

**ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO DEL SINCLINAL DE BERLÍN,
MUNICIPIO DE CALDAS (COLOMBIA)**

LADY JOHANNA RÍOS GUERRERO

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2012

**ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO DEL SINCLINAL DE BERLÍN,
MUNICIPIO DE CALDAS (COLOMBIA)**

LADY JOHANNA RÍOS GUERRERO

Proyecto de grado para optar al título de Geóloga

Director:

GEÓLOGO Msc. FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO

Profesor Escuela Geología UIS

Codirector:

GEÓLOGO ADRIÁN PÉREZ ÁVILA

Geólogo U₃O₈ Corp.

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2012

DEDICATORIA

A mis padres, y familia por su entrega y apoyo incondicional.

AGRADECIMIENTOS

Al Geólogo Adrián Pérez y el equipo de geólogos de la compañía Gaia Energy por fomentar y patrocinar trabajos de investigación y que colaboraron de una u otra forma durante la realización del trabajo

A todos los profesores del Departamento de Geología por los conocimientos impartidos a través de toda la carrera, especialmente al profesor Geólogo Francisco Velandia por la valiosa asesoría y su orientación permanente a través de todo el desarrollo del trabajo, así como en su revisión y corrección.

A mis compañeros y amigos por su colaboración y apoyo.

Contenido

INTRODUCCIÓN	14
1. OBJETIVOS	16
1.1 OBJETIVO GENERAL.....	16
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
2. METODOLOGÍA.....	16
2.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	16
2.2 TRABAJO DE CAMPO.....	17
2.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN	18
2.4 ELABORACIÓN INFORME FINAL.....	19
3. MARCO TEÓRICO	19
3.1 FOSFATOS.....	19
3.1.1 CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL FÓSFORO	19
3.1.2 MINERALOGÍA.....	21
3.1.3 ORIGEN DE LOS FOSFATOS	21
3.1.4 GEOQUÍMICA.....	22
3.2 TIERRAS RARAS	23
3.3 URANIO.....	24
3.3.1 AMBIENTE GEOLÓGICO.....	24
3.3.2 GEOQUÍMICA Y RADIOQUÍMICA.....	26
3.3.3 MINERALOGÍA.....	27
3.3.4 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS.....	28
3.3.5 URANIO EN ROCAS ÍGNEAS.....	28
3.3.6 URANIO EN ROCAS METAMÓRFICAS.....	30
3.3.7 URANIO EN ROCAS SEDIMENTARIAS	30
4. MARCO GEOLÓGICO	31
4.1 ANTECEDENTES	31
4.2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	34
4.3 GEOLOGÍA LOCAL	39
4.3.1 ESTRATIGRAFÍA.....	39

4.4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	47
4.4.1	FALLAS.....	48
4.5	GEOLOGÍA HISTÓRICA.....	51
5.	DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS FACIAL.....	54
5.1	FACIES DE “SHALES” (FSh).....	54
5.2	FACIES DE CARBONATOS (Fc).....	55
5.3	FACIES ARENOSAS (Fa).....	56
6.	ASOCIACIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES.....	56
7.	AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN.....	58
8.	GEOQUÍMICA.....	60
8.1	DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS E INTERPRETACIÓN DE DATOS.....	60
9.	EDAD DE LOS SEDIMENTOS.....	66
10.	CONCLUSIONES.....	68
11.	RECOMENDACIONES.....	69
	BIBLIOGRAFÍA.....	70
	ANEXOS.....	76

LISTA DE FIGURAS

FIGURA. 1	MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.	17
FIGURA. 2	PLATAFORMAS DE PERFORACIÓN.....	18
FIGURA. 3	CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL FOSFORO.....	20
FIGURA. 4	ESQUEMA REPRESENTATIVO SOBRE DIFERENTES AMBIENTES DE DEPÓSITO DE ROCAS CON CONTENIDO DE URANIO.	25
FIGURA. 5	ANDES DEL NORTE QUE COMPRENDEN LOS ANDES COLOMBIANOS, ANDES VENEZOLANOS, ANDES ECUATORIANOS. CAR: PLACA CARIBE, NZC: PLACA DE NAZCA, COL: COLOMBIA, EC: ECUADOR, VEN: VENEZUELA.....	35
FIGURA. 6	ESQUEMA Y MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DEL ÁREA DE ESTUDIO (CÍRCULO ROJO), CON LAS PRINCIPALES UNIDADES.	36
FIGURA. 7	ARENISCA ALTERADA CON ÓXIDOS DE FE, P1_DDB10_002.....	43
FIGURA. 8	CALIZA FOSILÍFERA. P28_DDB10_029	44
FIGURA. 9	LUTITA P1_DDB10_002.....	45
FIGURA. 10	HUELLA DE AMONITA. P6_DDB10_017	46
FIGURA. 11	SECCIONES TRANSVERSALES REALIZADAS A PARTIR DE LA DESCRIPCIÓN GENERALIZADA DE LOS NÚCLEOS DE PERFORACIÓN, MOSTRANDO LA ESTRUCTURA SINCLINAL.	50
FIGURA. 12	<i>REPRESENTACIÓN DEL PAISAJE EN LA ZONA DE BERLÍN EN EL CRETÁCICO TEMPRANO, ANTES Y DESPUÉS DE LA DEPOSITACIÓN DE LAS CAPAS FOSFÁTICAS.....</i>	53
FIGURA. 13	A) COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LOS DIFERENTES NÚCLEOS DE PERFORACIÓN Y SU UBICACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO (DESCRIPCIÓN DETALLADA DE LAS COLUMNAS VER ANEXOS). B) Y C) MODELO DE DEPÓSITO PARA LOS SEDIMENTOS DE BERLÍN, CALDAS. B) CALIZAS FOSILÍFERAS (POSIBLE BARRAS ARRÉCIFALES) Y C) MAR EPICONTINENTAL (FORMACIÓN DE “SHALES”).	59
FIGURA. 14	RELACIÓN DE DATOS GEOQUÍMICOS PARA LAS DIFERENTES COLUMNAS RESPECTO A SU PROFUNDIDAD. A) P1_DDB_002. B) P3_DDB_007 c) P28_DDB_029 d) P6_DDB_017.....	61
FIGURA. 15	CORRELACIÓN PARA LOS DIFERENTES ELEMENTOS.....	64
FIGURA. 16	MUESTRA DE AMONITA.....	67

LISTA DE TABLAS

TABLA 1 MINERALES FOSFÁTICOS MÁS COMUNES.....	21
TABLA 2 ISOTOPOS NATURALES DE U, SU ABUNDANCIA Y PROMEDIO DE VIDA.....	26
TABLA 3 CONTENIDO DE U EN ROCAS ÍGNEAS.....	29
TABLA 4 RESUMEN DE LA NOMENCLATURA USADA E INTERPRETACIÓN DE FACIES.....	54
TABLA 5 ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS.....	60
TABLA 6 ZONAS CON MAYOR CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS.....	63

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A (DATOS GEOQUÍMICOS).....	77
ANEXO B COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS.....	78

RESUMEN

TITULO

ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO DEL SINCLINAL DE BERLÍN, MUNICIPIO DE CALDAS (COLOMBIA).*

AUTOR

LADY JOHANNA RÍOS GUERRERO**

PALABRAS CLAVE

BERLÍN – CALDAS, ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DEPÓSITO, SINCLINAL, FOSFORITAS, URANIO.

CONTENIDO

Se presenta un estudio sobre el ambiente de depósito del Sinclinal de Berlín, Caldas, Colombia, con objetivos orientados a la descripción de núcleos de perforación y al análisis geoquímico de algunos óxidos.

El área estudiada comprende 15 km², y se encuentra situada en el flanco oriental de la Cordillera Central, en el Departamento de Caldas. Incluye rocas metamórficas Paleozoicas, rocas ígneas y sedimentarias Cretácicas, algunos cuerpos ígneos del Paleógeno de pequeño tamaño, y depósitos sedimentarios recientes.

Las rocas metamórficas se constituyen en las más antiguas de la zona. Incluyen esquistos verdes, cuarcitas y esquistos grafitosos. Rodean completamente las unidades Cretácicas y Paleógenas, y forman el basamento sobre el cual se emplazaron estas unidades. Las rocas del Cretácico corresponden a una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas, lodolitas, lutitas, limolitas y calizas fosilíferas con un nivel mineralizado de uranio (U), además de cuerpos ígneos de cuarzdiorita, granodiorita y alasquitas. Algunos cuerpos ígneos cuarzdioríticos del Paleógeno. Como depósitos cuaternarios se encuentran flujos de lodo, delgados niveles de cenizas Volcánicas y materiales aluviales.

El rasgo estructural más importante lo constituye la Falla de Palestina, una de las más importantes de la Cordillera Central. Asociada a esta falla se encuentra la Falla de Berlín, que pone en contacto al Batolito de Sonsón con las rocas metamórficas Paleozoicas al Noreste (NE) de la zona y al Oeste (W) limitado por la Falla de Palestina.

Los resultados obtenidos indican un ambiente de influencia marina (Plataforma – Mar Epicontinental) transgresivo con posibles barras de arrecifes, marcado por la presencia de calizas fosilíferas en algunos sectores; se aprecia un nivel mineralizado de U cerca a los niveles calcáreos (fosilíferos), de origen singenético - epigenético, de igual forma se observa la vinculación de elementos como vanadio (V), molibdeno (Mo), fósforo (P) ligados a su formación en el Cretácico (Albiano Superior Alto).

***Tesis de Grado. Modalidad Investigación**

**** Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: M.Sc. Francisco Velandia.
Codirector: Geólogo Adrián Pérez.**

ABSTRACT

TITLE

STRATIGRAPHY AND ENVIRONMENT OF DEPOSITION OF SYNCLINE OF BERLIN, CALDAS STATE (COLOMBIA).*

AUTHOR

LADY JOHANNA RIOS GUERRERO

KEYWORDS

BERLÍN – CALDAS, STRATIGRAPHY, ENVIRONMENT OF DEPOSITION, SYNCLINE, PHOSPHORITES, URANIUM.

CONTENT

This study is about environment of deposition of syncline of Berlin, Caldas, Colombia, with oriented objectives to description of drilling cores and the geochemical analysis of some oxides.

The studied area includes 15 km², and is located on the eastern flank of the Cordillera Central, Caldas. Include Paleozoic metamorphic rocks, igneous and Cretaceous Sedimentary. Some small Paleogene igneous rocks bodies, and recent sedimentary rocks.

The Paleozoic metamorphic rocks are the oldest in the area. Include green schists, quartzites and graphitic schists. Completely surrounding Cretaceous and Paleogene units, and forming the basement which the units are emplaced. Cretaceous rocks correspond to a sedimentary sequence composed of sandstones, mudstones, shales, siltstones and fossiliferous limestone with level uranium mineralized (U), besides igneous bodies of quartz diorite, granodiorite and alaskite. Some quartzdiorite Paleogene igneous rocks body. As Quaternary deposits like mudflows, thin levels of volcanic ash and alluvial materials.

The most important structural feature is the Palestina Fault, one of the most important in Cordillera Central. Berlin Fault is associated with Palestina Fault, and contacts the Sonson Batholith with Paleozoic metamorphic rocks in northeast (NE), and in the west (W) limited by Palestina Fault.

The results indicate a marine influence environment (Platform – Epicontinental Sea) transgressive with potential reefs barrier, marked by the presence of some sectors of fossiliferous limestone; seen a Uranium mineralization level closed to calcareous levels (fossiliferous), syngenetic – epigenetic source, likewise seems the entailment of elements like vanadium (V), molybdenum (Mo), phosphorus (P), associated with the formation in the Cretaceous (Upper Albian).

***Degree Work, Modality Investigation.**

**** Faculty of Physical Chemistry. School of Geology. Director: M.Sc. Francisco Velandia. Codirector: Geólogo Adrián Pérez.**

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en el flanco oriental de la Cordillera Central, hacia el Oeste (W) del valle del río Magdalena, departamento de Caldas, municipio de Samaná, corregimiento de Berlín, aproximadamente a 80 kilómetros (km) al Noreste (NE) de Manizales capital del departamento y su distancia vial desde el puerto fluvial de La Dorada es de 58 km por carretera que de esta ciudad conduce a Sonsón y a Medellín, geológicamente se encuentra referenciada en las planchas 188 ID y 188 IIIB del Ingeominas.

Fisiográficamente la zona es bastante abrupta e irregular, con cotas máximas de 1.929 metros (m), y mínimas de 390 m. Las pendientes son muy inclinadas, la vegetación es moderada en las faldas de los cerros y abundante en los cañones de los ríos y quebradas, Existe aún muchas zonas en donde se conserva el bosque natural.

Hidrográficamente, el río Moro al Este (E) es la corriente más importante, otras corrientes son el río Manso al Norte (N), la Quebrada Santa Marta, la Quebrada Santa Bárbara y la Quebrada Negra, así como también numerosos y pequeños arroyos, Todas estas corrientes hacen parte de la cuenca hidrográfica del Río La Miel al Sureste (SE).

El clima es cálido, con una temperatura promedio de unos 25° - 26° C. La precipitación es variable, aumentando hacia las partes altas de la Cordillera. La economía de los pobladores de la zona se basa principalmente en la agricultura, con un segundo lugar para la ganadería de tipo doméstico. Las fuertes pendientes de la zona dificultan enormemente ambas actividades.

Este trabajo de investigación es un soporte a las actividades exploratorias llevadas a cabo por la empresa Gaia Energy (U₃O₈ Corp.) en el sector, donde se hace necesario realizar un estudio sobre el ambiente de depositación de las rocas

sedimentarias que presentan mineralización de Uranio (U), a partir del análisis bibliográfico y de los antecedentes, así como el levantamiento de columnas estratigráficas a partir de núcleos de perforación y análisis químicos de óxidos.

La secuencia sedimentaria de edad Cretácica corresponde a areniscas, lodolitas, lutitas y limolitas, con altos contenidos de materia orgánica, y con presencia de un nivel mineralizado asociado a anomalías en contenido de U, Vanadio (V), molibdeno (Mo) y fosfatos. Los principales rasgos estructurales son la falla de palestina y el sinclinal de Berlín.

Se considera el U de Berlín como de origen singenético - diagenético, donde los detritus de organismos compuestos de carbonatos-fluoroapatito y la materia orgánica son los agentes de reducción, transporte y concentración del U. (Garzón, 1984)

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis estratigráfico de las rocas del Cretácico en el Sinclinal de Berlín, Caldas, con el fin de establecer su ambiente de depósito.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar columnas estratigráficas detalladas a partir de descripción de núcleos de perforación a escala 1:100.
- Determinar el ambiente de depósito de la unidad estudiada.

2. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo presentó varias etapas las cuales serán mencionadas a continuación:

2.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se recopiló y analizó toda la información geológica existente sobre el área de estudio (mapas, informes, trabajos de grado y artículos científicos publicados).

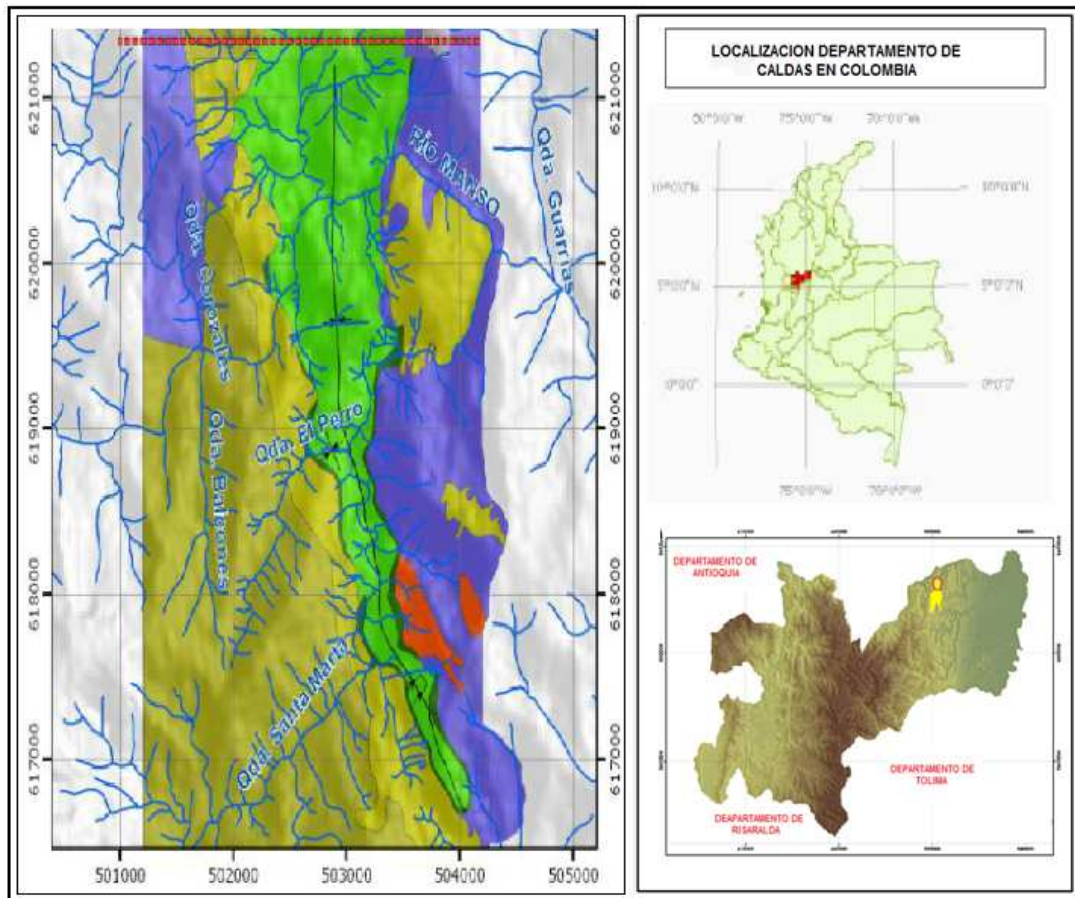
Así mismo consistió en el estudio de la geología de depósitos de U en rocas sedimentarias, la ocurrencia de la mineralización de U en rocas fosfóricas y el análisis de la información proporcionada por la empresa Gaia Energy (U₃O₈ Corp.).

2.2 TRABAJO DE CAMPO

Para la realización de las columnas estratigráficas el trabajo se desarrolló en dos etapas

- 1) Reconocimiento geológico del depósito, para este se determinó el análisis de la zona sur del área (Fig.1) ya que está cuenta con el mayor número de perforaciones (Fig.2).

Figura. 1 Mapa de localización del área de estudio.



Fuente: Modificado de U₃O₈ Corp. (Informes Técnicos) 2010.

Figura. 2 Plataformas de perforación.



Fuente: Google Earth (2012).

2) Descripción de núcleos de perforación.

Las columnas estratigráficas plasmadas de los núcleos de perforación se realizaron a escala 1:100, la información principal de las columnas consistió en una descripción de litología, granulometría, color, contactos, estructuras de ordenamiento interno, madurez, selección, redondez, esfericidad y fósiles, además de un registro fotográfico.

Para la descripción de rocas terrígenas se utilizó la nomenclatura de Folk (1974). Para las rocas carbonatadas se usaron los esquemas de clasificación de Dunham (1962) y Folk (1962). Para la selección de colores se usó La Tabla de Color para Rocas de Munsell Color.

2.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Con los datos obtenidos en la fase de trabajo de campo, se realizó la interpretación de las facies litológicas, asignándose un código característico a

cada litología. Se establecieron asociaciones de facies de las mismas y se determinó así el ambiente de depósito del área de estudio.

2.4 ELABORACIÓN INFORME FINAL

Se procesó toda la información recopilada en las fases anteriores, digitalizando la columna estratigráfica con el *software* CorelDraw X5 y se realizó el informe final para la empresa (U₃O₈), la presente monografía y la respectiva presentación para la sustentación.

3. MARCO TEÓRICO

3.1 FOSFATOS

3.1.1 CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL FÓSFORO

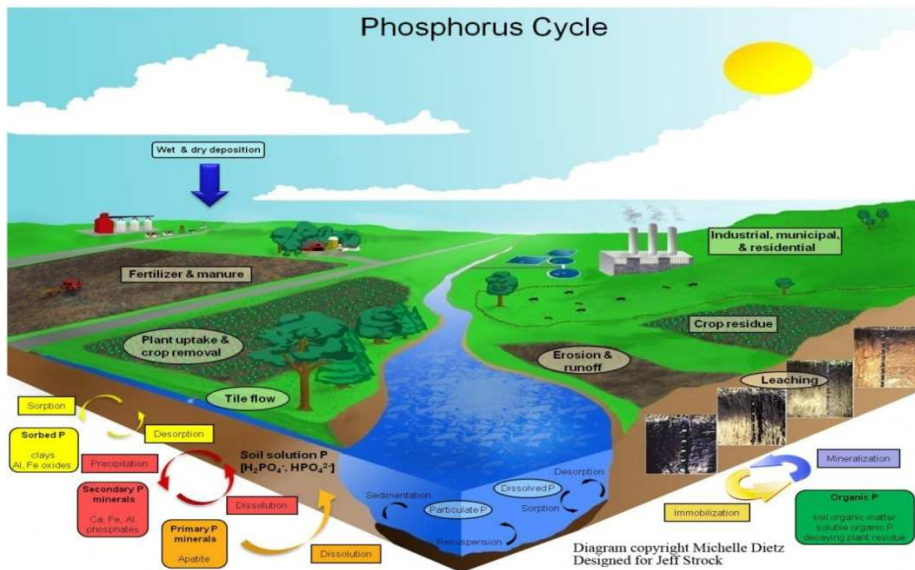
El ciclo del fósforo (P) es un ciclo biogeoquímico que describe el movimiento de este elemento en su circulación en el ecosistema. Los seres vivos toman el P, en forma de fosfatos a partir de las rocas fosfatadas, que mediante meteorización se descomponen y liberan los fosfatos. Éstos pasan a los vegetales por el suelo y, seguidamente, pasan a los animales. Cuando éstos excretan, los descomponedores actúan volviendo a producir fosfatos.

La mayor reserva de P está en la corteza terrestre y en los depósitos de rocas marinas. El P es un componente esencial de los organismos. Forma parte de los ácidos nucleicos (ADN y ARN); del ATP y de otras moléculas que tienen P₄O₃⁻ y que almacenan la energía química; de los fosfolípidos que forman las membranas celulares; y de los huesos y dientes de los animales. Está en pequeñas cantidades en las plantas, en proporciones de un 0,2%, aproximadamente. En los animales hasta el 1% de su masa puede ser P.

Su reserva fundamental en la naturaleza es la corteza terrestre. Por meteorización de las rocas o sacado por las cenizas volcánicas, queda disponible para que lo puedan tomar las plantas. Con facilidad es arrastrado por las aguas y llega al mar. Parte del que es arrastrado sedimenta al fondo del mar y forma rocas que tardarán millones de años en volver a emerger y liberar de nuevo las sales de P.

Otra parte es absorbida por el plancton que, a su vez, es comido por organismos filtradores de plancton, como algunas especies de peces. Cuando estos peces son comidos por aves que tienen sus nidos en tierra, devuelven parte del P en las heces (guano) a tierra (fig. 3). El fósforo es el principal factor limitante en los ecosistemas acuáticos y en los lugares en los que las corrientes marinas suben del fondo, arrastrando fósforo del que se ha ido sedimentando, el plancton prolifera en la superficie.

Figura. 3 Ciclo biogeoquímico del fósforo.



Fuente: Phosphorus Cycle. University of Minnesota 2012, <http://www.extension.umn.edu/distribution/cropsystems/dc6795.html>

3.1.2 MINERALOGÍA

Los minerales fosfáticos más comunes son los del grupo del apatito cuya fórmula general es $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})_2$; sus representantes más importantes son (Tabla. 1):

Tabla 1 Minerales fosfáticos más comunes.

Hidroxiapatito	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$
Fluorapatito	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$
Hidroxifluorapatito	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_x\text{F}_{2-x}$
Carbonato apatito	

Fuente: Ingeominas 1987

Estas estructuras permiten la presencia de trazas de VO_4 , As_2O_4 y SO_4 que sustituyen parcialmente al PO_4 y al Na, Sr, U, Th y Tierras Raras que reemplazan al Ca.

Se denominan fosforitas a las rocas que contienen fosfatos, con un contenido de P_2O_5 superior al 20%. Los principales componentes de las fosforitas además del apatito son: Cuarzo, moscovita, illita, feldspatos, óxidos de hierro y arcillas. La calcita (CaCO_3) y la dolomita pueden presentarse en cantidades importantes en algunas muestras y estar ausentes en otras (Ingeominas, 1987).

3.1.3 ORIGEN DE LOS FOSFATOS

Los gránulos de fosfatos son estructuras de carbonatos de calcio fosfatados, que originalmente se formaron en el fondo del mar bajo el flujo de corrientes orgánicas. El carbonato de calcio puede ser reemplazado por fosfato en forma parcial o total

El fosfato se deposita en las formaciones marinas como carbonatos de fluorapatito que se desarrolla por reemplazamiento de los “pellets” de carbonato de calcio. El

fosfato llega como iones al agua de mar abasteciendo la solución. Los factores de desarrollo más importantes son la concentración, el pH, la temperatura y la presión (Ingeominas, 1987). Las condiciones ambientales más favorables para el reemplazamientos entre otras, son:

- Zonas poco profundas, bajo la zona eufótica (100 m)
- Escasa precipitación de carbonato de calcio.
- Lenta acumulación de material detrítico tanto orgánico como inorgánico
- Corrientes oceánicas apreciables para formar “pellets” y renovar la solución.

La diagénesis tiene un efecto importante en los sedimentos fosfáticos. La caliza, el cuarzo, las arcillas y la pirita se desarrollan simultáneamente. En casos extremos los gránulos están completamente reemplazados por fosfato formando capas concéntricas.

3.1.4 GEOQUÍMICA

Los componentes geoquímicos dominantes corresponden a los del grupo del apatito aunque la influencia de otros minerales es evidente.

Los componentes menores que pueden estar presentes en las fosforitas son: fluorita, zircón, turmalina, montmorillonita, caolinita y pirita. La materia orgánica también puede estar presente alcanzando valores notables. Ocasionalmente puede presentarse el manganeso y el bario.

El CO₂ se presenta como carbonato sustituyendo el fosfato en el mineral apatito y en los minerales carbonatados como la calcita y la dolomita.

Los metales asociados a la materia orgánica son: As, Cd, Cr, Cu, Mo, Ni, Sb, V y Zn. Los metales agrupados con el apatito son el Mg, Sr, U y los de Tierras Raras La, Nd, Yb (Crusius et al, 1996).

El P llega al mar absorbido en hidróxidos de hierro, aluminio, en arcillas y disuelto en compuestos orgánicos o en soluciones. La saturación de las aguas marinas es casi completa, aunque su contenido no es uniforme, siendo más abundante en aguas frías y profundas (0,3 ppm de PO_4); las aguas templadas superficiales contienen solo 0,01 ppm, de PO_4 .

Las aguas frías y profundas, por efectos de las corrientes marinas pueden ascender a la superficie y como la solubilidad disminuye con el aumento de la temperatura y del pH, puede ocurrir entonces la precipitación del apatito por procesos orgánicos e inorgánicos.

Los fenómenos geoquímicos son complejos; el fosfato se hace menos soluble con el ascenso de las aguas; el pH y la temperatura aumentan; tienen lugar entonces a una precipitación inorgánica o bioquímica. Parte de la materia orgánica de la zona de fotosíntesis que llega a la superficie, es dispersada o destruida y buena parte cae al fondo causando ambientes reductores. La sílice precipita bioquímicamente y los carbonatos se precipitan química o bioquímicamente en aguas costeras más cálidas y en aguas más someras y restringidas que se pueden encontrar adyacentes a costas desérticas (Ingeominas, 1987).

3.2 TIERRAS RARAS

Las rocas sedimentarias tienen un bajo contenido en lantánidos, salvo algunas excepciones importantes como fosforitas con apatito como mineral mena; depósitos ricos en fósiles como monacita como mineral de mena, y algunos conglomerados con monacita (Adams & Staatz, 1973).

El Ca^{+2} puede ser reemplazado por tierras raras en apatito y hornblenda. La presencia de REE, en pequeñas cantidades, en carbonato de calcio de organismos marinos, va acompañada del reemplazamiento de boro (B), por carbono (C) en el radical ácido.

3.3 URANIO

El U es el último elemento de la tabla periódica que se encuentran en estado natural. Con número atómico 92, pertenece a la serie de los Actínidos, de la cual, junto con el torio (Th), son los más importantes y de mayor ocurrencia en la naturaleza. El contenido de U en la corteza terrestre es aproximadamente de 2 ppm; en magmas basálticos disminuye a 0,5 ppm.

El U es un elemento radioactivo. La principal utilidad estriba en la enorme cantidad de energía que libera la fisión nuclear. Isótopos radioactivos se han usado también en medicina, agricultura, veterinaria, conservación de alimentos; algunos se utilizan en cerámica y en la coloración del vidrio.

Antes de 1940 el U se usaba principalmente para colorear algunos productos cerámicos y sus minerales eran extraídos principalmente por su contenido de radio.

3.3.1 AMBIENTE GEOLÓGICO

Se sabe que los depósitos de mineral de U se presentan en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas y en muchos tipos de rocas diferentes dentro de cada una de estas clasificaciones (Fig.4).

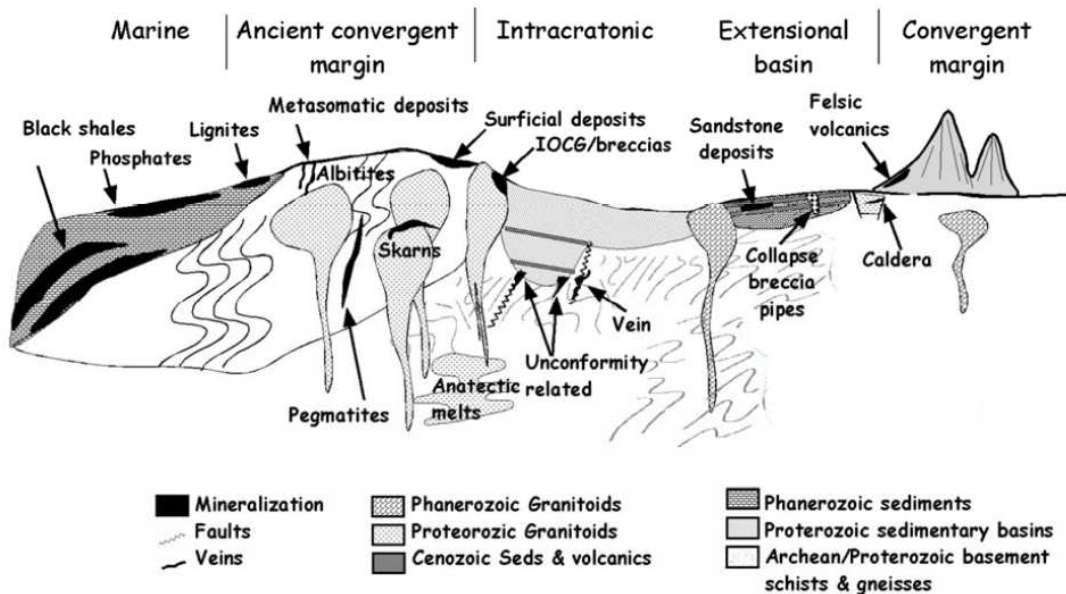
Las rocas sedimentarias del proterozoico son las más favorables, esencialmente aquellas que se depositaron en ambientes reductores y han sufrido poco metamorfismo.

Para la formación de un yacimiento uranífero, generalmente se requieren cinco condiciones (Ingeominas 1987):

- a) Fuente del elemento.
- b) agua suficiente para transportarlo.
- c) conductos subterráneos adecuados,
- d) agentes acomplejantes para mantener al elemento en solución,
- e) otros agentes para precipitar y reconcentrar el mineral.

Si falta solo uno de estos factores no se formara un yacimiento. De ahí la escasez de yacimientos de U: la probabilidad de que se reúnan todos estos factores es muy baja (Muñoz, 1983).

Figura. 4 Esquema representativo sobre diferentes ambientes de depósito de rocas con contenido de uranio.



Fuente; Cuney, M., Kyser, K., 2008. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration.

3.3.2 GEOQUÍMICA Y RADIOQUÍMICA

Las características químicas del U están representadas por un número atómico de 92 y peso atómico de 238. Los isótopos naturales son radiactivos y de acuerdo a su abundancia son representados en la Tabla. 2:

Tabla 2 Isótopos naturales de U, su abundancia y promedio de vida.

Isótopo	Abundancia %	Vida Media
<ul style="list-style-type: none">• U_{238}• U_{235}• U_{234}	<ul style="list-style-type: none">• 99,28• 9,71• 0,054	<ul style="list-style-type: none">• $4,51 \times 10^9$ años• $71,1 \times 10^8$ años• $2,48 \times 10^5$ años

El comportamiento de las soluciones de U en sistemas acuosos depende de la temperatura, estado de oxidación del sistema Eh-pH, actividad de otros compuestos disueltos y presión de CO_2 o H_2S .

Generalmente el U^{+6} es más soluble que el U^{+4} en aguas naturales. Los carbonatos y los sulfatos son los más importantes aniones para retener o capturar U en solución.

La reducción de U (U^{+6} a U^{+4}) frecuentemente significa precipitación de este elemento como uraninita.

Los tipos naturales de partículas que se producen durante la desintegración del U son:

Partículas α (Alfa), son idénticas a un núcleo de Helio cuya masa también es de 4 y carga +2.

Partículas β (Beta), son iguales a un electrón, tienen masa muy pequeña.

Partículas γ (Gama), presentan energía electromagnética no tienen carga ni masa.

Durante la desintegración radiactiva del uranio 238 se presentan nuevos elementos e isotopos por la emisión de estos tres tipos de partículas. Los más comunes son: U^{235} , Th^{232} , K^{40} , Rb^{87} ; todos los isotopos de los anteriores elementos superiores al Pb en la Tabla Periódica son radioactivos. La mayor producción de partículas se presenta en el paso de U^{238} a Th^{232} .

La formación de los nuevos elementos y de sus respectivos isotopos puede tardar días o millones de años, por esta razón el U es utilizado para determinar edades radiométricas de las rocas (Tabla. 2).

3.3.3 MINERALOGÍA

El U es polivalente ($+4$, $+6$), presenta un radio atómico grande (0,9Å) y alta reactividad química; son frecuentemente solubles los compuestos de U^{+6} en soluciones acuosas, en cambio son relativamente insolubles los compuestos de U^{+4} . El U comúnmente forma varios compuestos y entra en la estructura de varios minerales. Los principales minerales de U^{+4} (ambiente reductor) son: uraninita, pechblenda, cofinita. Minerales de U^{+6} (ambientes oxidantes) son, como vanadatos: carnotita y como fosfatos: autenita, torbenita, y además silicatos y uranofana (Cuney M. et al. 2008).

3.3.4 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS

Pocos depósitos se concentran bajo un grupo más variado de condiciones que el U. Sus minerales incluyen los formados bajo todos los tipos de procesos ígneos, sedimentarios y de interperismo. Para simplificar los diferentes depósitos y medios en los cuales se presenta el U como resultado de la operación de estos procesos, se agrupan en cinco clases (Ingeominas 1987):

1. Rocas ígneas, pegmatitas, vetas y depósitos relacionados
2. Depósitos de carnotita en arenisca, cobre, uranio y otros minerales
3. Otras rocas sedimentarias consolidadas
4. Placeres
5. Fluidos naturales

3.3.5 URANIO EN ROCAS ÍGNEAS

El contenido de U en la corteza terrestre es aproximadamente 2 ppm; en magmas basálticos, disminuye a 0,5 ppm. Debido a su valencia $+4$ y a su gran radio iónico, difícilmente forma minerales independientes al comienzo de la diferenciación magmática, o se acomoda como elemento traza en otros minerales. Usando la diferenciación magmática se hace más granítica, el contenido residual de U aumenta (IAEA 2009). La Tabla 3 muestra el contenido de U en rocas ígneas:

Tabla 3 Contenido de U en rocas Ígneas.

Tipo de Uranio	Ppm	Rango
Dunitas	0,02	0,003 – 0,05
Ecoglitas	0,2	0,013 – 0,80
Piroxenitas	0,7	-----
Gabro	0,9	0,2 – 3,4
Diorita	2,0	0,5 – 11,5
Granito	4,0	2,2 – 21
Intrusivos alcalinos	-----	0,04 – 140

Fuente: Ingeominas 1987

Los equivalentes volcánicos comúnmente contienen entre 1,5 y 2 veces más U que sus respectivas rocas plutónicas.

En estas condiciones, las rocas ígneas finales de una diferenciación son las que tienen mayores posibilidades de contener U tales como granito, leucogranito, aplita, pegmatita, alaskitas. También son favorables las rocas alcalinas con alto contenido en K y deficiencia en Na, Ca y Si, tales como sienitas las cuales comúnmente son ricas en Th; particularmente en aquellas rocas que son producto de concentración de los volátiles residuales (Ingeominas 1987).

El U también puede presentarse en rocas volcánicas, principalmente en las ricas en volátiles de composición alcalina y deficientes en silicatos de Fe y Mg. Principalmente durante la evolución de la caldera volcánica, se presenta U en flujos de cenizas de composición riolítica durante la sedimentación volcanoclástica.

También se presenta U en venas asociadas a rocas félsicas; es común observar una correlación entre las venas con U y las rocas graníticas. Generalmente las zonas ricas en U están llenando los espacios vacíos en fracturas, fallas, brechas, stockwork, o “pipes”. Las venas son de poca extensión vertical y el mineral

principal es pechblenda que se encuentra junto con cuarzo, calcita y en menor proporción sulfuros (Cuney M. et al. 2008).

3.3.6 URANIO EN ROCAS METAMÓRFICAS

Durante los eventos metamórficos el U sale lentamente debido a la deshidratación de las rocas cuando aumenta la temperatura y la presión. Este elemento junto con otros elementos trazas migran disueltos en agua y en presencia de CO₂ a través de zonas de baja presión. Estos fluidos hidrotermales se depositan en fracturas, zonas del cizallamiento, rocas debajo grado de metamorfismo, asociada a procesos sucesivos de alto metamorfismo; también se presentan acumulaciones producidas por fusión parcial (anatexis) (IAEA 2009).

Los principales depósitos están asociados con “shales” carbonaceos (pizarras y esquistos), rocas volcánicas acidas y conglomerados provenientes de placeres.

3.3.7 URANIO EN ROCAS SEDIMENTARIAS

Las fosforitas marinas y las lutitas negras son las principales rocas sedimentarias uraníferas después de las areniscas. Este elemento en las rocas sedimentarias marinas está en general distribuido uniformemente en unidades estratigráficas de poco espesor que se extienden en áreas de algunos cuantos a varios miles de kilómetros cuadrados en magnitud.

Se han encontrado yacimientos de U en depósitos singenéticos en placeres y en materiales marinos y lacustres. También otros depósitos están relacionados con eventos epigenéticos, donde la lixiviación del agua subterránea puede transportar y depositar U en ambientes reductores, evaporitas, zonas de inconformidad, y

como producto de cambios en la química del agua subterránea (Cuney M. et al. 2008).

El U es transportado por aguas superficiales que lavan el continente y lo trasladan hacia el océano, donde se deposita en ambiente reductor junto con materia orgánica que posteriormente van a formar “shales”. Las condiciones favorables para este tipo de depósitos son de baja tasa de sedimentación, fuertes condiciones reductoras, abundante material de restos de plantas, poca cantidad de material terrígeno, depositación intracratónica de poca profundidad y restringida circulación.

En depósitos de rocas fosfóricas el U sustituye al calcio en la estructura cristalina del apatito.

4. MARCO GEOLÓGICO

4.1 ANTECEDENTES

Pocos trabajos se han realizado en el área de estudio, la mayoría pertenece a compañías extranjeras e Ingeominas aunque de una manera regional. A continuación se citan algunos autores que han nombrado y definido los sedimentos de Berlín.

IRVING, (1971), no menciona en forma precisa a los sedimentos de Berlín, pero si indica que durante el Hauteriviano, el mar cretáceo que entró por el SW procedente del Pacífico, se unió con el mar Caribe a lo largo de la actual Cordillera Central. En el Cretáceo tardío, éste se retiró hacia el N constituyendo depósitos de fosforita, también se menciona que este mar cretáceo no fue una cuenca de sedimentación simple y que por lo tanto existen zonas emergidas y pequeñas cuencas.

FEININGER, (1972) describe el Cretácico de Antioquia y Caldas, haciendo énfasis en los “shales” negros que afloran al sur de San Luis (Antioquia), los cuales, en base a las características descritas y halladas en Berlín, como similitud litológica y de composición, podrían eventualmente ser correlacionables. Sin embargo, a los afloramientos de Berlín este autor les asigna una edad Cretácico Albiano-Aptiano, mientras que Naranjo (1983) les asigna una edad Valangiano- Hauteriviano.

BARRERO, (1976), establece eventos de orogenia, tectónica y magmatismo en la Cordillera Central, los que se repercuten en los fenómenos de subsidencia que acaecieron durante el Cretáceo, permitiendo así la formación de rocas sedimentarias cretáceas en la Cordillera Central. En el “Mapa geológico del cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La Dorada” se mencionan los sedimentos de Berlín dando gran importancia a su contenido fósil y denominados como Horizonte Fosilífero de Berlín.

CASTAÑO, (1979), realizó una descripción petrográfica en el sector sur del depósito. La mayoría de rocas de textura arenosa, fosfática y alta reacción al molibdato de amonio con ácido nítrico. Describió los fosfatos como minerales de origen autigénicos principalmente en la matriz y actuando como material cementante con minerales como apatito, candralita, dahlita. Identificó material carbonoso, óxidos de hierro, goethita, feldespatos alterados, zircón y turmalina como accesorios. Establece una proporcionalidad no lineal entre uranio y fosfatos.

USNARSKI, (1979), en sus informes mensuales de campaña (Minatome) reporta anomalías radiométricas de hasta 12500 (cps) destacando que las mayores radiometrías corresponden a la mayor presencia de fosfatos, notando que la radiometría aumenta siempre con la profundidad. Se concluye que los datos de superficie indican una mineralización importante en los sedimentos de Berlín.

MUÑOZ, (1983), concluye que los resultados químicos de uranio en rocas descartan un aporte de iones de uranio para las mineralizaciones Urano-fosfáticas de los “shales” negros de Berlín ya que es una intrusión posterior a esta unidad y el nivel anómalo no se presenta en el contacto, siendo continuo en toda la estructura de la secuencia sedimentaria.

NARANJO, (1983), presenta mapa geológico y cortes estructurales de las rocas del cretácico. Concluye que no siempre los valores radiométricos (SPP-2) más altos coinciden con los mayores tenores de uranio, se considera una capa de 1,5 m de espesor con un tenor promedio de 1216 (ppm) de Uranio y de 2 (m) con un tenor de 986 (ppm). Se define el depósito como polimetálico existiendo relación directa entre U – V, U – M y U – Fosfatos.

GARZÓN, (1984), presenta un modelo genético donde aparentemente, la depositación estuvo influenciada al comienzo de la secuencia por emanaciones volcánicas continentales que posiblemente fueron las portadoras del material radiactivo y causaron una depositación rápida de los restos de organismos marinos que luego formaron las arenas fosfáticas. Posteriormente, al episodio de sedimentación se presenta una orogénesis que causo plegamientos, fallamientos y cizallamiento de las rocas Cretáceas. Esta orogenia fue seguida por emplazamientos de batolitos y stocks de composición granítica.

GÓMEZ Y LIZCANO, (1990), enfocan su trabajo dirigido por el profesor Andreas Kammer en la tectonoestratigrafía de la secuencia sedimentaria de Berlín, Caldas, concluyendo que el plegamiento (sinclinal de Berlín) está genéticamente relacionado con la tectónica del Cretácico tardío que origino la Falla Palestina así como la lineación subhorizontal de alargamiento, la deformación de fósiles y esquistosidad de los sedimentos de Berlín.

SPENCER, (2010), con el fin de adelantar ensayos metalúrgicos para la compañía (U_3O_8) describe cinco rocas clasificadas como areniscas mineralizadas, brechas de falla y rocas ígneas intrusivas alcalinas tipo leucogranito y alaskitas.

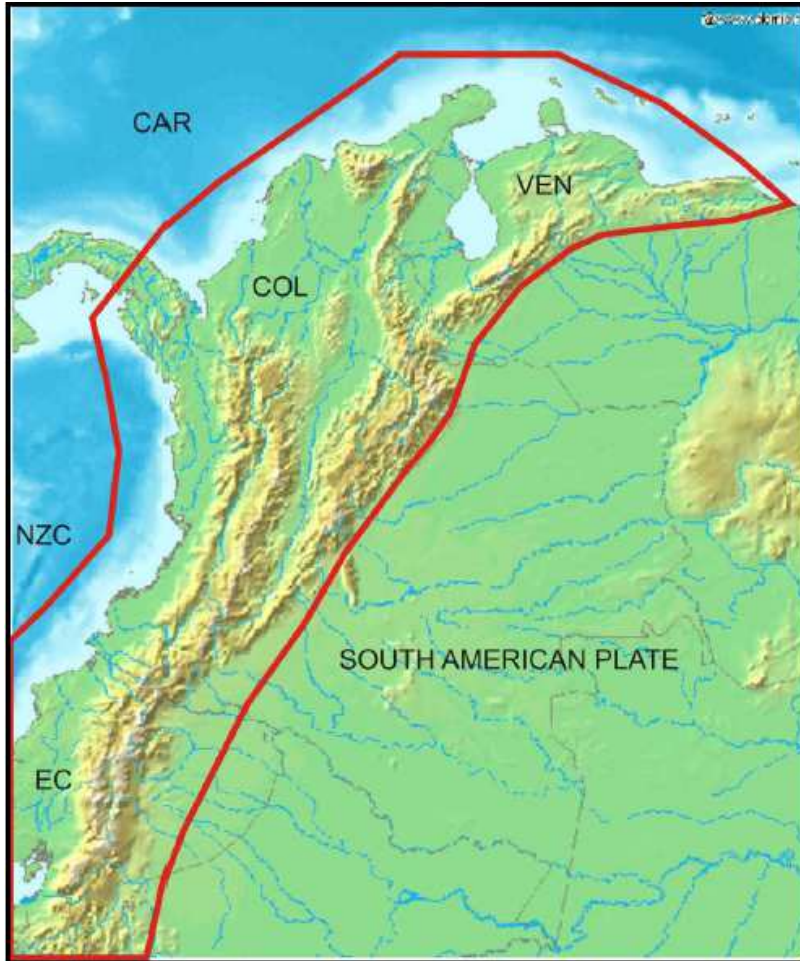
Identificando a los fosfatos como los mayores portadores de U, V, Y, tierras raras y en menor proporción Fe, Al, Ti, Cu, Ca y Cr localizados en la matriz y el cemento en minerales como la roscoelita, churchita, monacita, autunita, meta autunita y cacoxenita. Plantea la posibilidad de que la unidad intrusiva fue la fuente de calor y de los fluidos mineralizantes adjunto a la arenisca.

PIMIENTO, (2011), define el proceso mineralizante como epigenético y generado como producto de la remobilización del P, V y U, este último proveniente del basamento ígneo metamórfico o extraídos de minerales detríticos con U y que precipitan con morfologías que sugieren la incorporación de fluidos oxidados hidrotermales de baja temperatura (<100 – 200 °C) ricos en complejos uraníferos fosfatados a través de paleoporosidad primaria en medio ácido probablemente con pH 4 – 5 que en condiciones reductoras como producto de la interacción con la materia orgánica aumentan el pH y precipitan los minerales mena.

4.2 GEOLOGÍA REGIONAL

El territorio colombiano es dominado en su mayor parte por un sistema de cordilleras pertenecientes al marco geotécnico de Los Andes del norte (Fig. 5), que se encuentra dividido en tres segmentos: los Andes Colombianos, Andes Venezolanos y Andes Ecuatorianos.

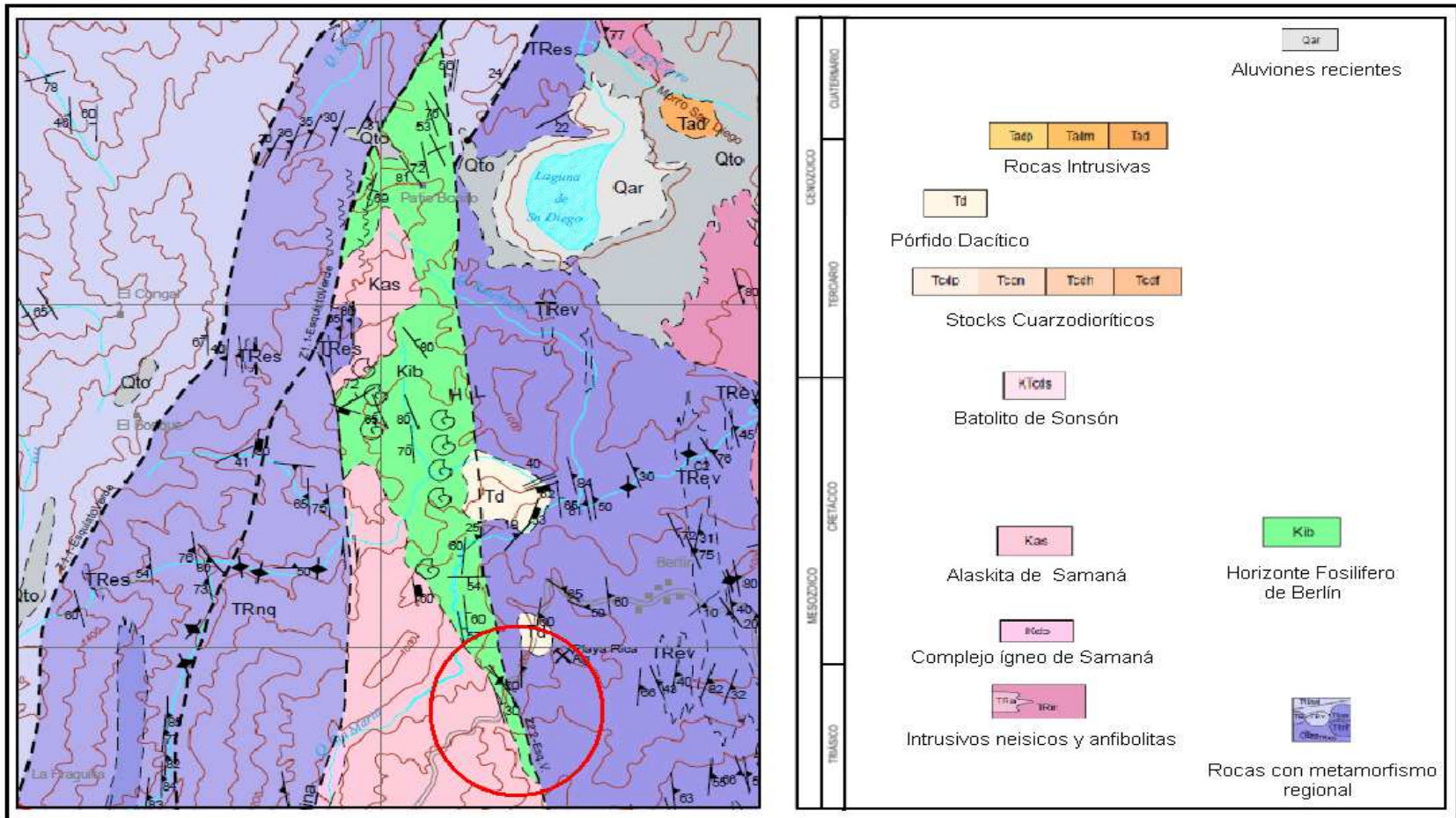
Figura. 5 Andes del Norte que comprenden los Andes Colombianos, Andes Venezolanos, Andes Ecuatorianos. CAR: Placa Caribe, NZC: Placa de Nazca, COL: Colombia, EC: Ecuador, VEN: Venezuela.



Fuente: Marco Geotectónico de los Andes del Norte, Ingeominas 2010.

El área de interés está ubicada en el borde oriental de la Cordillera Central (Fig. 6), formada por rocas metamórficas de edad Precámbrica de varios tipos, rocas metamórficas de origen sedimentario de edad Paleozoico temprano con facies esquistos verdes y rocas del proterozoico de facies anfibolita (marcando al occidente, borde de deformación del escudo de Guyana, (Álvarez, 1979)) e ígneas del Mesozoico,

Figura. 6 Esquema y mapa geológico regional del área de estudio (círculo rojo), con las principales unidades.



Modificado: Barrero D., Vesga., 1976. Plancha geológica 188 La Dorada. Esc. 1:100.000.

rocas ígneas y sedimentarias del Cretácico las cuales han sido intruidas por tres arcos de tipo Andino. Las manifestaciones de volcanismo durante el Neógeno se evidencian en la actualidad por la orientación de las cadenas de conos estrato-volcánicos a lo largo de departamento de Caldas. (Ingeominas, 2010)

Las rocas metamórficas Precámbricas que afloran en el área corresponden a rocas de bajo a medio grado como esquistos verdes, esquistos grafitosos y cuarcitas, entre las más importantes. El origen se encuentra relacionado a una secuencia de “shales” y areniscas con intercalaciones de rocas volcánicas y rocas ultrabásicas, dicha secuencia fue afectada por el metamorfismo regional de la orogenia del paleozoico a mesozoico reciente (Castaño, 1979).

En el Paleozoico se encuentran rocas metasedimentarias que consisten principalmente en filitas y meta-areniscas de muy bajo grado de metamorfismo (Castaño, 1979). Aunque una parte de ellas puede pertenecer al Precámbrico tardío y/o al Cretácico tardío, estas rocas representan secuencias sedimentarias de plataforma en el este y al oeste de la Cordillera Central contienen más material volcánico. (Ingeominas, 2010).

El intervalo Triásico – Jurásico se caracteriza por rocas sedimentarias calcáreas de plataforma, rocas sedimentarias continentales y por el desarrollo de un arco volcánico-plutónico que va desde el macizo de Santa Marta hacia el sur a lo largo del borde este de la cordillera Central. A lo largo de la cordillera y durante el cretácico se emplazaron batolitos y stocks, así mismo se caracterizó por un periodo de depositación marina localmente. (Ingeominas, 2010). La cuarzo-diorita de Sonsón, al W, de edad Mesozoico (triásico-jurásico), intruyen los metasedimentos y podría ser una fase ígnea tardía de la orogenia Paleozoica que dio origen a la Cordillera Central (Castaño, 1979).

Al iniciar el Cretácico existía una depresión, hoy ocupada por el borde oriental de la Cordillera Oriental, dominada anteriormente por un periodo continental y de emersión. El mar Valanginiano depositó sedimentos clásticos (en menor

proporción) y sedimentos marinos en condiciones favorables a la sedimentación, en las partes profundas recibió aporte de arcillas ricas en materia orgánica y fosfatos formados como producto de la amplia comunicación entre los océanos Pacífico y Atlántico que depositaban fosforitas como causa de la interacción de corrientes frías que ascendían de los fondos marinos hacia las costas. El ambiente marino de la cuenca continuó hasta el Cretácico Superior y el Paleógeno durante la orogenia Andina con paroxismo en el Mioceno (Castaño, 1979).

En las rocas del Cretácico se encuentra el Batolito de Samaná, descrito por Muñoz (1983) como un cuerpo de composición muy variable, predominantemente diorítico, con variaciones a gabros, granitos y granodioritas. Varios autores, como Barrero (1969) lo relacionan con una serie de intrusiones de igual edad que afectaron a la Cordillera Central como consecuencia de la subducción y fusión de la placa oceánica bajo la continental en el Cretáceo.

Las rocas de edad Cretácico Superior (Santoniano – Campaniano – Maastrichtiano) en las Cordilleras Occidental y Central contienen materiales volcánicos, y la Cordillera Oriental es predominantemente de naturaleza sedimentaria, presentando las principales formaciones con alto contenido de fosfatos que corresponden al Grupo Guadalupe en el centro del país constituido por una gruesa sección de materiales clásticos tales como areniscas. Formación La Luna en los departamentos de Santander y Norte de Santander, compuesta principalmente por cherts, calizas, arcillas negras y fosforitas (Ingeominas, 1987).

El Grupo Guadalupe corresponde a facies más litorales, con carácter de plataforma continental, donde ocurren concentraciones notables de fosforitas. La Formación La Luna corresponde a un mar epicontinental (Ingeominas, 1987).

Los sedimentos de Guadalupe presentan semejanza, es posible que haya sido desplazado hacia el Norte por el juego dextrógiro de la falla de Palestina (Castaño, 1979).

El volcanismo Terciario a Cuaternario del final de la fase andina, se manifestaron en la región con explosiones de productos piroclástico que en parte cubrieron los sedimentos de Berlín. (Naranjo, 1983)

4.3GEOLOGÍA LOCAL

Se identifican en la zona de estudio cinco unidades litológicas que corresponden a rocas metamórficas de protolito sedimentario correlacionables con el Complejo Cajamarca de edad Paleozoica, rocas ígneas de composición acida del Cretácico Inferior a Superior hasta el Paleógeno, con gran variación composicional, predominando rocas tales como alaskitas, tonalitas, granitos, ocasionalmente granodioritas y dioritas, rocas ígneas intermedias y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior (Castaño 1979). En estas últimas, ocurre la mineralización asociada a anomalías en contenido de uranio, vanadio, molibdeno y fosfatos, hospedada en la transición entre una secuencia de areniscas cuarzosas, limolitas arenosas, limolitas y “shales” carbonosos, con niveles fosfáticos y alto contenido de materia orgánica. Los principales rasgos estructurales son la Falla de Palestina y el Sinclinal de Berlín.

4.3.1 ESTRATIGRAFÍA

Se describen las unidades en orden cronológico, comenzando por las más antiguas.

4.3.1.1 PALEOZOICO

4.3.1.1.1 ROCAS METAMÓRFICAS

Son producto de metamorfismo regional o de contacto de intensidad muy variable (filitas y meta-areniscas). Debido a similitudes litológicas con otras unidades algunos autores como Naranjo (1983) proponen correlacionarlas con el Grupo Cajamarca (Nelson, 1957), Grupo Ayurá-Montebello (Botero, 1963) y con el Grupo Valdivia (Hall et. al., 1972), que han sido considerados por los respectivos autores, como del paleozoico.

La secuencia litológica original debió estar conformada por sedimentos ricos en materia orgánica, arenas cuarzosas, flujos lávicos y depósitos de tobas, conformando una acumulación volcánico – sedimentaria marina, que sufrió procesos de metamorfismo regional anteriores al Pérmico (González, 1980). La no presencia de rocas de alto grado de metamorfismo en la zona, indicaría que solo afloran las correspondientes a la parte de la pila sedimentaria original, que debió sufrir un grado de metamorfismo menor (Muñoz, 1983).

Poco se sabe de las causas del metamorfismo, Walper y Rowett (en Toussaint et. al, 1976) proponen un modelo basado en la tectónica de placas, en el cual las rocas metamórficas precámbricas que afloran en diversos sitios de la Cordillera Central, tienen un origen no relacionado con el Escudo de La Guyana, sino con otra porción cratónica, posiblemente un microcontinente que colisionó con Suramérica y la parte mexicana del continente Norteamericano en el Paleozoico, resultando un metamorfismo de tipo regional de varios grados.

4.3.1.2 MESOZOICO

4.3.1.2.1 BATOLITO DE SAMANÁ

Este cuerpo fue mapeado inicialmente por Barrero y Vesga en 1976, durante la realización del estudio geológico regional del cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La dorada. Allí le dan el nombre de Complejo Ígneo de Samaná debido a la gran variedad de rocas que allí se encuentran.

Los mismos autores dataron radiométricamente, por el método K/Ar en hornblenda, una muestra de la facie diorita-gabro, para la cual se obtuvo una edad de 119 +/- m.a esto coloca el Batolito dentro del Cretáceo temprano (Valanginiano-Aptiano), siendo así las rocas mesozoicas más antiguas de la zona.

Se diferencian tres facies: dioritas-gabros, que constituyen más del 60% del batolito; granodioritas, en pequeñas zonas con variaciones locales a granitos y tonalitas y alaskitas, que abarcan un 30% del batolito.

4.3.1.2.2 ROCAS SEDIMENTARIAS AL OESTE DE BERLÍN

Este cuerpo fue cartografiado inicialmente por Barrero y Vesga (1976), durante la elaboración el mapa geológico del cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La Dorada. Ellos denominan a este cuerpo el horizonte Fosilífero de Berlín debido a la gran cantidad de fósiles de amonitas y gasterópodos que se encuentran. Su nombre se debe a la cercanía del corregimiento de Berlín, a unos 4 km al E del cuerpo. Posee una extensión de unos 20-25 km² y está situada cerca de la cumbre de la Cordillera Central, en su vertiente oriental. Ha sido intensamente estudiada

por algunas compañías tanto nacionales como extranjeras, esto debido a las mineralizaciones de U- Fosfatos que contiene (Muñoz, 1983).

Esta unidad de rocas sedimentarias está compuesta en su mayoría por “shales” negros. La columna estratigráfica tipo corresponde de base a techo a una secuencia de conglomerados, arenisca, caliza, “shales” (lodolitas, lutitas y limolitas) con fósiles de amonitas y gasterópodos, datados como del Albiano Superior Alto (Anexo 2).

En la base de la secuencia sedimentaria se encuentra un segmento que suprayace directamente en un contacto discordante al basamento metamórfico. Consiste de metaconglomerados cuarzosos con cantos angulares hacia la base y subangulares al techo, se encuentran arcillas, areniscas finas y areniscas conglomeraticas, esta granulometría indica cambio brusco de la energía del medio de depositación, característico del ambiente continental. El espesor promedio de este segmento es de 14 m en campo (Pimiento, 2011). Se presenta una alternancia con niveles de areniscas de grano fino.

La secuencia continua con un paquete de areniscas que hacia el techo presenta una litología más variada con intercalaciones de fosforitas (consiste en una roca arenosa compuesta por apatito, cuarzo y arcilla), el cemento fosfático es frecuente, la porosidad predominante es alta, predominan las areniscas de grano grueso a fino, con cantos angulares a subangulares, con cuarzo (60% – 65%), el cuarzo es anguloso, óxidos (no mayor a 15%), fosfatos, feldespatos en trazas, mica como accesorios, color pardo oscuro a amarillo, bien seleccionadas, corresponde composicionalmente a Cuarzoarenitas (Fig. 7).

Figura. 7 Arenisca alterada con óxidos de Fe, P1_DDB10_002.



En algunas zonas hay presencia de arenisca calcárea fosilífera (amonites y gasterópodos), de grano fino, granos subangulares a subredondeados, en contactos flotantes, cóncavo-convexos y longitudinales, con cuarzo (60%) y esparita (40%) (Cemento), variando a caliza arenosa con granos de arena fina a media, correspondiente a una biomicrita cuarzosa, la cual infrayace a veces el nivel mineralizado.

Esta secuencia sedimentaria presenta un nivel mineralizado de U hacia el techo de las areniscas y hacia la base de los “shales”, laminación plana inclinada y ondulosa intercalado con niveles de lutitas, areniscas muy finas, limolitas síliceas con alto contenido de materia orgánica.

Continuando la secuencia en algunas zonas se encuentran calizas negras y grises oscuras (Fig.8) con venas de calcita, Las muestras de caliza son

predominantemente microesparita con fragmentos de fósiles con un espesor promedio 15 m aproximadamente para las calizas (Pimiento, 2011).

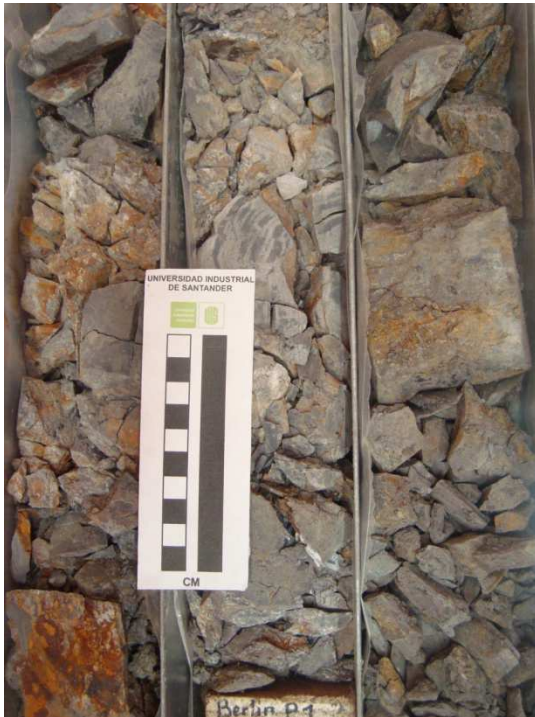
Figura. 8 Caliza Fosilífera. P28_DDB10_029



El nivel mineralizado tiene espesores que varían desde 1,5 hasta 3 m y se encuentra en fosforitas, variando en ciertos sectores al “shales”, a las calizas y a la limolita calcárea. Las areniscas arcillosas con bandas fosfáticas y las areniscas negras porosas fosfáticas presentan el mayor contenido de U_3O_8 .

Suprayaciendo concordante al segmento de areniscas y algunas veces a las calizas, se encuentra una secuencia monótona de lutitas fósiles de color negro, carbonosas y en algunas partes bituminosas, al igual que lodolitas y limolitas, de color gris oscuro en el interior, pero en la superficie de color gris claro por la meteorización (Fig. 9). El color oscuro no se debe a un tenor en materia carbonacea, como es repetidamente supuesto, sino a sulfuros de hierro finalmente dispersos en los “shales” (Naranjo, 1983). Los “shales” llevan impresiones positivas negativas de amonitas (Fig.10) desde 1.5 hasta 5 cm de diámetro.

Figura. 9 Lutita P1_DDB10_002



Es la unidad de mayor espesor con 240 m (Pimiento, 2011). Contiene fósiles de amonites y gasterópodos ligeramente deformados. Presenta estratos delgados de cm a dm con laminación plana paralela y óxidos de hierro rellenando fracturas. Es común la presencia de pirita diseminada y delgados niveles calcáreos. Los “shales” se encuentran plegados, fracturados y cizallados.

Figura. 10 Huella de amonita. P6_DDB10_017



Esta secuencia sedimentaria Cretácica no ha sido correlacionada con ninguna unidad formal de las que afloran en la Cordillera Central. Gómez y Lizcano (1990) proponen según observaciones en campo y relación con el basamento correlación con la Formación Abejorral, la Formación San Pablo y la Formación La Soledad (Albiano inferior), Departamento de Antioquia en el flanco occidental de la Cordillera Central.

4.3.1.3 CENOZOICO

4.3.1.3.1 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

En el límite oriental de la zona, al occidente de San Diego se encuentra el volcán San Diego que según Toro (1989), es el volcán más septentrional y oriental de América del Sur. Se encuentran en la zona, varios tipos de depósitos cuaternarios: cenizas volcánicas, flujos de lodo y depósitos aluviales.

Las cenizas volcánicas son los testigos de las últimas etapas de vulcanismo en la zona. Se acomodan a la topografía preexistente y se presentan muy alteradas. Su configuración indica que se acumularon luego del último periodo de levantamiento de la Cordillera. Se encuentran generalmente en sitios altos, como últimos testigos debido a la fuerte erosión. Los espesores de estos niveles son generalmente de pocos centímetros. Los depósitos aluviales se constituyen de material grueso, desde cantos hasta bloques, subangulares a subredondeados, canto soportados y en menor proporción matriz arcillo arenosa (Muñoz, 1983).

4.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio hace parte de la cadena volcánica activa más norte de la Cordillera Central, donde el ambiente tectónico es el resultado de la convergencia de las placas Suramérica, Caribe y Nazca, y las microplacas de coiba y panamá. El régimen tectónico actual de la cadena volcánica más septentrional de Colombia es originado por la Placa Suramericana con el Bloque Panamá-Choco y se encuentra dominada por un conjunto de estructuras con jugadas sintéticas y antitéticas que responden de forma general al tensor de esfuerzos regional, algunos autores relacionan las fallas longitudinales y transversales con la presencia de los volcanes, fuentes termales y yacimientos minerales. (Bohórquez, 2005)

El área estudiada se encuentra en el flanco E de la Cordillera Central. Se encuentran altas cadenas montañosas que han sufrido intensos procesos de levantamiento y eventos magmáticos durante los distintos episodios orogénicos, que oscurecen tanto las relaciones estratigráficas como las relaciones estructurales originales (González, 1980).

Los sedimentos de Berlín forman una estructura sinclinal limitada al este por esquistos sericiticos y cuerpos intrusivos y al oeste por el batolito de Samaná. La

estructura presenta el flanco oriental invertido (Fig. 11) y con cabeceo hacia el norte, además está hundida formando un graben como consecuencia del juego de fallas de Palestina al W y de Berlín al E (Naranjo, 1983).

Naranjo (1983) resume las principales características estructurales de los sedimentos de Berlín de la siguiente manera:

- ✓ Buzamientos verticales muy frecuentes y predominan los mayores de 45°.
- ✓ Estructuras invertidas en el flanco oriental.
- ✓ Pliegues secundarios bastante apretados en toda la zona, diaclasamiento abundante y presencia de filones de cuarzo lechoso en “echelon”.

Estructuralmente, el área se encuentra dominada por un gran “accidente tectónico” como lo es la falla de Palestina. Secundariamente, y a lo largo de la falla principal, existen otras fallas menores, formando un típico modelo Wrench-Fault (Feininger, 1970). Dentro de los rasgos estructurales secundarios se tiene la Falla de Berlín, en la parte NE de la zona que pone en contacto el basamento paleozoico con las rocas cretáceas.

4.4.1 FALLAS

4.4.1.1 FALLA DE PALESTINA

En la Cordillera Central se encuentran algunos trazos muy constantes que pueden relacionarse con la falla de palestina (Bohórquez et. al 2005), la cual tiene en la parte norte un sentido NE, pero en algunos tamos como Manzanares y Villa Hermosa se intercepta con otras fallas que tienen sentido NE-SW, se reconocen lineamientos que podrían corresponder a la continuación de la Falla palestina

Hacia el sur, constituyendo junto con los trazos subparalelos una cola de caballo, lo cual es común en la parte final o inicial de las fallas de rumbo.

La falla tiene un rumbo aproximado NE-SW, esta falla fue estudiada detalladamente por Thomas Feininger (1970), que la clasificó como de tipo “Right-Lateral Wrench” (Falla de rumbo lateral derecho) con una extensión de 350 km y un desplazamiento horizontal que calculó en unos 28 km.

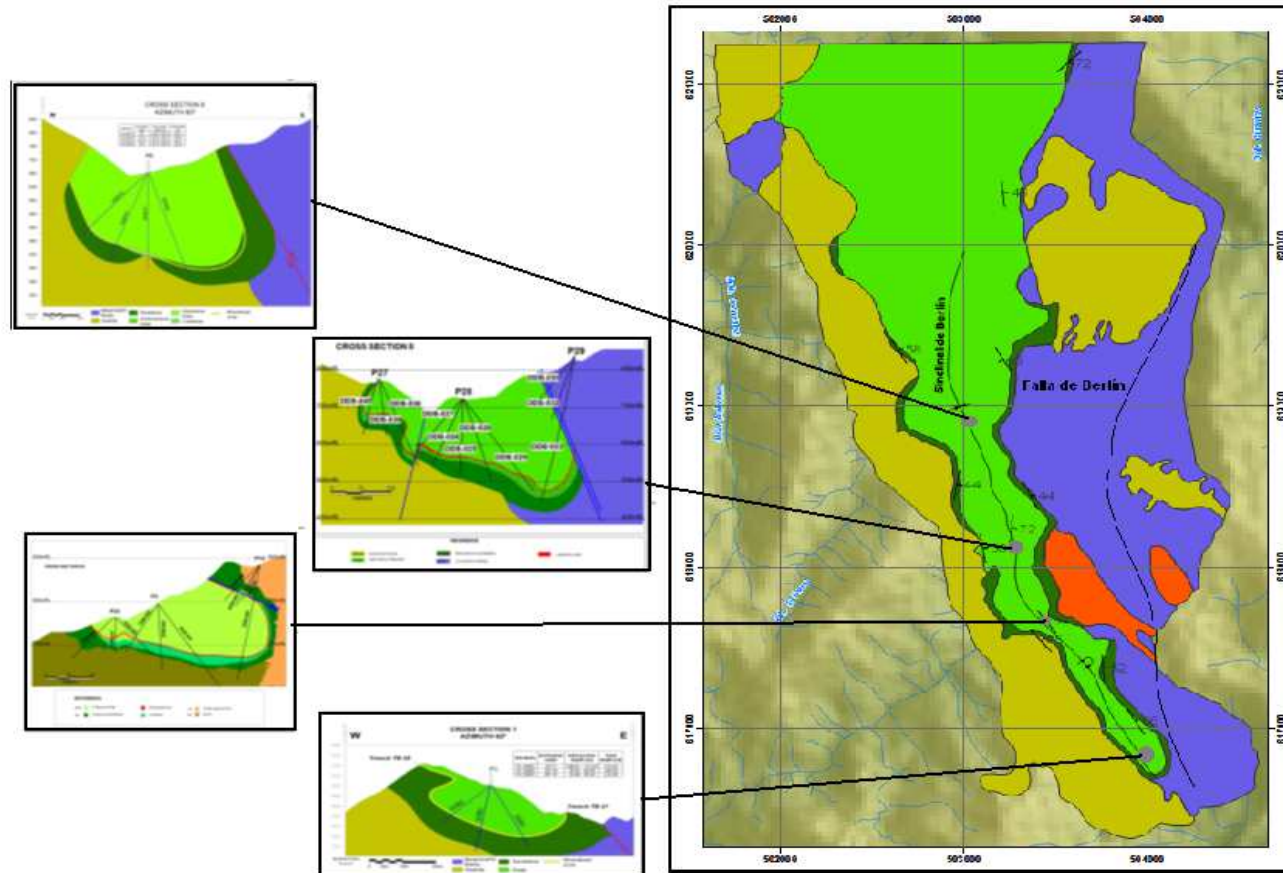
Según Feininger, los movimientos importantes de la Falla debieron ocurrir en el cretácico temprano (Albiano-Aptiano) y que ha permanecido inactiva por mucho tiempo. En un segundo evento, la falla tuvo un movimiento de tipo vertical que contribuyó al hundimiento de la estructura. El movimiento vertical es relativo; bloque W levantado y bloque E hundido.

Adicionalmente el Volcán San Diego (composición riolítica), podría relacionarse con el trazo de la falla, lo que implicaría que la Falla Palestina puede presentar tectónica distensiva local y reciente (Bohórquez et. al 2005).

4.4.1.2 FALLA DE BERLÍN

Se encuentra al lado W de los sedimentos de Berlín con una dirección aproximada N-S y corresponde a una estructura de tipo inverso, la cual pone en contacto las roca graníticas del batolito de Samaná con las rocas metamórficas paleozoicas al E. Hacia la parte NE pone en contacto la secuencia sedimentaria de Berlín con las rocas paleozoicas.

Figura. 11 Secciones transversales realizadas a partir de la descripción generalizada de los núcleos de perforación, mostrando la estructura sinclinal.



Fuente: Informes Mensuales de campaña U₃O₈ 2010.

La Falla de Palestina al W cortó oblicuamente la estructura en dirección NE y la desplazó hacia el N. Morfológicamente se evidencia por el alineamiento de cauces menores, la existencia de brechas de falla, como la de la Q. Calichala, y el cambio brusco de litología (Muñoz, 1983).

Se conoce su movimiento vertical relativo, bloque E levantado y bloque W hundido, esta falla se convierte en cabalgamiento, de los esquistos sobre el Cretáceo (Castaño, 1979).

4.5 GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de la zona estudiada está relacionada con la evolución de la Cordillera Central, de la cual hace parte.

El basamento consta de rocas metamórficas del paleozoico, que corresponden a sedimentos marinos epicontinentales (Álvarez, 1979) y que sufrió procesos de metamorfismo regional probablemente pre-Devónicos, pero con seguridad, anteriores al Pérmico (Toussaint et. al., 1982).

Algunos autores (Restrepo et. al., 1978) opinan que existen varios periodos de metamorfismo en la Cordillera Central: tres precámbricos, dos paleozoicos y cuatro subperiodos cretácicos. Barrero y Vesga (1976) correlacionan estos eventos con las orogénesis Transamazónica y Herciniana, de edades Precámbrica y Paleozoico respectivamente. Se ha propuesto también un choque de placas en el Paleozoico, que produjo metamorfismo regional en los sedimentos de la plataforma original (Toussaint et. al., 1982).

El Cretácico temprano (valenginiano-Barremiano) está comprendido dentro de la llamada Orogénesis Alpina, que es en Colombia la misma Orogénesis Calima (Toussaint et. al., 1982), que va desde el Jurásico superior al Paleógeno. Dentro de esta misma orogénesis se emplazaron los principales cuerpos plutónicos de la Cordillera Central. Sincrónicamente con la formación del Batolito de Samaná, se

sedimentaron y consolidaron los materiales que conforman la secuencia sedimentaria de Berlín. Es decir, existe un estado de solevantamiento y subsidencia de la Cordillera para esta época (Mosquera, 1978). De ahí la ocurrencia de conglomerados basales de carácter continental y secuencias marinas. Barrero et al. (1969) denominan a esta etapa un estado de “preinversión”, durante el cual, la Cordillera Central se comporta como un área emergida sometida a erosión. Al final de este estado de preinversión la “Cordillera” es cubierta por sedimentos depositados en el llamado Mar Cretácico (Etayo et.al., 1969).

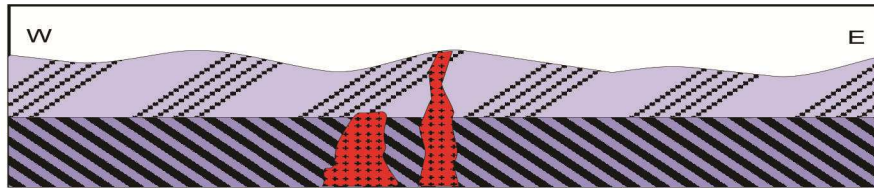
Aquí comienza otra etapa, de las que conforman el Ciclo Geotectónico Andino, denominada estado de “inversión”, el cual se caracteriza por plegamiento y desarrollo de grandes fallas de rumbo como la de Palestina (Mosquera, 1978). Ya en una etapa de post-plegamiento, la secuencia sedimentaria de Berlín es instruida por un evento magmático granítico, correspondiente a las últimas fases del emplazamiento del Batolito de Samaná.

Durante el Neógeno tienen lugar los principales movimientos de la Falla de Palestina, que afectaron a las rocas del Batolito de Samaná en su parte oeste. Sincrónicamente se forman otras fallas secundarias como la de Berlín. En el Neógeno también ocurre un intenso vulcanismo, que coincide con la última fase del Ciclo Geotectónico llamada Vulcanismo Final (Feininger, 1970). En el Cuaternario, el vulcanismo es activo aún, encontrándose delgados niveles de cenizas volcánicas.

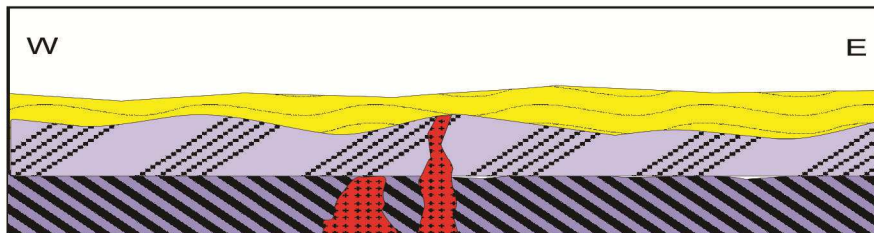
Las glaciaciones del Pleistoceno, ocurridas en la cordillera (Mosquera, 1978) se manifiestan en la zona, como flujos de lodo. Las corrientes fluviales actuales, con su gran capacidad erosiva, son las responsables directas de la topografía actual.

En base a las descripciones anteriores se puede tener una representación del paisaje en la zona de Berlín en el Cretácico Inferior, antes de la depositación de las capas fosfáticas y después (Fig. 12):

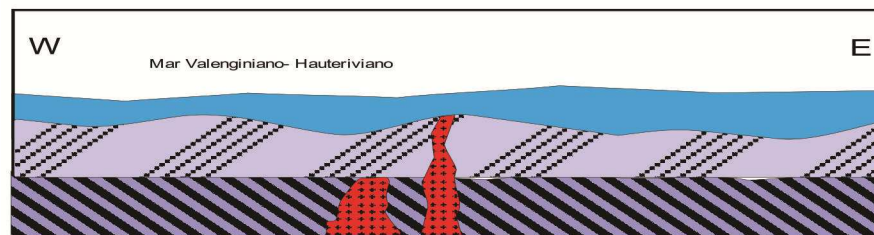
Figura. 12 Representación del paisaje en la zona de Berlín en el Cretácico Temprano, antes y después de la depositación de las capas fosfáticas.



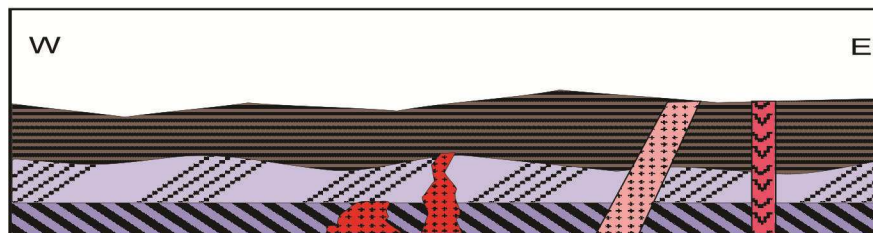
Un paisaje de emersión, algo plegado antes de la sedimentación



Episodio continental o de transición continental-marina, con depósito de conglomerados a cantos angulares y areniscas silicificadas.



Invasión de un mar profundo en pequeñas cuencas, algunas confinadas con aporte de U, con desarrollo de fosfatos que entrapan el U.



Plegamiento, fallamiento e intrusiones del Cretáceo Superior y del Terciario
Volcanismo eruptivo del Terciario Superior-Cuaternario.
Efectos de la orogenia de la Cordillera Occidental primero y de la Cordillera Oriental después.

Tomado: Modificado Castaño (1979), Minatome Informe Fin de Campaña

5. DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS FACIAL

Se propone tres facies sedimentarias, basadas en las características físicas como litología y estructuras sedimentarias representadas en las columnas estratigráficas: Facies de “shales”, Facies de Carbonatos y Facies Arenosas que son descritas de manera breve y resumida en la Tabla 4.

Tabla 4 Resumen de la nomenclatura usada e interpretación de facies.

Facies	Código	Descripción	Interpretación del proceso de sedimentación
Facies de “shales”	Sh	“shales”	Ambiente reductor, sedimentos transportados en condiciones de baja energía.
Facies de carbonatos	Cm	Calizas micriticas	Desintegración de partes duras de organismos en zonas restringidas.
	Shc	“shales” calcáreos	Precipitación de carbonatos en ambientes tranquilos de poca profundidad
Facies arenosas	Ag	Areniscas con gradación	Sedimentación en cambio de energía (Alta a baja)

5.1 FACIES DE “SHALES” (FSh)

“shales” (Sh)

Está representado por lodolitas con buena fisilidad, lulitas y limolitas, de color gris negro a gris claro. Laminación plano paralela, óxidos de hierro, pirita, presencia de fosfatos y materia orgánica.

Interpretación: son características de un ambiente de depósito ligeramente reductor. Se forman por decantación de sedimentos que son transportados en suspensión en un ambiente marino en condiciones de baja agitación de las aguas con fluctuaciones en el aporte de materia orgánica y minerales arcillosos.

5.2 FACIES DE CARBONATOS (Fc)

Calizas micriticas (Cm)

Calizas con espesor variable, de color gris a negro y compuestas principalmente por micrita, se presentan macizas, compactas, sin estructuras de ordenamiento interno, presencia de bioclastos principalmente bivalvos en una proporción entre 30% y 40% aproximadamente y presencia de fosfatos. La roca corresponde a una biomicrita o wackestone (Dunham, 1962).

Interpretación: se forma por precipitación de carbonato en aguas poco agitadas (Blatt H. et al. 1980), o por la desintegración de partes duras de organismos calcáreos, generalmente en zonas restringidas tales como bahías, o en áreas submareales, o ambientes predominantemente tranquilos. El origen de los fosfatos puede ser interpretado como reemplazamiento de fosfatos por carbonatos en las conchas de los bivalvos.

“Shales” calcáreos (Shc)

Esta facies está constituida por “shales” calcáreos de color predominantemente gris oscuro. Se puede encontrar laminación plana paralela discontinua y presencia de huellas de amonites.

Interpretación: se originan como producto de fluctuaciones en la intensidad de la corriente o por variaciones en el suministro de sedimento (Astini & Marengo, 2006) acompañado de precipitación de carbonatos en un ambiente tranquilo de poca profundidad. El origen del carbonato tamaño arcilla, puede tener tres orígenes;

abrasión mecánica o biológica de grandes partículas, precipitación inorgánica directa del agua del mar o precipitación de restos de organismos calcáreos (Blatt H. et al. 1980).

5.3 FACIES ARENOSAS (Fa)

Areniscas con gradación (Ag): Corresponde a cuarzoarenitas, con gradación normal de grano muy grueso a fino. Colores amarillentos, con buena selección, laminaciones paralelas y presencia de fosfatos hacia el tamaño de grano más fino. Se observa en la PT 1 y PT 28.

Interpretación: estas arenas son producto de sedimentación en caída de energía de las corrientes que transportan los materiales pero sin sufrir transporte posterior. El enriquecimiento de fosfatos puede ocurrir en periodos donde en las aguas se produce la muerte de organismos ricos en este componente, lo cual produce dicho enriquecimiento en el agua, que posteriormente reemplaza fases carbonatadas previas (Leeder, 1999).

6. ASOCIACIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

Se presenta la asociación de facies, la cual corresponde para la base areniscas (Ag), calizas (Cm) y “shales” calcáreos (Shc) para la parte media, y “shales” (Sh) para el tope de la unidad descrita.

Los rasgos texturales y biológicos permiten interpretar esta asociación de facies (Fs – Fc) como un ambiente marino de baja energía, en donde los sedimentos fueron transportados en suspensión por debajo del nivel de acción de las olas; en el cual el material detrítico era aportado por esporádicas corrientes y posteriormente depositado sin retrabajamiento. Este ambiente fue reductor evidenciado en los colores predominantemente oscuros de las rocas asociadas

producido por la conservación de la materia orgánica. La buena preservación de los fósiles confirma que es un ambiente tranquilo con una depositación en suspensión sin un posterior transporte.

El bajo aporte de material terrígeno cuya porción se puede ver contrastada por bajo relieve continental o por una plataforma muy amplia de pendiente suave, es condición especialmente favorable para la producción de los sedimentos calcáreos (Tucker and Wright, 1990).

La facies Fa se encuentra en la base de la secuencia y se describe como un ambiente de baja energía, en donde las corrientes que llevaban el material terrígeno variaban en algunos periodos de tiempo su capacidad de transporte, esto se ve evidenciado en el cambio de granulometría, con un súbito cambio de energía alta a baja. La fuente de arena podría asignarse a arenas costeras, las cuales durante fuertes tormentas son erodadas y transportadas a la región de plataforma por las olas. Además se evidencia un buen aporte de materia orgánica, la cual está presente en todas las facies excepto en la facie Fa, confirmando su aloctonia a este ambiente.

La ausencia de bioturbación indica la baja presencia de organismos cavadores. La variación en el color de las facies se interpreta como un mayor o menor aporte de material orgánico de la cuenca, formándose los colores negros como de mayor aporte y los grises como menor aporte.

Se presenta una eventual profundización de la cuenca representada por una transgresión, la cual según Hallan & Wignall (1997) originan la dispersión de aguas anóxicas y por ende la muerte de muchas especies bentónicas y algunas plantónicas generando enriquecimiento en fosfatos, los cuales según Leeder (1999) marcan periodos de mortalidad en masa. Las condiciones se vuelven mucho más tranquilas dominando la sedimentación fina, la productividad de carbonatos decrece por la poca actividad biológica de organismos productores y profundiza la cuenca.

7. AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

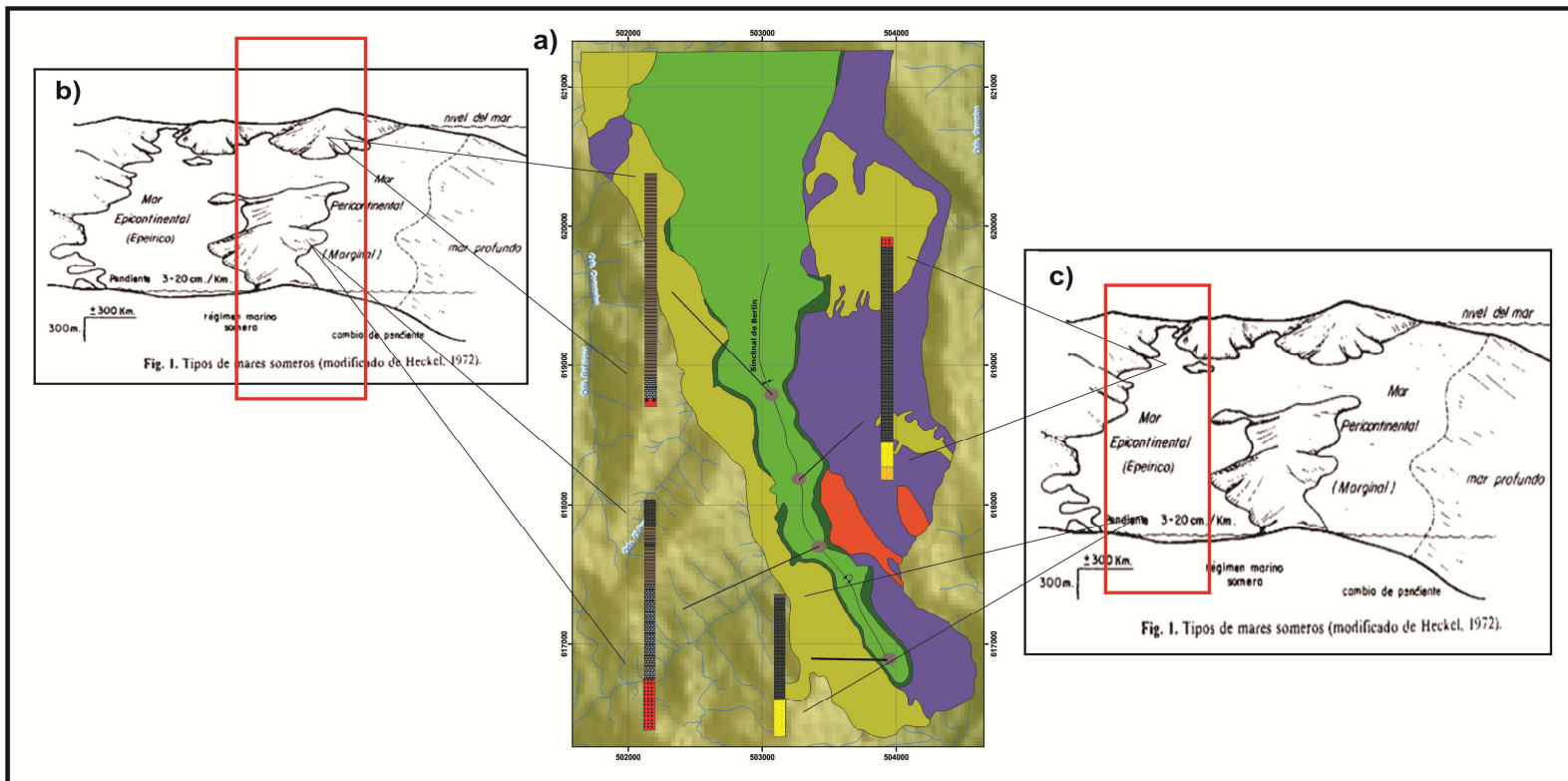
Este ambiente de depositación puede ser definido así:

Como un ambiente marino de aguas poco profundas, epicontinental, con aporte fosfático importante y aporte continental débil; la morfología del fondo marino sería favorable a la acumulación, tal como un golfo, una depresión o una barrera (Fig. 13).

El conglomerado corresponde a un ambiente de formación continental. Las areniscas debieron formarse en un ambiente litoral costero con presencia de barras arrecifales que explicarían la presencia de carbonatos en algunas partes de la secuencia arenosa. Hay un aporte de carbonatos hacia la costa para las areniscas y hacia el mar para los “shales”. Estos debieron de formarse en un ambiente relativamente cerrado, con ausencia de O_2 y presencia de azufre que explica la existencia de pirita (Naranjo, 1983).

La presencia de algunas costras lateríticas indica emersiones momentáneas y locales que permitieron su formación, así mismo, pasajes pequeños de cherts, arcilla, indican oscilación del nivel del agua.

Figura. 13 a) Columnas estratigráficas de los diferentes núcleos de perforación y su ubicación en el área de estudio (Descripción detallada de las columnas ver Anexos). b) y c) modelo de depósito para Los sedimentos de Berlín, Caldas. b) Calizas fosilíferas (posible barras arrécifales) y c) Mar epicontinental (formación de “Shales”).



Fuente: Modificado U₃O₈ Corp. (Informes Mensuales)

8. GEOQUÍMICA

Se presenta un análisis del estudio geoquímico realizado a los sedimentos de Berlín. La información analítica corresponde a muestras de los núcleos de perforación de elementos químicos (Ag, Mo, Re) y óxidos (U_3O_8 , V_2O_5 , P_2O_5 , Y_2O_3 , Nd_2O_3) (Anexo 1), con el fin de realizar un aporte al modelo de sedimentación, además de observar el potencial uranífero de las rocas del sector.

8.1 DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS E INTERPRETACIÓN DE DATOS

La información geoquímica corresponde a análisis de U_3O_8 , Mo, V_2O_5 , Ag, P_2O_5 , Re, Y_2O_3 , Nd_2O_3 . Una vez obtenido los valores de los elementos se realizó un estudio descriptivo de los mismos (Tabla. 5), indicando por ejemplo valores medios, mediana y desviación estándar. Estos datos se han relacionado según su profundidad (Fig. 14).

Tabla 5 Estadística descriptiva de los elementos analizados.

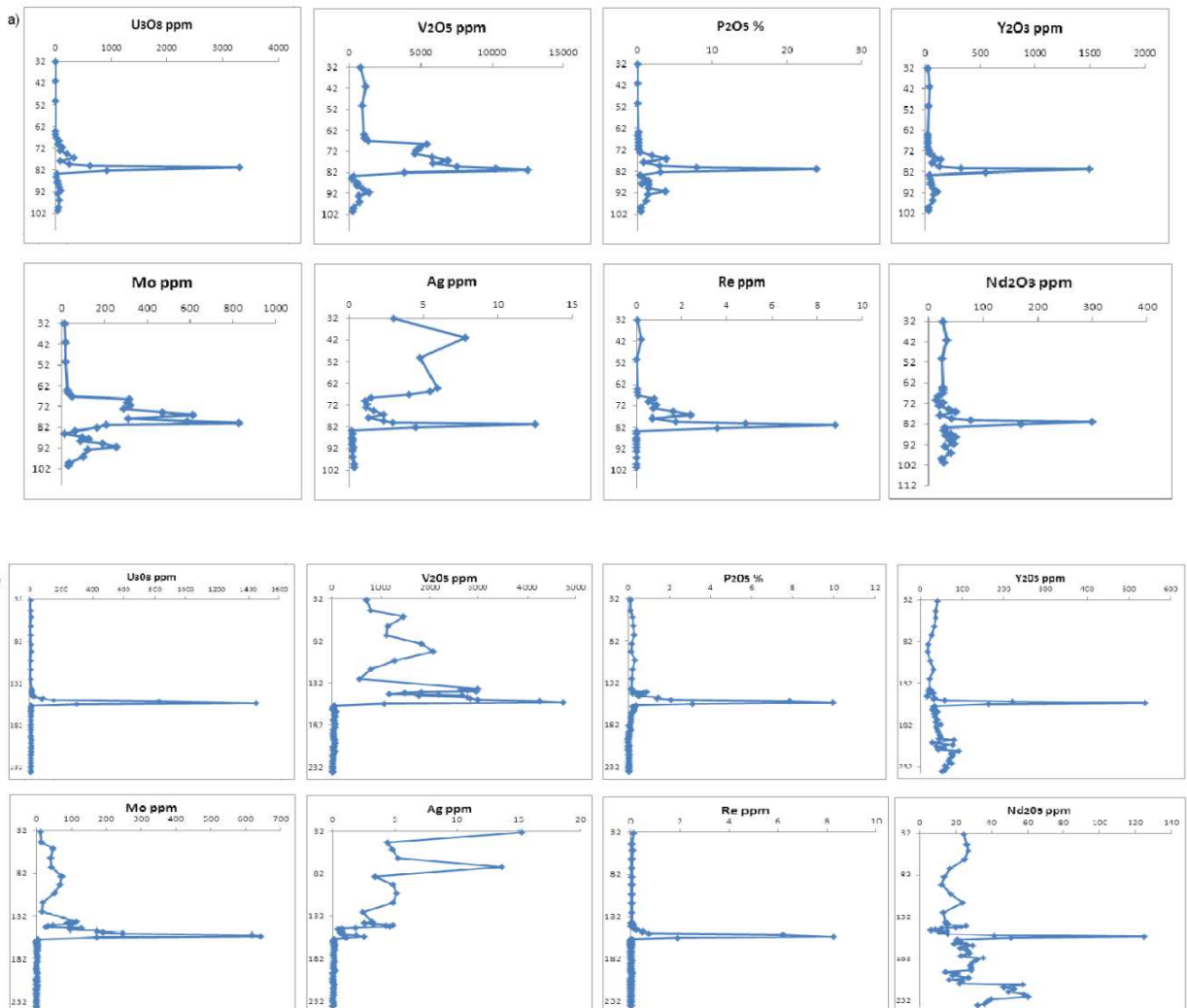
U_3O_8 ppm		Mo ppm		V_2O_5 ppm		Ag ppm	
Media	102.93376	Media	88.7088	Media	1391.665029	Media	2.099771429
Mediana	5.9	Mediana	21.7	Mediana	799.22	Mediana	0.77
Moda	2.596	Moda	1.06	Moda	30.26	Moda	0.01
Desviación estándar	354.8874153	Desviación estándar	163.6777036	Desviación estándar	1898.980926	Desviación estándar	2.651785335
Varianza de la muestra	125945.0775	Varianza de la muestra	26790.39064	Varianza de la muestra	3606128.557	Varianza de la muestra	7.031965465
Rango	3302.466	Rango	903.88	Rango	12488.48	Rango	15.24
Mínimo	1.534	Mínimo	0.12	Mínimo	7.12	Mínimo	0.01
Máximo	3304	Máximo	904	Máximo	12495.6	Máximo	15.25
Suma	18013.408	Suma	15524.04	Suma	243541.38	Suma	367.46
Cuenta	175	Cuenta	175	Cuenta	175	Cuenta	175

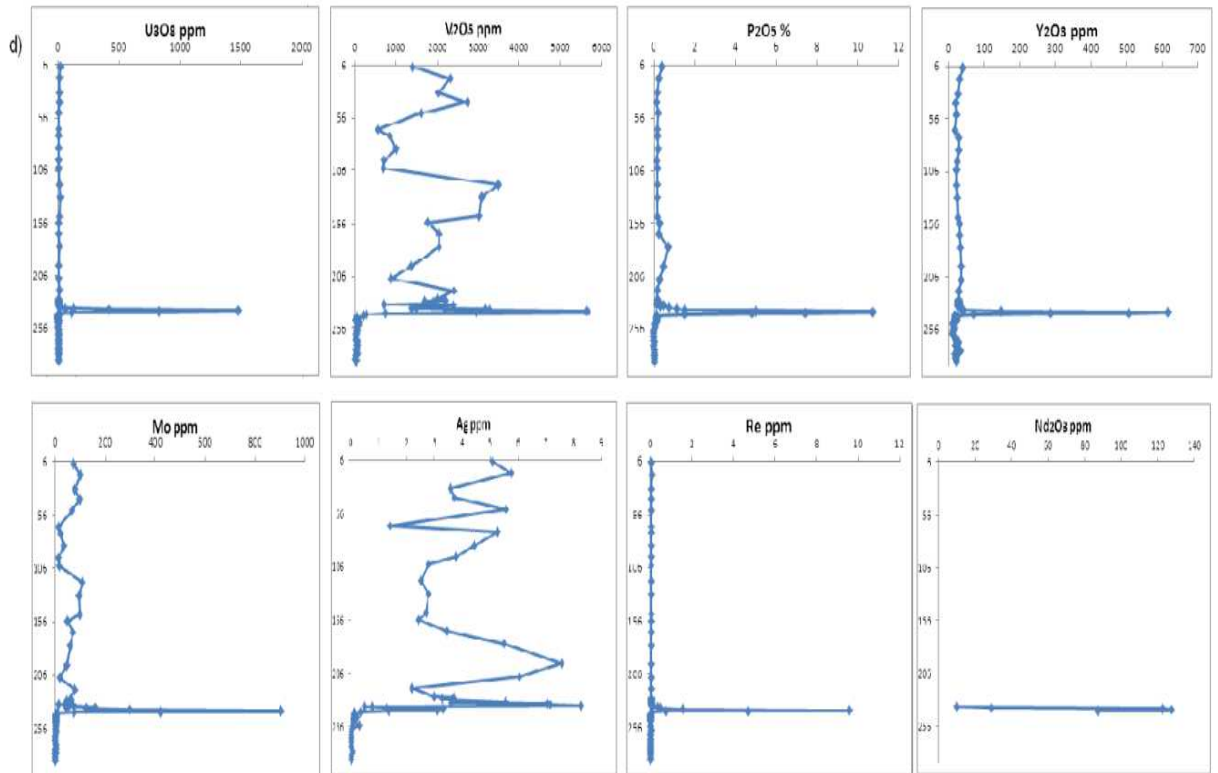
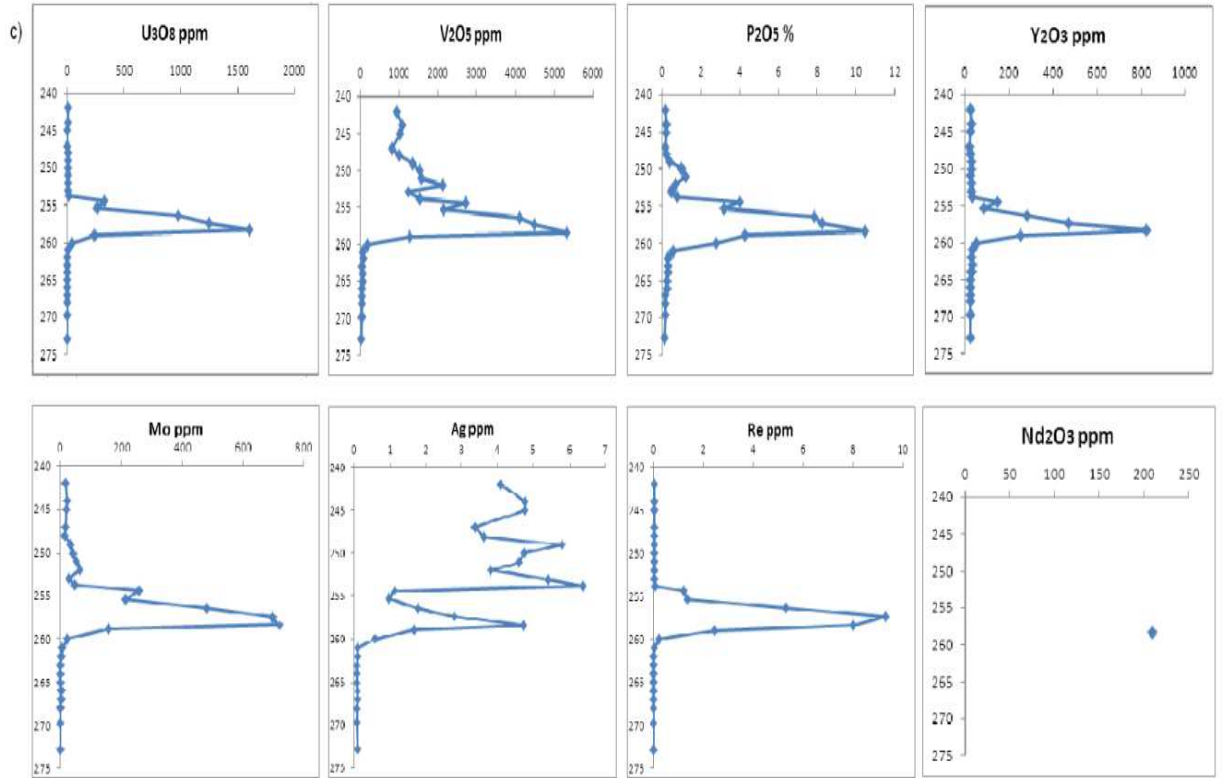
P_2O_5 %		Re ppm		Y_2O_3 ppm		Nd_2O_3 ppm	
Media	1.057116343	Media	0.532268571	Media	72.76084	Media	37.67278125
Mediana	0.20381	Mediana	0.021	Mediana	31.75	Mediana	26.3835
Moda	0.19236	Moda	0.002	Moda	30.988	Moda	20.709
Desviación estándar	2.63728242	Desviación estándar	1.686330803	Desviación estándar	154.9049139	Desviación estándar	41.64632776
Varianza de la muestra	6.955258562	Varianza de la muestra	2.843711577	Varianza de la muestra	23995.53236	Varianza de la muestra	1734.416616
Rango	23.99542	Rango	9.578	Rango	1480.82	Rango	293.202
Mínimo	0.00458	Mínimo	0.002	Mínimo	11.43	Mínimo	6.318
Máximo	24	Máximo	9.58	Máximo	1492.25	Máximo	299.52
Suma	184.99536	Suma	93.147	Suma	12733.147	Suma	3616.587
Cuenta	175	Cuenta	175	Cuenta	175	Cuenta	96

El porcentaje del contenido de uranio de todos los “shales” se estima que está entre 0.0003% y 0.0004% (3 - 4 ppm), el que es similar para los granitos (Swanson, 1956), algunos “shales” negros contienen más de 50 ppm, este es el cut-off para clasificarse como “shales” negro uranífero.

Para el área de Berlín los análisis dieron un contenido promedio de 102,94 ppm de U (U_3O_8), por lo que puede clasificarse como “shales” carbonaceo uranífero.

Figura. 14 Relación de datos geoquímicos para las diferentes columnas respecto a su profundidad. a) P1_DDB_002. b) P3_DDB_007 c) P28_DDB_029 d) P6_DDB_017.





La concentración más notable de estas secciones mineralizadas se aprecia en la Tabla 6 indicando un promedio aproximado de 2 m de nivel mineralizado para el depósito, principalmente de U y relacionado al incremento de elementos tales como Mo, Re y óxidos como V_2O_5 , P_2O_5 , Y_2O_3 y Nd_2O_3 .

Tabla 6 Zonas con mayor concentración de elementos.

PLATAFORMA	POZO	From	To	ESPESOR	FIGURA
1	DDB_002	80.08	82.28	2.2	14 a.
3	DDB_007	153.42	155.54	2.12	14 b.
28	DDB_029	256.36	258.36	2	14 c.
6	DDB_017	238.4	240.4	2	14 d.

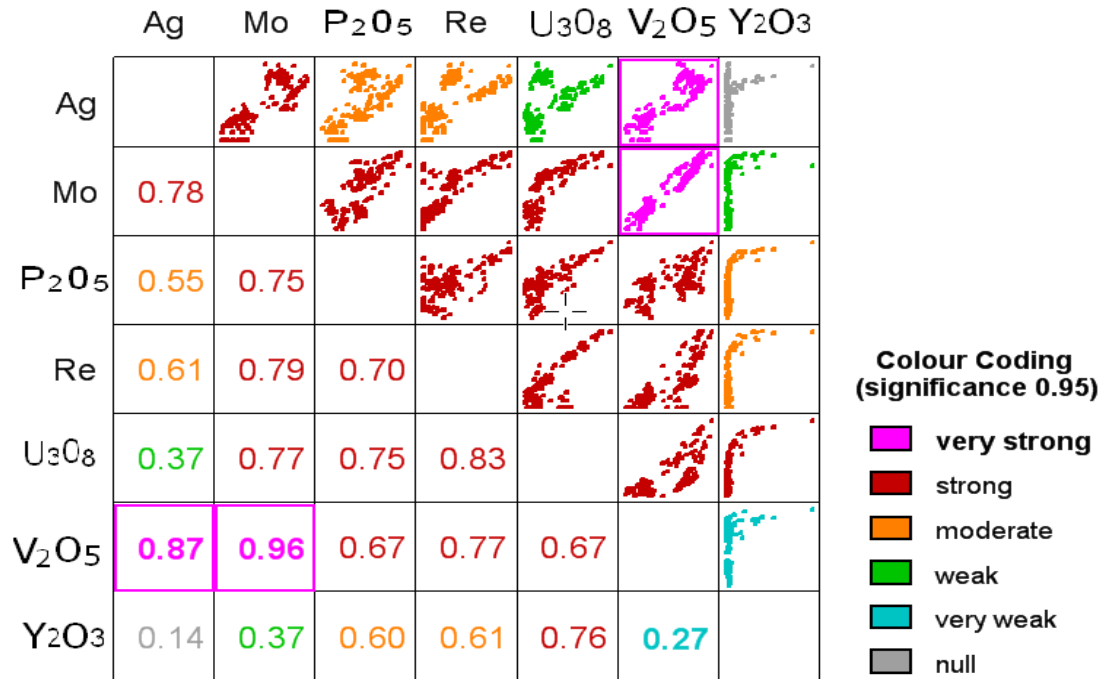
La Figura 14 muestra la relación del U_3O_8 y el P_2O_5 . Por regla general existe proporcionalidad entre los dos tenores, pero no es lineal. A mayor contenido de U_3O_8 corresponde mayor contenido de P_2O_5 .

Sin embargo, para un mismo tenor de U_3O_8 existen varios tenores de P_2O_5 , en efecto existe un tipo de uranio ligado a los fosfatos y otro que ha sido producido por otro mecanismo tal como aporte externo o concentración secundaria. Las gráficas muestran comportamientos diferentes del U_3O_8 y del P_2O_5 , indicando que el U_3O_8 y el P_2O_5 no siempre están ligados.

En este caso se observa el mismo comportamiento del P_2O_5 , a mayor contenido de U_3O_8 , mayor contenido de elementos acompañadores pero la proporcionalidad no es directa.

En base a la información obtenida anteriormente se realizó un cuadro de correlación (Fig. 15) entre los elementos. Para el coeficiente de correlación (r) cuanto más próximo a 0 sea r, menor será la relación entre los datos y cuanto más próximo a 1 (en valor absoluto) mayor será su relación.

Figura. 15 Correlación para los diferentes elementos



La geoquímica general de las muestras, indica una correlación positiva entre los elementos. Esta representación gráfica de los datos muestra que existe una clara correlación entre los elementos, pero que no todos están ligados a un mismo evento, principalmente los valores y sus relaciones muestran un evento predominante, descrito anteriormente como un ambiente marino anóxico y un enriquecimiento secundario muy posiblemente durante la actividad de volcanismo de la época.

La correlación entre los elementos tiende a reflejar sus afinidades paragenéticas en relación a las fuentes geoquímicas posibles de este tipo de depósito.

Debido a la capacidad de formar enlaces de tipo covalente y a sus propiedades atómicas, el Mo disuelto en los océanos (MoO₄²⁻) bajo condiciones anóxicas (ricas en H₂O), reacciona para formar tiomolibdatos que son posteriormente adsorbidos por moléculas orgánicas ricas en sulfuros de hierro (pirita) (Montero-Serrano et. al., 2004). El uso de la concentración de Mo como marcador de condiciones

paleoredox necesita ser complementado con otros marcadores independientes de condiciones redox (U, V, Re).

El Mo es poco reactivo en soluciones acuosas oxigenadas y por lo tanto es un elemento conservativo de los océanos, por el contrario el Mo es fácilmente removido de la columna de agua en ambientes anóxicas - euxínicos con altas concentraciones de H_2S , de modo que el enriquecimiento de Mo en sedimentos es considerado como diagnóstico de condiciones de deposición reductoras.

Los valores de Mo encontrados en los análisis pueden ser considerados altos (Valdés, 1998) y por lo tanto, reflejarían también el predominio de condiciones subóxicas / anóxicas durante el pasado.

El Re y el U tienen comportamientos geoquímicos similares a los del Mo (Anbar et al. 1992, Crusius et al. 1996). Una consecuencia de este comportamiento geoquímico es que la concentración del Mo en sedimentos (así como la concentración de Re y U) puede utilizarse como indicador local de condiciones redox en los fondos marinos.

El V puede estar asociado a la materia orgánica por la incorporación de V^{+4} en las porfirinas y así ser concentrado en sedimentos depositados bajo condiciones reductoras. Jones & Manning (1994) y Calvert (et. al, 1996) indican que estos metales son transformados a su valencia más baja en condiciones reductoras y son removidos como óxidos o hidróxidos insolubles.

El V presente en tenores importantes es típico de yacimientos sedimentarios fosfatos-uraníferos, se observa un incremento cuando se acerca a niveles más fosfáticos y con mayor contenido de U_3O_8 .

Los sedimentos de Berlín presentan todas las características que han sido descritas como propias de ambientes de sedimentación pobres en oxígeno. Además de las características estratigráficas, la condición redox también puede ser inferida a partir del registro de indicadores geoquímicos, por ejemplo

elementos como Mo, V, Nd y U que se encuentran notablemente concentrados en sedimentos en donde se generan condiciones sulfato-reductoras próximas al fondo marino (Didyk et. al. 1978; Malcolm 1985; Van Geen et. al 1995; Calvert et. al., 1996; Dean et. al 1997).

9. EDAD DE LOS SEDIMENTOS

Los fósiles que se encuentran en los “shales” están ligeramente deformados, inicialmente la compañía Minatome Colombiana Ltda. (Flórez, 1978) recolectó fósiles en la Q. Santa-Marta y que fueron analizados por el profesor Alberto Forero, los fósiles analizados corresponden a:

- a) *Leptoceras Ubalaense Sarasiella Sp.* (Valanginiano)
- b) *Crioceratites Sp.* (Valanginiano)
- c) *Leopoldia multicosata* (Valanginiano – Hauteriviano inferior)

De estos resultados se concluyó que la edad de los “Shales” pertenece al Valanginiano – Hauteriviano.

Para el actual estudio el profesor Etayo-Serna describió las siguientes amonitas (fig.16);

- a) *Cantabrigites cf. catanbrigense* (Spath, 1933)
- b) *Algerites cf. Elegantulus* (Spath, 1933)
- c) *Anisoceras cf. Campichei* (Spath, 1933)

Las muestras sugirieron el Albiano Superior alto (Vraconiano) como su edad.

Figura. 16 Muestra de amonita.



10.CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria de Berlín se describe como una secuencia grano decreciente que de base a techo corresponde a conglomerados, areniscas de grano grueso a fino, calizas fosilíferas y una secuencia de “shales” subdividida a la vez en lodolitas, lutitas y limolitas, con un nivel anómalo de U asociado a las rocas con mayor contenido de fosfatos.

El ambiente de depósito para las rocas sedimentarias de Berlín corresponde a un mar epicontinental con facies transgresivas y barreras de arrecifes que explicaría la presencia de carbonatos.

La relación de los elementos (U, V, Mo, Re, P) sugiere un ambiente marino anóxico y un posible enriquecimiento posterior que podría estar originado por la actividad volcánica de la época.

La arenisca fosfática y los “shales” negros carbonosos cercanos a ella, son las unidades que presentan la máxima radiometría y corresponde a la mayor presencia de fosfatos.

Existe relación estrecha y directa entre U y V, U y Mo, U y fosfatos. El V y el Mo no están relacionados, puede existir uno sin que exista el otro. El V se concentra en la superficie mientras que el Mo lo hace en profundidad.

El uranio tiende a asociarse con la fracción granulométrica más fina (arcillas y arenas de grano muy fino)

La edad de los “shales” según descripción de amonitas realizado por el profesor Etayo-Serna sugirieron al Albiano Superior Alto (Vraconiano).

11.RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar un estudio de TOC para relacionar el contenido de materia orgánica de la formación con la depositación de Uranio, además de relacionar otros elementos químicos para conocer la fluctuación del nivel del mar en esta zona.

BIBLIOGRAFÍA

Adams J., Staatz M., 1973. Rare – earth elements in United States mineral resources: U.S. Geological Survey, Professional. Paper 820. Pp. 547-556.

Álvarez J., 1979. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenozoicos. Tesis Universidad de Chile.

Anbar A., Creaser R., Papanastassiou D., Wasserburg G., 1992. Rhenium in seawater: confirmation of generally conservative behavior. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 56: 4099-4103.

Astini R., Marego L., 2006. Paleoambiente y estratigrafía secuencial de depósitos marginales del Ordovícico de la Sierra de Zapla (Sierras Subandinas noreste Argentino) y su relación con la Cuenca Andina Central. *Revista Geológica de Chile* (33).

Barrero D., Álvarez J., Kassen T., 1969. Actividad ígnea y tectónica de la Cordillera Central de Colombia durante el Mesocenozoico. *Boletín Geológico, Ingeominas*. 18 (13): 145-173.

Barrero D., Vesga C., 1976. Geología de la Plancha 188 La Dorada. ESC 1:100000. Ingeominas.

Blatt H., Middleton G., Murray R. 1980. Origen of sedimentary rocks. Prentice-Hall. INC New Yérsey.

Botero G., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales. Facultad Minas. Universidad Nacional, Medellín*. N 57, pp. 1-101.

Bohórquez O., Monsalve M., Velandia F., Gil F., Mora H., 2005. Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. Boletín de Geología Vol. 27. No.44, Enero-Junio 2005.

Calvert S., Bustin R., Ingall E., 1996. Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. *Geochimical et cosmochimica Acta* 60 (9); 1577 – 1593.

Castaño R., 1979. Informe de fin de campaña 1979, permiso No. 2 –Berlín. Minatome Colombiana LTDA. Instituto de asuntos nucleares.

Crusius J., Calvert S., Pederson T., Sage D., 1996. Rhenium and Molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. *Earth and planetary Science Letters* 145: 65-78.

Cuney M., Kyser K., 2008. Recent and not-so.recent developments in uranium deposits and implication for exploration. Short Course Series. Vol. 39. Quebec City, Series Editor.

Dean W., Gardner J., Anderson 1994. Geochemical evidence for enhanced preservation of organic matter in the oxygen minimum zone of the continental margin of Northern California during the Late Pleistocene. *Paleoceanography* 9 (1): pp. 47-61.

Didyk B., Simoneit B., Brassell S., Eglinton G., 1978. Organic geochemical indicators of paleoenvironment conditions of sedimentation. *Nature* 272 (5660): 216-222.

Dunham R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologist* (1). 108-121.

Etayo F., Renzoni G., Barrero D., 1969. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. I Congreso de Geología. Bogotá. Memoria: 217-252.

Etayo F., Cediell P., Caceres C., 1997. Distribución de facies y ámbito tectónico a través del fanerozoico de Colombia. Ingeominas esc 1:2.000.000.

Feininger T., 1970. The palestina Fault, Colombia. Geol. Soc. America Bull., V.81. Boulder.

Feininger T., Barrero D., Castro N., 1972. Geología de Antioquia y Caldas (subzona IB) Boletín Geológico Ingeominas 20 (20). Pp 1-173.

Floréz A., 1978. Informe geológico y de prospección del permiso No.2-A Berlin. Informe No.72. MINATOME Bogotá.

Folk R., 1962. Spectral Subdivision of limestone types. En: W.E. Ham (Editor), Classification of carbonate rocks. American Association of petroleum geologist: 62-84, Tulsa, Oklahoma.

Folk R., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin Texas.

Garzón G., 1984. Síntesis de los trabajos Geológicos- Mineros realizados en el prospecto Urano-Fosfático de Berlín-Caldas. Instituto de asuntos nucleares.

Gómez P., Lizcano M., 1990. Estudio tectónico – estratigráfico de la franja sedimentaria Cretácica de Berlín, Caldas. Cordillera Central. Tesis de pregrado Geología Universidad Industrial de Santander. Escuela Geología.

González H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina): Boletín Geológico. Ingeominas, V.23, pp. 1-174.

Hall R., Álvarez J., Rico H., 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Boletín Geología. Ingeominas Vol 20. N°1, p 1-85.

Hallan A., Wignall P., 1997. Mass Extinctions and their aftermath. Oxford University Press. Oxford.

Ingeominas, 1987. Recursos minerales de Colombia tomo 2 (minerales preciosos rocas y minerales no metálicos recursos energéticos), Publicaciones geológicas especiales del Ingeominas, Ingeominas, (SEGUNDA EDICIÓN) 1987.

Ingeominas, 2010. Marco geotectónico de los Andes del norte y tipos de depósitos asociados, Informe No. 1, marzo 2012.

International Atomic Energy Agency (IAEA), 2009. World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification.

Irving E., 1971. Evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín geología (Bogota) (14).

Jones B., Manning D. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. Chemical Geology III: 111-129.

Leeder M., 1999. Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics.

Malcolm S., 1985. Early diagenesis of molybdenum in estuarine. Sediments Marine Chemistry 16: 213-225.

Montero J., Martínez M., Tribovillard N., 2004. Geochemical behavior of molybdenum and its isotopes in the sedimentary environment.

Mosquera D., 1978. Geología del cuadrángulo K8 Manizales, Ingeominas. 63 p.

Muñoz U., 1983. Determinación del potencial Uranífero de la Alaskita de Samaná Departamento de Caldas – Colombia. Trabajo de Pregrado. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Instituto de Asuntos nucleares.

Muñoz U., 1983. Geología, geoquímica y petrogenesis del Batolito de Samaná, Departamento de Caldas, Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Instituto de Asuntos nucleares.

Munsell Color 2009. Geological Rock – Color Chart.

Naranjo J., 1983. Investigación del potencial uranífero en los “shales” negros del sinclinal de Berlín departamento de Caldas. Trabajo de pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de ciencias, departamento de Geociencias, Instituto de asuntos nucleares.

Nelson H., 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidse. Geol. Medellín. (Leyden). 22.

Pimiento R., 2011. Mineralogía y petrografía de la mineralización de uranio en fosforitas del cretácico inferior, sinclinal de Berlín, Cordillera Central, (Departamento de Caldas, Colombia). Trabajo de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Facultad de Fisco Químico, escuela de Geología.

Restrepo J., Toussaint J., 1978. Datación de una metadiabasa del Grupo Cajamarca. Publ. Esp. Geol. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.

Usnarski, G., 1979. Informes mensuales de campaña. MINATOME.

Spencer R., 2012. A petrographic and Microprobe Investigation of the U3O8 Corp. Colombia Project, South América. October 22, 2010

Swanson V., 1956. Uranium in marine black Shale of the United States. U.S Geological Survey. Prof. paper 356A, pp. 44.

Toro G., 1989. Caracterización del Volcanismo de San Diego y estudio de los depósitos de San Diego (Caldas) y de Nariño (Antioquia), Colombia. Memorias del V Congreso Colombiano de Geología. Vol. 1 Bucaramanga P. 419-439.

Toussaint J., Restrepo J., 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. Boletín Ciencias de la Tierra N^o1. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 48 p.

Toussaint J., Restrepo J., 1982. Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. Earth Science Reviews. N. 18. 205-213.

Tucker M., Wright P., 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications. Oxford.

Usnarski G., 1979. Informes mensuales de campaña MINATOME.

U₃O₈ 2010. Informes mensuales de campaña. www.u308corp.com

Valdés J., 1998. Evolución oceanográfica reciente de la Bahía Mejillones del Sur (23^o5'). Evidencia geoquímica en sedimentos marinos, 114 p. Tesis doctoral. Centro EULA Chile, Universidad de Concepción.

Van Geen A., McCorkle D., Klinkhammer H., 1995. Sensitivity of the phosphate-cadmium-carbon isotope relation in the ocean to cadmium removal by suboxic sediments. Paleoceanography 10 (2): 159-169.

Referencias Electrónicas (Marzo, 2012)

- Google Earth. 2012.
- <http://www.unavarra.es/genmic/curso%20microbiologia%20general/50-ciclos%20biogeoquimicos.htm>
- <http://blankyta.wordpress.com/exposiciones-del-grupo/fosforo/>

ANEXOS

ANEXO A (Datos Geoquímicos)

ANEXO B Columnas Estratigráficas