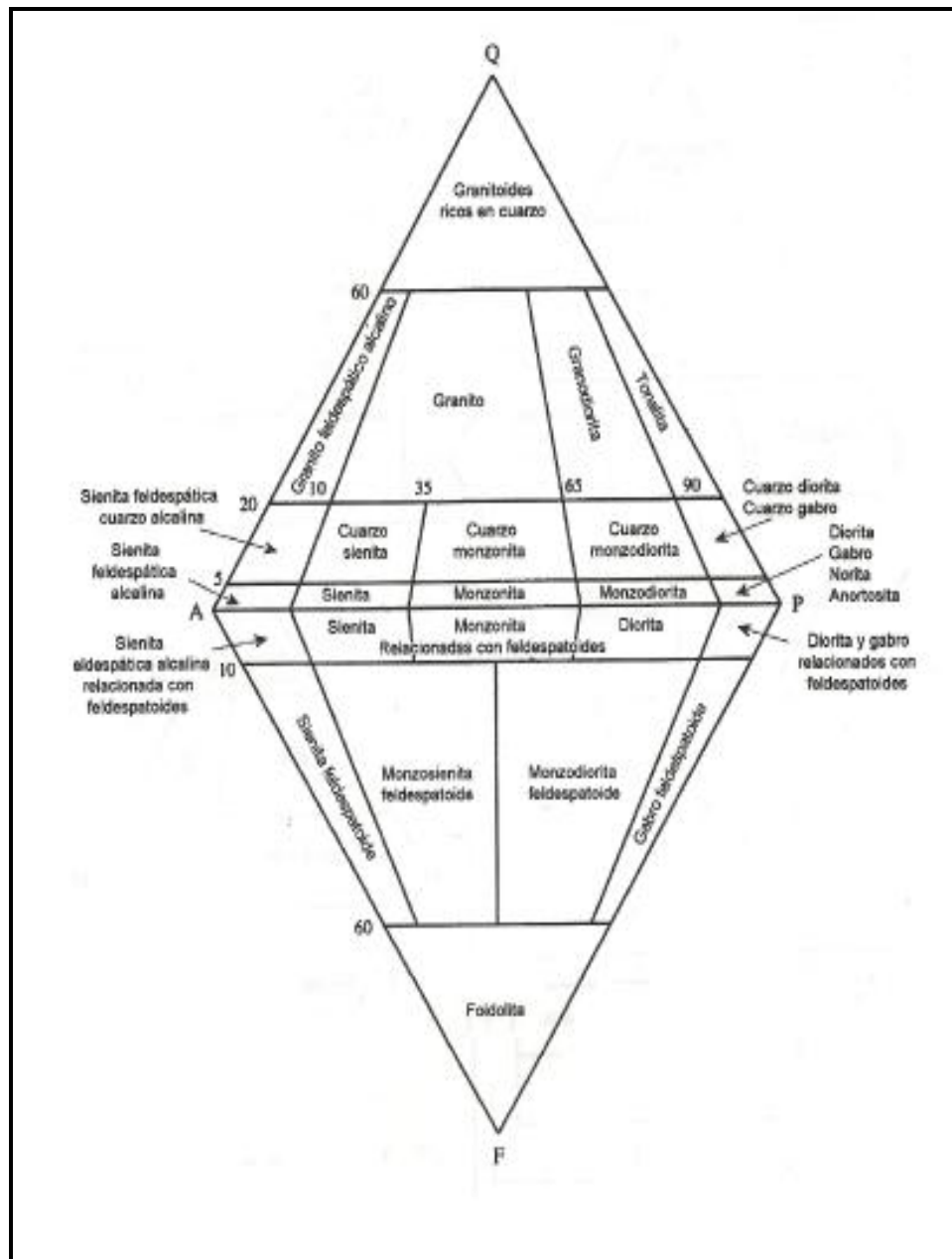


Figura 3.2 Clasificación IUGS detallada de acuerdo al diagrama QAPF para las diferentes rocas plutónicas graníticas (faneríticas).

Triángulo de Streckeisen para clasificación de rocas plutónicas graníticas (Faneríticas) modificado de: EHLERS & BLATT (1980)

La figura refleja la clasificación de las rocas plutónicas máficas (faneríticas) (Figura 3.3).

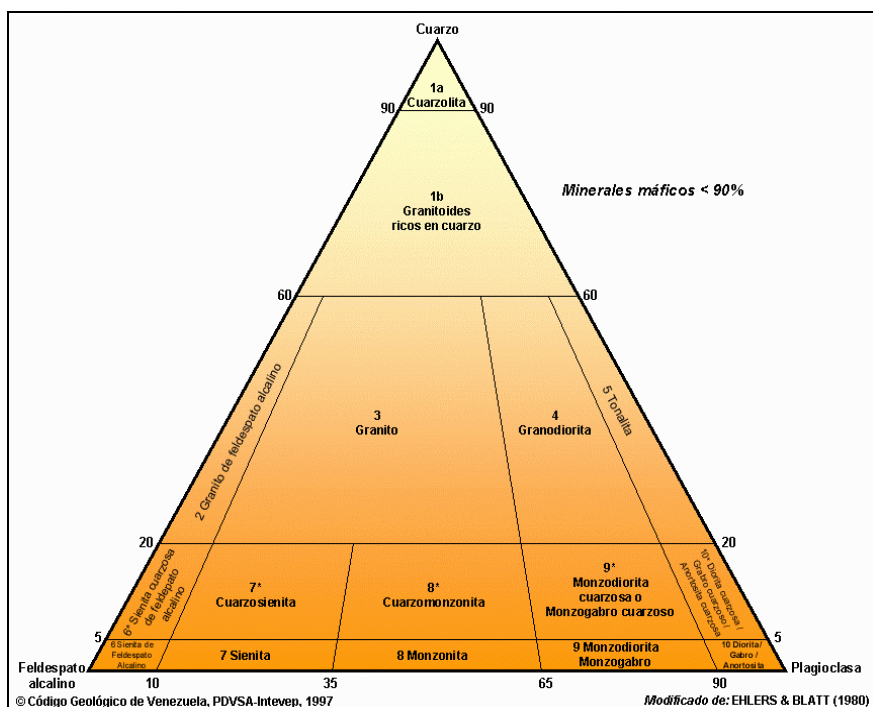


Figura 3.3 Triángulo de Streckeisen modificado de: EHLERS & BLATT (1980).

3.19 Diagrama de TAS

Los diagramas TAS (Total Álcalis, Vs. Sílice) dividen a las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas, según contenido de sílice (Pecerillo y Taylor, 1976). La nomenclatura es basada en un sistema que incluye un nombre de raíz con un calificativo adicional. Por ejemplo, el nombre de raíz basalto debe ser acompañado por alcalino o subalcalino. El diagrama de TAS para rocas volcánicas muchos consideran que es inapropiado para rocas ricas en potasio y en magnesio, al

igual que resulta inapropiado su uso en rocas metamorfoseadas ya que los elementos alcalinos (Na y K) tienden a ser muy móviles en estas condiciones. Aunque para rocas metamórficas puedes realizárseles este tipo de clasificación siempre y cuando las mismas químicamente tengan presencia de óxidos mayores de potasio y sodio versus la relación porcentual de sílice (Figura 3.4).

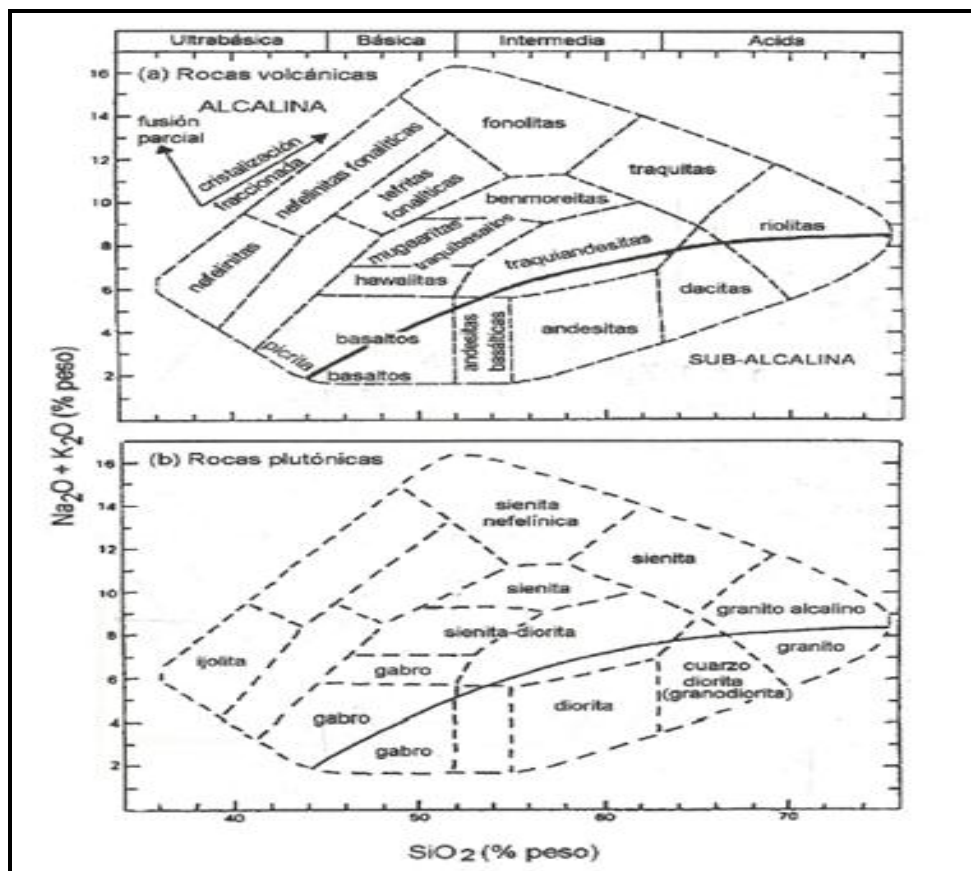


Figura 3.4 Diagrama de TAS, Wilson (1989).

3.20 Mineral

Es una sustancia natural, homogénea, solida de origen inorgánico, con estructura cristalina y composición química definida.

3.21 Clasificación de las diferentes clases de minerales según (Dana J.)

Silicatos: Los silicatos forman el grupo mineral más importante ya que constituyen más del 90% de la corteza terrestre. Su unidad fundamental es el grupo SiO_4 : un átomo de silicio y cuatro átomos de oxígeno. Dentro de los silicatos podemos hacer una subdivisión teniendo en cuenta cómo se combinan los átomos de Silicio y Oxígeno; (Nesosilicatos, Sorosilicatos, Ciclosilicatos, Inosilicatos, Filosilicatos, Tectosilicatos).

Carbonatos: Los carbonatos son minerales formados por combinaciones de carbono, oxígeno y distintos metales. Su unidad fundamental es el grupo CO_3 .

Los sulfatos: son compuestos complejos formados por la combinación de azufre y oxígeno junto con cationes. El grupo SO_4 es su unidad fundamental.

Óxidos e Hidróxidos: Los óxidos son un grupo de minerales en los que el oxígeno se combina con metales. Algunos ejemplos: magnetita, hematites, goethita, óxido de niobio y tantalio.

Sulfuros: Los sulfuros son minerales formados por átomos de azufre y minerales en proporciones variables.

Haluros: Los haluros son sales que resultan de la combinación de un elemento halógeno (Cloro, Bromo, Flúor o Iodo) con el oxígeno.

Elementos nativos: Los elementos nativos son un grupo de minerales compuestos por elementos químicos que no se combinan con otros (Tabla 3.5).

Tabla 3.5 Clasificación de las diferentes Clases de Minerales (Según Dana J.).

	Clasificación Dana	Clase	Ejemplos
I	Elementos	1	Oro, Plata, Cobre, Azufre, Grafito, Mercurio
II	Sulfuros	2 & 3	Pirita, Cinabrio, Galena, Acanita, Argentita, Calcopirita, Esfalerita, Arsenopirita
III	Óxidos e Hidróxidos	4, 5, 6, 7, & 8	Casiterita, Hematites, Rutilo, Anatasa, Uraninita, Magnetita, Cuprita, Espinela
IV	Haluros	9, 10, 11, & 12	Fluorita, Halita, Boleíta, Silvita, Carnalita, Bromargirita, Atacamita
V	Carbonatos, Nitratos, Boratos	(13, 14, 15, 16a, 16b, 17)Carbonatos	Calcita, Aragonito, Smithsonita, Dolomita, Siderita, Rosasita, Rodocrosita, Malaquita, Azurita
		(18, 19, 20)Nitratos	Nitrobarita, Nitrocalcita, Nitromagnesita, Sveite
		(21, 22, 23)odatos	Bellingerite, Bruggenite, Lautarite, Salesite
		(24, 25, 26, & 27)Boratos	Borax, Colemanite, Boracita, Kernite, Rhodocite, Ulexite
VI	Sulfatos, Cromatos, Molibdatos	(28, 29, 30, 31, 32)Sulfatos	Celestina, Anglesita, Anhidrita, Linarita, Yeso, Glauberita, Epsomita, Calcantita
		(33)Selenatos & Telluratos	Cuzicite, Jensenite
		(34)Selenidos - Telluridos - Sulfitos	Silvanita
		(35, & 36)Chromatos	Crocoita
VII	Fosfatos, Arseniados, Vanadatos	(37, 38, 39, 40, 41, 42, 43)Fosfatos	Wavellita, Vivianita, Apatito, Autunita, Brasilianita, Eritrina, Piromorita, Turquesa, Torbermita
		(44, 45, 46)Antimoniados	Estibiconita
		(47)Vanadatos et. al.	Vanadinita, Rosita, Metarosita
		(48, & 49)Molibdatos & Tungstatos	Wolframita, Wulfenita, Powellite, Scheelita
VIII	Silicatos		
	Nesosilicatos	51, 52, 53, & 54	Granate, Andalucita, Andradita, Topacio, Olivino, Estaurolita, Cianita, Circón
	Sorosilicatos	55, 56, 57, & 58	Vesuvianita, Hemimorita, Epidota, Clinzoisita
	Ciclosilicatos	59, 60, 61, 62, 63, & 64	Berilo, Cordierita, Turmalina
	Inosilicatos	65, 66, 67, 68, 69, & 70	Diópsido, Hornblenda, Wollastonita, Rodonita, Anfíbol
	Filosilicatos	71, 72, 73, & 74	Prehnita, Biotita, Talco, Moscovita, Fuchsite, Crisocola, Clorita
	Tectosilicatos	75, 76, & 77	Cuarzo, Albita, Zeolita, Sodalita, Ortonsa, Sanidina, Plagioclasa, Ópalo, Microclina
	Silicatos sin clasificar	78	Sturtite, Cebolite, Chantallite
IX	Minerales Orgánicos	80	Ámbar

La tabla 3.5 refleja las diferentes clasificaciones mineralógicas principalmente fue desarrollada cuando salieron a la luz los resultados del análisis de la estructura cristalina durante el siglo XX. Estos desarrollos se materializaron en la primera edición de “Struntz's Mineralogische Tabellen” en (1941) y en la más reciente octava edición de “Mineralogía de DANA” en el año (1997).

3.22 Minerales pesados

Los minerales pesados, llamados así porque presentan un peso específico mayor a 3.84, incluyen varios silicatos y óxidos: magnetita, turmalina, circón, rutilo, esfena y olivino (aunque muy raro), son encontrados en pequeñas cantidades (<1%) suelen encontrarse en sedimentos arenosos e incluso en rocas sedimentarias como en las areniscas. La preservación de los minerales pesados se debe a que presentan alta resistencia a la acción del clima, diagénesis y degradación. Los minerales pesados son muy útiles para la interpretación de la fuente de roca.

3.23 Clasificación de los minerales pesados

En general, los minerales tienen un peso específico; Los metálicos y los pesados corresponde a pesos que van desde (3.4 a > 4,5); Mientras que los minerales livianos (no ferromagnesianos o félsicos) tienen un peso específico medio de 2 a 2,8 y lo minerales Semi-pesados (2.9 a 3.3).

El mayor peso específico lo tienen los minerales pesados y es debido a que están formados por elementos de átomos muy pesados. Un ejemplo podemos citar al Hierro, Hematita, Magnetita, Circón e incluso el granate), (oligisto).

3.23.1 Los minerales livianos o ligeros (no ferromagnesianos)

Son aquellos minerales los cuales su peso específico se encuentra por debajo (< 2.5) entre estos minerales se clasifican los siguientes: Caolinita, Feldespatos alcalinos, Feldespatos calcosódicos, Nefelina, Cuarzo, Calcita, Dolomita, Flogopita, Yeso, Leucito, Calcedonia, Zoolitas, Glauconitas entre otros. Por ejemplo el cuarzo y los feldespatos su génesis de formación es ígnea o magmática, son minerales petrográficos el cuarzo es generalmente de color blanco o incoloro tienen brillo vítreo

y fractura concoide. Estos minerales forman parte de las diferentes rocas ígneas ácidas (plutónica) como los granitos.

3.23.2 Minerales semi-pesados

Son aquellos minerales que tienen un peso específico comprendido en un rango que va desde (2.9 - 3.3) algunos de estos minerales son: Piroxenos en hierro, Apatito, Turmalina, Glaucófana, Biotita, Fluorita, Turmalina, Zoicita, Tremolita, Moscovita, Clorita.

Algunos de ellos se describen de la siguiente manera: (la biotita, la moscovita y la clorita); La biotita y la moscovita son silicatos con estructuras de hojas y tienen exfoliación, la biotita es un mineral de origen ígneo es un silicato rico en hierro y magnesio es un mineral ferromagnesiano es la más común de las micas, es un componente principal o accesorio de casi todas las rocas ígneas, esencialmente de los granitos, dioritas, gabros, sienitas, e incluso en rocas metamórficas (Gneises, anfíbolitas); es un mineral petrográfico comúnmente se encuentra en las rocas ígneas, especialmente que tengan feldespatos como los granitos o la sienita, aparece en mayor variedad que las moscovita.

La moscovita es un mineral de origen ígneo o magmático que se diferencia por ser una mica aluminica, es un mineral félsico que se considera semi-pesado por su peso específico, este mineral constituyen mayormente las rocas ígneas como granitos, rocas pegmatítica, entre otras rocas félsicas plutónicas. Se caracteriza porque tiene exfoliación perfecta son de color claro es una especie mineral petrográfica muy común y corriente en rocas silíceas o siàlicas profundas como los granitos o la sienita, e incluso en vetas de pegmatitas se han formado por la acción de los vapores en las ultimas épocas de formación de las rocas. Muy común en rocas metamórficas como

los gneis y en los esquitos. Estos dos tipos de minerales hojosos (moscovita y biotita) son muchos más blandos que el cuarzo y los feldespatos.

Los minerales del grupo de la clorita se encuentran ampliamente difundidos entre una gran variedad de rocas, tanto metamórficas como ígneas o sedimentarias. Dentro del ámbito granítico una de las formas más comunes de aparición es como resultado de la alteración de otros silicatos con Al, Fe y Mg, como pueden ser anfíboles o biotitas. Esta alteración tiene lugar mediante la acción de fluidos cuyo origen, composición, mecanismos y condiciones de actuación pueden ser muy variables. Quílez *et al.*, (1990); Caballero *et al.*, (1992); Tornos *et al.*, (1993); Quílez, (1994).

La clorita generalmente se caracteriza por su color verde y su hábito micáceo y exfoliación, este mineral es común generalmente de origen secundario resulta de la alteración de silicatos que contienen aluminio, hierro ferroso y magnesio tales como: piroxenos, anfíboles, biotitas, granate, se puede encontrar en rocas que contienen dichos minerales y que hayan experimentado metamorfismo.

Comúnmente se origina por la alteración secundaria de las rocas ígneas plutónicas que contienen biotitas ricas en (Fe, Mg).

Respecto a su génesis metamórfica es una de las principales fases minerales de baja temperatura producto del metamorfismo de grado medio-bajo, alteraciones hidrotermales o procesos diagenéticos, que puede ser encontrada en una amplia variedad de rocas, desde ultrabásicas a ácidas. Las condiciones de presión y temperatura a las que se desarrolla este mineral son muy variables, entre 150-450 °C y unos pocos kilobares de presión.

3.23.3 Los minerales pesados

Tienen un peso específico; Los metálicos y los pesados corresponde a pesos que van desde (3.4 a > 4.5) los minerales pesados se encuentra una variedad de especies minerales entre los cuales están los siguientes: Magnetita, Ilmenita, (Oxi-hidróxidos de hierro) Goethita, Granate, Circón, Hornblenda, Epidota, Olivino, Titanita, Pirita, Hematita, Granate, Piroxenos y Anfíboles entre muchos otros.

Algunos de ellos se describen de la siguiente manera:

3.23.3.1 Magnetita

La magnetita es un mineral de hierro de origen magmático, fuertemente magnético. La magnetita es una mena corriente de hierro, se encuentra diseminado como mineral accesorio en muchas rocas ígneas, en ciertas tipo de segregación magmática, es uno de los principales constituyentes de las rocas y forma así grandes masas mineral se asocia comúnmente con rocas metamórficas y a rocas ferromagnesianas (dioritas, gabro, peridotita), también es posible encontrarla en sedimentos silicios debido a la alteración de las rocas ultramáficas y básicas.

También puede tener su génesis por soluciones hidrotermales así como también sedimentarias e incluso metamórficas, pertenece a la clase de los óxidos.

3.23.3.2 Ilmenita

Mineral de titanato de hierro (FeTiO_3), su origen es ortomagmático o comúnmente magmático se diferencia de la magnetita por carecer de magnetismo. La ilmenita aparece en capas o masas lenticulares en gneis y otras rocas metamórficas cristalinas, se encuentran comúnmente en filones o grandes masas como producto de

la segregación magmática generalmente se asocia con la magnetita, también como mineral accesorio en rocas ígneas se asocia además con el circón, rutilo y monazita.

También esta como mineral accesorio en sedimentos arenosos este mineral al igual que la magnetita pertenece a la clase de los óxidos y es moderadamente magnético. La ilmenita y la magnetita son minerales ferromagnéticos; al referir que son magnéticos es porque tienen muy alta susceptibilidad magnética debido a las fuerzas magnéticas y los mismos retienen algún magnetismo cuando se alejan del campo (remanencia).

3.23.3.3 Oxi-hidróxidos de hierro (**Goethita**)

Óxido de hierro hidratado (limonita) se originan producto de la meteorización de minerales que contienen hierro, aparece como producto de la alteración de minerales ferromagnesianos forma parte significativa de la limonita y la hematita, se conoce como goethita, es un mineral perteneciente a los hidróxidos de su origen se puede decir que es secundario como uno de los minerales más comunes de la zona de oxidación de depósitos metalíferos, se originan por una reacción de los óxidos con el agua relacionada a la oxidación de los minerales de hierro.

Este mineral puede estar en forma residual, también como manto laterítico o como gossan en depósitos metalíferos. Los óxidos e hidróxidos son minerales en los que el oxígeno forma enlaces con los metales sólo oxígeno en el caso de los óxidos, y oxígeno con hidrógeno (OH) en los hidróxidos.

3.23.3.4 Granate

Los granates se caracterizan por su dureza y su color, es un mineral primario común muy extendido, aparece como constituyente accesorio de las rocas

metamórficas y en ciertas rocas ígneas. Este mineral por alteración pasa a formar otros minerales especialmente talco, serpentina e incluso clorita.

3.23.3.5 Circón

Reconocido generalmente por sus cristales característicos, color, brillo, dureza, y su gran peso específico es infusible, insoluble, es un mineral accesorio en toda clase de rocas ígneas, es especialmente frecuente en las rocas ácidas plutónicas (granitos, granodiorita, sienita, monzonita), y es el primer silicato que cristaliza de un magma.

3.23.3.6 Hornblenda

El mineral hornblenda en realidad es una serie isomorfa compleja cuya composición varía con las relaciones de Ca, Na, Mg, Fe^{2+} Al: Fe^{3+} , Al: Si y OH: F. La hornblenda es un mineral que petrográficamente es caracterizado por un color verde opaco y de forma alargada es de origen ígneo y aparece generalmente como constituyentes en rocas ígneas y en rocas metamórficas; es particularmente característico de las rocas metamórficas de grado medio, se altera a piroxeno tanto durante el periodo final magmático de cristalización de las rocas ígneas como durante el metamorfismo. La hornblenda es el principal constituyente de las anfíbolitas.

3.23.3.7 Epidoto

Este mineral tiene dos clases diferentes de posiciones para los cationes hay tetraedros de (SiO_4) y grupos (Si_2O_7) generalmente es un mineral que se encuentra en rocas metamórficas producto de la alteración de minerales tales como los feldespatos, piroxenos, anfíboles, biotitas, a menudo están asociadas con clorita.

3.24 Ambiente sedimentario

Es una parte de la superficie terrestre caracterizada por un conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas, bajo las cuales se acumula un sedimento. Tal conjunto de condiciones incluye la geología, la geomorfología, el clima, la flora y la fauna y, si el ambiente es subacuático, la profundidad, salinidad, temperatura y movimientos de agua (Allen, 1.988).

3.25 Sedimentos

“Los sedimentos se originan por los diversos parámetros que conforman el sistema hidrológico, atmosférico, y biosférico. El origen está relacionado con la meteorización erosión y transporte de las partículas y granos derivados de rocas preexistentes ígneas, metamórficas y sedimentarias”. Baamonde M. José (2006).

3.26 Característica de los sedimentos

Las distintas propiedades de los sedimentos nos proveerán de evidencias para establecer las condiciones ambientales en que ellos se acumularon.

3.26.1 Composición

El control más importante de la composición de los sedimentos siliciclásticos es la mineralogía de la roca fuente. Además la duración e intensidad de la meteorización en el área fuente podrá cambiar significativamente la composición mineralógica del sedimento. Estos procesos de meteorización continuarán hasta que el sedimento este desprovisto de actividad con la atmósfera e hidrosfera, es decir cuando este enterrado.

Mientras que las rocas ígneas y metamórficas tienen una gran variedad mineralógica, las rocas sedimentarias se caracterizan por lo contrario. Esto se debe a que muchos de los minerales de rocas ígneas y metamórficas son inestables en condiciones ambientales y son transformados a minerales más estables durante la meteorización. Consecuentemente, la mayoría de las partículas de las rocas sedimentarias están compuestas de cuarzo, feldespato, calcita, óxidos de hierro, minerales de arcilla y fragmentos de roca.

La composición mineralógica de los sedimentos no siempre permanecerá fija, aun luego de su enterramiento, ya que procesos diagenéticos pueden producir cambios mineralógicos.

3.26.2 Tamaño del grano

Otra de las propiedades de los sedimentos que se puede determinar en una primera instancia es el tamaño de estos. Esto último refleja factores como la cantidad de transporte que han sufrido las partículas, las condiciones energéticas del medio a las que han sido expuestas, la distancia de la fuente de origen, etc. Por ejemplo, bloques de 3 m, no podrán estar a una distancia muy lejana de su fuente de origen. Por el contrario partículas tamaño arcilla, ya han sufrido bastante desgaste y estarán muy lejos de su fuente.

La escala granulométrica de Wentworth ha sido utilizada clásicamente para diferenciar los tipos de sedimentos. Esta clasificación los divide en bloques, guijas, guijarros, gránulos, arenas, limos y arcillas. Términos como fino, medio y grueso son utilizados para subdividir las partículas mencionadas anteriormente. Los términos de la escala de Wentworth sólo se refieren al tamaño de las partículas y no a la composición de estas. Es importante aclarar que una partícula tamaño arcilla no será un mineral de arcilla (Tabla 3.6).

Tabla 3.6 Clases y terminología estándar para describir los tamaños de grano
Wentworth, (1922).

mm	phi	Elemento		Sedimento		
		Bloque		Grava	gruesa	
256	-8 ➤				Canto	media
128	-7 ➤					
64	-6 ➤					
322	-5 ➤					
16	-4 ➤					
8	-3 ➤	Guijarro				
4	-2 ➤					
2	-1 ➤					
		Gránulo		Gravilla	fin	
1	0 ➤	Arena	muy gruesa	Arena	muy gruesa	
0,5	1 ➤		gruesa		gruesa	
0,25	2 ➤		media		media	
0,125	3 ➤		fin		fin	
0,062	4 ➤		muy fina		muy fina	
0,031	5 ➤	Limo	grueso	Limo	grueso	
0,016	6 ➤		medio		medio	
0,008	7 ➤		fino		fino	
0,004	8 ➤		muy fino		muy fino	
0,002	9 ➤	Arcilla		Arcilla		
0,001	10 ➤					

3.26.3 La selección

Es la propiedad que describe la variabilidad del tamaño de grano en una roca sedimentaria. Aquellas rocas que muestran solo una clase granulométrica bien definida, siendo el tamaño de todas las partículas similar, se dicen bien seleccionadas. Por otra parte, aquellas en que sus constituyentes presentan una gran diversidad de tamaños se denominan mal seleccionadas. La selección de una roca es una propiedad que condiciona fuertemente su porosidad, y por lo tanto su comportamiento frente a la circulación de agua, subsuperficial, subterránea. En la guía práctica se retoma este punto.

3.26.4 Redondeamiento y esfericidad

Las partículas en muchas rocas sedimentarias tienen los bordes redondeados. Esto es debido a que originalmente sus bordes angulosos han sido redondeados por la abrasión durante el transporte. El redondeamiento es un dato morfológico de interés en la tipificación del ambiente de sedimentación.

Por otra parte, una vez que los bordes han sido redondeados, la partícula tenderá a cambiar su aspecto a una forma más esférica. La esfericidad está relacionada con las diferencias existentes entre los distintos diámetros o longitudes de los ejes de la partícula. Por ejemplo, clastos tamaño bloque que son transportados por un río a una playa pueden ser redondeados, pero no esféricos, pero por la acción de las mareas y las olas, estos tenderán a redondearse. Es típico ver en una playa como algunos clastos van y vienen por la acción de las olas.

Se dice que una roca sedimentaria es más madura cuanto más redondeados y seleccionados estén los clastos que la integran. La madurez textural es un índice que refleja el tiempo transcurrido entre la erosión del material detrítico original y su deposición final.

3.27 Transporte y deposición de los sedimentos

Los sedimentos transportados por agua y viento son depositados cuando la energía cinética del flujo decrece. Cuando las partículas son depositadas, se acumulan en capas en la superficie. Las partículas en los flujos de barro son depositadas cuando el agua es perdida por evaporación o infiltración en la tierra. Las partículas transportadas por glaciares son depositadas cuando el hielo se derrite y el material llevado dentro y sobre el glaciar se sitúa en el piso.

3.28 Morfología de las Partículas siliciclásticas

La morfología de las partículas sedimentarias, junto con el tamaño y la composición, es una de las propiedades fundamentales de las mismas. La morfología puede proporcionar información acerca de su historia de erosión, transporte y sedimentación, y pueden ayudar a la diferenciación de las facies y a la caracterización de los ambientes de sedimentación Gale & Hoare, (1991); Graham & Midgley, (2000); Benn, (2004).

Métodos visuales para determinar el grado de redondez en las partículas clásticas.

Estos métodos permiten establecer las propiedades morfométricas para que pueda tenerse una noción precisa de las geometrías de las partículas de los diferentes detritos silíceos.

3.28.1.1 Escala de comparación visual para redondez en arenas Power (1982)

La escala de comparación visual para redondez de las partículas siliciclásticas permite seguir un patrón para determinar y clasificar la geometría de los clastos en: muy angular, angular, subangular, subredondeada, redondeada y muy redondeada (Figura 3.5).

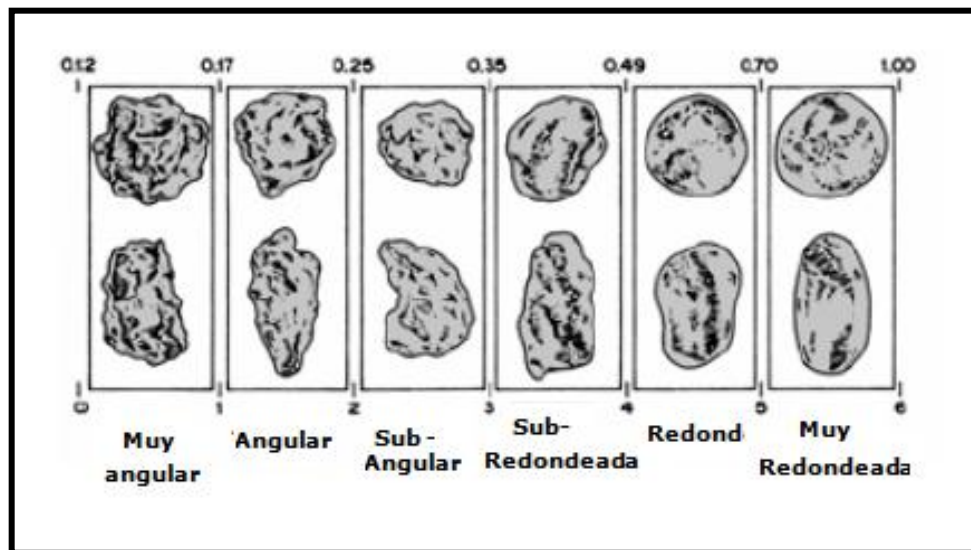


Figura 3.5 Escala de comparación visual para determinar redondez de las partículas Power (1982).

3.28.1.2 Escala de comparación visual para redondez en arenas Power (1953)

Otro método para la determinación de la redondez de las arenas, se puede apreciar en la figura (3.6), se observan las diferentes geometrías que pueden adquirir las partículas producto del transporte que sobrellevan, a mayor grado de redondez mayor transporte a poco transporte mucha angulosidad en los detritos (Figura 3.6).

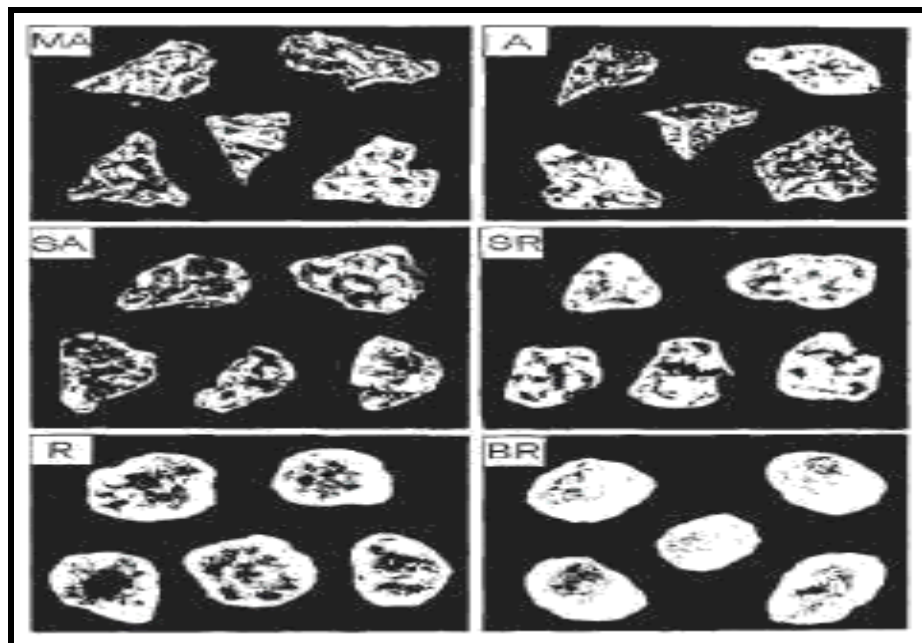


Figura 3.6 Escala de comparación visual para determinar redondez de las partículas Power (1953).

3.29 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico es una de las herramientas más utilizadas en sedimentología para la discriminación (separar, diferenciar) entre depósitos clásticos. Las diferencias en la distribución de tamaños aportan información de las características del área fuente y del mecanismo de transporte que sufrieron las partículas (suspensión, saltación, tracción). Existe una amplia variedad de trabajos sobre la sedimentación en ambientes fluviales, playeros, eólicos y la comparación entre ellos por ej. Sneed & Folk, (1958); Doubkins & Folk, (1970); Friedman, (1962).

3.30 Petrografía

Es el estudio de las rocas mediante secciones finas, permitiendo conocer la naturaleza de los minerales, cristales, o granos que componen la roca, las relaciones

mutuas entre ellas (texturas), sus abundancias relativas (porcentajes), llevando finalmente a la clasificación de la roca y la asignación de un nombre sistemático. Las técnicas de trabajos utilizadas en petrografía abarcan desde la toma de muestra, la realización de secciones delgadas y secciones pulidas y finalmente el estudio de la roca bajo el microscopio.

3.30.1 Secciones Delgadas

Se trata de fragmentos de rocas que por medio de la abrasión se reducen únicamente a 30 micras o 0,03 mm, de modo que casi todos los minerales resulten transparentes y puedan procederse a efectuar una serie de observaciones ópticas. Una característica de suma importancia es que el espesor sea constante ya que esto va a permitir que el color de polarización sea constante, si el espesor es constante la polarización es constante.

3.31 Mapa geológico

Un mapa geológico es la representación de los diferentes tipos de materiales geológicos (rocas y sedimentos) que afloran en la superficie terrestre o en un determinado sector de ella, y del tipo de contacto entre ellos, (Oyarzun, 2009).

3.32 Zona de falla

Las grandes fallas geológicas no constan de un solo plano de falla bien definido, sino que corresponden a un volumen tabular denominado zona de falla, constituido por rocas muy fracturadas y numerosos planos de fallas a través de los cuales se realizan los desplazamientos. Es común que las rocas de la zona de falla presenten alteración hidrotermal así como metamorfismo dinámico, con formación de cataclasitas en la zona superior y milonitas en la inferior.

3.33 Geoquímica

“Es la ciencia que se ocupa de dos ramas, la determinación de la abundancia relativa y absoluta de los elementos de la tierra y el estudio de la distribución, y de la migración de elementos individuales en varias partes de la tierra con el objetivo de descubrir los principios, que controlan la distribución y la migración de los elementos”. Rose y otros (1979).

3.34 Historia y alcance de la geoquímica

La geoquímica nació con los estudios sobre la composición química de los materiales de la corteza terrestre iniciados a principios del XIX por G. Bischof, R. W. Bunsen, E. de Beaumont, J. Roth, y otro, pero sus fines y su metodología solo quedaron claramente definidos en las primeras décadas del presente siglo. Tal desarrollo tardío es por cierto, característico de las ciencias interdisciplinarias.

El periodo que va desde el nacimiento de la química analítica moderna hasta la segunda guerra década de este siglo se caracteriza por la acumulación de datos cuantitativos sobre la composición química de minerales, rocas, aguas termales, y otros materiales de la corteza terrestre. La introducción del análisis espectroscópico a mediados del siglo XIX, permitió estudiar también los elementos menos abundantes, tanto de la tierra como de otros cuerpos celestes, lo cual dio origen a la cosmoquímica, ciencia hermana de la geoquímica. Una especie de epítome química de este período lo representa el tratado de f. w. Clarke, “The data of Geochemistry”, publicado en 1908 y actualizado en sucesivas ediciones hasta 1924. Esta obra, basada en una enorme cantidad de investigaciones analíticas realizadas en los laboratorios del U.S. Geological Survey, constituye todavía una fuente importante de información. Clarke define en ella a la geoquímica (nombre que él utiliza por segunda vez después de C. F. Schonbein, que lo hizo en 1838) como el estudio de los

cambios producidos en los sistemas químicos naturales, representados estos por las rocas. En esta definición, la Geoquímica no se distingue esencialmente de la petrología o, para ser más específicos, de la química petrológica y mineralógica. Solo a partir de los trabajos de W.J. Vernadsky y A.E. Fersman, en Rusia, y V.M. Goldschmidt, en Noruega y Alemania, publicados en las décadas de los años 20, fue posible definir adecuadamente los fines propios de la Geoquímica.

De estos autores, ninguno tuvo tanta influencia en el desarrollo posterior de la disciplina como Víctor M. Goldschmidt (1888-1947), no solo por sus propios trabajos sino también por la brillante escuela de investigadores que dirigió, primero en Oslo y después en Gotinga. Su obra póstuma, "Geochemistry", editada en 1954 por A. Muir sobre trabajos anteriores y notas de autor, constituye el tratado más importante de este periodo inicial de la geoquímica actual.

La concepción impuesta por Goldschmidt, Vernadsky, Fersman, y demás fundadores de la escuela actual se diferencia del enfoque "Clarkeano", en dos aspectos fundamentales. Primero, la Geoquímica se ocupa esencialmente de los elementos químicos en su evolución a través distintos niveles de la tierra y, sobre todo, en la corteza terrestre. No se ocupa, en cambio, de los minerales ni de las rocas por sí mismos; estos constituyen el campo de la mineralogía y la petrología. Segundo, la Geoquímica trata de investigar las leyes fisicoquímicas y geológicas que rigen la evolución de los elementos, utilizando para ello su distribución cuantitativa en la corteza terrestre. En síntesis la Geoquímica es el estudio interpretativo del comportamiento de los elementos químicos individualmente considerados durante los procesos geológicos.

Es natural que haya superposiciones entre la Geoquímica, la Mineralogía, y la Petrología, pues a menudo resulta difícil separar el comportamiento de los elementos y el de los compuestos minerales. Los problemas relativos a la difusión sólida de los

elementos en las rocas, por ejemplo, pueden enfocarse de uno u otro punto de vista, geoquímico o petrológico. La ciencia geoquímica esta, por otra parte, creciendo aceleradamente y enfocando cada vez más su campo de acción, al mismo tiempo que este se amplía, con la incorporación de nuevos temas y técnicas. Testigo de ello son las publicaciones periódicas especializadas surgidas en los últimos años, a más de los cada vez más numerosos trabajos sobre el tema publicados en diversos periódicos científicos. Algunas de estas revistas son: “Geochemica et Cosmochimica Acta” (EE.UU.), Chemical Geology (Holanda); “Geochemistry International” (EE.UU.), traducción de trabajos geoquímicos de la antigua unión soviética “U.R.S.S.”

Un hecho importante ha permitido intensificar las investigaciones geoquímicas en todo el mundo. Nos referimos a la aparición durante las últimas décadas de nuevos métodos e instrumentos de análisis químico elemental, que han ampliado enormemente el alcance, precisión y rapidez de los análisis cuantitativos. A las técnicas desarrolladas durante los años (1940-1950) (espectrofotometría, fluorescencia de rayos x, espectrometría de masas, etc.) Se suman en las últimas décadas las de espectrometría de absorción y de fluorescencia atómicas, entre otras. La rápida acumulación de datos que auguran estas técnicas y otras que están en vías de perfeccionamiento, permite esperar el progreso acelerado de la Geoquímica en los próximos futuros años.

Terminaremos señalando otra circunstancia que tuvo decisiva influencia en el progreso reciente de la Geoquímica: su aplicación a la búsqueda de depósitos minerales. No solo esta ciencia ha ayudado a la exploración geológica mediante una mejor comprensión de los procesos naturales que intervienen en la acumulación y dispersión de elementos en las rocas de la corteza, sino sus principios y técnicas se aplican intensivamente a la detección de anomalías de concentración que pueden delatar depósitos de valor económico (Geoquímica de Prospección o Exploración Geoquímica).

3.35 Polimorfismo

Una sustancia química puede cristalizar en distintas estructuras cristalinas (polimorfos) según cuales sean las condiciones de cristalización. La estructura depende sobre todo de la presión y de la temperatura aunque puede influir en ella, además, la presencia de otros compuestos o elementos químicos. La inversión de una fase a otra de una sustancia química puede ocurrir o no espontáneamente, al trasponer el punto de inversión. Una inversión espontánea es la del cuarzo (α), y la del cuarzo (β), y viceversa, cuando se calienta o se enfría alrededor de los 573 °C (a presión atmosférica). En cambio, la inversión del cuarzo a tridimita a cristobalita (otras de las alotropías de la sílice) requiere un largo calentamiento a temperaturas levemente por encima de las temperaturas de transición respectivas (870°C en la tridimita, 1470°C en la cristobalita). Como consecuencia de tal resistencia a la inversión, una fase puede persistir aun cuando las condiciones salgan de su campo pT de estabilidad (en especial por enfriamiento); en tal caso, se dice que la fase se encuentra en equilibrio metastable. La mayoría de los minerales son metastables a la temperatura ambiente. Además un mineral puede formarse directamente fuera de su campo de estabilidad; tridimita y cristobalita, por ejemplo, se forman comúnmente a temperaturas muy inferiores a su punto de inversión, entre otras razones por la influencia de otras sustancias presentes en el sistema.

La mayor o menor facilidad de inversión depende del grado de transformación estructural. Si la inversión solo implica desplazamiento relativo poco importante de las unidades geométricas estructurales, el cambio se producirá espontáneamente a la temperatura de equilibrio. Si la modificación de la estructura es importante, expresada, por ejemplo, un cambio de clase o sistema cristalográfico, la inversión se producirá con dificultad. Este último tipo de inversión implica a veces un cambio del número de coordinación; la fase de mayor temperatura tiene a menudo una coordinación menor que la fase de baja temperatura. Las transformaciones

espontáneas se denominan “alto-bajo”, o transiciones $\alpha - \beta$; también recibe el nombre de reconstrucciones “desplacivas”. Los tres polimorfos principales de SiO_2 ; cuarzo, tridimita y cristobalita, tienen cada uno sus variedades α y β . Mas importantes en Geoquímica son las inversiones “reconstructivas”, o sea aquellas en que la modificación de estructuras es más radical, pues se mantienen en estados metastable y ayudan a identificar las condiciones fisicoquímicas predominantes durante su formación.

Otra transformación polimorfa espontánea, común en los minerales, está representada por las inversiones de orden-desorden. En compuestos de dos o más elementos los átomos ocupan, a baja temperatura posiciones definidas en el retículo cristalino. A mayor temperatura, sin embargo, la agitación térmica hace que algunos de los iones se muevan de un lugar a otro intercambiando posiciones. Esta situación de desorden determina siempre un aumento de la simetría del cristal y, por consiguiente, un cambio estructural y mineralógico.

3.36 Isomorfismo

Las especies minerales carecen, en general, de una composición química fija. Así, está varía por la sustitución de uno o más de sus elementos por otros que ocupan idéntico lugar en la estructura cristalina. Los sistemas que poseen esta característica se denominan series isomorfas. Por ejemplo en el grupo de los olivinos hay dos compuestos extremos, Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 que forman cristales idénticos que solo se distinguen por pequeñas diferencias en las dimensiones de la celda unitaria. Estas especies minerales son isomorfas entre si y, además, pueden y generalmente así lo hacen cristalizar mezcladas, de modo que los minerales de este grupo pueden ser considerados soluciones sólidas entre dichas especies químicas. No todas las especies isomorfas es decir, con igual estructura cristalina pueden formar soluciones sólidas. Un ejemplo es el de los carbonatos calcita (CaCO_3), magnesita (MgCO_3), y siderita

(FeCO₃). Mientras magnesio y hierro por un lado, y calcio y hierro por el otro, se sustituyen libremente y forman una serie isomorfa continúa, no hay prácticamente sustitución entre el calcio y magnesio, o sea las especies isomorfas CaCO₃ y MgCO₃ no forman cristales mixtos.

Por exigencias de la estructura cristalina, el reemplazo de un ion por otro debe mantener no solo el equilibrio de cargas sino que debe conservar la coordinación; por ello, la sustitución atómica “Diadoquia”, solo es posible entre iones de similar carga y tamaño. Esta condición es fundamental pues regula la distribución de los elementos en la corteza terrestre, limitando las combinaciones posibles entre las soluciones sólidas minerales V.M. Goldschmidt (1933) enunció de la siguiente manera estas y otras condiciones que rigen la diadoquia:

Los iones deben ser de radio y cargas similares.

Entre dos iones de carga igual y tamaño parecido, el retículo cristalino “prefiere” al de menor tamaño.

Entre dos iones de aproximadamente igual tamaño, pero carga diferente, el retículo favorece la entrada del de mayor carga.

En la mencionada serie isomorfa de los olivinos Mg²⁺, Fe²⁺ se sustituye el uno al otro fácilmente, pues no solo tienen igual valencia, sino que sus radios respectivos son muy semejantes (0.66 Å y 0.74 Å). El ion del Ca²⁺⁺, por ejemplo, tiene radio mucho mayor (1.03 Å) y por ello no pueden ocupar el lugar del magnesio ni del hierro; sin embargo, puede formar alternándose en forma regular con el magnesio, el mineral monticellita, isomorfos de los demás olivinos, pero incapaz de formar soluciones sólidas con ellos.

Los más importantes de las series isomorfas entre los silicatos es la de las plagioclasas, cuyos términos extremos son los minerales albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). En este caso hay un reemplazo acoplado, pues la sustitución del Na^+ por el Ca^{2+} determina un exceso de carga que se compensa con la entrada del Al^{3+} en vez del Si^{4+} . En otros minerales, las diferencias de cargas se compensan simplemente dejando sitios de la estructura sin ocupar. Las micas por ejemplo, tienen una capa compuesta de oxígeno y OH^- en coordinación octaédrica alrededor de cationes, tanto Al^{3+} como Mg^{2+} y Fe^{2+} . Cuando el catión es divalente todos los octaedros están ocupados, en tanto que el catión es Al^{3+} , este llena solamente 2/3 de los octaedros. El ion K^+ cuyo radio es considerablemente mayor que los del Na^+ y Ca^+ puede sustituir al primero con cierta dificultad y casi nunca al segundo.

La solución sólida es muy común en la corteza terrestre, tanto entre los elementos más abundantes como en los elementos menores y oligoelementos que no forman especies minerales propias. Por ejemplo, la mayor parte del cobre se encuentra diseminado en las rocas, reemplazado a una pequeña parte de los otros cationes en los silicatos.

El isomorfismo, en consecuencia, puede ser descrito de dos maneras distintas 1) como “isotopía”, condiciones por la cual dos o más compuestos de composición similar (por ejemplo, igual anión y diferente catión), que cristalizan de la misma manera, ya que son entre sí miscibles, parcialmente miscibles o inmiscibles en el estado sólido, o 2) como “Diadoquia”, fenómeno por el cual un compuesto cristalino uno o más de sus aniones son reemplazados por otros sin perder su estructura (aunque ésta pueda ser modificada). Estas dos definiciones no son sino puntos de vista diferentes del mismo fenómeno.

La diadoquia favorecida por la temperatura. Al calentarse un cristal, su estructura se expande, y los iones se mueven más libremente. Muchos compuestos

totalmente miscibles a elevada temperatura, pierden parcial o totalmente esta condición al enfriarse; de aquí resultan los fenómenos de Desmezcla. La sustitución puede ocurrir, sin embargo, a muy baja temperatura, como sucede en minerales de estructuras muy abierta (Zeolitas) o en minerales laminares, como las arcillas expandibles, que fijan cationes de manera tan lábil que se intercambian con las soluciones circundantes (cationes de intercambio).

3.37 Origen y abundancia de los elementos químicos

El universo está formado por galaxias o conjunto de estrellas y por nebulosas o nubes de “gas cósmicos” consistentes en átomos de hidrogeno y helio y en partículas solidadas. Las nebulosas muy distantes (extra-galácticas), están en realidad constituidas, en muchos casos, por estrellas aunque pueden parecer gaseosas por su lejanía. El espacio interestelar esta asimismo ocupado por un gas muy tenue, a razón del por cm^3 , que es esencialmente hidrogeno el 75%, helio el 25% y una fracción muy pequeña de elementos más pesados. las estrellas son una condensación de gas nebular, en lugares donde la turbulencia produce concentraciones locales de materia, la gravitación atrae y concentra los átomos y partículas en cuerpos estelares, donde la temperatura, por efectos de la compresión, crece hasta provocar en el núcleo de tales cuerpos reacciones de tipo termonuclear, que transforman el hidrogeno en helio por fusión nuclear.

Las estrellas cuya concentración de masa es suficientemente grande pasan en su evolución por una serie de etapas hasta culminar en la etapa de “estrella roja gigante”, cuya temperatura alcanza 100.000 °K antes de iniciar la etapa de enfriamiento gradual, que termina en el estado de nova o supernova, o de enana blanca.

Según la teoría formulada por G Lemaitre, G. Gamow, J Jeans y otros la formación de partículas elementales tuvo lugar al principio de la formación del

cosmos. Las partículas elementales que constituían el gas cósmico inicial (protones, neutrones y electrones), en un estado de máxima expansión y enfriamiento pudieron, finalmente a agregarse a formar átomos de hidrogeno y helio al descender la temperatura a valores permisibles. Según esta teoría, la formación de los elementos ocurrió en la primera media hora después de la formación del universo, de la misma manera en que se forman en el lapso de un microsegundo durante la explosión de una bomba de hidrogeno. Inmediatamente después se inicio la expansión acelerada del universo. Al disminuir la temperatura y con ello la energía radiante, el efecto de masa prevaleció sobre la radiación y la atracción gravitatoria de los átomos condujo a la formación de estrellas en la forma indicada arriba.

En esta etapa de calentamiento por condensación de las estrellas que las reacciones termonucleares producen la mayor parte de los restantes elementos. La formación de los elementos pesados habría continuado, después del primer instante, en los brazos de las galaxias espirales, no en sus cuerpos centrales, ni tampoco en las galaxias esféricas o elípticas, donde la formación de los primeros elementos terminó con la primera fase de condensación la región de los brazos espirales se caracteriza, en efecto, por tener la mitad de su materia en forma de estrellas y la otra en forma de gas interestelar y además por una concentración de elementos más pesada que el helio, cien veces mayor que las estrellas de otras galaxias.

En algunas de esas estrellas se ha registrado la presencia de technetio ($Z=43$), un elemento inestable, formado también en las explosiones de la bomba de H y cuya vida media es de 200.000 años, lo cual indica que allí la generación de elemento está prácticamente en curso ahora.

3.38 Composición química y estructura de la corteza

La composición media de la corteza fue calculada por Clarke (1924), por Clarke y Washington (1924), y por Goldschmidt (1933), y más recientemente por Poldervaart (1955), Vinogradov (1962), Taylor (1964), y Ronov y Yaroshevsky (1969). Este cálculo es complejo pues requiere un número de supuestos acerca de la estructura de la tierra y de la composición petrográfica y distribución horizontal de cada una de sus zonas, a fin de estimar sus respectivos volúmenes.

Ello sin olvidar el problema inicial de que profundidad se toma como base de la corteza. Los cálculos más antiguos tomaron un espesor medio de 16 Km, mientras que actualmente se incluye todo lo que está por encima de la discontinuidad de Mohorovicic.

El antiguo cálculo de Clarke y Washington, basado en el promedio de 5159 análisis de rocas de distintos lugares de la tierra, representa en el mejor de los casos, la composición de sólo la parte superior de la corteza.

Para deducir la composición de la totalidad de su espesor es necesario partir de una cierta hipótesis acerca de su estructura y composición en cada región principal del globo, especialmente en mares y continentes. El cálculo más reciente se debe a Ronov y Yaroshevsky (1969), (Tabla 3.7) resume los resultados principales:

Tabla 3.7 Composición Química y Estructura de la corteza.

	Corteza continental	Corteza oceánica	Total de corteza
SiO ₂	60.22	48.65	57.60
TiO ₂	0.73	1.40	0.84
Al ₂ O ₃	15.18	16.52	15.30
Fe ₂ O ₃	2.48	2.29	2.53
FeO	3.77	6.23	4.27
MnO	0.14	0.18	0.16
MgO	3.06	6.79	3.88
CaO	5.51	12.28	6.99
Na ₂ O	2.97	2.57	2.88
K ₂ O	2.86	0.37	2.34
P ₂ O ₅	0.24	0.15	0.22
C	0.16	0.03	0.14
CO ₂	1.21	1.37	1.40
S	0.04	0.02	0.04
Cl	0.05	0.02	0.05
H ₂ O	1.38	1.14	1.37

La comparación de estos datos con la de la comparación total de la tierra y del manto demuestra a primera vista un considerable aumento en silicio y álcalis en la corteza, como resultado de la diferenciación primaria de los silicatos.

De la lista de los elementos (óxidos), más abundantes incluidos en la tabla anterior, ocho de ellos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, comprenden casi el 99% del total, en el 1 % restante se agrupan todos los demás elementos.

La tabla 3.8 a continuación muestra la proporción media estimada de los elementos menores y de las trazas. Cada proporción representa la unidad Clarke, esta unidad se emplea cuando se desea poner de manifiesto el enriquecimiento o empobrecimiento de una roca cualquiera en determinado elemento, respecto al promedio de la corteza en la lista se advierte que el oxígeno predomina ampliamente sobre los restantes elementos, en efecto las rocas de la corteza pueden ser imaginada como una trama formada por átomos de oxígeno ordenados de acuerdo con distintas simetrías de coordinación (tetraédrica, octaédrica, etc.), dentro de las cuales se esconden los átomos de los otros elementos que ocupan un volumen menos del 10% del volumen total de la trama, según su abundancia, los elementos se diferencian en principales o mayores ($>1\%$), menores ($1 - 0,1\%$), trazas (oligoelementos) ($<0.1\%$ ò <1000 ppm) (Tabla 3.8).

Tabla 3.8 Abundancia promedio de los elementos químicos en la corteza terrestre.

O	46.6%	Z 260	Li 20	Br 25	Cd 0.2
Si	28.2 %	Zr 165	Nb 20	Sn 2	Bi 0.17
Al	8.2%	V 135	Ga 15	Ta 2	In 0.1
Fe	5.6 %	Cl 130	Pb 12.5	As 1.8	Ag 0.07
Ca	4.2%	Cr 100	B 10	Ge 1.5	Se 0.05
Na	2.4%	Rb 90	Th 9.6	W 1.5	A 0.04
K	2.1%	Ni 75	Pr 8.2	Mo 1.5	Pd 0.004
Mg	1.95%	Zn 70	Sm 6	Ho 1.2	Au 0.004
Ti	0.57%	Ce 60	Gd 5.4	Eu 1.2	Pt 0.002
H	0.14%	Cu 55	Hf 3	Tb 0.9	He 0.003
P	0.11%	N 46	Dy 3	Hg 0.5	Te 0.002
Mn	950 ppm	Y 33	Yb 3	Lu 0.5	Re 0.0005
F	625	La 30	Cs 3	Tm 0.5	Rh 0.0004
Ba	425	Nd 28	Er 2.8	I 0.5	Ir 0.0004
Sr	375	Co 25	Be 2.8	Tl 0.45	Os 0.0004
C	320	Sc 22	U 2.7	Sb 0.2	Ru 0.0004

La mayoría de los oligoelementos (oligo: parcial, poco) no forman minerales propios en los que participan en forma esencial, sino que se encuentran más bien

como reemplazantes diadòquicos de otros elementos más abundantes, de radio y carga similares.

El promedio del espesor de la corteza mide en los continentes unos 35 km y 5 a 6 km en las áreas oceánicas. Los continentes tienen en su parte superior una zona de composición granítica y granodiorítica (capa siàlica) de 12-20 km de espesor asentada, directamente sobre una capa tipo gàbrico. La presencia entre ambos de una presunta zona de composición intermedia no ha sido confirmada, el límite entre las zonas graníticas y gábricas parece corresponder en parte a una discontinuidad sísmica (discontinuidad de Conrad), pero ésta solo está claramente definida en algunas áreas.

En los océanos, debajo de una capa superficial de sedimentos sueltos (300-800 m) y otra intermedia (1-2 km) formada por sedimentos consolidados y rocas volcánicas basálticas, hay una zona de algo menos de 5 km constituidas por rocas básicas (gabros, basaltos, serpentinita, anfibolita), o sea que en las áreas oceánicas falta la capa granítica o siàlica.

El límite entre las cortezas de tipo continental y oceánico no coincide con las costas mismas, sino que los continentes se extienden en los océanos más o menos hasta la cota batimétrica de los 500 m, abarcando las plataformas continentales y parte del talud. La capa superior granítica de la corteza continental dista mucho de ser homogénea, contiene de 10 a 15% de rocas básicas y ultrabásicas, a parte de un porcentaje difícil de medir de rocas metamórficas de origen sedimentario que han sido en mayor o menor medida transformadas en rocas graníticas (gneis, granulitas, etc.). Sobre la mayor parte de las superficies continentales hay una capa de 1.8 km de espesor medio, formada por rocas sedimentarias.

Evolución de la corteza la corteza terrestre se distingue químicamente del manto por su mayor contenido de sílice, álcalis y aluminio. Contiene, además, mayor

proporción de elementos menores y trazas entre ellos los elementos radiactivos (uranio, torio, tierras raras, berilio, litio, rubidio, circonio, niobio, tantalio, etc.). Estos elementos especialmente los alcalinos forman compuestos de temperatura de fusión relativamente baja, que durante el enfriamiento y consolidación del manto, fueron relegados y expelidos hacia la superficie hasta formar, por irradiación superficial del calor, una delgada película sólida. Esta película creció hacia el interior, al mismo tiempo que el manto se consolidaba del núcleo hacia afuera.

La parte basáltica de la corteza creció también por diferenciación de la parte superior del manto, del cual provienen aun hoy los extractos basálticos que afloran a la superficie. La evolución geológica de la corteza debe haberse iniciado mucho tiempo después de la creación de la tierra; algunos cálculos sugieren la fecha 3.5×10^9 años desde el momento en que se estabilizó la corteza.

La corteza paso por un periodo inicial de activa transformación, con diferenciación progresiva de la capa granítica y su separación en bloques continentales, actividad que decreció hacia los 1000-1500 millones de años o sea hasta el período precámbrico medio. Desde entonces la actividad magnética y metamórfica adquirió un ritmo muy similar al que predominó en los períodos más recientes, y aparecieron los primeros organismos vivos metacelulares.

Sin embargo, el comienzo de la formación de los continentes y océanos actuales data de una fecha mucho más reciente (menos de 100 millones de años). En este período, hasta nuestros días, los continentes se han desplazado uno respecto a otro y en relación con la posición de los polos terrestres, en un proceso en el que intervienen un mecanismo por el cual la capa basáltica que forma la corteza oceánica se desplaza lateralmente, a una velocidad promedio de 2 cm/año, descendiendo por debajo de los márgenes continentales, al mismo tiempo que a lo

largo del eje de los océanos se abren grietas por donde extruyen grandes masas de lavas basálticas (teoría tectónica de las placas oceánicas).

3.39 Clasificación geoquímica de los elementos

La distribución de los elementos en la tierra revela ciertas reglas y afinidad que Goldschmidt, señalo por primera vez por analogía con la distribución hallada en los meteoritos y en los hornos de fundición. Goldschmidt en trabajos publicados a partir de (1922), desarrollo la idea de que cada una de las tres fases que constituyen los meteoritos y la fundición del alto horno, hierro metálico, sulfuros, y silicatos, están asociada a un grupo particular de elementos químicos, y de acuerdo con ello clasifica a estos de la siguiente manera:

En la tabla 3.9 los paréntesis indican un segundo orden de preferencia en la afinidad.

Tabla 3.9 Clasificación Geoquímica de los Elementos Según Goldschmidt.

Siderófilos	Calcófilos	Litófilos	Atmòfilos	Biófilos
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, Re, Mo, Ge, Sn, C, P (Pb),(As),(W)	Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, (Ge), (Sn), Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, (Fe), (Mo), (Cr)	Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y, Tierras Raras (C), Si, Ti, Zr, Hf, Th, P, V, Nb, Ta, O, Cr, W, U, (H), F, Cl, Br, I, (Tl), (Ga),(Ge),(Fe), Mn	N, H, (O), (C), He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn.	H, C, N, (O), P

3.39.1 Siderófilos

Elemento asociado de preferencia con el hierro metálico.

3.39.2 Calcófilos

Elemento que prefieren asociarse al azufre

3.39.3 Litófilos

Elemento asociado de preferencia al oxígeno y que por consiguiente, forman parte de los silicatos.

3.39.4 Atmòfilos

Elementos propios de la atmósfera.

3.39.5 Biófilos

Elementos esenciales para la vida animal y vegetal.

La clasificación de Goldschmidt es empírica, pero tiene una explicación teórica basada en la afinidad química Ahrens, (1965). Los elementos siderófilos, por ejemplo, se presentan esencialmente sin combinar debido a su potencial de ionización (> 7 eV), en comparación con los elementos Litófilos, cuyo potencial más bajo en general, (3-6 eV) les permite entrar fácilmente en combinación. En cuanto a los elementos calcófilos, si bien su potencial de ionización es (7,5- 10,5 eV) es en promedio más elevado que en los siderófilos, su comportamiento es diferente por su capacidad de polarizar el átomo de azufre (mucho más polarizable que el oxígeno); esto favorece, a su vez, la unión covalente entre ellos. La capacidad de polarización es a la vez función del potencial iónico del catión y del tamaño del anión.

La relación litófilo-calcófilo se puede demostrar también en los cationes divalentes. El calcio (potencial de ionización, 11, eV) y el magnesio (14,0) son Litófilos y forman silicatos, carbonatos y sulfatos, mientras que el hierro (16,2), el cobalto (17,3), el zinc (17,9), el cobre (20,34), prefieren unirse al azufre y son calcófilos. El manganeso (15,7), es un elemento intermedio, pues aparece igualmente en sulfuros y en sales oxigenadas.

La clasificación geoquímica de los elementos ha sido modificada, entre otro por, Szadeczky-Kardoss (1958). La clasificación de este autor distingue nueve familias de elementos:

Siderófilos: Capa electrónica externa incompleta, cationes abundantes en las fases metálicas de los meteoritos.

Sulfocalcófilos: Radio iónico grande; se combinan mediante enlaces covalentes o metálicos, y son frecuentes en las fases sulfuradas de los meteoritos, en las rocas básicas y en las soluciones hidrotermales.

Oxicalcófilos: Radio iónico mediano; su combinación con el oxígeno es relativamente común. Son más abundantes en la litosfera que los elementos de la familia 2.

Litófilos: Valencia invariable y bajo potencial de ionización; cuando este es alto (por ejemplo, silicio) forman con el oxígeno aniones complejos de muy bajo potencial que cristalizan combinados con los cationes de la misma familia. Los cationes de potencial intermedio (Mg^{2+} , Ca^{2+}), son más frecuentes en las rocas básicas, en tanto que los cationes de potencial más bajo y los capaces de formar aniones complejos, son frecuentes en las rocas ácidas y alcalinas.

Pegmatófilos: Valencia variable y energía de ionización elevada; tienen gran movilidad, de allí resulta su frecuencia en las pegmatitas.

Elementos de transición: Penúltimo nivel de energía en proceso de saturación; son abundantes en las rocas básicas, donde reemplazan con facilidad al hierro y al magnesio.

Sedimentófilos: Potencial de ionización muy elevado, forman aniones que combinan y forman compuestos solubles que cristalizan a baja temperatura. Como poseen, en parte, valencia variable, son compatibles con varias fases.

Atmófilos: Químicamente indiferentes.

Biófilos: Elementos esenciales para el metabolismo celular.

3.40 Geoquímica de las rocas ígneas

Aproximadamente el 65% de la corteza terrestre son rocas ígneas, o sea rocas formadas a elevada temperatura, principalmente por la consolidación de mezclas de silicatos fundidos, o magmas. Los magmas formados a distintos niveles de la litosfera, tienden a ascender por diferencia de densidad, según la profundidad, a que se consoliden formarán rocas plutónicas (profundas), hipoabisales (intermedias), o efusivas o volcánicas. Estas tres clases de rocas se diferencian en general por el tamaño de (“grano”), de sus cristales, es decir su textura, que es en tanto menor cuanto más superficiales; sin embargo el grano el grano de la roca depende también depende de la composición química del magma y de otros factores, de manera que la relación de tamaño de grano y profundidad de consolidación no es lineal.

El magma es una mezcla silicática cuyo principal componente como puede deducirse de la composición media de la corteza, es la sílice (45-75%), seguida, a bastante distancia, de la alúmina, que se mantiene relativamente constante a un promedio alrededor de 15%, y una proporción variable de los cationes de hierro, magnesio, calcio y álcalis. Las principales rocas ígneas abarcan una gama de composición ejemplificada por las rocas plutónicas: Granitos, Diorita y Gabro o por sus correspondientes rocas volcánicas: Riolita (Liparita), Dacita, Andesita y Basalto.

Estos tipos de rocas no tienen, por cierto, la misma abundancia en la superficie terrestre; en efecto, la roca plutónica más común es el granito, que aflora en gran extensión sobre todo en los núcleos o escudos continentales y en las cordilleras marginales de los continentes; mientras que entre las rocas volcánicas la más

abundante es el basalto, que, en forma de coladas de lava, cubre extensas áreas particularmente en las plataformas periféricas de los escudos.

En la tabla 3.10 se advierte un crecimiento, de izquierda (roca ultrabásica) a la derecha (roca ácida), del porcentaje de sílice y álcalis, compensado por una disminución de magnesio, hierro y calcio. La mayor relación catión/anión hace que basaltos y gabros sean corrientemente denominados rocas básicas; rocas ácidas, son el granito y la Riolita, cuya relación catión/anión es mucho menor, mientras que la tonalitas (dacitas) y dioritas (andesitas) son consideradas químicamente *intermedias*.

La composición mineralógica simplificada de estas rocas aparece en la misma tabla. En ella se advierte en los dos primeros tipos un exceso del anión SiO_2 , (sílice libre), que se suele presentar en forma de cuarzo, mientras que en los gabros y basaltos hay con frecuencia deficiencia de sílice expresada, por la formación del compuesto $(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$, (olivino), en sustitución parcial del compuesto $(\text{Mg, Fe}) \text{SiO}_3$ (píroxeno) (Tabla 3.10).

Tabla 3.10 Geoquímica de las rocas ígneas.

Óxidos	Peridotita (Roca Ultra básica)	Gabro-Basalto (Roca Básica)	Diorita-Andesita(Roca Intermedia)	Granito-Riolita (Roca ácida)
SiO ₂	(%) 43,5	(%) 48,4	(%) 54,5	(%) 72,0
TiO ₂	0,8	1,3	1,5	0,4
Al ₂ O ₃	4,0	16,8	16,4	13,9
Fe ₂ O ₃	2,5	2,6	3,3	0,9
FeO	9,8	7,9	5,2	1,7
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	34,0	8,1	3,8	0,5
CaO	3,5	11,1	6,5	1,3
Na ₂ O	0,6	2,3	4,2	3,1
K ₂ O	0,2	0,6	3,2	5,5
H ₂ O	0,8	0,6	0,8	0,5
P ₂ O ₅	0,05	0,2	0,3	0,2
Minerales	(%)	(%)	(%)	(%)
Plagioclasas	12	56	63	30
Cuarzo	-	-	2	27
Feldespato de (Na, K) }	-	-	3	35
Anfibol	-	1	12	1
Biotita	-	-	5	5
Ortopiroxeno	12	16	3	-
Clinopiroxeno	12	16	8	-
Olivino	59	5	-	-
Magnetita }	5	4	3	2
Ilmenita }				
Apatita	0,1	0,6	0,8	0,5

El predominio de los granitos (plutónicos) entre las rocas ácidas y el de los basaltos (volcánicos) entre las rocas básicas se explica por la relación entre el nivel de la corteza implicado en la formación del magma y el ambiente estructural en que éste se forma. Los magmas ácidos se formarían en la capa granítica de la corteza, mientras que los básicos provendrían del manto y de la zona infracortical. La razón por la cual los magmas ácidos consolidan preferentemente en ambiente plutónico, en tanto que los básicos lo hacen en la superficie, reside en que los primeros se forman en zonas orogénicas donde la capa granítica y quizás en parte también los sedimentos de las cubetas sedimentarias profundas (geosinclinales) se hunde hasta niveles donde la temperatura excede a su punto de fusión, en contraste con los magmas basálticos que ascienden a niveles más profundos, directamente desde la zona infracortical o subcortical.

El magma granítico asciende trabajosamente y se introduce en el núcleo comprimido y espesado del orógeno donde forma grandes cuerpos llamado batolitos.

En contraste, el magma basáltico asciende por extensas roturas tensionales que atraviesan la corteza en regiones no orogénicas, donde la corteza es comparativamente delgada, y no tiene mayor dificultad en alcanzar la superficie. Tanto en uno como en otro proceso puede producirse cierto grado de contaminación del magma con las rocas que van atravesando; de ello resultan, no solo variedades de granitos y basaltos, sino también magmas intermedios como el andesítico, (dioríticos y otros).

3.41 Los oligoelementos en la cristalización magmática

La distribución de los elementos menores y trazas en las rocas también obedece en general a las reglas de Goldschmidt, pero se aparta de ellas en la medida en que el enlace de fijación del átomo considerado sea totalmente iónico. En efecto, muchos elementos entran en el retículo de los minerales en la ligadura covalente o solo

parcialmente iónico sin contar que otros elementos presentes en muy baja concentración quedan fijados durante la cristalización, no en posiciones regulares dentro de los cristales, sino atrapados en superficies internas o defectos cristalinos de los retículos.

El carácter covalente o iónico de los enlaces depende, entre otros factores de la electronegatividad relativa de los iones. Ringwood (1955) demostró que esta propiedad influye sobre que catión es el preferido por la estructura cristalina durante la diadoquía entre dos elementos. La regla de Ringwood establece que, a igualdad de carga y similitud de tamaño, la estructura prefiere el elemento de menor electronegatividad, pues este formara la ligadura más fuerte y de carácter más iónico. Esto vale para diferencia de electronegatividad de más de 0,1. La electronegatividad es un factor adicional respecto a las reglas ya enunciadas por Goldschmidt, pero no explica la totalidad de las relaciones entre cationes, en parte porque, como se señalaba, algunos de estos no participan en la estructura, sino que son incluidos en los cristales durante su crecimiento.

En general, puede decirse que, frente a dos elementos posibles, el retículo cristalino opta primero por aquel que más contribuye a su estabilidad (elemento capturado), como consecuencia de ello, el elemento, cuya incorporación debilita la estructura será “admitido” solo en las etapas finales de la cristalización, cuando su concentración haya aumentado suficientemente.

3.42 Clasificación Química de las rocas ígneas

3.42.1 Según el contenido en sílice

Ácida: > 66 % en peso de SiO_2 .

Intermedia: 52-66 % en peso de SiO_2 .

Básica: 52-45 % en peso de SiO_2 .

Ultrabásica: < 45 % en peso de SiO_2 .

3.42.2 Según el contenido en Q/foides

Sobresaturada: Con cuarzo.

Saturada: Sin cuarzo ni feldespatoides.

Subsaturada: Con feldespatoides (alumnoalcalinos).

3.42.3 Según el contenido en aluminio (medidas en moles = %peso/peso atómico)

Peralumínica: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

Subalumínica: $\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

Metalumínica: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Peralcalina: $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

3.43 Constituyentes químicos de las rocas ígneas

Los constituyentes químicos de las rocas ígneas generalmente se dividen en tres categorías de elementos:

Elementos mayores (+ de 2 % en peso), Elementos menores (0,1 – 2 % en peso) y Elementos traza (< 0,1 % en peso). La forma normal de reportar la abundancia de los elementos mayores y menores es en la forma de óxidos: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . Otros elementos son sulfuros, fluoruros y cloruros en su forma elemental. Los elementos traza son reportados en partes por millón (ppm) o partes por billón (ppb). En general podemos considerar:

Elementos mayores: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O .

Elementos menores: TiO_2 , ZrO_2 , MnO_2 , Cr_2O_3 y P_2O_5 .

Elementos traza: Zr, Nb, Ta, Mo, Sc, Hf, Ni, Co, Cr, Th, U, y tierras raras.

Elementos como el Cr, Co, Ni, son minoritarios en rocas ultramáficas y como trazas en las demás.

Pueden estar presentes en cantidades variables de volátiles como Cl, F, S, y CO_2 .

El agua de hidratación en los minerales de la roca, como H_2O , se puede combinar toda el agua y volátiles diferenciados por LOI (perdida al rojo).

Nota: el TiO_2 , y el P_2O_5 en algunas rocas pueden tener concentraciones importantes).

3.44 Elementos traza

Los elementos traza están en concentraciones muy bajas en las rocas, usualmente menos del 0,1 % y generalmente se reportan en partes por millón (ppm). Cuando consideramos las rocas del manto los elementos traza pueden ser divididos en elementos incompatibles y elementos compatibles.

Elementos incompatibles: son aquellos que se fijan con dificultad en los minerales del manto, debido a que la mayoría tienen radios iónicos largos. Minerales como el olivino, piroxeno, espinela y granate no poseen espacio cristalográfico para estos iones. Estos elementos son: K, Rb, Cs (Cesio), Ta (Tantalio), Nb (Niobio), U, Th, Y (Itrio), Hf (Hafnio), Zr, y los elementos de tierras raras (REE): La (Lantano), Ce (Cerio), Pr (Praseodimio), Nd (Neodimio), Pm (Prometio), Sm (Samario), Eu (Europio), Gd (Gadolinio), Tb (Terbio), Dy (Disprosio), Ho (Holmio), Er (Erbio), Tm (Tulio), Yb (Yterbio), y Lu (Lutesio).

Elementos compatibles: con radios iónicos menores o más cortos. Se fijan más fácilmente en la estructura cristalina es decir que pueden ocupar los sitios cristalográficos en posiciones que normalmente ocupan Mg y Fe. Son elementos como el Ni, Cr, V, Co, y Sc, entre otros.

3.44.1 Más acerca de los elementos traza

Todos los elementos con un número atómico par son más estables y abundantes que los que poseen un número atómico impar. Los elementos traza durante la evolución de los magmas pueden ser considerados por su relación entre las fases cristalinas y líquidas de acuerdo al coeficiente: ($D = \text{concentración en mineral} / \text{concentración en líquido}$). Los elementos con valores < 1 son denominados incompatibles y se concentran preferentemente en la fase líquida durante la fusión y

cristalización. Son incompatibles con respecto a los minerales de un manto normal (olivino, piroxeno, espinela y granate), y se denominan Litófilos de iones largos (LIL: ej. K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th, y REE ligeras). Los elementos con $D > 1$ (ej. Ni, Cr) son denominados compatibles y son retenidos preferentemente en la formación de los sólidos durante el proceso de cristalización fraccionada (Tabla 3.11).

Tabla 3.11 Elementos traza utilizados como indicadores en la evaluación de modelos petrogenéticos Green, (1980).

Elementos	Interpretación
Ni, Co, Cr	Los valores altos de elementos como Ni y Cr (Ni = 250 –300 ppm; 500-600 son indicadores de derivaciones de magmas primarios desde una fuente de un magma peridotítico. Disminución de Ni y Co, a través de una serie de rocas, sugiere un fraccionamiento de espinela o clinopiroxeno.
V, Ti	Estos elementos muestran un paralelismo durante los procesos de fusión y cristalización. Son indicadores en el fraccionamiento de óxidos de Fe- Ti (Ilmenita y Titanomagnetita). Cuando V y Ti muestran divergencias, la substitución de Ti en las fases accesorias de esfena y rutilo, puede ser un indicador.
Zr, Hf	Son elementos incompatibles clásicos, substitución en las fases principales del manto. Sin embargo, pueden sustituir al Ti en fases accesorias como esfena y rutilo.
Ba	Sustituye al potasio en feldespatos-K, hornblenda y biotita. Cambios en el contenido de Ba o en la relación K/Ba puede ser indicativo de los cambios de las fases.
Rb	Substituciones del K en feldespato-K, hornblenda y biotita. La relación K/Rb provee posibles indicadores del significado de estas fases en petrogénesis
Sr	Sustituye directamente al Ca en las plagioclasas y al potasio en feldespato-K. El Sr o la relación Sr/Ca son indicadores de cambios en las plagioclasea en niveles

	poco profundos. El Sr se comporta mas como un elemento compatible en las condiciones del manto.
REE	El granate y posiblemente hornblenda, de manera favorable acomodan elementos pesados de REE, no así, con los livianos de REE. Esfena tiene un efecto contrario, ya que acomoda fácilmente los livianos de REE. En el clinopiroxeno hay algo de fraccionamiento de REE. El (Eu) es fraccionado muy fuerte en los feldespatos y las anomalías del Eu pueden reflejarlo.
Y	Generalmente se muestra como un elemento incompatible similar a los elementos pesados de REE. Se acomoda casi de la misma manera directa en granate y anfíboles, y de manera más difícil en piroxenos. La presencia de fases accesorias como las esfena o apatito pueden tener un efecto mayor en la abundancia de Y. Desde estas fases hay concentración de este elemento.

3.45 Elementos menores y trazas

Son elementos menores aquellos que se encuentran en una proporción del 0,1-1 % en peso. Si su proporción es menor al 0,1 %, se denominan elementos traza.

Del estudio de elementos menores y traza, se pueden obtener importantes interpretaciones sobre el origen de los materiales ígneos que los contienen. Sin embargo, no son muy útiles para la clasificación de dichos materiales.

Los elementos menores y traza, se subdividen en grupos dependiendo de sus características atómicas:

LIL (LILE): Large-Ion lithophile elements. Elementos alcalinos y alcalinotérreos. Son litófilos, es decir, se encuentran en mayor cantidad en la corteza terrestre, formando silicatos. También aparecen en meteoritos.

HFS (HFSE): High field strength elements. Elementos con una valencia elevada. Siderófilos

REE: Rare-earth elements. Tierras raras. Siderófilos;

Metales: Siderófilos.

Elemento incompatible es un término utilizado en Petrología y geoquímica. Durante la cristalización fraccionada de magma y generación de magma por la fusión parcial del manto y la corteza de la tierra, elementos que tienen dificultades para entrar en sitios de cationes de los minerales se concentran en la fase de fusión de magma (fase líquida).

Un elemento incompatible es un elemento que es inadecuado en tamaño para poder entrar en sitios de cationes de los minerales y se define por el coeficiente de partición entre roca formando minerales y metales siendo mucho menor que 1.

Dos grupos de elementos incompatibles que tienen dificultades para entrar en la fase sólida son conocidos por las siglas. Un grupo incluye elementos de gran radio iónico, como el potasio, rubidio, cesio, estroncio, bario (llamado LILE, o elementos de gran ión lithophile), y el otro grupo incluye elementos de grandes valencias iónicas (o altos cargos), como el circonio, niobio, hafnio, elementos de tierras raras (REE), torio, uranio y Tántalo (llamado HFSE, o elementos de fuerza de campo alto).

Otra manera de clasificar los elementos incompatibles en masa: son los elementos de tierras raras pesada (HREE). LEES elementos de tierras raras ligeros, son muy escasos, es un reflejo de la naturaleza químicamente empobrecida de las regiones del manto de donde proceden (Figura 3.7).

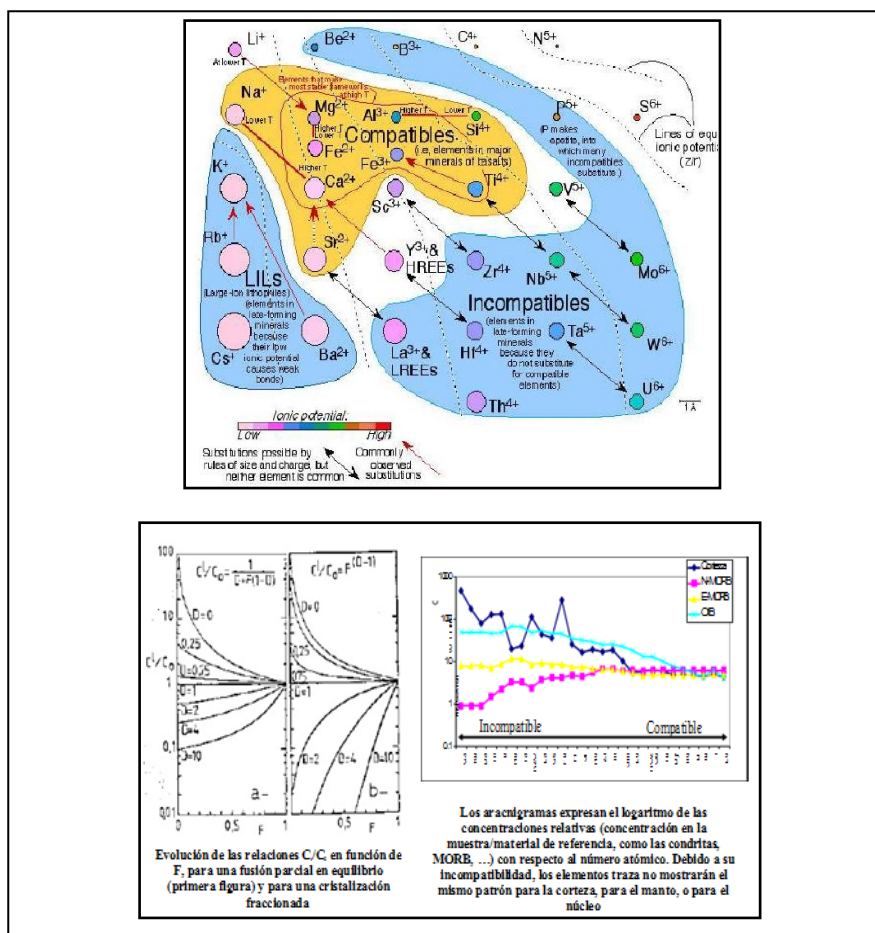


Figura 3.7 Características atómicas de los elementos menores y trazas.

<http://es.scribd.com/doc/13047678/Petrologia-Ígnea>.

3.46 Elementos compatibles e incompatibles

Los elementos menores y traza, entran en las estructuras de los minerales sustituyendo a alguno de los elementos con los que tenga afinidad geoquímica. Esta sustitución también se puede deber a la ausencia de un elemento mayoritario en el magma; esta carencia es aprovechada por un elemento minoritario o traza para introducirse en la estructura del mineral.

En ocasiones hay elementos traza que no se acomodan en las estructuras de los silicatos, por lo que van a formar minerales propios.

Teniendo en cuenta las características de los diferentes grupos de los elementos menores y traza, se puede afirmar que los elementos litófilos y los HFS tienden a escapar de los fundidos del manto, mientras que el resto suelen tener hacia él. Con esta propiedad se puede definir la compatibilidad e incompatibilidad de los elementos con la composición litológica:

$KD = \text{concentración mineral} / \text{concentración del líquido} = \text{coef. Distribución.}$

$KD \leq 1 \Rightarrow \text{elemento incompatible (no forma minerales).}$

$KD > 1 \Rightarrow \text{elemento compatible (forma minerales)}$

Cuando este coeficiente es muy grande (2, 5, 7,...), el elemento es claramente compatible con la estructura del mineral; si su valor es muy pequeño (0.1; 0.01), el elemento es claramente incompatible con la estructura mineral.

El coeficiente de distribución se calcula de forma experimental, haciendo cristalizar un fundido de composición conocida y en condiciones de presión y temperatura conocidas. Posteriormente, se analiza químicamente el contenido mineral resultante. También es posible calcular este coeficiente, en relación a los fenocristales y su matriz:

$KD_x = X_{\text{fenocristales}} / X_{\text{matriz}}$

El coeficiente de distribución (KD), depende de la presión en la que se produzca la cristalización; La temperatura y la fugacidad del oxígeno del medio, también controlan el valor del KD, pero es la composición química la que más fuertemente controla su valor.

A partir del KD, se puede obtener el coeficiente de partición global de los minerales que participan en el proceso: $D = \sum xK_0$

Donde x es la proporción de mineral que toma parte; K_0 es el coeficiente de partición ideal del elemento menor o traza que se está estudiando (está tabulado).

3.47 Elementos de tierras raras (REE)

Los elementos de tierras raras son un grupo de 15 elementos La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Con un número atómico que va desde 57 (La) hasta 71 (Lu), de los cuales 14 ocurren de manera natural. Los REE con números atómicos bajos se indican como tierras raras ligeras y aquellos con números atómicos altos, como tierras raras pesadas. Entre el 57 y 62 son REE ligeros y del 63 al 71, son REE pesados. Son particularmente útiles en los estudios petrogenéticos de las rocas ígneas, ya que todos los REE son geoquímicamente similares. Algunas de las propiedades de los REE ligeros son algo diferente a los REE pesados. Generalmente los REE-L son más incompatibles que los REE-P.

3.48 Elementos mayores

Son elementos mayores, todos aquellos que en un análisis químico de una roca, aparecen en un porcentaje mayor al 10 % en peso. Los elementos y compuestos más abundantes en rocas ígneas, se expresa generalmente en óxidos son: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , NaO , K_2O , H_2O y P_2O_5 .

3.49 Método geológico

El método geológico es un método directo de prospección o exploración respectivamente (levantamiento geológico y estructural en el terreno) y la base para todos los demás métodos. Se constituye del levantamiento geológico y estructural de la superficie, de los afloramientos y como posible del subsuelo (sondeos, minas) en el área de interés. El levantamiento geológico en el terreno está apoyado por los análisis petrográficos, mineralógicos y geoquímicos en el laboratorio y por estudios estadísticos de los datos estructurales obtenidos en terreno. Por medio del método geológico se logra un reconocimiento de un depósito mineral en lo que concierne su estructura, su petrografía y mineralogía y los procesos de formación del mismo.

En la prospección geológica una clasificación de los depósitos minerales es indispensable. La clasificación siguiente Fig. 3.8 LEWIS & CLARK, (1964) se basa en aspectos genéticos y económicos. En esta clasificación se supone un origen magmático de los minerales. Se distingue los depósitos minerales primarios, generados directamente por el magma, los depósitos minerales secundarios formados por procesos de alteración, meteorización química y mecánica y los depósitos minerales metamórficos, que se deben a un proceso de metamorfismo (Figura 3.8).

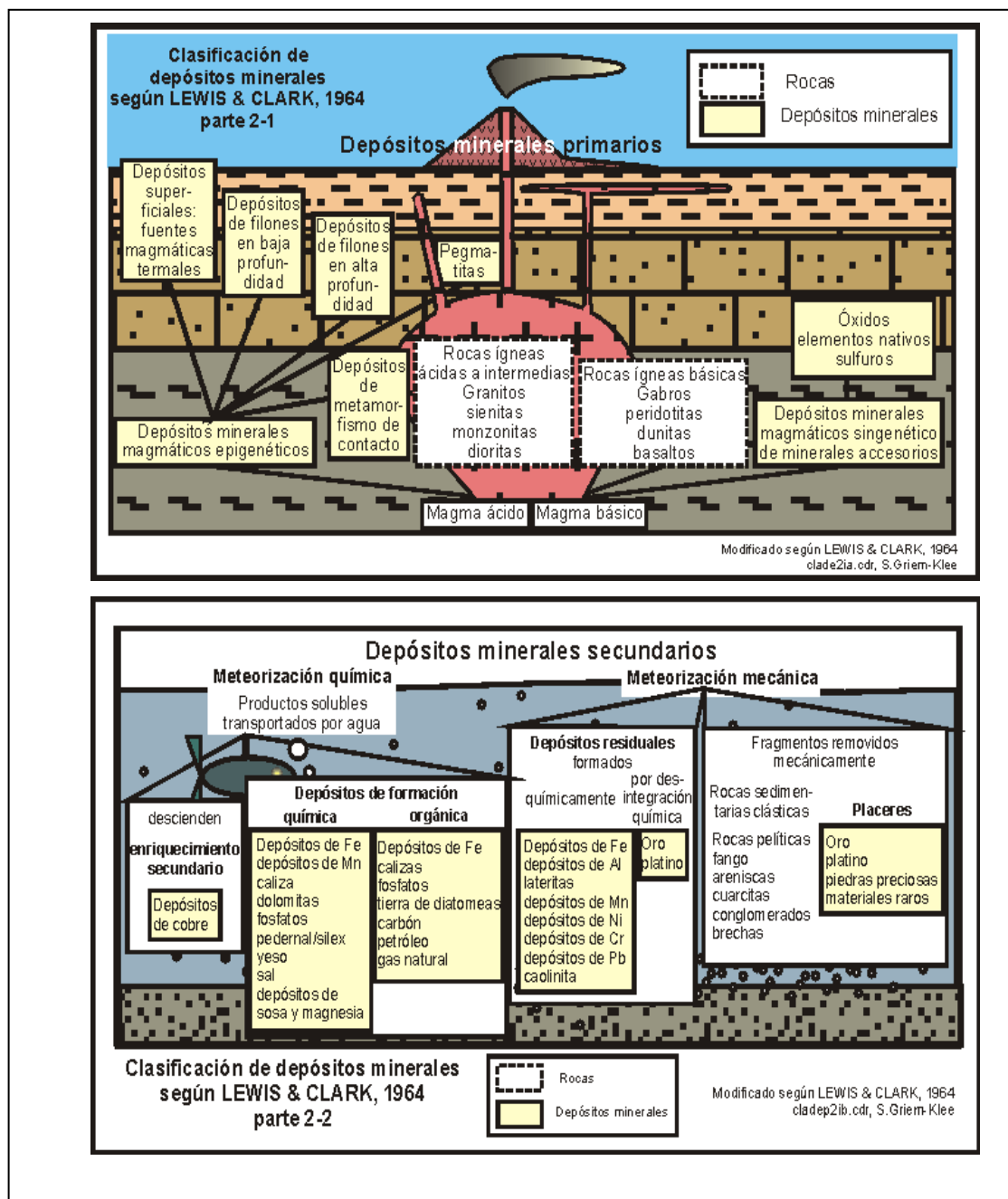


Figura 3.8 Depósitos minerales primarios y secundarios. Fuente: según Lewis y Clark (1964)

3.50 Método geoquímico de exploración

El método geoquímico de exploración o prospección es un método indirecto la exploración geoquímica a minerales incluye cualquier método basándose en la medición sistemática de una o varias propiedades químicas de material naturalmente formado. El contenido de trazas de un elemento o de un grupo de elementos es la propiedad común, que se mide. El material formado incluye rocas, suelos, capa de hidróxidos de Fe, formadas por meteorización llamadas “Gossan”, sedimentos glaciares, vegetación, sedimentos de ríos y lagos, agua y vapor. La exploración geoquímica está enfocada en el descubrimiento de distribuciones anómalas de elementos. Rose y otros (1979).

3.50.1 Método geoquímico de exploración (Métodos analíticos y sus aplicaciones)

El método más común para realizar un estudio de reconocimiento es el análisis de sedimentos de ríos, los métodos comunes para una investigación detallada son el análisis de suelos y el análisis de rocas. En casos especiales se analizan vapor, vegetación y agua. Algunos de los métodos analíticos se basan en la emisión atómica (fotometría de llama, ICP) o en la absorción atómica (espectrometría de absorción atómica). En ambos fenómenos se introducirá brevemente en lo siguiente (Tabla 3.12).

Espectro de emisión: se produce cuando un electrón de un átomo un elemento pasa de un nivel energético alto (capa lejana con respecto al núcleo del átomo) a un estado energético menor (capa cerca del núcleo atómico). Durante este proceso una cierta cantidad de energía es liberada o emitida en forma de una radiación, que se calcula de la manera siguiente: $E = (h \cdot c)/\lambda$ à $\lambda = (h \cdot c)/E$, donde $h = 6,6 \cdot 10^{-34}$ Watt $\cdot$ s² = constante de Planck (Plancksches Wirkungsquantum), c = velocidad de la luz en

el vacío, λ = longitud de onda. Cada línea espectral caracteriza el salto de un electrón de una capa exterior definida hacia una capa interior definida en el átomo de un elemento definido. Por ejemplo el espectro de emisión de gases incandescentes da a conocer su composición cualitativa.

Espectro de absorción: se produce cuando un electrón de un átomo de un elemento pasa de un estado energético bajo a un estado energético alto consumiendo es decir absorbiendo energía y generando una línea de absorción típica para el cambio del nivel energético y para el elemento, en que lo ocurre. Bates & Jackson, (2001).

La siguiente tabla compila los métodos principales (tipos de muestras geoquímicas) de la prospección geoquímica y sus aplicaciones.

Tabla 3.12 Métodos analíticos y sus aplicaciones.

Método	Elementos	Aplicación y otros
Espectrometría de absorción atómica	Au, Ag, Hg, Mo, Cu, Pb, Zn, Sn y otros	Método muy común, sobre todo adecuado para el análisis de soluciones acuosas
Colorimetría	As, W, Mo, Ti	
Fluorimetría	U	
Espectrometría de emisión	70 elementos	
ICP = Inductively coupled plasma	50 elementos, por ej. Ba, Mn, B	
RFX = Análisis de fluorescencia de rayos x	Elementos subordinarios menores, óxidos	Adecuado para análisis completos de rocas
Análisis por activación mediante bombardeo neutrónico (NAA)	Au	No destructivo
Microsonda	Varios elementos	Útil para detectar cantidades pequeñas, para determinar la composición de minerales
Espectrómetro de masa	U, Th y otros elementos	
Fire assaying	Au, Ag, Pt	Prueba del fuego

3.51 Espectrometría de absorción atómica

Aparte de la determinación de los componentes principales de una muestra, el método por absorción atómica es especialmente apto para el análisis cuantitativo de trazas de más de 40 elementos metálicos con una precisión de por lo menos 2%. El límite de detección varía entre 0.1 y 1 ppm. Se basa en la producción de un estado excitado de un átomo causada por la absorción de un fotón por el átomo. Cuando la luz, que contiene el espectro del elemento específico pasa por una mezcla de gas de átomos no excitados de este elemento específico, las longitudes de onda características para este elemento son absorbidas parcialmente produciendo de tal modo el espectro de líneas característico para este elemento. Para la mayoría de los elementos el espectro de líneas se ubica en la región ultravioleta y de la luz visible del espectro electromagnético. Como la intensidad de la absorción depende directamente de la cantidad de átomos presentes y capaces de absorber, la extinción de la muestra y la concentración del elemento específico están relacionadas linealmente. A través de calibración se obtiene la concentración del elemento en la muestra. Bates & Jackson (1981).

3.52 Parámetros que se utilizan en Prospección Geoquímica

En la prospección geoquímica se deben de seguir ciertos parámetros

Materiales:

Rocas, suelos, sedimentos de cuencas hidrográficas

Aguas, subterráneas y superficiales

Materiales Orgánicos

Gases

Los estudios se realizan principalmente sobre:

Elementos minoritarios y trazas $< 10\%$ en la corteza terrestre

En menor grado en elementos mayoritarios, Ej. Al, Fe, Ca, K, Na y Mg

Las concentraciones de elementos trazas son en ppm o ppb.

El muestreo geoquímico para exploración se realiza a:

Escala Regional $> a 1000 \text{ Km}^2$

Escala Local $> \approx 500 \text{ Km}^2$

Escala de Mina = pocas hectáreas.

3.53 Tipos de muestras y su aplicación

Las muestras de sedimentos de ríos y lagos, de aguas de ríos, de lagos y de fuentes y de sondeos son los tipos de muestras más eficientes y los más empleados. Especialmente esto vale para los sedimentos de ríos, que se puede aplicar para la búsqueda de la mayoría de los metales. La exploración geoquímica basándose en muestras de aguas está más limitada a los elementos solubles. Las muestras de sedimentos de ríos se utilizan con alta frecuencia en la exploración por su manejo sencillo. Por sus costos bajos por unidad de área y por su alto grado de confianza. En áreas glaciares la dispersión de clastos visibles o de trazas mensurables de metales

en acarreos glaciáricos se utilizan exitosamente para la detección de depósitos minerales.

Los análisis de suelos son de costos altos por unidad de área, además las anomalías de suelos residuales por ejemplo, que son relacionadas con depósitos minerales en el subsuelo normalmente son de extensión local. Pero como generalmente la composición de un suelo autóctono depende estrechamente de su substrato o es decir de las rocas, que las cubre, se emplean este método con alta frecuencia en áreas ya identificadas como áreas favorables. La composición química de plantas y la distribución de especies de plantas, que prefieren suelos de composición anómala pueden servir igualmente en estudios de reconocimientos. Plantas o asociaciones de plantas únicamente relacionadas con menas se pueden identificar visualmente desde el aire, por medio de fotos aéreas o por medio de imágenes de satélite.

3.54 Elemento indicador, elemento explorador

Elemento indicador, indicador directo o elemento blanco ('target element') se refiere a uno de los elementos principales del depósito mineral, que se espera encontrar. Elemento explorador o elemento pionero ('pathfinder element') se refiere a un elemento asociado con el depósito mineral, pero que puede ser detectado más fácilmente en comparación al elemento blanco, que puede ser dispersado en un área más extendida y que no está acompañado por tanto ruido de fondo en comparación al elemento blanco. La selección de un elemento explorador requiere un modelo del depósito mineral, que se espera descubrir. Arsénico (As) por ejemplo puede presentar un elemento explorador para la búsqueda de cobre (Cu) en un depósito macizo de sulfuros, pero no es un elemento explorador para cada tipo de depósito de cobre (Tabla 3.13).

Tabla 3.13 Elementos indicadores y exploradores de algunos tipos de depósitos minerales.

Asociación de menas	Elemento indicador	Elemento explorador
Pórfido cuprífero	Cu, Mo	Zn, Au, Re, Ag, As, F
Depósitos complejos de sulfuros	Zn, Cu, Ag, Au	Hg, As, S (en forma de SO ₂), Sb, Se, Cd, Ba, F, Bi
Vetas de metales preciosos	Au, Ag	As, Sb, Te, Mn, Hg, I, F, Bi, Co, Se, Tl
Depósitos del tipo 'Skarn'	Mo, Zn, Cu	B, Au, Ag, Fe, Be
Uranio en areniscas	U	Se, Mo, V, Rn, He, Cu, Pb
Uranio en vetas	U	Cu, Bi, As, Co, Mo, Ni, Pb, F
Cuerpos ultramáficos de oro	Pt, Cr, Ni	Cu, Co, Pd
Vetas de fluorita	F	Y, Zn, Rb, Hg, Ba

Proporciones de isótopos estables también pueden servir para indicar un depósito mineral, por ejemplo Pb, S y Sr están distribuidos en zonas alrededor de algunos depósitos minerales y las variaciones en la composición de carbón y oxígeno pueden indicar la proximidad de un depósito mineral del tipo Mississippi Valley.

3.55 Anomalía geoquímica

Una anomalía es una desviación con respecto a la norma. Una anomalía geoquímica es una variación de la distribución geoquímica normal correspondiente a un área o a un ambiente geoquímico. Una anomalía se expresa por medio de números, que se puede separar de un grupo más amplio de números constituyendo el fondo geoquímico. Para ser detectada una anomalía tiene que desviar claramente de este fondo.

En sentido estricto un depósito mineral como un fenómeno escaso y anómalo por su mismo es una anomalía geoquímica. La distribución geoquímica relacionada

con la génesis o la erosión del depósito mineral también es una anomalía. Las anomalías relacionadas con un depósito mineral, que se puede usar como guías para el depósito mineral se denominan anomalías significantes. Generalmente las anomalías tienen valores que exceden los valores del fondo. Anomalías negativas, cuyos valores son menores que aquellos del fondo, apenas sirven para la búsqueda de depósitos minerales. Desdichadamente las concentraciones altas de elementos indicadores pueden ser causadas por una mineralización no económica o por procesos geológicos o geoquímicos no relacionados con una mineralización. El término 'anomalía no significativa' se refiere a estas anomalías no relacionadas con un depósito mineral. Otros factores de una anomalía geoquímica de importancia son el marco topográfico y la asociación geológica.

En el caso de anomalías detectadas en suelos hay que tomar en cuenta, que estos podrían ser desplazados de su substrato mineralizado por deslizamiento del suelo (creeping en inglés). Solamente una anomalía detectada en un suelo residual en terreno plano o sobre un cuerpo verticalmente inclinado puede ubicarse directamente encima de un depósito mineral.

Anomalías hidromórficas se producen por la precipitación de material en lugares, donde el agua subterránea alcanza la superficie, por ejemplo en un pantano (en un orificio de desague = seep o shallow hole en inglés).

3.56 Tipos de anomalías geoquímicas

3.56.1 Anomalías epigenéticas en las rocas de caja

Las anomalías epigenéticas se describe como aureolas químicas, mineralógicas e isotópicas generadas por los procesos de mineralización, de escape y de lixiviación de los elementos a través de los fluidos, que causan la mineralización y que pasan por

canales desde el cuerpo mineralizado hacia las rocas de caja. Estas anomalías están superimpuestas a las rocas preexistentes y se ubican en las rocas de caja de un cuerpo mineralizado. El desarrollo más extensivo de anomalías epigenéticas se observa cerca de depósitos hidrotermales y canales de transporte de fluidos. La viscosidad baja de los fluidos favorece su penetración a lo largo de fracturas y por intersticios de la roca hacia la roca de caja.

Las anomalías epigenéticas están caracterizadas por cantidades anómalas de elementos distribuidas cerca de canales hidrotermales, por la alteración hidrotermal de minerales de las rocas de caja y la lixiviación de elementos en sectores del corrido de los fluidos formadores de la mineralización. Factores, que controlan la formación de las aureolas son entre otros los gradientes de temperatura, el estado de oxidación de los iones involucrados, la movilidad de los elementos participantes, los sistemas de fracturas, la permeabilidad y la reactividad de las rocas.

3.56.2 Anomalías en suelos residuales

El objetivo del estudio geoquímico de suelos consiste en el reconocimiento de la distribución primaria de elementos seleccionados en las rocas subyacentes. En los suelos residuales generalmente la distribución primaria se expresa todavía en forma relativamente clara, aún estará modificada por los efectos de varios procesos superficiales. Algunos de estos procesos tienden a homogeneizar el suelo y por consiguiente borrar la distribución primaria como entre otros la helada, la actividad de plantas, la gravedad, la disolución local y la redeposición.

Otros procesos contribuyen a la formación de horizontes verticalmente diferenciados o es decir favorecen la formación de un suelo. Otros procesos, que tienden a borrar la distribución primaria, son la remoción de elementos mediante la meteorización y la formación del suelo (corrosión por agua meteórica, ascenso por

plantas) y la adición de elementos (por deposición del agua subterránea, adición de elementos provenientes de la desintegración de vegetación, por polvos, elementos disueltos en agua meteórica).

3.56.3 Anomalías en 'Gossan' y cubiertas afectadas por corrosión y lixiviación

'Gossan' se refiere a un producto de meteorización, que contiene Fe y que se sitúa encima de un depósito de sulfuros. Se forma por oxidación de los sulfuros y por la lixiviación del azufre y la mayoría de los metales dejando como únicos remanentes hidróxidos de Fe (limonita por ejemplo) y raramente algunos sulfatos definición según

BATES & JACKSON, (1984). Capas de limonita residual y otros productos de meteorización de sulfuros de Fe usualmente pueden figurar guías valiosas hacia menas en áreas caracterizadas por meteorización profunda y cubiertas residuales. Desdichadamente se puede confundir fácilmente los productos de meteorización de menas con aquellos de rocas comunes. Los estudios de elementos trazas son útiles para distinguir entre menas meteorizadas y los productos de meteorización de otras formaciones geológicas como por ejemplo de pirita de formación hidrotermal o singenética o de carbonatos de Fe.

Las cubiertas alóctonas se constituyen de depósitos glaciares, de depósitos aluviales y coluviales, de turba, de sedimentos eólicos y material piroclástico. Una cubierta alóctona impide la observación directa de un depósito mineral subyacente. Los estudios de trazas de metales en la cubierta transportada pueden contribuir al descubrimiento de un depósito mineral escondido. En cubiertas alóctonas se distingue anomalías geoquímicas singenéticas y epigenéticas. La anomalía singenética se forma simultáneamente con el depósito de material transportado. La anomalía epigenética se refiere a una distribución de uno o varios elementos introducidos en el depósito de

material transportado subsecuentemente a su formación. Ambos tipos de anomalías pueden ocurrir juntos en una cubierta alóctona y pueden superponerse mutuamente.

3.56.4 Anomalías en sedimentos de drenaje

A los sedimentos de drenaje pertenecen los sedimentos de manantiales, de lagos, de llanuras de inundación, los sedimentos activos de corrientes de agua y los sedimentos, que funcionan como filtros para el agua (seepage sediments en inglés).

Los sistemas de drenaje a menudo parten de manantiales. Los sedimentos situados en la cercanía de los manantiales y los sedimentos de filtración tienden a exhibir anomalías apreciables y por consiguiente estos sedimentos son útiles para una exploración geoquímica. Los sedimentos activos de corrientes de agua incluyen material clástico y hidromórfico de los sectores de filtración, el material clástico erosionado de los bancos de material detrítico situados en los lechos de los ríos y de material hidromórfico absorbido o precipitado por el agua de la corriente.

Las anomalías desarrolladas en estos sedimentos activos pueden extenderse varios diez de kilómetros con respecto a su fuente. Los estudios de estas anomalías se utilizan frecuente y preferentemente para lograr un reconocimiento general. En el caso de los lagos se estudia los componentes clásticos y el material absorbido o precipitado de los sedimentos. En áreas con una alta cantidad de lagos como en el área del escudo precámbrico de Canadá modelado por glaciares el estudio geoquímico de los sedimentos de lagos puede ser el método más económico y efectivo para un reconocimiento general.

3.57 Fondo, valores normales de fondo

El término “valores de fondo” se refiere a la abundancia normal de un elemento en los materiales terrestres no mineralizados. Considerando dos diferentes tipos de materiales terrestres la abundancia normal de un distinto elemento en un tipo de material terrestre muy probablemente difiere de su abundancia en otro tipo de material terrestre. La distribución de un distinto elemento en un material terrestre apenas es uniforme.

Por esto se recomienda considerar el fondo como un intervalo de valores en vez de tratarlo como un valor absoluto, incluso cuando se observa un ambiente relativamente uniforme. La naturaleza del ambiente por sí misma puede influir en la distribución, puesto que bajo distintas condiciones unos elementos pueden ser enriquecidos y otros pueden ser empobrecidos. Por consiguiente en el estudio de muestras de un área no conocida se debería determinar o por lo menos tener en cuenta el rango de los valores de fondo.

En el laboratorio las variaciones en la preparación de las muestras, en los análisis del laboratorio y en los reactivos contribuyen al fondo o al ruido del fondo respectivamente. Respecto al depósito mineral, los procesos que modifican el depósito mineral como la migración irregular de fluidos, la meteorización y la erosión influyen en el ruido de fondo. En el terreno efectos antropógenos, como la contaminación del ambiente forman parte del ruido de fondo. Además la influencia de la morfología y la estructura geológica del terreno pueden contribuir al ruido de fondo, Rose et al, (1979) (Figura 3.14).

Tabla 3.14 Abundancia normal de los elementos químicos en rocas de la corteza terrestre Rose et al., (1979).

Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm	Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm
Bromo	Br	1,8	Mercurio	Hg	0,02
Cadmio	Cd	0,1	Molibdeno	Mo	1,5
Calcio	Ca	33000	Niobio	Nb	20
Carbono	C	230	Níquel	Ni	75
Cerio	Ce	81	Oro	Au	0,003
Cesio	Cs	3	Oxígeno	O	473000
Cinc	Zn	2	Paladio	Pd	0,01
Circonio	Zr	150	Plata	Ag	0,05
Cloro	Cl	130	Platino	Pt	0,0005
Cobalto	Co	25	Plomo	Pb	10
Cobre	Cu	50	Potasio	K	25000
Cromo	Cr	100	Renio	Re	0,0006
Escandio	Sc	13	Rubidio	Rb	150
Estaño	Sn	80	Selenio	Se	0,1
Estroncio	Sr	300	Silicio	Si	291000
Flúor	F	600	Sodio	Na	25000
Fósforo	P	900	Talio	Tl	0,45
Galio	Ga	26	Tantalio	Ta	2
Germanio	Ge	2	Telurio	Te	0,002
Hafnio	Hf	3	Titanio	Ti	4400
Hierro	Fe	46500	Torio	Th	10
Indio	In	0,1	Uranio	U	2,5
Lantano	La	25	Vanadio	V	150
Litio	Li	30	Volframio	W	1
Magnesio	Mg	17000	Yodo	I	0,15
Manganeso	Mn	1000			

En base de la abundancia normal de los elementos en la corteza terrestre se puede calcular el factor de enriquecimiento o es decir el factor, con que se debe multiplicar la abundancia normal de un elemento en la corteza terrestre para obtener una concentración económicamente explotable. El cuttoff grade para un elemento designa la concentración mínima de la mineralización, que todavía se puede explotar económicamente. Con el cuttoff grade variándose por la situación económica mundial

o por otros factores variaría el factor de enriquecimiento asimismo. En la tabla siguiente se da a conocer la abundancia normal en la corteza terrestre, los cutoff grades y factores de enriquecimiento para algunos elementos de PETERS, (1980). La abundancia normal de algunos elementos difiere ligeramente de los valores dados en la tabla anterior por el uso de otra base de datos y por su carácter variable (intervalos, rangos) (Figura 3.15).

Tabla 3.15 Factores de enriquecimiento de algunos elementos de PETERS, (1980).

Metal	Abundancia en la corteza terrestre en %	Cutoff grade en %	Factor de enriquecimiento
Hg	0,0000089	0,2	22500
Pb	0,0013	4	3100
Sn	0,00017	0,5	2900
W	0,00011	0,2	1800
Au	0,00000035	0,0003	900
Mo	0,00013	0,1	800
U	0,00017	0,1	600
Zn	0,0094	3	300
Cu	0,0063	0,3	50
Ni	0,0089	0,3	35
Fe	5,8	30	5
Al	8,3	30	4

El oro es el elemento más escaso, no lleva el factor de enriquecimiento más alto. Al mercurio pertenece el factor de enriquecimiento máximo. El hierro y el aluminio están caracterizados por los factores de enriquecimiento menores.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1 Tipo de Investigación

El Tipo de Investigación para la realización del proyecto fue preciso, el uso de tres tipos de investigación como son: La exploratoria, descriptiva y la analítica.

Investigación exploratoria “es aquella que se efectúa sobre un tema u objeto desconocido o poco estudiado, por lo que sus resultados constituyen una visión aproximada de dicho objeto, es decir, un nivel superficial de conocimientos”. Arias, F. (2006).

La investigación descriptiva consiste en la caracterización de un hecho, fenómeno, individuo o grupo con el fin de establecer su estructura o comportamiento. Los resultados de este tipo de investigación se ubican en un nivel intermedio en cuanto a la profundidad de los conocimientos se refiere; “los estudios descriptivos miden de forma independiente las variables y aun cuando no se formulen hipótesis, tales variables aparecen enunciadas en los objetivos de la investigación” Arias, F. (1999).

Investigación analítica: Es aquella que trata de entender las situaciones en términos de sus componentes. Intenta descubrir los elementos que componen cada totalidad y las interconexiones que explican su integración Bunge, M (1981). La investigación analítica implica la síntesis posterior de lo analizado.

4.2 Diseño de la investigación

El diseño de la investigación es la estrategia general que adopta el investigador para responder el problema planteado. En efecto el estudio adopta un Diseño de Investigación Documental y de campo.

La investigación documental es un proceso basado en la búsqueda, recuperación, análisis, crítica e interpretación de datos secundarios, es decir, los obtenidos y registrados por otros investigadores en fuentes documentales: impresas, audiovisuales o electrónicas. Como toda investigación, el propósito de este diseño es el aporte de nuevos conocimientos.

La Investigación de campo es aquella que consiste en la recolección de datos directamente de los sujetos investigados, o de la realidad donde ocurren los hechos (datos primarios), sin manipular o controlar variable alguna, es decir el investigador obtiene la información pero no altera las condiciones existentes. De allí su carácter de investigación no experimental.

En esta investigación se realiza una obtención directa de muestras en el área, con el fin de realizar estudios correspondientes como análisis sedimentológicos (granulométricos y morfológicos), mineralógicos, geoquímicos e incluso petrográficos para ver su composición mineralógica, química y también su posterior estudio de las características físicas de la Familia de las Rocas Ígneas, mediante la utilización de libros, a través de los cuales se realizará toda la recopilación bibliográfica necesaria para llevar a término el proyecto. Estos datos posteriormente serán analizados, asimilados y transformados en data útil para su futura utilización en trabajos investigativos realizados por el estudiantado de la Universidad de Oriente.

Etapas para la elaboración del trabajo de grado

El trabajo de grado se ejecuto en varias etapas (Figura 4.1)

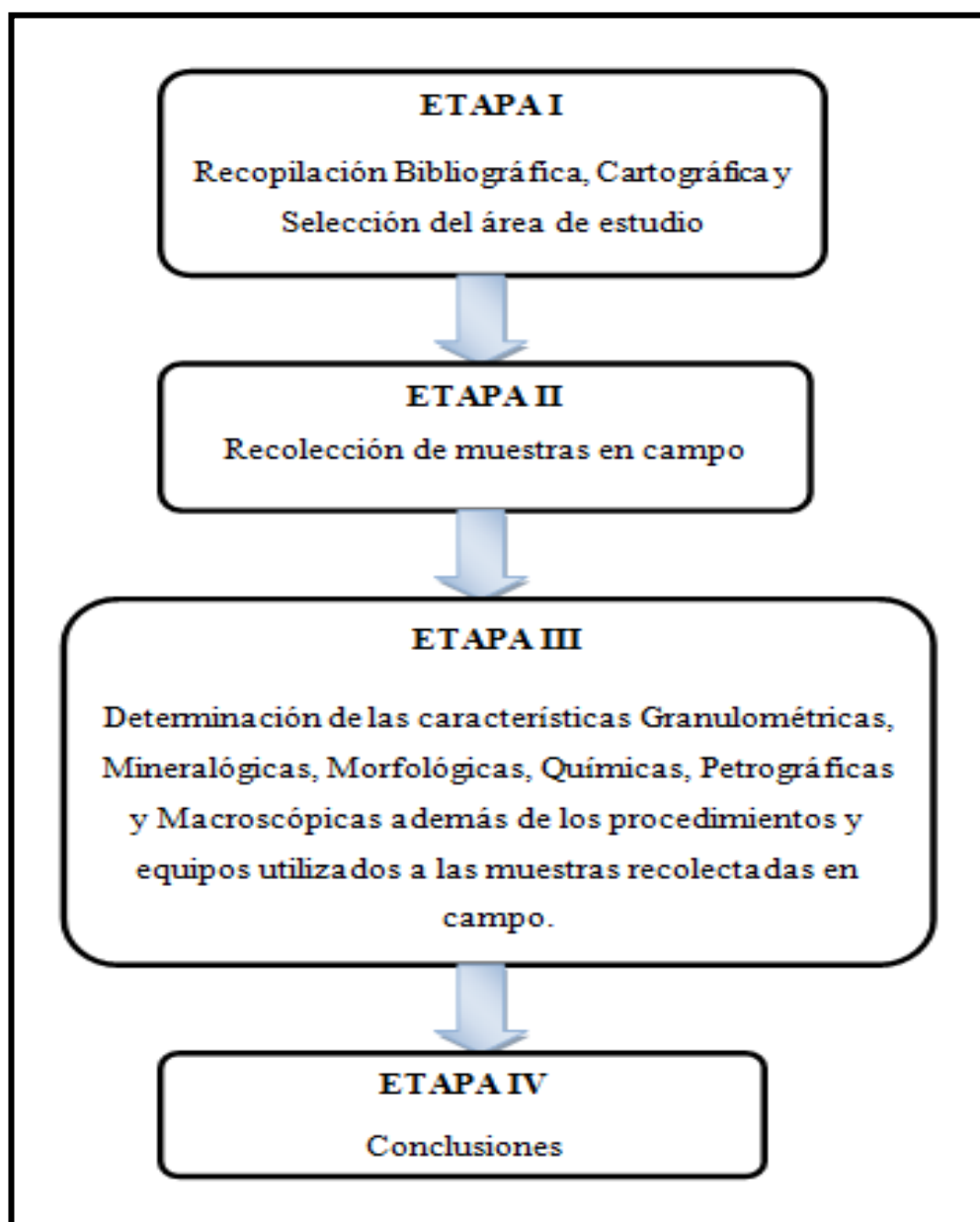


Figura 4.1 Etapas para la elaboración del Trabajo de grado.

4.3.1 Etapa I Recopilación Bibliográfica, Cartográfica y Selección del área de estudio

Constituye el inicio de la investigación, basada en la consulta de información bibliográfica previa para el desarrollo del proyecto y aspectos fundamentales tales como: características geológicas, geometría del área en general, principales parámetros químicos y otras generalidades correspondientes al área de estudio.

Se verificó la revisión de materiales provenientes de fuentes de información geológica, cartográficas, mapas, informes de avances, imágenes satelitales, de radar, S.I.G entre otros, relacionados con este tema de investigación y sus antecedentes, son muy útiles para dilucidar los conocimientos necesarios sobre aspectos generales en la zona de estudio así como también trabajos de grados y fuentes bibliográficas, Información proveniente de la biblioteca de la escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente y de documentos provenientes de Internet, además de material bibliográfico de TECMIN, INGEOMIN y el IAMEB.

El material cartográfico se tomó como referencia el sistema geográfico de la hoja de Cartosur II, Ortoimagen de radar N° 7137-I, 7137-II, 7237-III, 7138-II, 7236-IV, a escala 1: 50.000, la cual proporcionó ubicación geográfica del área de interés, además del sistema de información geográfica (S.I.G) en el sistema de coordenadas proyectadas WSG 1984 proyección cónica equidistante.

4.3.2 Etapa II Recolección de muestras en campo

Para la recopilación de datos se utilizó principalmente la observación y la recolección de rocas, donde se obtuvieron las informaciones correspondientes a las muestras (rocas y sedimentos) con la respectiva ubicación geográfica a demás de la descripción física de cada una. El muestreo se realizó en la cuenca hidrográfica del

río Caura, con el propósito de realizar un estudio científico-geológico para obtener más data de esta zona.

La metodología usada para obtener los datos en campo fue la siguiente:

Selección del área para la respectiva recolección de datos, en este caso se tomó en cuenta las vías de acceso para lograr acceder a la zona de interés.

Para la ubicación de los puntos de muestreo se utilizó el sistema de posicionamiento global GPS marca GARMIN GPS eTrex Legend, además se tomó en cuenta como acceder a dicha área, se verificó a través del software Google Earth y mapas de cartografía nacional.

Se realizó una logística por 7 días mientras duraba el trabajo de campo.

4.3.3 Etapa III Determinación de las características Granulométricas, Mineralógicas, Morfológicas, Químicas, Petrográficas y Macroscópicas además de los procedimientos y equipos utilizados a las muestras recolectadas en campo.

4.3.3.1 Análisis granulométricos y Mineralógicos

En este objetivo el proceso o metodología utilizada una vez obtenidas las muestras recolectadas en el área de estudio fue el siguiente: para obtener los resultados para los sedimentos arenosos (Dióxido de sílice), en lo que corresponde al análisis granulométrico el mismo fue elaborado en el laboratorio de Sedimentología en la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente, Núcleo Bolívar. Se usaron aproximadamente 500grs y 242grs. de muestra. Una vez tamizado las partículas sedimentarias se utilizó el material retenido del tamiz #200 para efectuar el análisis mineralógico que se realizó en el laboratorio de Mineralogía Óptica de la

Universidad de Oriente, Núcleo Bolívar; El objetivo principal es determinar la distribución sedimentológica (granulometría) y comprobar los minerales que integran la muestra (Análisis Mineralógicos) para después realizar la interpretación de los resultados (Figura 4.2).

Procedimientos y equipos utilizados para la elaboración del análisis granulométrico: el proceso utilizado para la obtención de los resultados es el siguiente:

Se deja secar la muestra.

Se realiza el método de cuarteo para obtener una muestra representativa y limpia.

Se pesan 500 y 242,32 gramos de muestra en la balanza analógica.

Se pesa el vaso precipitado, luego se pesa vaso precipitado en conjunto con la muestra. (Vaso precipitado + Muestra).

Se pesan cada uno de los tamiz, y se selecciona el número de tamices a utilizar para: 500 gramos de muestra (10, 18, 35, 60, 120, 200 y el P.A.N); y para 242.32 gramos de muestra los tamices ($\frac{1}{2}$, $\frac{3}{4}$, $\frac{3}{8}$, 4, 8, 16, 30, 50, 100, 200, y el P.A.N).

Posteriormente se arman los tamices, de mayor a menor para ser efectivo el tamizaje y luego se agrega la muestra, y luego se coloca en el apoyo mecánico (vibradora), en un tiempo estimado de 10 minutos para que se realice el tamizado.

Después se procede a pesar el material retenido en las diferentes fracciones de tamiz.

Materiales y Equipos utilizados: tamices, balanza analógica (1200 grs.), vaso precipitado, vibradora Ro-tap, sedimentos arenosos y la vibradora octagon digital (Figura 4.2).



Figura 4.2 Esquema representativo de como se realiza el Análisis Granulométrico.

Procedimientos y equipos utilizados para obtener el análisis mineralógico a sedimentos arenosos:

El análisis mineralógico se realizó en el laboratorio de mineralogía óptica.

Se utilizan 200 gramos de sedimentos “in situ” recolectados en campo. Se procede a usar los sedimentos retenidos en el tamiz # 200.

Equipos y materiales utilizados: Lupa estereográfica, microscopio de luz polarizante, lamina de vidrio, sedimentos arenosos (Figura 4.3).

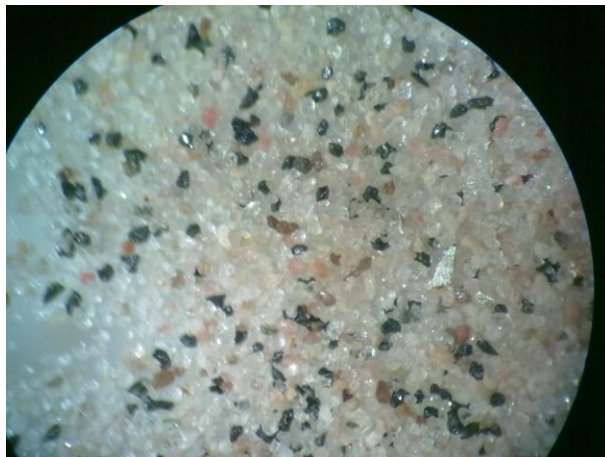


Figura 4.3 Fotomicrografía. Muestra integral de Sedimento.

4.3.3.2 Determinación de las características Morfológicas a los sedimentos (arenosos).

En el desarrollo de este objetivo consiste en observar principalmente los sedimentos a través de unos binoculares una vez tamizada la muestra integral se utiliza el material retenido de la fracción del tamiz #35 ($1/2 = 0.5\text{mm}$), esto con la finalidad de determinar las geometrías de las partículas siliciclásticas, (Redondez, Angulosidad y Esfericidad de los sedimentos). Este análisis se desarrollo en el Laboratorio de Sedimentología de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente, Núcleo Bolívar.

Procedimientos para la realización de los análisis Morfoscópicos: los procedimientos realizados fueron los siguientes:

Lavado de la muestra con ácido clorhídrico (HCL), por 24 horas para eliminar los carbonatos presente en la misma.

Posteriormente se seca la muestra.

Una vez secada la muestra se comienza a efectuar la observación a través de los binoculares para determinar la geometría de las partículas.

Equipos y materiales utilizados son: Binoculares con la ayuda de una lámpara, y la lámina de conteo o conteo, sedimentos arenosos (Figura 4.4).



Figura 4.4 Equipos utilizados en el análisis Morfoscópico

4.3.3.3 Determinación de las características químicas a rocas y sedimentos del área de estudio para la obtención de los análisis químicos

Para efectuar el análisis a cada una de las rocas e incluso a sedimentos se procede llevar todas las muestras a solución ya que de esta manera se realiza la toma de datos, lo primero que se efectúa es pesar 0,5 gr. de roca o sedimentos, en un vaso de precipitado haciendo uso de una balanza electrónica “Sertorius” posteriormente se humedecen las muestras con agua destilada y se añaden 20 ml de Agua Regia para la disolución de cada muestra, que se prepara en partes de 3:1 de ácido clorhídrico y

ácido nítrico respectivamente precipitados se les coloca un vidrio de reloj. Se colocan las muestras identificadas sobre un reactor de calentamiento dentro de una campana extractora de gases tóxicos y se deja a temperatura baja durante el tiempo que sea necesario hasta que la muestra se reduzca a su totalidad. Al bajar la muestra del reactor de calentamiento se dejan enfriar y se filtran a través de un filtro N° 40 en balones aforados de 250 ml, se transfiere la totalidad de la muestras disueltas posteriormente se completa hasta la línea de aforo del balón con agua destilada, estas se tapan y se agitan para luego tomar las mediciones de absorción atómica de cada elemento. Para esta investigación se determinó: Elementos trazas, y Elementos mayoritarios (Figura 4.5).

El análisis químico realizado a las muestras, se efectuó en el laboratorio de Geociencias, de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente Núcleo Bolívar, siguiendo la metodología estándar methods.

Procedimientos de análisis:

Secado de las muestras a 80 °C por 2 horas.

Triturado en Molino de Mandíbula.

Triturado en Molino de Rodillo.

Pulverizado en Molino de disco, hasta pasar la malla 200.

Se pesa (+/-) 0.5 gramos de la muestra en un crisol de platino, se le agrega 1 gramo de una mezcla fundente (carbonato de sodio y bórax), se mezclan y se colocan en un horno a temperatura de 1000 °C por 15 minutos, luego se deja enfriar, se coloca en un Beaker de 400 ml. Y se le agrega 100 ml de una solución de HCL al 50% hasta

disolver la muestra, luego se transfiere a un balón de 250 ml y se afora con agua destilada. Luego se mide la concentración del elemento de interés en el Espectrofotómetro de Absorción Atómica.

Equipos utilizados:

Horno de secado.

Molinos.

Balanza analítica.

Horno de fusión.

Campana extractora de gases.

Espectrofotómetro de Absorción Atómica.

Materiales utilizados:

Crisol de platino.

Papel de filtro N° 40.

Embudos de 15 cm de diámetro.

Beaker de 400 ml.

Balón aforado a 250 ml.

Reactivos utilizados:

Ácido clorhídrico.

Carbonato de sodio.

Carbonato de bórax.

Agua destilada.



Figura 4.5 Espectrofotómetro de Absorción Atómica.

4.3.3.4 Determinación de las características petrográficas realizadas a las rocas ígneas encontradas en el área de interés

Los Análisis petrográficos que se le practican a las rocas son muy relevantes ya que es un método secundario para determinar la conformación mineralógica fundamental de las rocas, es decir este método de análisis permite realizar una descripción microscópica, que se lleva a cabo con un microscopio petrográfico el cual permite observar las características ópticas de los componentes en muestras procesadas por diferentes técnicas practicadas a las rocas, en este caso sería una sección delgada.

Este análisis permite comparar los resultados microscópicos con el análisis macroscópico que se le realizan a las rocas, el cual debe coincidir con la descripción de los minerales que integran las mismas (Figura 4.6).

Procedimientos para la obtención del análisis petrográfico:

Roca fresca.

Se le efectúa un corte horizontal, y después un corte perpendicular a la roca con una sierra mineralógica, para tener una rebanada de la muestra con dimensiones adecuadas de 2cm² y 3mm de espesor se coloca en un porta objeto con bálsamo de Canadá, una vez seca y pegada se procede al desgaste mecánico.

Posteriormente se desbastas en forma de ocho (8) la lámina para eliminar forma irregular, se debe reducir la rebanada de roca a dimensiones aproximadamente de 30 micras (0.03 mm) de espesor, finalmente se cubre con un cubre objeto la preparación.

Materiales y equipos a utilizar:

Roca fresca.

Máquinas de cortes grandes y pequeñas, con discos diamantados.

Desbastadoras diamantadas.

Se utiliza un vidrio o porta objeto.

Se utiliza bálsamo de Canadá, una plancha, y el Xilon.



Figura 4.6 Objetivos, Microscopio Petrográfico.

4.3.3.5 Determinación de las características macroscópicas de las rocas

El análisis se realiza para determinar el color, la textura y composición mineralógica de la muestra (roca), en este análisis macroscópico que se efectúa de manera física mediante la observación directa se describe el color de la roca y los minerales que las constituyen, en este último se mencionan en orden de abundancia e incluso si presentan alguna orientación. Esta descripción permite establecer si las rocas son félsicas, intermedias, básicas u ultrabásicas, o si pueden pertenecer a la misma familia de rocas (Figura 4.7).

Procedimientos utilizados para la realización del análisis macroscópico de las rocas

Se realiza una descripción macroscópica a la roca fresca, para determinar a simple vista de cuales minerales están conformados.

Se procede a observar las muestras en una lupa electrónica para confirmar el tipo de mineral del cual está constituida.

Después se procede a clasificar el tipo de roca.



Figura 4.7 Muestras tomadas en el área de estudio.

4.3.3.6 Etapa IV Conclusiones

Con los resultados obtenidos de las etapas anteriores se procedió a concretar conclusiones e interpretaciones que permitirán la realización final del proyecto de grado.

4.4 Población y Muestra de la investigación

4.4.1 Población

Según Balestrini, M. (1998), se define: “Una población como el conjunto de elementos de los cuales pretendemos indagar y conocer sus características, o una de ellas, y para el cual serán válidas las conclusiones obtenidas en la investigación”. En este sentido, la población o universo que se estudia en la presente investigación, está constituida entre rocas y sedimentos pertenecientes a la zona del Caura, Municipio Sucre en el Estado Bolívar.

4.4.2 Muestra de la investigación

La muestra de la investigación según Morles en (1994), es el “subconjunto representativo de un universo o población”. La representación de la población para la realización del proyecto será la muestra de la investigación son 10 observaciones de rocas y sedimentos encontrados en el área de estudio.

4.5 Técnicas e instrumentos de recolección de datos

4.5.1 Técnicas de recolección de datos

Se entenderá por técnica, el procedimiento o forma particular de obtener datos o información. Para llevar a cabo el presente trabajo es necesario utilizar una serie de

técnicas e instrumentos que permitan recolectar u obtener los datos e información necesaria para su desarrollo. Todas estas técnicas se mencionan a continuación.

4.5.1.1 Revisión bibliográfica

Biblioteca de la Escuela de Ciencias de la tierra de la Universidad de Oriente, material bibliográfico del Ministerio del Ambiente, material bibliográfico de C.V.G Tecmin, Libros o bibliografías, trabajos de grado, publicaciones en internet.

4.5.1.2 Observación directa

La observación es una técnica que consiste en visualizar o captar mediante la vista, en forma sistemática, cualquier hecho o fenómeno o situación que se produzca en la naturaleza, en función de unos objetivos de investigación preestablecidos. Esta permitirá observar e identificar de forma física las rocas y sedimentos, por medio de un contacto directo con el área en estudio sin intermediario.

4.5.1.3 Asesorías académicas

A través de asesorías brindadas por el tutor académico se permite esclarecer dudas existentes en el lapso de la elaboración del proyecto, y respecto al trabajo de campo que se quiere realizar a dicha zona.

5.5.2 Instrumentos utilizados para la recolección de datos

Un instrumento de recolección de datos es cualquier recurso, dispositivo o formato (en papel o digital) que se utiliza para obtener, registrar o almacenar información. Entre estos instrumentos tenemos; lápiz, libreta de campo, mapas, mandarrias, piquetas, palas, tiro, marcadores indelebles, bolsas para muestras, pen

drive, cámaras digitales, computadoras portátiles, Brújulas para obtener dirección y ubicarse con respecto al norte, GPS Sistema de posicionamiento global, para obtener coordenadas UTM Este y Norte de la zona geográfica.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

El estudio de investigación, adopta en general un análisis descriptivo que representan los datos de una manera gráfica, de tal modo que facilitan la interpretación y la comprensión de los resultados obtenidos, tal estudio presentó 6 tipos de análisis, un análisis granulométrico para cuantificar la distribución granulométrica de los sedimentos, un análisis mineralógico para determinar a través del microscopio las distintas especies inorgánicas que constituyen los sedimentos detríticos no consolidados, un análisis morfológico para determinar la geometría de las partículas siliciclásticas, un análisis petrográfico para determinar los minerales que constituyen las rocas para así identificar las diferentes especies inorgánicas presentes en las mismas y compararlos con el análisis físico (Macroscópico) y clasificar la roca, un análisis macroscópico para identificar la mineralogía y el tipo de roca también para observar si están alteradas por metamorfismo, y para comprobar si pertenecen a la misma familia, un análisis químico para determinar los diferentes elementos mayoritario y trazas.

5.1 Descripción e interpretación de los Análisis Granulométrico

La distribución granulométrica en esta unidad se obtiene realizando una descripción cuantitativa de las distribuciones granulométricas de los sedimentos arenosos, los resultados generan una tabla de datos. Mientras que los diferentes porcentajes que se obtienen es debido a cada fracción de tamaño de partículas (ϕ) en la escala logarítmica de Wentworth (1922) (Tabla 3.6). El rango granulométrico aquí utilizado va de -8 (ϕ) (256 mm, gravas) a 9-10 (ϕ) (que corresponden a 0.002- 0.001 mm, limos y arcillas respectivamente). El porcentaje en peso del rango granulométrico completo se obtuvo combinando técnicas analíticas sedimentológicas

en función de los tamaños de granos, utilizando el método de muestreo (cuarteo y tamizaje de los sedimentos no consolidados) la granulometría se realizó de acuerdo al número de tamiz para las fracciones desde la más gruesa a la más fina, el tamizaje en seco se efectuó para las fracciones siguientes: ($1\frac{1}{2}$ " a 200). Para este análisis se tomó en cuenta los siguientes parámetros que es importante mencionar:

5.1.1 Obtención de datos en campo

Para obtener las muestras para desarrollar el análisis sedimentológico, en primer lugar se elige un área representativa del conjunto del afloramiento (normalmente una posición media del depósito calicata de (1 x 1 metro). Posteriormente se recolecta una muestra de aproximadamente 3 kg en peso y el mismo se deposita en una bolsa hermética. El muestreo se realiza igual para cualquier tipo de sedimentos.

5.1.2 Obtención de datos en el laboratorio

El análisis sedimentológico consistió en la determinación de la distribución de las partículas en las diferentes fracciones de tamaños de grano en función de su porcentaje en peso respecto al conjunto de la muestra tomada. Se realizó el tamizaje por vía seca que consiste en pasar una muestra a través de una columna de tamices con diferentes diámetros de malla colocando el espaciado de malla de menor a mayor. Para hacer más efectivo el tamizado se utiliza el apoyo mecánico de la vibradora Rotap, durante 10 minutos. Posteriormente se procede a pesar (Balanza) y las diferentes fracciones retenidas en cada intervalo. También se realizó el mismo análisis para 500 gramos de muestra y con diferentes tamices y el análisis arrojó el mismo resultado y la misma distribución de partículas una arena que va en mayor abundancia de clastos gruesos a finos (Tabla 5.1).

La siguiente Tabla 5.1 representa los resultados de los análisis sedimentológicos realizados a sedimentos no consolidados.

Tabla 5.1 Resultado análisis granulométrico.

Peso de la muestra (g): 242,32

Tamiz	Diámetro (mm)	Peso retenido (g)	% retenido	% retenido acumulado	% pasante	Límites	
						Inf	Sup
1½"	38,100	0,00	0,00%	0,00%	100,00%	100,00%	100,00%
¾"	19,100	0,00	0,00%	0,00%	100,00%	100,00%	100,00%
3/8"	9,500	0,00	0,00%	0,00%	100,00%	100,00%	100,00%
Nº 4	4,750	5,62	2,32%	2,32%	97,68%	95,00%	100,00%
Nº 8	2,380	25,47	10,51%	12,83%	87,17%	80,00%	100,00%
Nº 16	1,190	51,18	21,12%	33,95%	66,05%	50,00%	85,00%
Nº 30	0,590	83,16	34,32%	68,27%	31,73%	25,00%	60,00%
Nº 50	0,290	45,46	18,76%	87,03%	12,97%	10,00%	30,00%
Nº 100	0,150	23,27	9,60%	96,63%	3,37%	2,00%	10,00%
Nº 200	0,070	3,35	1,38%	98,02%	1,98%	0,00%	3,00%
		237,51					

Las proporciones de Grava, Arena (gruesa, media, fina), Arcillas-Limo, se puede representar en porcentaje de la siguiente manera en esta sección:

Grava: 2.32 %

Arena gruesa: 65.95 %

Arena media: 18.76%

Arena fina: 10.99%

Limos y arcillas: 1.98%

De acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis sedimentológico es importante observar que en el Hábaco, la curva granulométrica de las partículas no consolidadas tienen una tendencia que van desde arenas gruesas a arenas finas, conforme a la gráfica (Figura 5.1) y el mayor porcentaje de los sedimentos son arena gruesa con un porcentaje 65.95%.

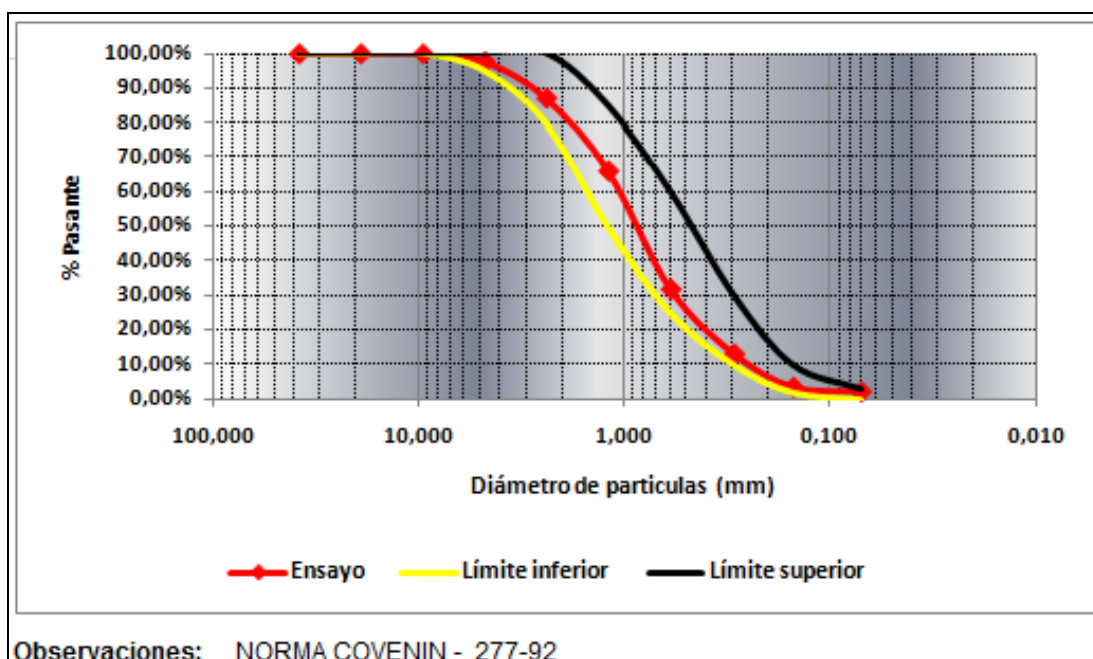


Figura 5.1 Gráfica de resultado análisis granulométrico (Hábaco).

5.4 Descripción e interpretación del Análisis Mineralógico realizado a los Sedimentos Silíceos

El presente análisis mineralógico se realizó con una lupa estereoscópica y un microscopio petrográfico en el laboratorio de mineralogía, de la Universidad de Oriente se observó la muestra integral, así como también la fracción retenida en el tamiz #200. El objetivo principal es describir los minerales presentes y la relación porcentual de los mismos esto con el objetivo de determinar las distintas especies inorgánicas que la constituyen, este estudio arrojó como resultado una cierta variedad de minerales desde félsicos a ferromagnesianos. Se tomaron en cuenta las diferentes propiedades físicas de cada especie mineral tales como: densidad, pesos específicos, su composición química y la dureza de cada especie inorgánica (Tabla 5.2).

Tabla 5.2 Resultados especies minerales y su Relación Porcentual.

Especie mineral	Porcentaje (%)
Cuarzo	76(%)
Clorita	1 (%)
Moscovita	4 (%)
Biotita	3(%)
Feldespatos	3(%)
Oxihidróxidos de hierro	2 (%)
Epidoto	2 (%)
Hornblenda	2 (%)
Circón	3(%)
Granate	1 (%)
Ilmenita	2(%)
Magnetita	1(%)

Tabla 5.3 Datos Análisis Mineralógico. Propiedades físicas de los minerales encontrados en los sedimentos siliciclásticos.

Especie mineral	Densidad del mineral (g/cm ³)	Pesos Específicos	Dureza	Fórmula Química	Clase	Subclase
Cuarzo	2.65 – 2.66	2.65-2.66	7	SiO ₂	Silicatos	Tectosilicatos
Clorita	2.6–3.3	2.6–3.3	2-2.5	(Si ₄ O ₁₀) Mg ₃ (OH) ₂	Silicatos	Filosilicatos
Moscovita	2.83	2.76–2.88	2–2.5	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	Silicatos	Filosilicatos
Biotita	3.1	2.8-3.2	2.5- 3	K (Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	Silicatos	Filosilicatos
Feldespatos Alcalinos	2.5	2.5–2.6	6–6.5	KAlSi ₃ O ₈ (Ortosa)	Silicatos	Tectosilicatos
Oxihidróxidos de	4.37	4.0	5-5.5	HFeO ₂	Óxidos (Hidróxido)	

hierro						
Epidota	3.3–3.5	3.30-3.45	6-7	$(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)$ (Al,Fe) $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}(\text{OH})$	Silicatos	Sorosilicatos
Hornblenda	2.9–3.4	3.3-3.6	5-6	$(\text{Al},\text{SiO}_8)\text{O}_{22}\text{Ca}_2\text{Na}$ $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}\text{Ti}) (\text{O},\text{OH},\text{F})_2$	Silicatos	Inosilicatos
Circón	3.9-4.8	4.2-4.7	6.5-7.5	ZrSiO_4	Silicatos	Nesosilicatos
Granate	3.6–4.3	3.5–4.3	6 -7.5	$(\text{Ca},\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})_3(\text{Al}, \text{Fe},\text{Mn},\text{Cr},\text{Ti},\text{V})_2(\text{SiO}_4)_3$	Silicatos	Nesosilicatos
Magnetita	5.2	5.18	5.5-6.5	Fe_3O_4	Óxidos	
Ilmenita	4.7	4.5	5.5-6	FeTiO_3	Óxidos	

Los datos obtenidos del análisis a través del microscopio permitieron determinar las diferentes especies minerales que se clasifican de acuerdo a sus pesos específicos (Tabla 5.4).

Tabla 5.4 Clasificación de los Minerales de acuerdo a sus pesos específicos.

Minerales livianos (No ferromagnesianos)	Minerales Semi- pesados	Minerales pesados (Ferromagnesianos)
Pesos Específicos (2 - 2.8)	Pesos Específicos (2.9 - 3.3)	Pesos Específicos (3.4 - >4.5)
Cuarzo	Biotitas	Magnetita
Feldespatos alcalinos	Moscovita	Ilmenita
	Clorita	(Oxihidróxidos de hierro) Goethita
		Granate
		Circón
		Hornblenda
		Epidota o Epidoto

5.4.4 Clasificación de algunos minerales observados y analizados presentes en los Sedimentos

En la siguiente figura se observan los distintos minerales que constituyen la muestra integral de sedimentos entre las especies inorgánicas observadas se

encuentran la biotita, la hornblenda, el granate, clorita, epidoto entre otras (Figura 5.2).

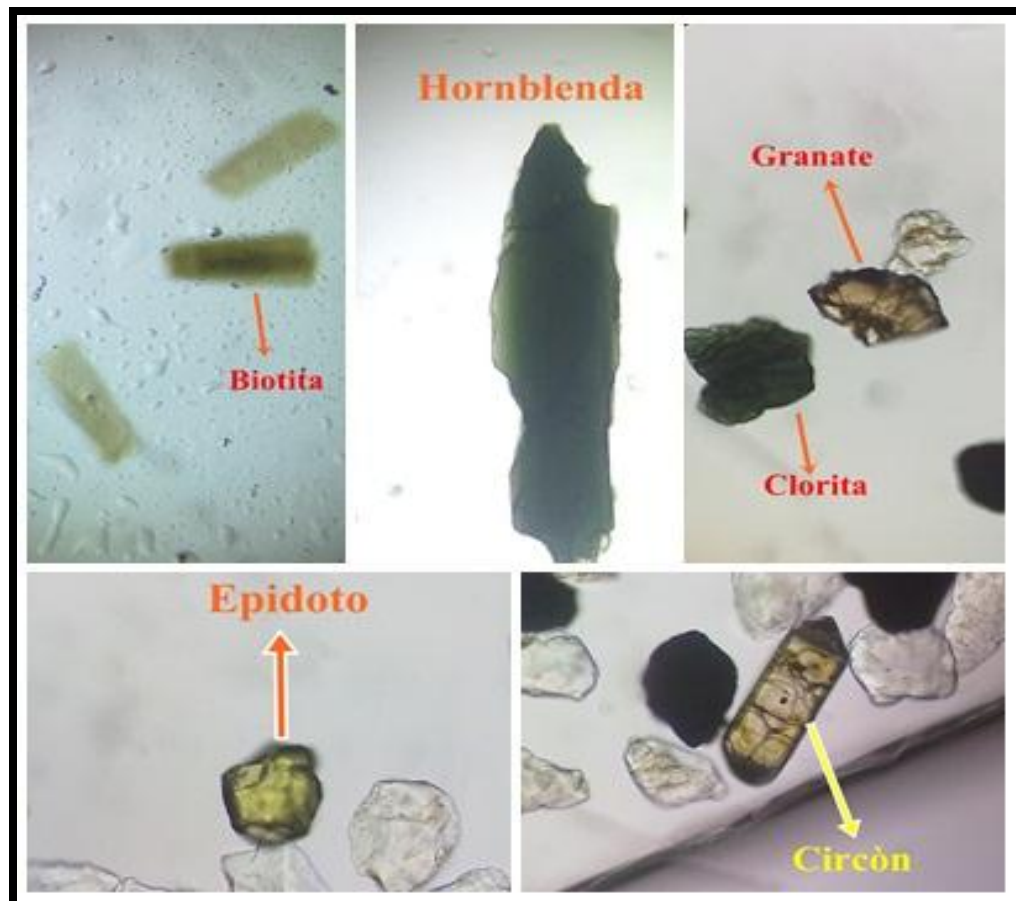


Figura 5.2 Ilustración microscópica de algunos minerales analizados obtenida por el equipo usado para la medición. (Microscopio Petrográfico).

5.5 Descripción e interpretación de los análisis morfológicos

En este objetivo es enfocarnos en el análisis de la morfología de las partículas la finalidad es determinar la geometría de los clastos, la muestra proviene de un solo

afloramiento del área. Entre las formas geométricas más comunes de las partículas clásticas son: Forma, Esfericidad, Redondez y Angulosidad del sedimento.

Las propiedades fundamentales de la morfología de la partícula son la angulosidad y redondez todas estas formas geométricas que adquieren los sedimentos es producto del intemperismo y la erosión que estas sufren por los diferentes procesos de transporte y durante la sedimentación.

Estas propiedades revelan la modificación de granos, angulares a redondeados de variadas formas (angulosas, subangulosas, subredondeadas, redondeadas e incluso bien redondeadas) debido a procesos o efectos de abrasión, solución y clasificación. Esta visión jerárquica de la redondez y angulosidad refleja el comportamiento geológico del desgaste de las partículas de roca.

En conclusión se analizaron alrededor de 200 partículas clásticas para interpretar el proceso de transporte y de sedimentación, se efectuó la comparación con la escala de Power (1982), usualmente empleada para determinar el grado de redondez de las arenas (Figura 5.3), este análisis arrojó los siguientes resultados ver (Tabla 5.5), la observación y la geometría de los clastos aportaron información acerca de la fuente de donde provienen, es decir si la fuente es cercana o lejana.

Este análisis se llevo a cabo en las instalaciones de la Universidad de Oriente en el Laboratorio de Sedimentología de la Escuela de Ciencias de la Tierra.

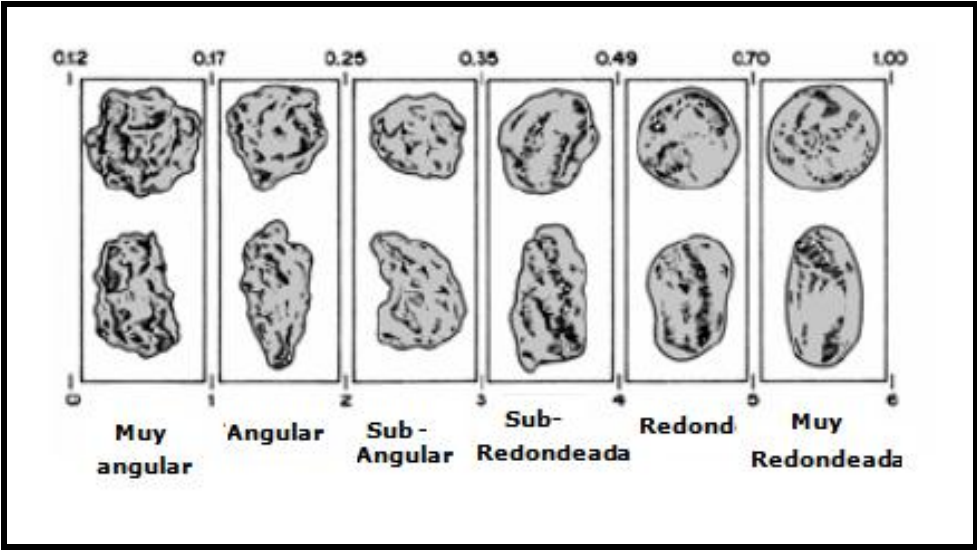


Figura 5.3 Grado de redondez de los sedimentos Powers (1982).

Tabla 5.5 Datos Análisis Morfológico.

Forma de las partículas	Partículas Seleccionadas	Porcentaje de partículas	Total de partículas observadas
Angulosas	30	15%	200
Subangulosas	50	25%	
Subredondeadas	80	40%	
Redondeadas	38	19%	
Bien Redondeadas	2	1%	
	200	100%	

El gráfico (5.4) muestra la selección de las partículas e indica que los sedimentos que más abundan en la muestra son clastos subredondeadas, se

seleccionaron alrededor de 80 clastos que es la mayor proporción con esta forma geométrica, seguidamente de partículas subangulosas, después en orden siguen las redondeadas y luego las angulosas y en mínima proporción las bien redondeadas, la selección de estos detritos indican que los sedimentos provienen de varias o diferentes fuentes y que han sufrido mucho y poco transporte de acuerdo a dichos resultados, para la interpretación se tomo en cuenta el factor de los clastos, las partículas pequeñas demoran mucho más tiempo para redondearse y los clastos de cuarzos son más resistentes, al haber partículas subredondeadas en mayor proporción refleja que han sufrido un considerable transporte.

La selección muestra que existe una relación directa y principal entre la forma de los clastos y los mecanismos de transporte. El fundamento es que la forma de las partículas es la efectividad de los desplazamientos de los sedimentos sobre el sustrato, se puede interpretar que las diferentes geometrías (angulosidad y redondez) son propiedades muy significativas que están relacionados con el acarreo fluvial, y que el mayor o menor desgaste que sufran las mismas indicará mayor o menor tiempo de transporte (Figura 5.4).

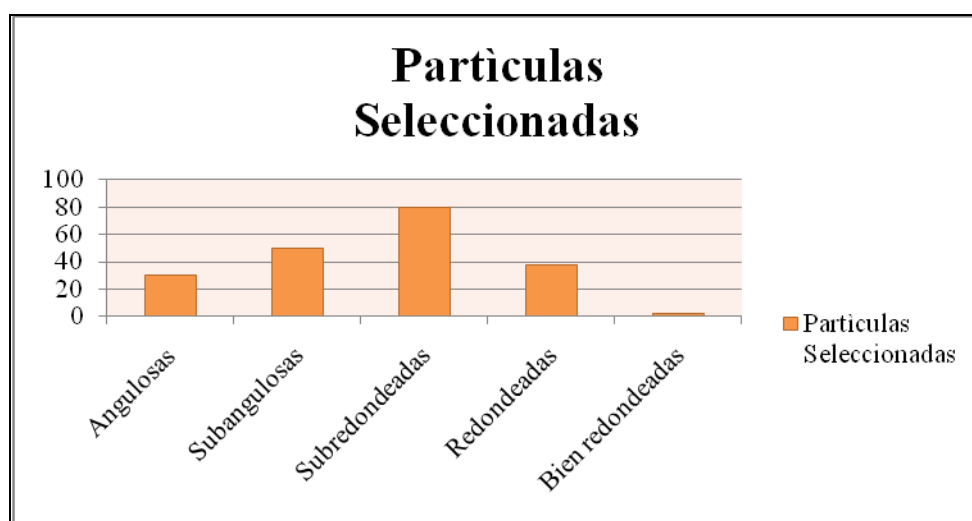


Figura 5.4 Gráfico selección de las partículas clásticas.

La Figura 5.5 indica los diferentes porcentajes de las partículas sedimentarias que fueron seleccionados en el análisis morfoscópico, el mismo ilustra los resultados de las formas geométricas (angulosas, subangulosas, subredondeadas, redondeadas y bien redondeadas). Estas formas geométricas que adquieren estas partículas son debido a las condiciones geológicas de erosión y transporte que sobrellevan, el termino erosión está relacionado con el desgaste original de las rocas por los diferentes procesos exógenos como el agua e incluso el viento, estos procesos producen la génesis del detrito mineral debido a la intemperie que sufre la roca madre de donde se originan; mientras que el termino transporte es el desplazamiento de los sedimentos erosionados (bien sea de manera fluvial u eólico) y transportados a diferentes zonas hasta su sedimentación u acumulación (Figura 5.5).

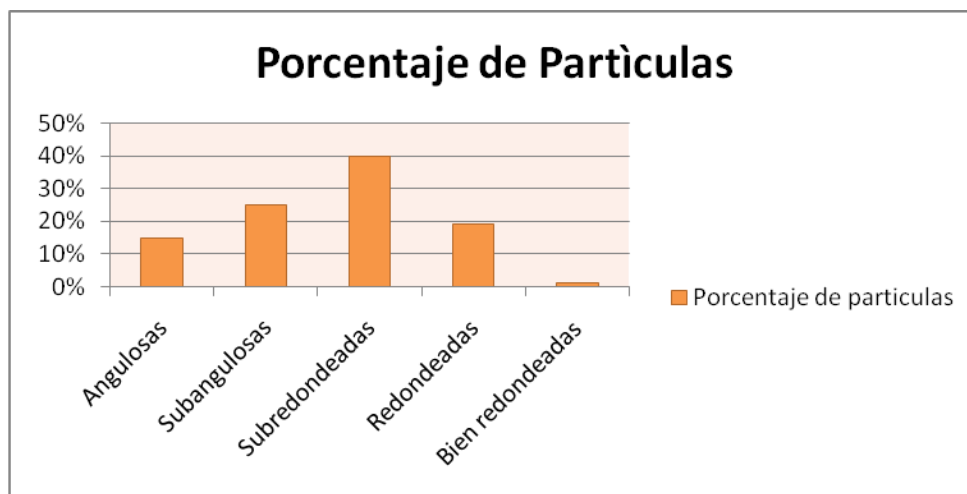


Figura 5.5 Gráfico porcentaje de las partículas siliciclásticas.

5.6 Determinación de análisis petrográficos

5.6.1 Muestra N° 1: G-20

Localidad y procedencia de la muestra: Cuenca del río Caura (Aproximadamente 15 kilómetros alejado por vía fluvial del poblado de Maripa), coordenadas UTM de referencia Este y Norte respectivamente (256536), (814546).

Descripción macroscópica de la muestra:

Es una roca félsica leucocrática, homogénea, de grano fino a medio constituida por minerales félsicos como: plagioclasas (muy abundante), cuarzo (abundante), recristalizado con aspecto de trituración, la roca tiene un indicio de 5-10% de minerales máficos, el único máfico observado es la biotita, este mineral se presenta alterado y oxidado la cual provee a la roca un color naranja.

Descripción microscópica de la sección delgada:

Textura: Alotriomòrfica Inequigranular cataclástica, donde se observan minerales mayormente anhedrales, de tamaño variable, que va de fino a medio y hasta grueso, se observan muy fracturados y combados (Figura 5.6).

Cristalinidad: Holocristalina.

Estructura: Masiva

De acuerdo a los minerales presentes en la sección delgada, la roca analizada a través del microscopio se clasifica como un granito de origen ígneo-plutónico, la descripción composicional de los minerales es la siguiente:

Feldespatos: El feldespato presente es tipo microclino (15%), tipo perthita (20%) y ortosa (5%) mayormente son anhedral, escasos subhedral, fuertemente fracturados, de tamaño variable (de muy fino, hasta grueso), algunos cristales presentan inclusiones de mica biotita y sericita.

Plagioclasa sódica (Na): Anhedral a subhedral, con maclas difusas, de tamaño variable, fracturada, ligeramente combado y sericitizadas, (aproximadamente constituyen el 10% de la muestra).

Cuarzo: En cristales anhedral, de tamaño fino a medio, ondulado en agregados microcristalinos recrystalizados de tamaño variables, que en parte encierran otros minerales, (aproximadamente conforman el 35% de la sección delgada)

Mica: La mica presente en la sección delgada es la de tipo biotita y moscovita, mayormente asociadas, otras dispersas, en cristales de hábito tabular, con bordes irregulares, de tamaño fino a medio, ligeramente fraccionadas y combadas, cuando se encuentran asociadas forman especies de paquetes hojosos, sin orientación visible, algunos cristales de biotitas se presentan ligeramente cloritizados. La mica biotita tiene un porcentaje aproximado de 5% mientras que la mica moscovita un porcentaje de 2% respectivamente.

Minerales accesorios: Los minerales accesorios presentes son la epidota, el apatito y minerales opacos, (Estos minerales suman en conjunto el 3% de la sección delgada) (Tabla 5.6).

Tabla 5.6 Abundancia relativa de los minerales en la sección delgada en orden decreciente.

Minerales principales	Porcentajes (%)	Minerales accesorios	(%)	Minerales de alteración	(%)
Feldespato potásico	~ 40	Epidota, apatito y opacos	~ 1 C/U	Sericita	~ 5
Cuarzo	~ 35				
Plagioclasa sódica (Na)	~ 10				
Mica Biotita	~ 5				
Mica Moscovita	~ 2				

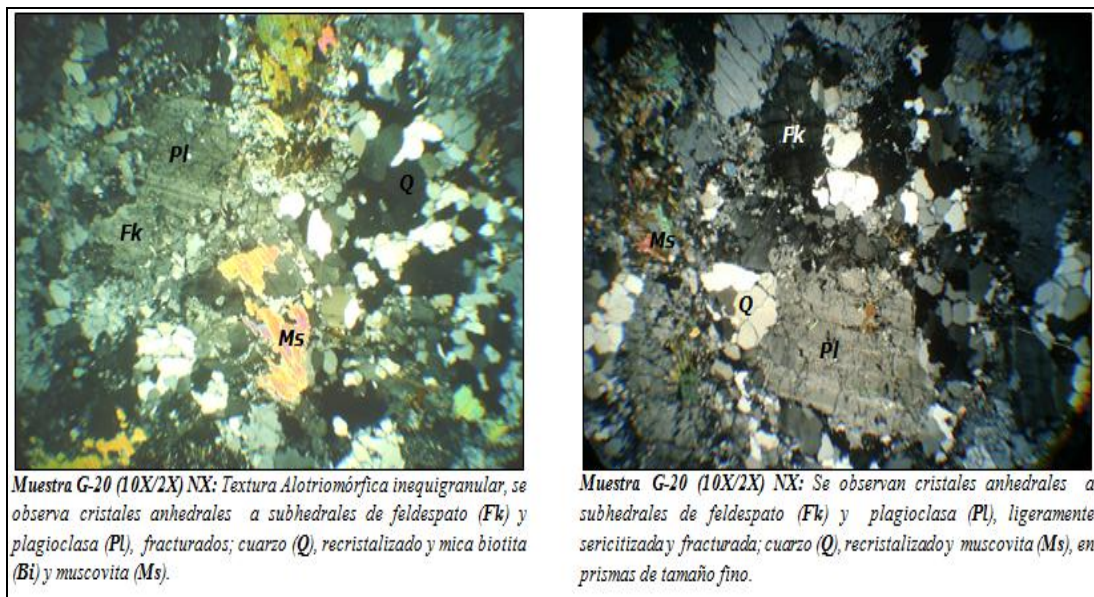


Figura 5.6 Fotomicrografía Granito, sección delgada G-20.

5.6.2 Muestra N° 2: M1-S

Localidad y Procedencia de la muestra: Cuenca del río Caura (Islote Frente a la desembocadura del río Suapure, coordenadas UTM de referencia Este y Norte respectivamente (258791), (803434).

Descripción macroscópica de la roca

A simple vista es una roca félsica, homogénea, de grano muy fino (textura aplítica) constituida por minerales félsicos como: feldespato potásico (abundante), plagioclasa, biotita y cuarzo (abundante) este mineral se observa recrystalizado y triturado, la roca presenta metamorfismo (posiblemente este alterada y provee a la roca un color verdoso). Es una roca filoniana probablemente pueda ser un granito aplítico.

Descripción microscópica de la sección delgada

Textura Alotriomòrfica equigranular cataclástica, donde se observan minerales mayormente anhedrales, de tamaño fino a muy fino, donde los cristales de mayor tamaño están bordeados por los cristales más finos, los cuales son producto de la disgregación de otros (Figura 5.7).

Cristalinidad: Holocristalina

Estructura: Masiva

De acuerdo a la roca analizada a través del microscopio se clasifica como una roca granítica de origen ígneo-plutónico, la descripción composicional de los minerales en la sección delgada es la siguiente:

Cuarzo: se presenta en cristales anhedrales, de tamaño fino a medio, ondulante, en agregados microcristalinos, recristalizados, alargados, ligeramente aplanados y fracturados, (aproximadamente el 30% de la muestra).

Feldespato: El feldespato observado es el tipo peritita en un (20%) y la ortosa en un (10%), anhedrales, escasos subhedrales, con bordes rotos, fuertemente fracturados, deformados mostrando extinción irregular de tamaño fino a muy fino.

Plagioclasa sódica: De tamaño fino a muy fino, anhedral, escaso subhedral, fracturada, bordes irregulares, bordeadas por fragmentos de la misma composición, pero de tamaño más fino (disgregación) maclas difusas, extinción irregular, algunos cristales presentan recristalización por migración de borde de grano y ligeramente sericitizadas, (aproximadamente constituyen el 5% de la muestra).

Máficos: Anfíbol tipo actinolita, en prismas de tamaño muy fino, agrupados, formando cúmulos que bordean a otros cristales y ligeramente cloritizada constituyen el 15% de la sección delgada, también se observó biotita aproximadamente el 2%, en cristales de hábito tabular, con bordes irregulares, de tamaño fino a medio, ligeramente fracturadas y combadas.

Minerales accesorios: Como minerales accesorios se encuentran presentes en la sección delgada la epidota, asociada al anfíbol, apatito, minerales opacos y el granate, que en conjunto forman el 18% de la sección delgada observar (Tabla 5.7).

Nota: El anfíbol presente en la muestra es el tipo actinolita presente en prismas de tamaño muy fino, agrupados y bordeando otros cristales, la génesis de este mineral es producto de metamorfismo (Figura 5.7).

Tabla 5.7 Abundancia relativa de los minerales presentes en la sección delgada en orden decreciente.

Minerales principales	Porcentajes (%)	Minerales accesorios	(%)	Minerales de alteración
Cuarzo	~ 30	Minerales Opacos	~ 10	No se observaron minerales de alteración
Feldespatos	~ 30	Epidoto	~ 5	
Máficos Anfíbol	~ 15	Granate	~ 2	
Plagioclasa Sódica (Na)	~ 5	Apatito	~ 1	

Máficos Biotita	~ 2			
-----------------	-----	--	--	--

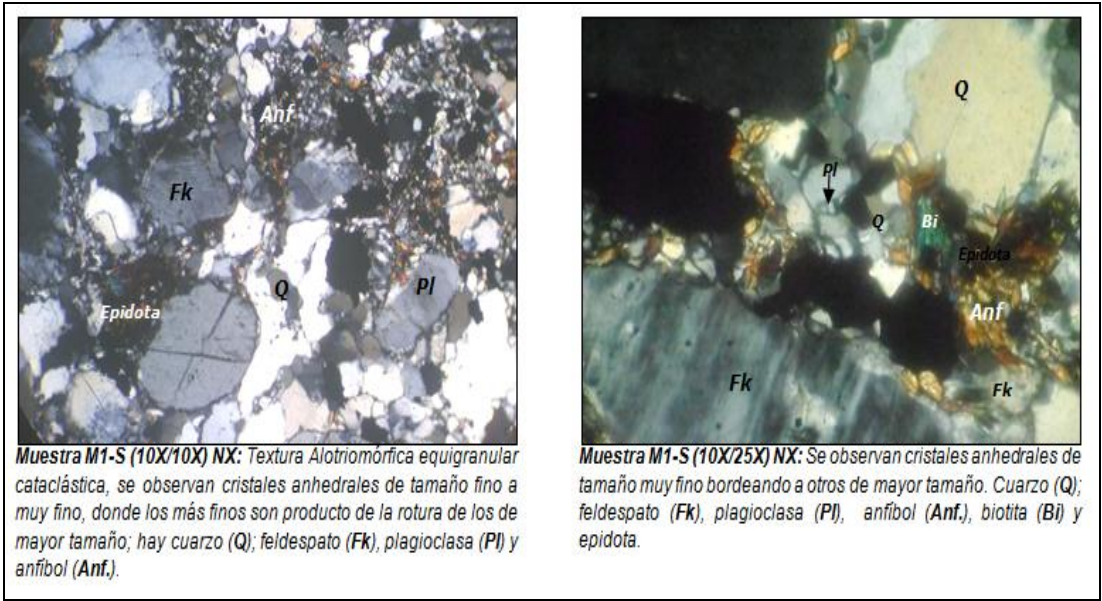


Figura 5.7 Fotomicrografía Granito, sección delgada M1-S.

5.6.3 Muestra N° 3: DN

Localidad y procedencia de la muestra: Cuenca del río Caura (Adyacencias al Puerto de Aripao), coordenadas UTM de referencia Este y Norte respectivamente (258943), (810909).

Descripción macroscópica de la muestra

Macroscópicamente es una roca dura, homogénea de grano medio a fino, es de color gris verdoso oscuro, la roca presenta metamorfismo.

Descripción microscópica de la sección delgada

Se observa una textura granonematoblástica, definida por minerales bien empaquetados mayormente equidimensionales, asociada con abundante Inosilicatos orientados, se observa mosaico granoblástico de tamaño equidimensionales de cristales de plagioclasa y cuarzo (Figura 5.8).

Cristalinidad: Holocristalina

Estructura: Masiva.

La sección delgada analizada en el microscopio de esta roca permite clasificarla como una roca de origen metamórfico es una anfibolita, la descripción composicional de los minerales presente en la sección es la siguiente:

Anfibol: Anfibol tipo hornblenda, de tamaño fino a medio, mayormente en prismas, algunos tabulares con bordes irregulares, con clivaje bien marcados, algunos ligeramente cloritizados y asociados a otros minerales, (constituye aproximadamente el 60% de la muestra).

Plagioclasa: probable oligoclasa-andesina, de tamaño equidimensionales, que va de medio a fino, aproximadamente el 25% fuertemente empaquetados, formando un mosaico microcristalino, con maclas difusas y algunos cristales están fracturados.

Cuarzo: anhedral, de tamaño medio a fino, ondulante, en agregados microcristalinos variables, junto a la plagioclasa y algunos cristales están fracturados, (aproximadamente conforman el 5% de la sección delgada).

Minerales accesorios: como minerales accesorios se encuentran presentes en la sección delgada minerales opacos, epidoto y apatito en conjunto los tres suman aproximadamente un 9% de la muestra ver (Tabla 5.8).

Tabla 5.8 Abundancia relativa de las especies minerales en orden decreciente.

Minerales principales	Porcentaje (%)	Minerales accesorios	(%)	Minerales de alteración	(%)
Anfibol	~ 60	Minerales Opacos	~5	Clorita	~1
Plagioclasa	~ 25	Epidoto	~3		
Cuarzo	~ 5	Apatito	~1		

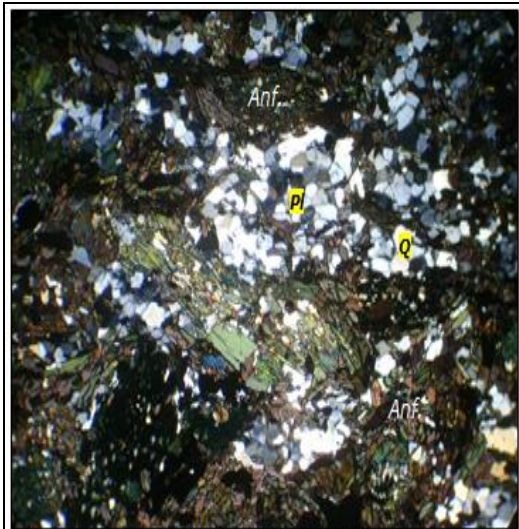


Foto N° 5: Muestra DN (10X/4X) NX. Textura granonematoblástica, se observan cristales de cuarzo (Q) y plagioclasa (Pl), formando un mosaico granoblástico de tamaño equidimensional; con abundante anfíbol (Anf.), en prismas y en tablas con bordes irregulares.

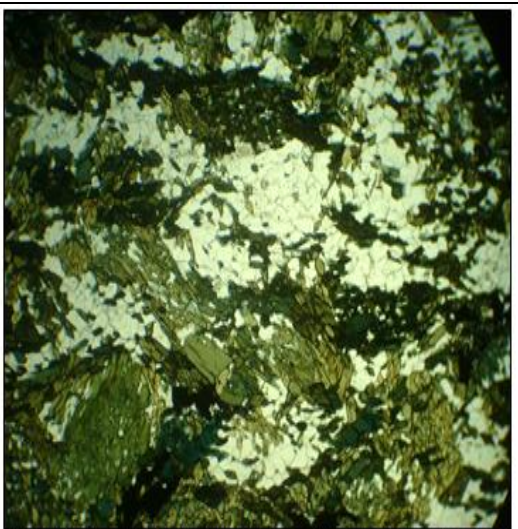


Foto N°6 Muestra DN (10X/4X) NI/: Se observa abundante anfíbol (Anf.), formando paquetes hojosos, hay opacos asociados al anfíbol.

Figura 5.8 Fotomicrografía Anfíbolita (Roca Metamórfica).

5.6.4 Muestra N° 4: DN-1

Localidad y procedencia de la muestra: Cuenca del río Caura (Adyacencias a Puerto cabello del Caura), coordenadas UTM de referencia Este y Norte respectivamente (275708), (793613).

Descripción macroscópica de la muestra

Es una roca dura, homogénea de grano fino y de composición gabroide, presenta un color gris oscuro verdoso brillante entre sus minerales constituyentes se encuentra plagioclasa y presencia de cuarzo la roca posiblemente este cloritizada.

Descripción microscópica de la sección delgada

La sección delgada analizada a través del microscopio presenta una textura granonematoblástica, la cristalinidad es holocristalina, y de estructura masiva (Figura 5.9).

La roca analizada a través del microscopio de acuerdo a la mineralogía constituyente se clasifica como una roca de origen metamórfico, la roca es una anfíbolita alterada; La sección delgada presenta los siguientes minerales:

Anfíbol: Tipo hornblenda aproximadamente el 50%, es de tamaño medio a fino, anhedral, algunos tabulares con bordes irregulares, a veces radiales o fibrosos, formando bandas irregulares, algunos hojosos con clivajes rómbicos bien marcados, algunos ligeramente cloritizados y asociados a otros minerales.

Plagioclasa: La plagioclasa observada es de tipo Albita, subhedral a anhedral, de tamaño medio a fino, con maclas difusas y fuertemente epidotizada, (aproximadamente constituye el 10% de la sección delgada).

Cuarzo: Anhedral, de tamaño fino, ondulante, en agregados microcristalinos, junto a la plagioclasa, otros dispersos y algunos cristales están fracturados, (aproximadamente constituye el 15% de la sección delgada).

Minerales accesorios: minerales opacos, de tamaño fino a medio, anhedral y en restos esqueléticos dispersos homogéneamente en la muestra, otros en cúmulos y asociados al anfíbol, además se observó epidota, granuda, en ocasiones bordeando a los opacos, otras dispersa con el anfíbol, además se presenta la zoisitaclinozoisita, en cúmulos dispersa sobre la plagioclasa y el cuarzo; Los minerales accesorios en conjunto suman aproximadamente el 20% de la muestra ver (Tabla 5.9), (Figura 5.9).

Minerales de alteración: El mineral de alteración presente en la sección delgada es la clorita se encuentra aproximadamente en un 5% del total de la muestra (Tabla 5.9).

Nota: La plagioclasa observada en la sección delgada es de tipo albita se realizó la comprobación, su figura de interferencia y su signo óptico biaxial (+), además la muestra presenta la zoisitaclinozoisita, variedad de Epidoto (Zoisita, Clinozoisita, Allanita, Piemontita) conjuntamente el mineral de alteración presente es la clorita asociada a la alteración del Anfíbol.

Tabla 5.9 Abundancia relativa de minerales en orden decreciente.

Minerale	Porcentaje	Minerale		Mineral	
----------	------------	----------	--	---------	--

s principales	(%)	s accesorios	(%)	es de alteración	(%)
Anfibol	~ 50	Epidota	15	Clorita	5
Cuarzo	~ 15	Opacos	5		
sa Plagiocla	~ 10				

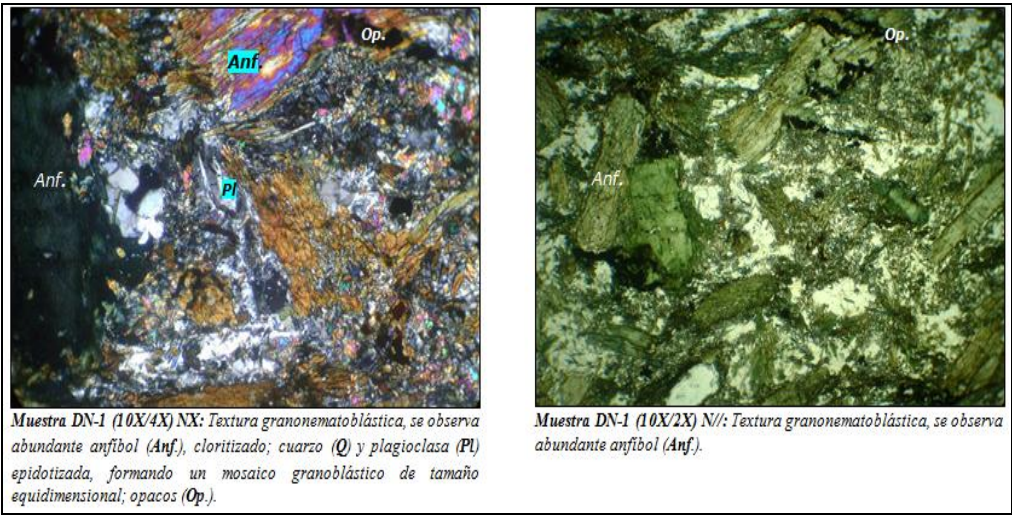


Figura 5.9 Fotomicrografía Anfíbolita Alterada.

5.7 Clasificación de las rocas plutónicas graníticas (faneríticas) de acuerdo al diagrama de Streckeisen modificado de EHLERS & BLATT (1980).

5.7.1 Clasificación de la roca utilizando Streckeisen para la sección delgada G-20

En la siguiente tabla se refleja el porcentaje de minerales que contiene la muestra G-20, también el factor de multiplicación para llevar cada una de las especies inorgánicas al (100%), para determinarla de acuerdo al criterio del triángulo de

Streckeisen modificado de EHLERS & BLATT (1980) y clasificar la roca (Tabla 5.10).

Tabla 5.10 Minerales que constituyen la muestra, y el factor multiplicador para cada especie inorgánica.

Minerales	Porcentajes (%), contenido total de la muestra	Factor de multiplicación para llevar al 100% c/u de los minerales	Contenido en (%) respecto a los tres componentes minerales (Q), (A), (P).
Feldespatos potásicos	40	1,176	47,04
Cuarzo	35		41,16
plagioclasa	10		11,76
			Σ 100%

5.7.2 Clasificación de la roca utilizando Streckeisen para la sección delgada M1-

S

La tabla refleja el porcentaje y el factor multiplicador para cada especie inorgánica para la sección delgada M1-S (Tabla 5.11).

Tabla 5.11 Minerales que constituyen la muestra, y el factor multiplicador para cada especie inorgánica.

Minerales	Porcentajes (%), contenido total de la muestra	Factor de multiplicación para llevar al 100% c/u de los minerales	Contenido en (%) respecto a los tres componentes minerales (Q), (A), (P).
Feldespatos potásicos	30	1,535	46,05
Cuarzo	30		46,05
plagioclasa	5		7,7
			Σ 100%

5.7.3 Ubicación de las muestras G-20 y M1-S en el triángulo de Streckeisen, modificado de EHLERS & BLATT (1980)

En la figura se muestra la ubicación de las muestras G-20 y M1-S, las secciones delgadas petrográficamente se clasifican como rocas plutónicas graníticas utilizando el triángulo de Streckeisen para clasificar rocas ígneas plutónicas (Figura 5.10).

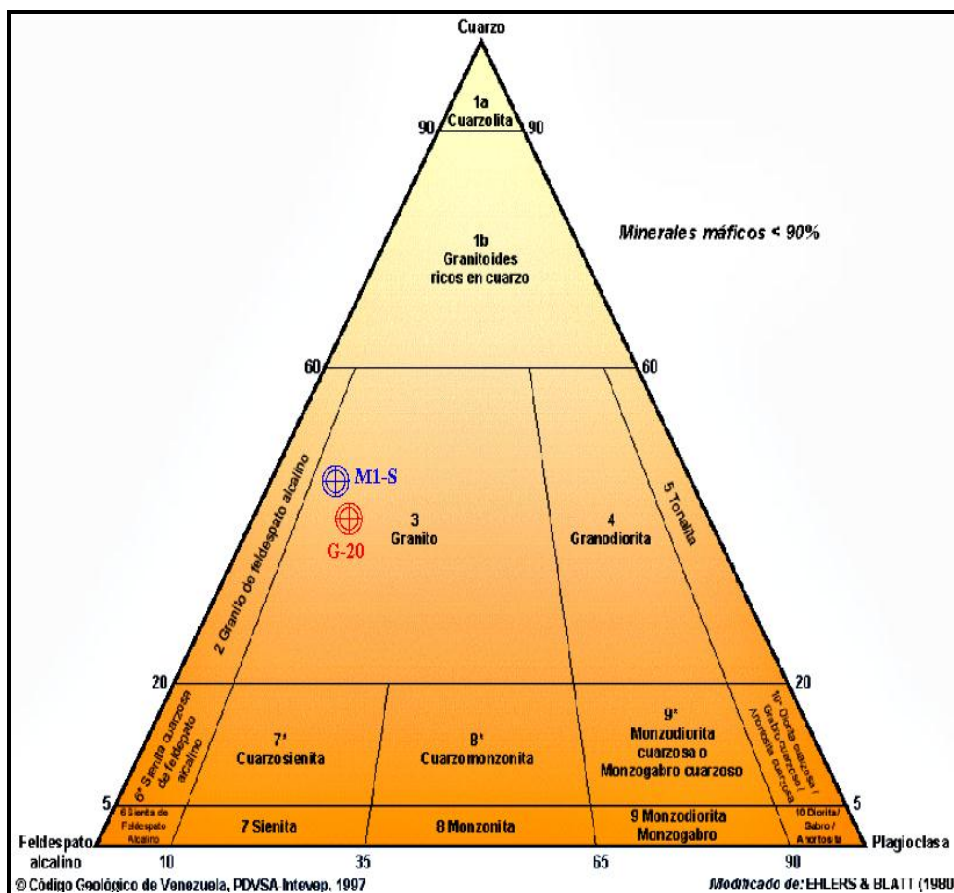


Figura 5.10 Ubicación de la muestra (G-20) y (M1-S) en el triángulo de Streckeisen modificado de EHLERS & BLATT (1980).

5.8 Determinación de los Análisis Químicos

Los estudios básicos sobre la composición química y mineralógica de las muestras de aluvión y rocas recopiladas han sido realizados por el centro de Geociencias de la Universidad de Oriente de la Escuela de Ciencias de la tierra. Las determinaciones fueron efectuadas por la metodología estándar métodos, con el espectrofotómetro de absorción atómica para la medición; Los elementos detectados fueron elementos trazas expresadas en unidades ppm y los elementos de óxidos

mayores, expresados en porcentajes; estos resultados están representados en las (Tabla 5.9), (Tabla5.10).

5.9 Determinación y descripción de elementos mayores

Los elementos u óxidos mayores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , comprenden casi el 99% del total, en el 1 % restante se agrupan todos los demás elementos, los elementos mayoritarios equivalen a (>1 %). Se realizaron análisis de óxidos mayores a cuatro muestras de rocas homogéneas (Tabla 5.9).

Tabla 5.9 Elementos mayoritarios de las rocas.

PAR AMETRO	M —1	M— 2	M—3	M— 4	UNIDA DES
	Gr anito Félsico	Anfi bolitas de Aripao	Filones graníticos Frente a la Desemb. Río Suapure	Anfi bolitas Cerc a de puerto cabello del Caura	
SiO_2	71. 82	57.8 8	68.11	68.1 1	%
Al_2O_3	13. 25	18.7 2	15.23	14.8 2	%
TiO_2	0.2 9	1.06	0.06	0.09	%
Fe_2O_3	2.1	5.64	3.60	2.47	%

	2				
MgO	0.4 4	0.98	1.79	1.82	%
Na ₂ O	4.0 2	5.20	3.63	3.85	%
K ₂ O	4.7 7	3.81	3.52	3.45	%
MnO ₂	0.0 9	0.10	0.05	0.06	%
CaO	1.6 3	3.35	3.42	3.71	%
P.P.R	0.4 5	0.37	0.29	0.31	%

En la tabla se aprecia cada muestra con los diferentes óxidos mayores expresados en porcentaje, se utilizara el diagrama de (TAS) establecido por Wilson (1989); para clasificar las rocas en Alcalinas o Sub-alcalinas, se tomara los parámetros de óxido de sodio más potasio (Na₂O + K₂O) y la relación con respecto al sílice (SiO₂).

5.10 Diagrama de (TAS) Wilson (1989); (Total Álcalis, Vs. Sílice, y su relación porcentual en peso)

Este diagrama permite químicamente clasificar las diferentes rocas plutónicas e incluso volcánicas en alcalinas y subalcalinas utilizando parámetros de la composición de los óxidos mayores que constituyen la roca, generalmente se utilizan únicamente los valores de (Na₂O + K₂O) Vs. Sílice (Figura 5.11).

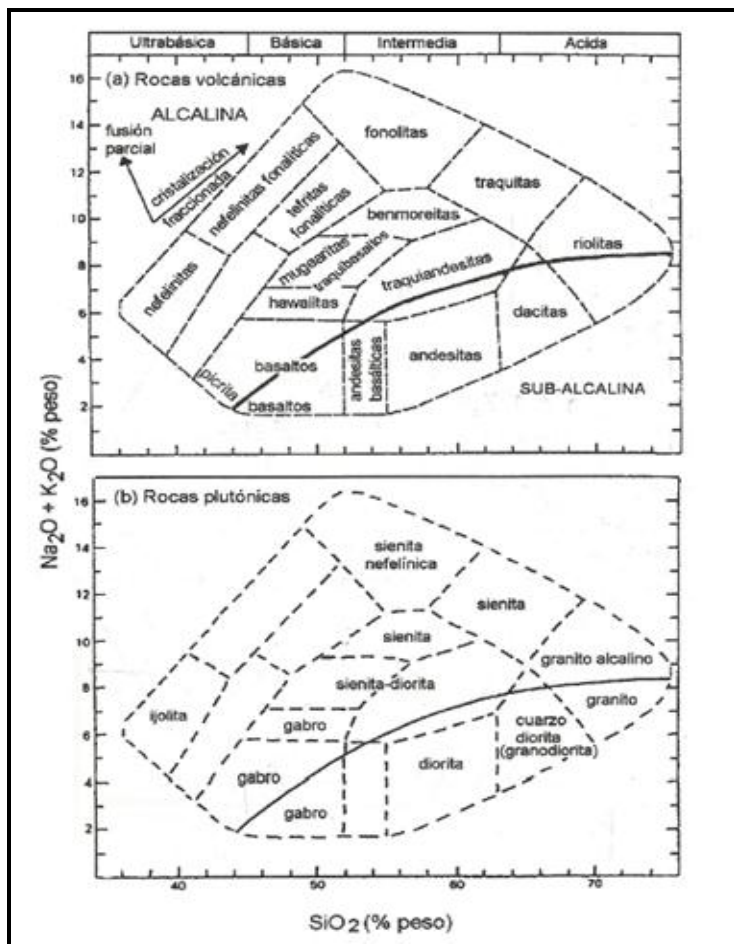


Figura 5.11 Diagrama de TAS, Wilson (1989).

5.11 Diagrama de (TAS) para cada una de las muestras de rocas ígneas

De acuerdo a los siguientes gráficos las muestras M-1 y M-2 químicamente se clasifican como rocas Alcalinas, mientras que las muestras M-3 y M-4 químicamente se clasifican como rocas Sub-Alcalinas, es necesario subrayar que (M-2 y M-4 son ortoanfibolitas con presencia de sodio y potasio el protolito de estas son rocas ígneas máficas de acuerdo a su textura observada en petrografía) por tal razón se utilizó el criterio de Wilson (1989) para la comparación de las mismas ver (Figura 5.12), (Figura 5.13), (Figura 5.14), (Figura 5.15).

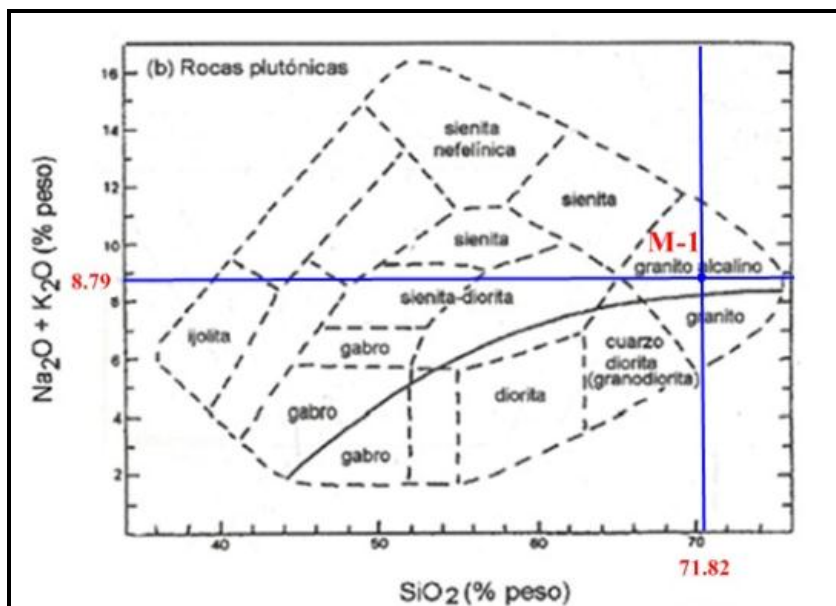


Figura 5.12 Diagrama de (TAS) para M-1.

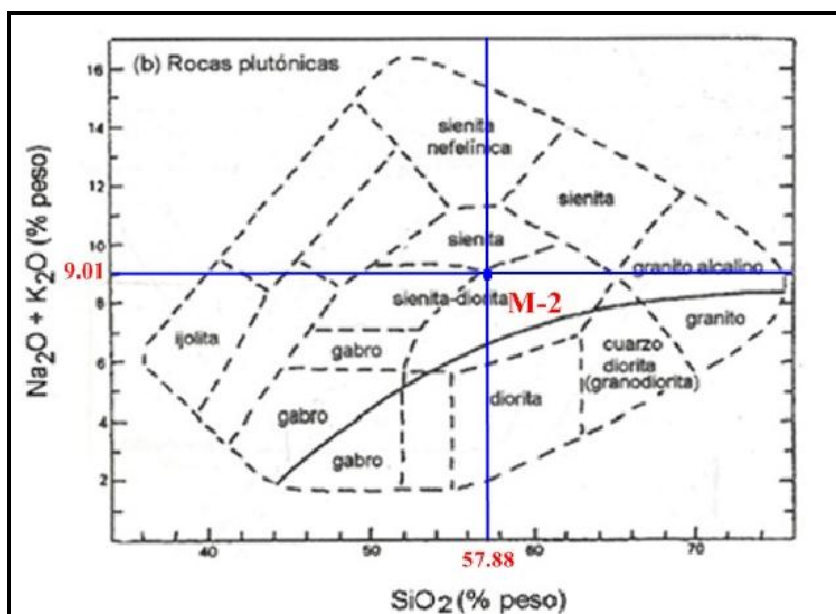


Figura 5.13 Diagrama de (TAS) para M-2.

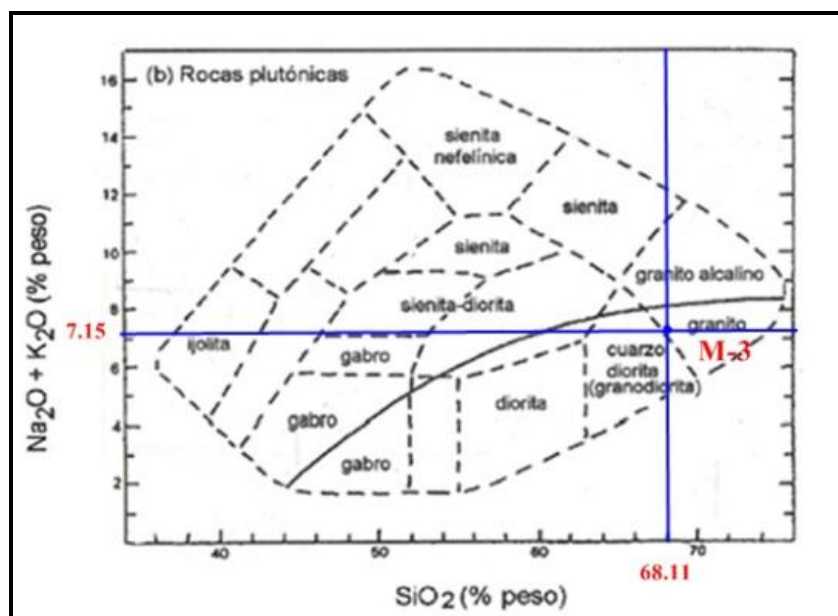


Figura 5.14 Diagrama de (TAS) para M-3.

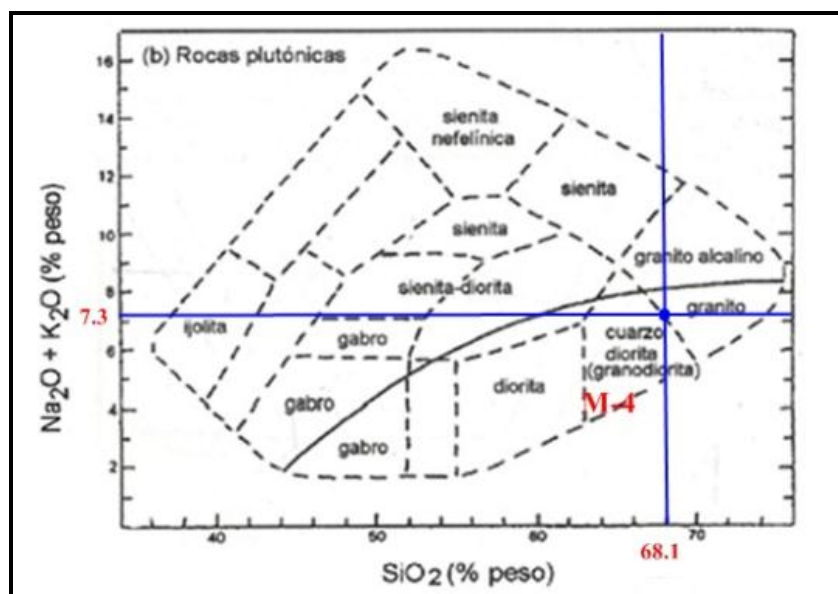


Figura 5.15 Diagrama de (TAS) para M-4.

5.12 Determinación y descripción de Elementos Trazas

Los elementos trazas son todos aquellos elementos que están en proporciones muy pequeñas en rocas de la corteza terrestre en un porcentaje menor al 0.1 % en peso o < 1000 ppm. Del estudio de los elementos traza, se pueden obtener interpretaciones sobre el origen de los materiales ígneos que los contienen. Esto es debido a rocas que sean ricas en Álcalis (Na y K), que generalmente se encuentran en mayores proporciones en rocas graníticas; estas rocas son ricas en tantalio e incluso niobio y otros elementos importantes como molibdeno; La (Tabla 5.10) revela que las rocas graníticas químicamente tienen alto valor en Nb y Ta. Además en este tipo de rocas pueden incluirse los elementos radiactivos (uranio, torio y potasio) por tal motivo las mismas siempre tendrán un porcentaje abundante en oligoelementos debido a las fases finales de cristalización magmática en la cual cristalizan estos elementos químicos en rocas ígneas plutónicas.

La unidad ppm se utiliza para expresar concentraciones muy pequeñas (trazas) de una sustancia presente en una mezcla o agregado mineral; Los elementos se dividen en trazas o mayoritarios, utilizando este criterio de división debido a que todo elemento químico que no sea mayoritario es considerado una traza; Aunque es conocido que muchos autores clasifican los elementos químicos presentes en rocas o sedimentos en mayores, menores y trazas utilizando los siguientes criterios Elementos mayores ($+ 2$ % en peso), Elementos menores ($0,1 - 2$ % en peso) y Elementos traza ($< 0,1$ % en peso).

Utilizando la tabla de abundancia normal de elementos químicos en rocas de la corteza terrestre Rose et al., (1979). Realizaremos una comparación para las muestras M-5, M-6, M-7 y M-8 para comparar si los resultados químicos, tomando parámetros de elementos como Niobio, Tántalo y Molibdeno para determinar si en muestras de

aluvión dichos valores químicos sobrepasan el nivel de abundancia normal establecida, esto permitirá saber cuáles pueden ser importantes (Tabla 5.10).

Tabla 5.10 Elementos Trazas que conforman rocas y sedimentos (Tabla de Resultados).

PARAM ETRO	M —1	M— 2	M—3	M— 4	UNID ADES
	G ranito Alcalin o	Anfi bolitas de Pto. de Aripao	Gneis graníticos (textura aplítica) Frente a la desemboc. río Suapure	Anfi bolitas cercas de Pto. cabello del Caura	
Cadmio	0. 10	0.05	0.08	1	ppm
Cinc	2 4	32	29	27	ppm
Cobalto	1 9	16	21	17	ppm
Cobre	5 9	37	42	32	ppm
Cromo	7 1	41	58	63	ppm
Níquel	4 3	18	15	23	ppm
Plomo	0.	0.71	0.62	0.81	ppm

	45				
Molibdeno	2 8	21	12	17	ppm
Tantalio	1 51	203	172	159	ppm
Niobio	2 2	29	27	23	ppm

Continuación Tabla 5.10.

PARAMETRO	M—5	M—6	M—7	M—8	UNIDADES
	Sedimentos arcillosos	Piscolitos de hierro	Conglomerados (Arenisca ferruginosa)	Sedimentos arenosos	
Cadmio	0.05	0.01	0.12	0.05	ppm
Cinc	2	13	5	4	ppm
Cobalto	11	8	12	8	ppm
Cobre	7	11	9	7	ppm
Cromo	3	23	2	3	ppm
Níquel	0.35	9	0.43	0.29	ppm
Plomo	0.58	0.63	0.78	0.26	ppm
Molibdeno	412	1	429	98	ppm

no		5			
Tantalio	7	1 02	14	13	ppm
Niobio	1	1 5	2	2	ppm

5.13 Abundancia normal de los elementos químicos en rocas de la corteza terrestre Rose et al., (1979).

La siguiente tabla muestra los diferentes elementos químicos y su abundancia relativa en rocas de la corteza terrestre expresada en ppm según Rose et al., (1979), la misma servirá para realizar la comparación de los análisis químicos realizados a las diferentes muestras recolectadas en campo (Tabla 5.11).

Tabla 5.11 Abundancia normal de elementos químicos en rocas de la corteza terrestre.

Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm	Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm
Bromo	Br	1,8	Mercurio	Hg	0,02
Cadmio	Cd	0,1	Molibdeno	Mo	1,5
Calcio	Ca	33000	Niobio	Nb	20
Carbono	C	230	Níquel	Ni	75
Cerio	Ce	81	Oro	Au	0,003
Cesio	Cs	3	Oxígeno	O	473000
Cinc	Zn	2	Paladio	Pd	0,01
Circonio	Zr	150	Plata	Ag	0,05
Cloro	Cl	130	Platino	Pt	0,0005
Cobalto	Co	25	Plomo	Pb	10
Cobre	Cu	50	Potasio	K	25000
Cromo	Cr	100	Renio	Re	0,0006
Escandio	Sc	13	Rubidio	Rb	150
Estaño	Sn	80	Selenio	Se	0,1
Estroncio	Sr	300	Silicio	Si	291000
Flúor	F	600	Sodio	Na	25000
Fósforo	P	900	Talio	Tl	0,45
Galio	Ga	26	Tantalio	Ta	2
Germanio	Ge	2	Telurio	Te	0,002
Hafnio	Hf	3	Titanio	Ti	4400
Hierro	Fe	46500	Torio	Th	10
Indio	In	0,1	Uranio	U	2,5
Lantano	La	25	Vanadio	V	150
Litio	Li	30	Volfranio	W	1
Magnesio	Mg	17000	Yodo	I	0,15
Manganeso	Mn	1000			

En la tabla 5.12 se expresan los diferentes elementos trazas detectados a material de aluvión recolectados en el área de estudio (Tabla 5.12).

Tabla 5.12 Representación de elementos trazas para muestras residuales de aluvión.

Parámetros	Sedimentos arcillosos	Pisolitos de hierro	Conglomerados de areniscas ferruginosas	Sedimentos arenosos	Unidades

Molibdeno	412	15	429	98	Ppm
Tantalio	7	102	14	13	Ppm
Niobio	1	15	2	2	Ppm

Los estudios Geoanalíticos efectuados a las muestras de aluvión indicarán que tipo de minerales de importancia se encuentran en la zona hacia aguas arriba y sectores adyacentes de donde se recolectaron las mismas. Los resultados químicos permitieron determinar la presencia de minerales de interés económicos en el área, se establecerá de acuerdo a parámetros establecido por Rose (1979) abundancia normal de elementos químicos en rocas de la corteza terrestre, Rose establece que el Tantalio (Ta) un valor abundante en ppm será (2), en cuanto a Niobio (Nb) será (20) y molibdeno (Mo) será (1.5); observar (Tabla 5.12).

Los valores más representativos en abundancia efectuando la comparación con Rose se evidencia que los Pisolitos de Fe, este material férrico de aluvión originado de procesos químico tuvo un rango comprendido de 102 (ppm) respecto al elemento tántalo, de igual forma se ve reflejado que los conglomerados ferruginosos así como también los sedimentos arenosos localizados en el área resultaron valores elevados aludiendo a tantalio, lo que demuestra e indica que la zona es rica en rocas de donde se origina y se enriquece este mineral, esto confirma que es posible localizar posibles depósitos de los mismos.

El elemento molibdeno (Mo), de acuerdo a los resultados químicos es un valor sumamente muy relevante generalmente el mismo se asocia a rocas ricas en alto potasio y sodio, rocas como granitos leucocráticos también asociados a zonas precámbricas como los escudos rocas como (pegmatitas, aplita, y otros leucocráticos), puede ser indicativo a depósitos tipo skarn e incluso puede estar relacionado a columbita-tantalita, por ejemplo el coltan puede estar en asociaciones minerales como

wolframita, casiterita, molibdenita son indicadores de posibles depósitos de esta sustancia mineral, también elementos como wolframio y molibdeno.

Generalmente la fuente primaria de la Tantalita y Columbita son rocas magmática llamadas pegmatitas o granitos alcalinos ricos en sodio y potasio, en las cuales el tantalio se enriquece con respecto a la concentración promedio normal. Si los principales minerales que conforman las pegmatitas, feldespatos, micas y cuarzo son destruidos por la meteorización (acción del viento, agua y temperatura), los demás minerales, mucho más resistentes a la abrasión y descomposición como los óxidos de hierro, titanio, estaño, tantalio y niobio, pueden alcanzar mayores concentraciones y formar yacimientos de gran tamaño en adyacencias cercanas donde se encuentre este tipo de litología granítica, además también pueden encontrarse constituidos en material de aluvión (pisolitos de hierro) donde se encuentra integrados esos minerales.

A pesar de que no se localizaron lugares específicos de acumulación o depósito mineral únicamente muestras de aluvión como arenas negras, permite confirmar de acuerdo a los resultados químicos que en las adyacencias y de manera inequívoca es posible encontrar esta asociación mineral.

CAPITULO VI

GEOLOGIA ECONOMICA

La Geología Económica como tal envuelve una especial complejidad porque en realidad abarcan diferentes enfoques desde conceptos científicos-geológicos, mineralógicos e incluso tecnológicos en la cual ella se implica, el objetivo es enfocarse en la parte mineralógica, y geológica como tal relacionando minerales de interés económicos presentes en el área, aunque no se determinaron depósitos importantes de minerales estratégicos es posible señalar la existencia de minerales de interés mundial que están presentes en esta zona geográfica y los estudios químicos así lo revelan de acumulaciones o concentraciones de aluvión provenientes de aguas arriba de dicha cuenca hidrográfica, por tal motivo se debe indagar y continuar este tipo de investigación, realizar estudios más complejos para encontrar tales depósitos en estos sectores.

En estos cauces fluviales y muchos tributarios y principalmente en el río Caura se encontraron concentraciones aluvionales de material férrico (Pisolitos de hierro), así como también arenas negras constituidas por óxido de hierro, magnetita e incluso ilmenita) que son posibles visualizarlas en tiempo de sequía, indica el potencial mineralógico de este espacio geográfico.

Esta amplia región no escapa de la realidad de minerales estratégico de columbita-tantalita actualmente en el municipio Cedeño (Cerro Impacto) se encuentran depósitos localizados con grandes reservas de este preciado mineral. Esta asociación mineral correspondiente al grupo de los óxidos es algo denso la densidad del mineral es vital, pues mientras un mineral normal silicático como el cuarzo pesa 2.7 gramos por cm³, uno denso metálico puede pesar entre 3 y 8 g/cm³ como ocurre con las Tantalitas por tal motivo estos minerales por su densidad suelen estar

soterrados en muchos casos, los diferentes procesos de transporte y sedimentación que sufren y por tal motivo muchos de estos depósitos están enterrados y para su extracción es necesario realizar fosas como es el caso por ejemplo de yacimientos localizados en África y en otros lugares del mundo, sin embargo los elementos encontrados y observados en esta superficie eran material de aluvión lo que indica que en zonas adyacentes y aguas arribas es posible localizar tales acumulaciones.

La importancia estratégica de encontrar más yacimientos del Ta y el Nb radica en que gracias a sus extraordinarias propiedades, desde hace un poco más de medio siglo se han convertido en esenciales e imprescindibles para la tecnología moderna, que abarca desde la electrónica, la tecnología espacial e incluso la medicina, de tal manera proponemos realizar estudio más detallados para así localizar acumulaciones importantes de estos minerales, la cual no sería tan difícil ya que la geología y el clima de la zona puede delatar estos tipos de depósitos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

El proyecto de estudio se efectuó en lo que se conoce como el frente tectónico del Caura en un recorrido geológico de campo de aproximadamente 100 km en sentido Norte - Sur de dicha cuenca hidrográfica, a partir de la localidad de Maripa; se evidenció de manera local rocas aflorantes que pertenecen al Complejo Geológico de Imataca además de sedimentos recientes en la zona.

De acuerdo al muestreo en campo se estudiaron varios escenarios, los cuales se trabajaron en función de las siguientes características: Descripción macroscópica, análisis químicos, morfométricos, granulométricos, mineralógicos y petrográficos de rocas y sedimentos, cada uno de estos análisis se observó el comportamiento de la muestra de acuerdo a cada uno de los parámetros establecidos de los estudios realizados. De este proyecto se destacan las conclusiones siguientes:

El análisis macroscópico permitieron describir de manera directa el reconocimiento de algunos minerales en los agregados mineral. En efecto con este tipo de análisis se pudo observar y diferenciar las propiedades físicas de las rocas así como: el índice de color, tipo de minerales e incluso la textura. En definitiva este análisis permitió identificar y clasificar la roca; En este tipo de estudios físicos no existe la exactitud ya que se debe inferir de cuales minerales pueda contener las rocas y comprobarlos con estudios petrográficos o químicos.

En la parte química los análisis determinaron la presencia de oligoelementos en rocas y sedimentos además el estudio determinó los diferentes óxidos mayores presentes en rocas de la zona para así clasificarla en alcalina o subalcalina. Dichos

análisis químicos comprueban la presencia de minerales estratégicos en la zona como niobio, tántalo, molibdeno entre otros.

El análisis mineralógico de los sedimentos permitió clasificar los minerales en livianos, semi-pesados y pesados, (ver tabla 5.4) esto demuestra que los sedimentos mineralógicamente son heterogéneos compuesta por diferentes especies inorgánicas; En definitiva los minerales pesados tienen su génesis de rocas ferromagnesianas, mientras que los livianos provienen de rocas graníticas aluminicas. Los minerales pesados encontrados tienen una relación porcentual del 13% de la representación total de la muestra, minerales pesados como (Hematita, Goethita, Ilmenita, Circón, Anfíbol, Granate entre otros).

El análisis de la morfología de las partículas permite determinar e interpretar, el proceso de sedimentación y transporte que sufren las mismas, en este objetivo se visualizó de manera detallada la geometría de los clastos siliciclásticos, la cual permitieron establecer el grado de redondez de los detritos e inferir el transporte que han sufrido, si es cercana o lejana la fuente. En definitiva el estudio revela las geometrías de las partículas que son: (angulosas 15%, subangulosas 25%, subredondeadas 40%, redondeadas 19%, bien redondeadas 1%), esto refleja de manera inequívoca que los sedimentos provienen de diversas fuentes.

El análisis granulométrico permitió determinar la curva de distribución granulométrica de los sedimentos, tamaño de grano, además de las proporciones entre las diferentes fracciones de tamaño de las partículas. Estos resultados permiten concluir cuales son los clastos que más abundan y su relación porcentual, la muestra está conformada por sedimentos que van desde arenas gruesas a finas. La distribución relativa de los sedimentos no consolidados es la siguiente: grava 2.32%, arena gruesa 69.95%, arena media 18.76%, arena fina 10.99%, limos y arcillas 1.98%.

Los análisis petrográficos consistieron en determinar e identificar los minerales, su porcentaje y la textura de las rocas la cual permitió clasificarlas como granitos y rocas metamórficas (anfibolitas).

Recomendaciones

Continuar el trabajo de investigación, con el objeto de seguir en la búsqueda de nuevos escenarios investigativos, para así contribuir con el acervo científico de nuestro país y de nuestra institución la Universidad de Oriente.

Ampliar esta investigación para que se efectúen estudios que cubran otros sectores que no se lograron alcanzar con esta exploración.

Realizar investigaciones de este tipo hacia zonas adyacentes donde se efectuó tal estudio u otras áreas para tener una base de datos científica y tener publicaciones recientes y actualizadas que correspondan a la geología local además de mapas físicos y digitalizados de la zona.

Se exhorta y se recomienda a las autoridades, directiva, cuerpo profesoral de la Universidad de Oriente, para que incluyan en la programación estudiantil de geología e ingeniería geológica para que se realicen trabajos de campos y giras académicas hacia la parte Oeste del Estado en los municipios Sucre y Cedeño en zonas específicas de Caicara del Orinoco, Cuchivero, Pijiguaos e incluso el Estado Amazonas, para que estudiantes de nuestra casa de estudio conozcan y observen el potencial mineralógico, hidrológico, de flora y fauna, selva, que tiene la parte Sur del país y los mismos se motiven a realizar investigaciones geológicas en estas áreas geográfica, por otra parte se debería de disponer de transporte para futuros bachilleres que deseen hacer trabajos de investigación a lugares apartados o zonas rurales para que no sea una limitación ya que sería de gran ayuda para movilizarse a través de vía terrestre para realizar estudios sean: geológicos, geoquímicos o ambientales.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS Y ELECTRONICAS.

Arias, G. Fidiás (2006) EL PROYECTO DE INVESTIGACION. Introducción a la metodología científica 5ta. Edición ampliada y corregida, pp. 21-33

Arthur N. Strahler (1981) GEOGRAFIA FISICA. Quinta edición, pp 611, 612,613.

Bellizzia G. Alirio Nelly de Bellizzia, Simón Rodríguez. (1981) MINERALES DE VENEZUELA O RECURSOS MINERALES DE VENEZUELA Y SU RELACIÓN A LA METALOGENESIS, pp 26,27

Baamonde, M. José (2006) PETROLOGIA. Pdvsa – Intevep, pp. 41,59 -139.

Dana James Dwight (1974) MANUAL DE MINERALOGIA segunda edición pp 315, 323, 337, 347, 417,503

Facultad de Geología. Universidad de Oviedo (2009) PETROLOGÍA SEDIMENTARIA. 14 de Mayo de 2011, [<http://petro.uniovi.es/Docencia/prs/P3Granulometrias.pdf>] pp 1,4

González-Bonorino Félix INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA. Fundación Bariloche, Departamento de recursos naturales y energía. San Carlos de Río Negro, Argentina, pp 52-53

La biblioteca virtual (eurnet.net) [<http://www.eumed.net/libros/2005/jmfb-h/1u.htm>], 03 de Julio de 2011

Mendoza, V. (2000) EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA Y RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENEZUELA (Y SU RELACIÓN CON EL ESCUDO SUDAMERICANO). Ciudad Bolívar, Venezuela, pp 9, 25, 38, 44, 184.

Óscar Pintos Rodríguez PETROLOGIA IGNEA. 26 de mayo de 2011, [<http://es.scribd.com/doc/13047678/Petrologia-Ignea>] pp 8, 9,10

Pomonte Yecxy (2004) INFORME GEOLÓGICO, INSTITUTO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA “REGIÓN GUAYANA”, Ciudad Bolívar, pp 2, 4

[<http://www.pdvsa.com/lexico/museo/minerales/clasificacion.htm>] 27 de julio 2011

Rose, A. W. Hawkes, H. E & Webb, J. S. (1979) GEOCHEMISTRY IN MINERAL EXPLORATION. Segunda Edición. Academic Press (New York), pp. 656

[http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:76JpkTY5G28J:https://www.ucursos.cl/ingenieria/2006/2/GL45C/1/material_docente/objeto/114036+elementos+mayores+geoquimica&hl=es&gl=ve] 9 de mayo de 2011.

[<http://www0.unsl.edu.ar/~geo/materias/Explor-RecNat/documentos/teorias/tema1.pdf>] 26 de mayo de 2011

APÉNDICES

Apéndice (a)

Mapas geológicos regional y local del área de interés

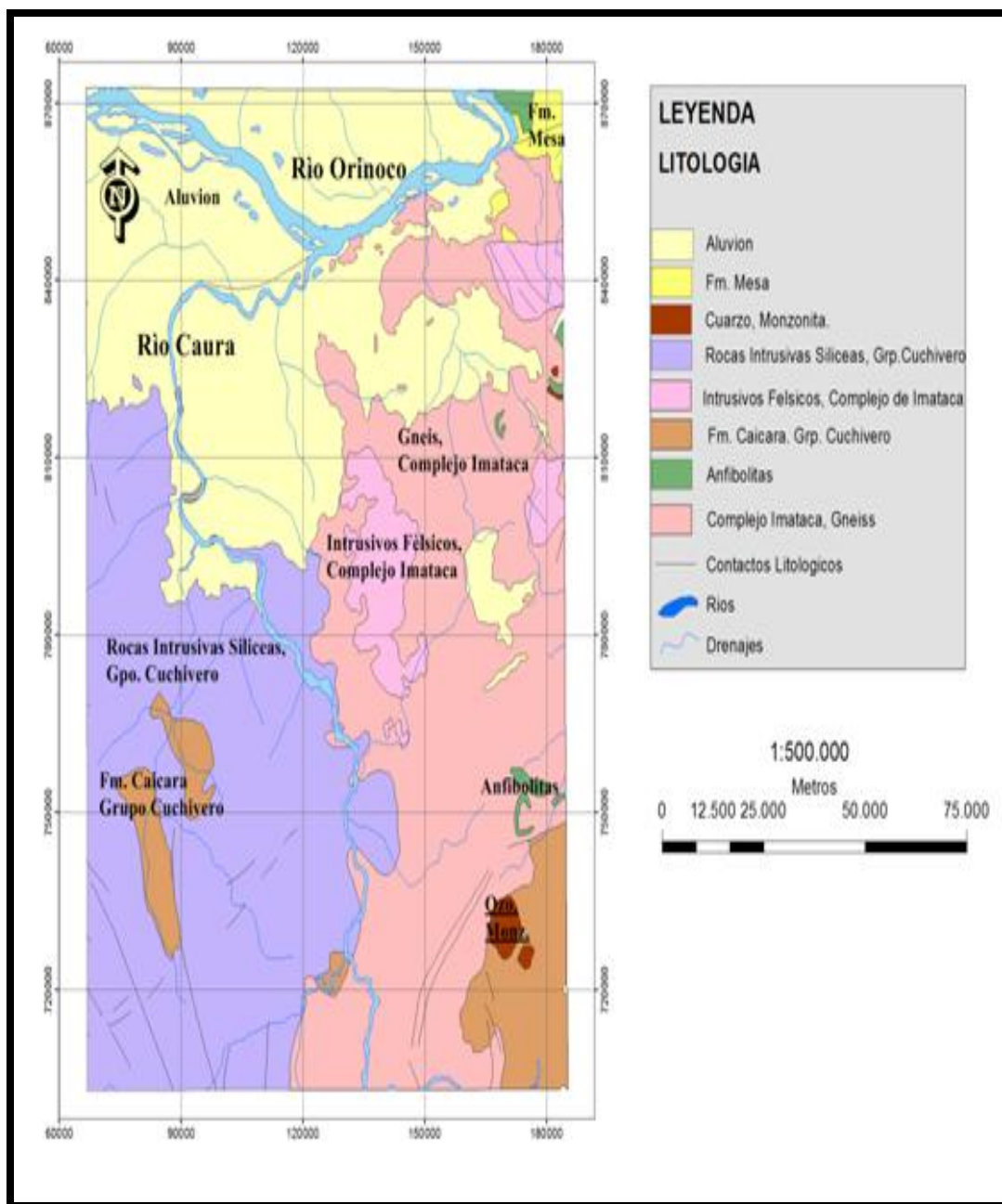


Figura A.1 Mapa Geológico Regional de la Cuenca Hidrográfica del Río Caura.

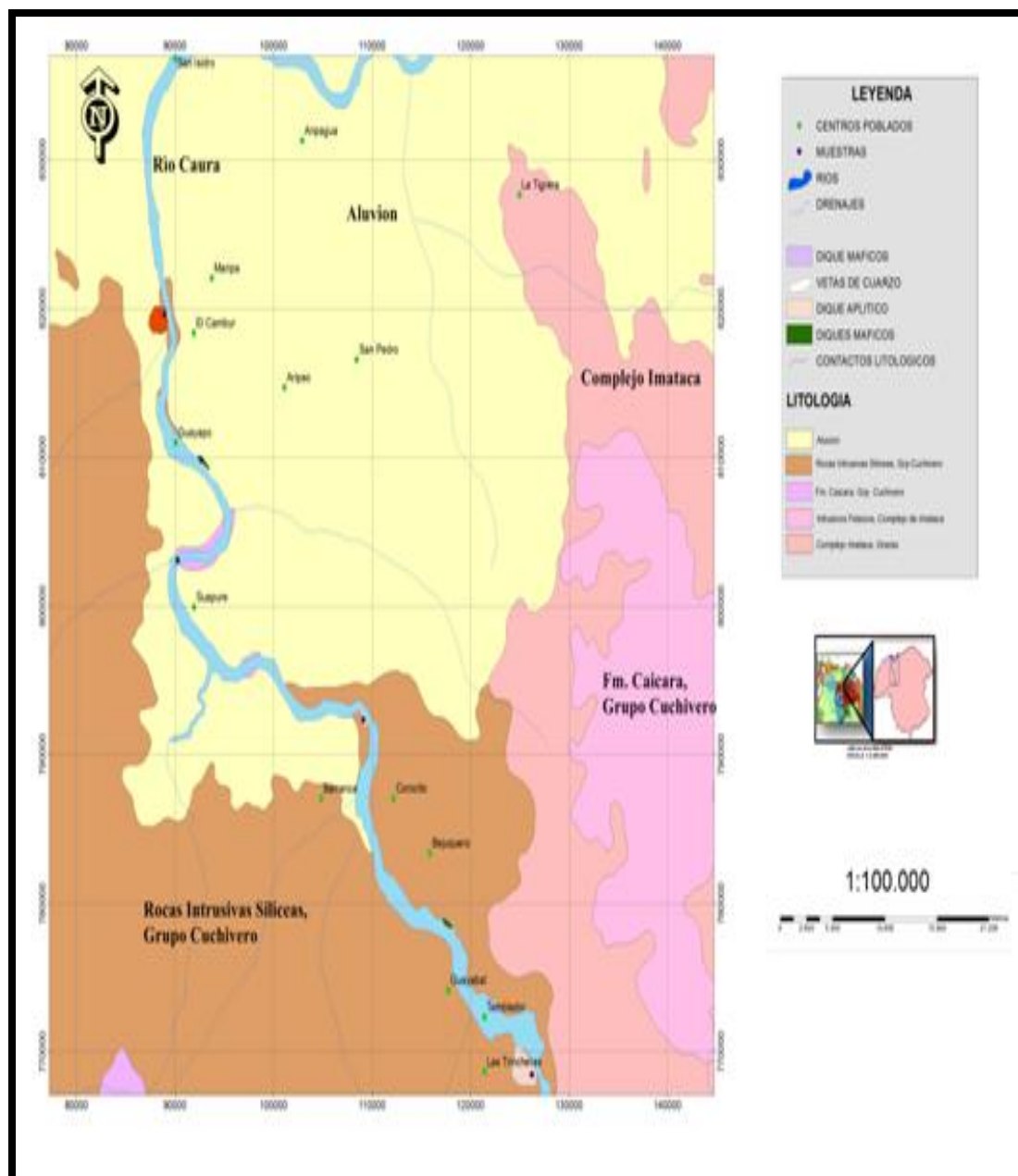


Figura A.2 Mapa Geológico Local de la Cuenca Hidrográfica del Río Caura.

CUADRO DE CONSTRUCCION						
LADO		RUMBO	DISTANCIA	V	COORDENADAS	
EST	PV				Y	X
				1	820,236.0000	257,523.0000
1	2	S 09°50'26.64" W	5,774.989	2	814,546.0000	256,536.0000
2	3	S 33°29'49.04" E	4,361.355	3	810,909.0000	258,943.0000
3	4	S 01°09'53.70" W	7,476.545	4	803,434.0000	258,791.0000
4	5	S 30°26'41.43" E	8,559.159	5	796,055.0000	263,128.0000
5	6	S 67°24'14.45" E	6,829.231	6	793,431.0000	269,433.0000
6	7	N 88°13'08.18" E	2,831.388	7	793,519.0000	272,263.0000
7	8	N 88°26'13.27" E	3,446.282	8	793,613.0000	275,708.0000
8	9	N 62°22'44.13" E	194.124	9	793,703.0000	275,880.0000
9	10	S 71°50'17.95" E	1,392.367	10	793,269.0000	277,203.0000
10	1	N 36°07'16.51" W	33,384.450	1	820,236.0000	257,523.0000
SUPERFICIE = 205,102,307.000 m2						

Perimeter = 74249.8505

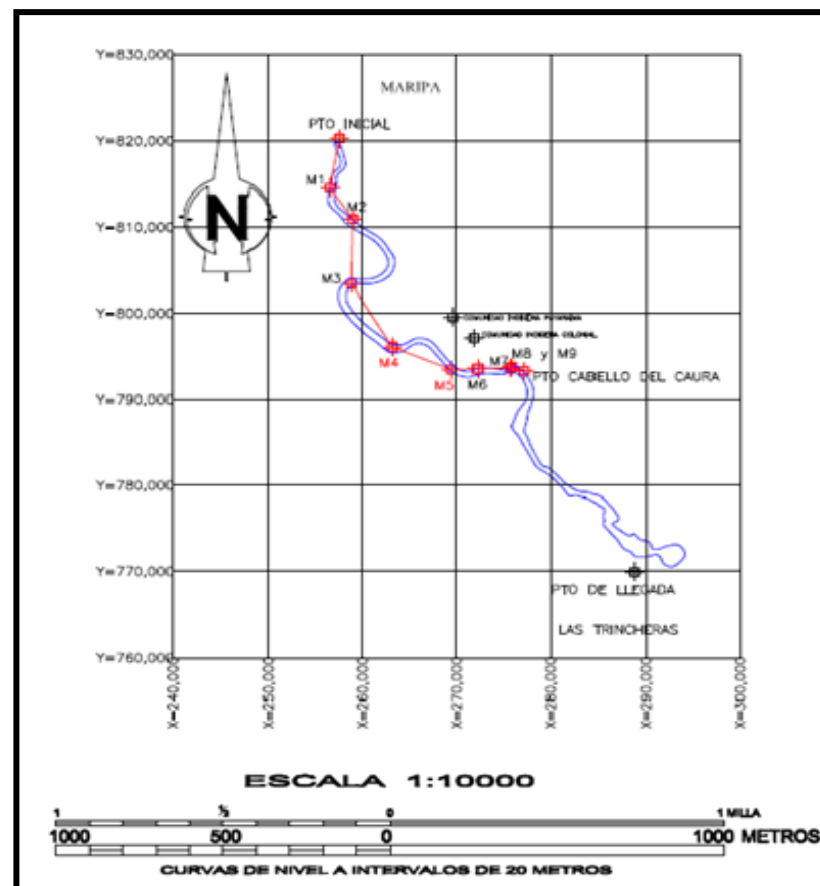


Figura A.3 Mapa de muestreo del área de estudio.

Apéndice (b)

Tabla de Datos, Muestreo Realizado en Campo

Muestreo	Tipo de muestra	Coordenadas		Toponimia	Observaciones
		Este	Norte		
M-1	Granito Alcalino (Félsico)	0256536	0814546	Unos kilómetros alejados después del poblado de Maripa, por vía fluvial.	Roca granítica, de color blanco, con presencia abundante de cuarzo y plagioclasa y muy poca biotita, presenta meteorización esferoidal y un color de alteración naranja una de sus caras es de color negruzco.
M-2	Intrusiones de Rocas Máficas	0258943	0810909	Puerto de Aripao	Se observan rocas tipo filones, diaclasadas, de coloración verde oscura, la roca presenta una orientación mineral y abundante anfíbol y algunos minerales de color blanco.
M-3	Filones de rocas graníticas	0258791	0803434	Islote de Filones Graníticos, Frente a la	Filones de gneis graníticos, presenta orientación mineral, su textura es muy fina tipo aplítica

				Desembocadura del río Suapure.	además presenta un color de alteración verdoso y rojizo.
M-4	Sedimentos arenosos	02631 28	0796 055		Playón de sedimentos arenosos, presenta un color marrón y abundantes micas alumínicas y minerales de color oscuro.
M-5	Diques Vetas de cuarzo	02694 33	0793 431		Diques de cuarzo, color de meteorización rosados y violetas, en roca fresca blanco lechoso.
M-6	Conglomerado de gran tamaño de arenisca ferruginosa	02722 63	0793 519		Arenisca ferruginosa de grano fino color violeta, colores de meteorización rojiza y naranja.
M-7	Intrusiones Máficas	02757 08	0793 613	Cerca de puerto cabello del Caura	Afloran rocas máficas emplazadas como diques, en roca fresca se observa un color verde brillante y de grano muy fino posiblemente presenta metamorfismo, meteorización gris oscuro a negro.

M-8 y M-9	Pisolitos de hierro y sedimentos arcillosos	02758 80	0793 703	Cerca de puerto cabello del Caura	Residuos de material de hierro, de color marrón oscuros; color de alteración naranja, acompañado de cuarzo, se apertura calicata se observo sedimento arcilloso tipo caolín de color ocre con presencia de óxidos de color naranja y rojizos.
M-10	Rocas graníticas	64° 53'50,652 " (W)	6° 57'15,429" (N)	Poblado de Las trincheras	No se tomaron muestras, litología observada rocas graníticas.

Tabla B.1 Tabla de Muestreo Realizado en Campo

Título	CARACTERIZACIÓN PETROMINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA, E IMPORTANCIA ECONÓMICA DE ROCAS Y SEDIMENTOS AFLORANTES EN EL TRAMO MARIPA-LAS TRINCHERAS, EN EL RIO CAURA MUNICIPIO SUCRE, ESTADO BOLÍVAR.
Subtítulo	

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
Bastardo B. Williams A.	C	16759922
	e-	williamsrat@hotmail.c
	e-mail	
Mata A. zorinciri S.	C	17656735
	e-	sebanism@hotmail.co
	e-mail	
	C	
	e-	
	e-mail	
	C	
	e-	
	e-mail	

Palabras o frases claves:

Petromineralógica
Geoquímica

Rio Caura
Maripa-Las trincheras

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 2/6

Líneas y sublíneas de investigación:

Área	Subárea
Departamento de Geología	Geología
Departamento de Ingeniería Geológica	Ingeniería geológica

Resumen (abstract):

El desarrollo de este proyecto se ha basado en una caracterización geoquímica y Petromineralógica e importancia económica de rocas y sedimentos aflorantes en el tramo Maripa-Las Trincheras, en el río Caura Municipio Sucre-Estado Bolívar en el área de interés se recolectaron muestras comprendidas entre rocas y sedimentos que afloran en esa superficie geográfica. Se tomaron dos (2) muestras de sedimentos (arcillosos y arenosos), y cuatro (4) muestras de rocas de las cuales dos resultaron granitos alcalinos y dos máficas con presencia de metamorfismo, esto con la finalidad de determinar las diferentes especies inorgánicas y elementos químicos para identificar la presencia de minerales de importancia económica para nuestra nación. El estudio consistió con una etapa documental, de oficina y de campo, complementado con una parte analítica y estudios de laboratorios. Los diferentes tipos de análisis que se realizaron a las muestras comprenden desde la parte química, mineralógica, sedimentológica, petrográfica, morfológica, con el objetivo de identificar y clasificar los diferentes tipos de minerales en rocas y sedimentos, y mediante la granulometría y morfología para conocer la distribución granulométrica de los sedimentos y geometría de las partículas respectivamente, además se desarrollaron análisis mineralógicos a sedimentos para determinar minerales livianos y pesados, también se efectuaron estudios petrográfico para clasificar el tipo de roca. Los resultados químicos de las muestras, utilizando el espectrofotómetro de absorción atómica para detectar concentraciones de Cadmio, Cinc, Cobalto, Cobre, Cromo, Hierro, Manganeseo, Molibdeno, Níquel, Plomo, Titanio, Tantalio, y Niobio además de elementos mayores como: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , MnO_2 , CaO . Para realizar esta parte analítica se solicitó la colaboración del Centro de Geociencias, El Laboratorio de Sedimentología y el Laboratorio de Mineralogía Óptica de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Oriente. En la etapa interpretativa de los resultados se observó detalladamente cada análisis para posteriormente dar las conclusiones respectivas.

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 3/6

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail			
	R			

Miguel Gómez	OL	
	C	
	e-	
	e-mail	
María Sampol	R	
	OL	
	C	
	e-	
José Simón González	e-	
	e-mail	
	R	
	OL	
	C	
	e-	
	e-	
	e-mail	
	R	
	OL	
	C	
	e-	
	e-	
	e-mail	

Fecha de discusión y aprobación:

Año	Mes	Día
2012	0	1
	2	0

Lenguaje Spa

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/6

Archivo(s):

Nombre de archivo
Tesis-Nombre Archivo.Doc
Tesis-Characterización Petromineralógica y Geoquímica.doc

Caracteres permitidos en los nombres de los archivos: A B C D E F G H I J K L M N O P Q R S
T U V W X Y Z a b c d e f g h i j k l m n o p q r s t u v w x y z 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 _ - .

Alcance:

Espacial : _____ (Opcional)

Temporal: 5 años (Opcional)

Título o Grado asociado con el trabajo:

Geólogo e Ingeniero Geólogo

Nivel Asociado con el Trabajo:

Pregrado

Área de Estudio:

Departamento de Geología e Ingeniero Geólogo

Otra(s) Institución(es) que garantiza(n) el Título o grado:

Universidad de Oriente núcleo Bolívar



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
CONSEJO UNIVERSITARIO
RECTORADO

CUN°0975

Cumaná, 04 AGO 2009

Ciudadano
Prof. JESÚS MARTÍNEZ YÉPEZ
Vicerrector Académico
Universidad de Oriente
Su Despacho

Estimado Profesor Martínez:

Cumplo en notificarle que el Consejo Universitario, en Reunión Ordinaria celebrada en Centro de Convenciones de Cantaura, los días 28 y 29 de julio de 2009, conoció el punto de agenda **"SOLICITUD DE AUTORIZACIÓN PARA PUBLICAR TODA LA PRODUCCIÓN INTELECTUAL DE LA UNIVERSIDAD DE ORIENTE EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL DE LA UDO, SEGÚN VRAC N° 696/2009"**.

Leído el oficio SIBI - 139/2009 de fecha 09-07-2009, suscrita por el Dr. Abul K. Bashirullah, Director de Bibliotecas, este Cuerpo Colegiado decidió, por unanimidad, autorizar la publicación de toda la producción intelectual de la Universidad de Oriente en el Repositorio en cuestión.

Comunicación que hago a usted a los fines consiguientes.

UNIVERSIDAD DE ORIENTE
SISTEMA DE BIBLIOTECA

RECIBIDO POR Martínez

FECHA 5/8/09 HORA 5:30

Cordialmente,

JUAN A. BOLANOS CUNVELO
Secretario



C.C: Rectora, Vicerrectora Administrativa, Decanos de los Núcleos, Coordinador General de Administración, Director de Personal, Dirección de Finanzas, Dirección de Presupuesto, Contraloría Interna, Consultoría Jurídica, Director de Bibliotecas, Dirección de Publicaciones, Dirección de Computación, Coordinación de Teleinformática, Coordinación General de Postgrado.

JABC/YGC/maruja

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 6/6

Artículo 41 del REGLAMENTO DE TRABAJO DE PREGRADO (vigente a partir del II Semestre 2009, según comunicación CU-034-2009) : "Los Trabajos de Grado son de la exclusiva propiedad de la Universidad de Oriente, y sólo podrán ser utilizados para otros fines con el consentimiento del Consejo de Núcleo respectivo, quien deberá participarlo previamente al Consejo Universitario, para su autorización."

Williams Bastardo


AUTOR 1

Zorinco S. Mata A.


AUTOR 2

Miguel Carrero H.


TUTOR