



Figure 4. Tilted beds restored here to the horizontal. The red line marks the zone with possible impact related features (iridium anomaly, spherules, etc.). The white arrow indicates the slump direction.



Josh Rosenfeld (Ph.D.). He obtained an M.A. from the University of Miami in 1978, and a Ph.D. from Binghamton University in 1981. Josh joined Amoco Production Company as a petroleum geologist working from 1980 to 1999 in Houston, Mexico and Colombia. Upon retiring from Amoco, Josh was employed by Veritas DGC until

2002 on exploration projects in Mexico. He has been a member of HGS since 1980 and AAPG since 1981, and currently does geology from his home in Granbury, Texas.

## jhrosenfeld@gmail.com

# MORRO DE BARCELONA, VENEZUELA ORIENTAL: RECONOCIMIENTO **GEOLOGICO Y NUEVAS CONTRIBUCIONES**

(1)Geólogo Consultor (porrasjs@yahoo.com) (2) Geólogo Consultor (luisrporras@gmail.com)



#### RESUMEN

Se persigue con este trabajo contribuir al conocimiento científico como una fuente de información El Morro de Barcelona en un prominente cerro de unos 112 m de altura ubicado al norte de las ciudades de para investigadores actuales y un importante recurso Barcelona y Lechería, en la costa caribeña de Venezuela para la enseñanza y las actividades geoturísticas de la Oriental. Es una de las más notorias formas geológicas y zona. geomórficas de la costa del Edo Anzoátegui.

Limita al oeste por la Ensenada de Barcelona, al este por la Bahía de Pozuelos, al norte por el archipiélago de El Morro de Barcelona, es una forma topográfica las Islas Borrachas y Chimanas, y al sur, se conecta a la elongada y escarpada de orientación preferencial NNEcosta con las ciudades de Lechería y Barcelona. SSO y elevación 112 m. Se encuentra ubicado a 7.5 km de Barcelona. Representa el extremo occidental del sistema

montañoso de la Serranía de Interior Oriental ubicado al Es un gran anticlinorio, compuesto por diversas sur del sistema de fallas de El Pilar. Contiene rocas, estructuras discontinuas, las cuales presentan intensa principalmente calizas lodosas silíceas, de edad Cretácico deformación, plegamiento y fracturamiento. Su marcado sentido NNE- SSO está controlado por las estructuras, Superior, adjudicadas a la Formación San Antonio del pliegues y fallas de corrimiento desarrolladas en el lugar. Grupo Guayuta, aunque algunos autores sugieren que pertenecen a la Formación Río Chávez del Está ubicado en una región de gran complejidad Cenomaniense-Paleoceno. estructural, en una zona de convergencia entre las placas Su origen está asociado a sedimentación marina del Caribe y Suramericana y de transferencia del sistema de la Falla de Urica, y posteriormente sometido a procesos erosivos.

profunda en un margen pasivo Cretácico-Paleoceno y su desarrollo es similar al de otras rocas autóctonas del frente de montañas. Estructuralmente, es el resultante Se conforma por mudstones y calizas pelágicas, de procesos de deformación y levantamiento ocurridos micríticas, silíceas, y fosilíferas, interestratificadas con durante el Eoceno, seguido de una alternancia de capas de chert (ftanita), limolitas, lutitas calcáreas y areniscas pertenecientes a la Formación San Antonio eventos de levantamiento, subsidencia y erosión, que han continuado desde el Mioceno hasta el presente. (Cretácico Superior) o su equivalente. Las rocas Como resultado de las recientes observaciones de presentan alto grado de fracturamiento.

campo, y reconociendo y respetando las contribuciones El cerro, ocupado parcialmente por complejos previas realizadas sobre el tema, se presenta una versión residenciales y hoteleros, muestra signos evidentes de actualizada de la geología del Cerro El Morro. En esta colapso, movimiento de masas asociados a nueva perspectiva, se incluye una discusión detallada deslizamientos y gravedad, y de erosión costera activa. sobre las formaciones geológicas presentes, así como los Este geositio, emblema de la ciudad, recibe cada año procesos estructurales, tectónicos y sedimentológicos a numerosos turistas, y locales, atraídos por las que dieron lugar a esta notable forma geomorfológica, impresionantes vistas panorámicas de la ciudad y de sus complementada con un extenso registro fotográfico. bahías y playas, así como por su valor histórico y



## Jesús S. Porras M.<sup>1</sup> & Luis R. Porras M.<sup>2</sup>

### INTRODUCCION



patrimonial. Se accede fácilmente por vía asfaltada v dispone de miradores, senderos peatonales y ciclovías y un enorme monumento religioso. Es el sitio habitual de práctica deportiva de los lugareños.



Fig. 1. Imagen satelital 3D del Cerro El Morro (Google Earth). Se indican las vías de acceso a los afloramientos. En números se señalan las zonas de afloramientos del flanco oeste: 1) zona de corrimientos 2) zona deformada y 3) zona de poca deformación.

#### **CARACTERISTICAS GENERALES**

El Cerro El Morro tiene una orientación preferencial NNE-SSO (~ N30ºE). Mide cerca de 2250 metros de largo y unos 750 metros en su parte más ancha. Las mayores elevaciones las presenta hacia la zona centro-sur, siendo su altura máxima de 112 metros.

Presenta un perfil asimétrico definido por relieves abruptos y aislados con laderas tipo escarpes hacia el sureste y tipo cuesta al noreste. Su tope es amesetado.

Su forma alargada y elevada es el resultado de la interacción entre múltiples procesos tectónicos, junto con la erosión marina y subaérea. Su relieve está influenciado por la convergencia de placas y la presencia de pliegues y diversas fallas locales, lo que ha dado lugar a fracturas, acantilados de paredes escarpadas y geoformas distintivas.

Los acantilados, de pendientes pronunciadas, han sido modelados por la erosión y la meteorización, formando cárcavas, cuevas, grietas y terrazas rocosas. La erosión diferencial ha provocado el retroceso de los acantilados escarpados, con desprendimientos, caída de rocas y deslizamientos, así como el desgaste de áreas planas y poco profundas de la costa. Al mismo tiempo, el oleaje ha favorecido la acumulación de gravas y arenas en determinados sectores.

La dinámica costera de la zona está influenciada por la presencia de depósitos recientes, el alto grado de fracturamiento de las rocas, las fuertes pendientes y el transporte de sedimentos por las corrientes marinas. Capriles (2007) en un análisis del comportamiento de la dinámica costera de la zona de Lechería, que incluyó la costa oeste del Morro, observó un retroceso de la línea de costa tanto en la planicie costera como en la planicie deltaica del Rio Neverí. Determinó, que las causas del proceso de erosión la constituyen, en el primer caso, el tómbolo del Morro, por haber interrumpido el paso de sedimentos desde la Bahía de Pozuelos, al este, hacia la Bahía de Barcelona, al oeste, y en el segundo caso, la migración de la desembocadura del río Neverí hacia el sur, que ahora deposita su gasto sólido en las costas de Barcelona. Precisó que la zona presenta un proceso generalizado de erosión que se manifiesta en la pérdida de 57,69 ha de terreno. Calculó tasas lineales de erosión de 1,5 y 5 m/año para las planicies costera y deltaica, respectivamente.

Al cerro se puede acceder desde la ciudad de Lechería, al sur, a través de la avenida principal, que se bifurca hacia los flancos del anticlinorio. Los afloramientos son accesibles mediante vías asfaltadas y están expuestos en los cortes de las carreteras de ambos flancos. En el flanco este, se localizan en las avenidas

temprano. Presenta pliegues de orientación E-NE/O-SO, Barlovento y Las Palmas, cerca de la cresta, y en la Avenida de La Costa, en la base del cerro. En el flanco con sus flancos meridionales más inclinados que los del oeste, se accede por las avenidas Sotavento y Titán, norte, y abundantes pliegues volcados hacia el sur. ubicadas en la parte alta, y por la vía perimetral, de Además, abundan los cabalgamientos que desplazan granza, que bordea el cerro. También se puede llegar por material del N-NO hacia al S-SO, afectando rocas tan vía marítima. El ascenso puede realizarse además por las ióvenes como del Mioceno. varias rutas de senderismo y ciclismo que posee. Blanco et al. (2000) reconocen que la principal fase de

deformación estructural se inició en el Mioceno como **GEOLOGIA GENERAL** producto del emplazamiento de la Napa Caribe sobre el En Venezuela Oriental, la historia sedimentaria revela la margen pasivo del norte de Venezuela, dando origen a presencia de rocas de un margen pasivo tipo Atlántico de importantes estructuras asociadas a zonas triangulares a edad Cretácico a Eoceno Medio las cuales se encuentran lo largo del frente de deformación, tales como el gran localmente expuestas en la región (Blanco et al., 2000). anticlinal de Capiricual en el norte de Anzoátegui y el En el Morro de Barcelona, en las Islas de la Bahía de dúplex de Pirital (Ysaccis, 1997). Adicionalmente, Pozuelos y en las regiones tanto continental como insular explican que, hacia la Ensenada de Barcelona, la Cadena de Mochima, se encuentran excelentes afloramientos de Caribe se hunde por debajo de los sedimentos neógenos la secuencia cretácica-terciaria de Venezuela como parte y reaparece en la región de Araya-Paria. Por su parte, Ysaccis (1997) indica que la Faja Piemontina exterior del

del Sistema Montañoso de la Serranía del Interior. El Cretácico Inferior en esta zona consiste de una sistema montañoso del norte de Venezuela, el sistema alternancia de rocas clásticas y carbonáticas que de fallas de Urica y el extremo occidental de la Serranía representan ambientes que varían de fluvio-deltaíco del Interior se proyectan hacia el extremo suroriental de (Formación Barranguín) a plataforma externa la Ensenada de Barcelona, aproximadamente en la (Formaciones Borracha y Chimana). Una serie monótona ubicación actual del Morro. de rocas pelíticas-carbonáticas (Fm. Querecual), y Bellizia (1984), en Mendes (2004), define los areniscas, calizas y lutitas (Fm. San Antonio), caracterizan movimientos del Terciario al norte de Anzoátegui, en las la sedimentación del Cretácico Superior de esta región. áreas adyacentes a Barcelona, como zonas de fuerte Este último intervalo representa la máxima trasgresión plegamiento asimétrico hacia el sur con un intenso fallamiento en la dirección de la mayor deformación, del Cretácico, relacionada al aumento, de orden global, del nivel del mar (~90 Ma). En Venezuela, esta además se manifiesta con complejas dislocaciones transgresión resultó en la sedimentación de calizas, estructurales en el extremo meridional por una serie más lutitas y cherts ricos en materia orgánica (Ostos et al., o menos paralela de anticlinales y sinclinales asimétricos 2005). Estas rocas son reconocidas como las volcados hacia el sur, variando desde grandes pliegues Formaciones Querecual-San Antonio (Grupo Guayuta), abiertos de flancos tendidos y poco asimétricos. Macsotay y Vivas (1985) describen, en el noreste de Mucaria, Navay y La Luna, grandes generadoras de hidrocarburos. Venezuela, cuatro fases de deformación tectónica que se

El Morro de Barcelona, es una sección compuesta inicia con una compresión N-S en el Eoceno Medio; una esencialmente por rocas de la Formación San Antonio o fase de compresión/transpresión NO-SE en el Mioceno su equivalente (Castro Mora, 1993; Hedberg, 1944). Superior; una fase de transcurrencia dextral E-O de edad Otros autores; sin embargo, sugieren que estas rocas se Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior; y una fase de corresponden a la Formación Río Chávez (Ortega et al., compresión NO-SE, del Pleistoceno al Reciente. 1990; Macsotay y Vivas, 1985; Caicedo, 2018). La SDI está limitada al norte por la falla de El Pilar, al

### **ESTRUCTURA REGIONAL Y LOCAL**

#### Regional

El Morro de Barcelona se ubica en el extremo occidental de la Serranía del Interior (SDI), un cinturón de la falla de Urica- o sus ramificaciones- pasa muy próxima al área de estudio. plegamientos y cabalgamientos compuesto por sedimentos del Cretácico y el Paleógeno que se depositaron, al menos durante el Cretácico Inferior, en Local un ambiente tectónico comparativamente estable, El anticlinorio del Morro, se localiza en el dominio probablemente un margen continental pasivo, y se geológico Bergantín-Guanta (Macsotay y Vivas, 1985). deformaron durante el Eoceno Medio (Blanco et al., Localmente se limita al norte por la falla de El Pilar; al oeste y sur por el sistema de fallas Aragüita/Cerro 2000). Según Vierbuchen (1978, 1984), la Serranía del Grande/Carrizal (¿?) o la estribación septentrional de la Interior comenzó su deformación después del Eoceno falla de Urica; y al este por la Bahía de Pozuelos. Se ubica



sur por el sistema de fallas de Pirital, y al oeste y este por las fallas de desplazamiento de rumbo lateral derecho de Urica y San Francisco, respectivamente (Fajardo et al., 2023). La falla de San Francisco divide la SDI en dos bloques: Bergantín al oeste y Caripe al este, mientras que



en el extremo suroriental de la Ensenada de Barcelona, la cual representa la parte sur de la Fosa de Cariaco, cercana a la costa (Ysaccis, 1997, Vivas & Macsotay, 1997).

Macsotay y Vivas (1985) lo interpretan como un "klippe" flotante, intensamente fracturado y deformado, resultado de la compresión norte-sur, volcamiento y emplazamiento del final del Eoceno Medio, durante la primera fase de deformación que sufrieron las sedimentitas cretácicas y terciarias del oriente venezolano.

Se encuentra conformado por una serie de estructuras plegadas discontinuas, falladas, meteorizadas y fracturadas, resultado de la tectónica que afectó a la región. Se reconocen pliegues y fallas de distinta naturaleza y origen.

En el área del Morro, y adyacencias, se han interpretado dos sistemas de fallas principales: el sistema de fallas de Urica de sentido NNO-SSE, ubicado al oeste de la estructura (Arnstein et al., 1982; Munro y Smith, 1984; Manceda, 2005) y la Falla de El Morro, interpretada en los mapas geológicos pioneros de la compañía Creole (1956,1968), Ministerio de Minas e Hidrocarburos de Venezuela (1976) y más recientemente por USGS (2006), entre otros, como una falla de orientación NNE-SSO (Fig. 2, 3).



Fig. 2. Mapa Geológico de Venezuela indicando ubicación relativa de la zona de estudio (modif. de Hackley et al., 2006)

Caicedo (2018) de acuerdo a la presencia de fallas y plegamiento refiere que el nivel estructural para el Morro de Barcelona es variable entre superior y medio con una magnitud media de intensidad tectónica, todo definido dentro de una zona de contacto convergente, de desplazamiento de rumbo con componente transpresiva, y con efecto de acortamiento en las unidades litológicas. El mismo autor destaca que en esta región se encuentra el Corrimiento del Morro de Barcelona o Morro de Lechería. Basado en mediciones de campo de la orientación y disposición espacial de los sistemas de diaclasas, interpreta una estructura de inclinación SSE generada por esfuerzos NNO.





#### **ESTRATIGRAFIA**

En la región oriental de Venezuela, la secuencia del Cretácico superior, compuesta por calizas y lutitas ricas en materia orgánica y chert, es conocida como las Formaciones Querecual-San Antonio del Grupo Guayuta. Algunos autores, incluyen también la Formación Río Chávez en la sección post-Querecual en el norte de Anzoátegui.

En el Morro de Barcelona, la Formación Querecual está ausente. La secuencia estratigráfica está representada por rocas originalmente asignadas a la Formación San Antonio o su equivalente (Castro Mora, 1993; Hedberg, 1944), que posteriormente han sido interpretadas como parte de la Formación Río Chávez (Vivas y Macsotay, 1997; Ortega et al., 1990; MEM, 1997; Caicedo, 2018). En este trabajo los autores adoptan el nombre de Formación Río Chávez, para la sección que aflora en El Morro.

La unidad está conformada por mudstones y calizas pelágicas, margosas, de grano fino, micríticas, silíceas, y fosilíferas, interestratificadas con capas de chert (ftanita), lutitas oscuras y niveles muy delgados de limolitas y areniscas. Las rocas presentan alto grado de meteorización y fracturamiento (Fig. 4).

En algunas zonas las rocas presentes son calizas masivas, silíceas, duras, de color beige, pardo y gris, que meteorizan a marrón claro-amarillento, interestratificadas con capas de chert negro duro y lutitas laminares oscuras. Las capas están bien estratificadas y dispuestas en capas finas a medias (5-20 cm), con planos de estratificación rectos u ondulados y dispuestas subverticalmente, muy inclinadas o tumbadas. Caicedo (2018) y Vivas et al. (1988) las describen como una secuencia homogénea de marlitas chérticas o calizas chérticas, de color gris oscuro a negro meteorizando a gris, presentan capas multi-centimétricas con planos de estratificación definidos por superficies sinusoidales y espesor de poco más de 103 metros.



Fig. 4. Calizas silíceas interestratificadas con lutitas laminares. Se observan "nódulos" negros de chert y alto diaclasamiento de las calizas. Dimensiones de Escala: 4 cm x 8 cm.

Las calizas de El Morro pueden tener aspecto noduloso, pocas evidencias de bioturbación, aunque Macsotay y Vivas (1985) reportaron la presencia del icnogénero Zoophycos en marlitas de la unidad, y presentar fracturas mineralizadas por calcita o sílice de 0.5-1 cm de ancho, así como venillas milimétricas. Carecen de fósiles macroscópicos, aunque son ricas en foraminíferos planctónicos, menos bénticos y nannoplancton calcáreo. Otros microrganismos presentes son mayormente radiolarios, fragmentos de moluscos y ostrácodos, y espículas de equinodermos y esponjas (Macsotay y Vivas, 1985; Castro Mora, 1993; Furrer y Castro, 1997; Caicedo, 2018).

Las calizas se encuentran intensamente fracturadas y diaclasadas. Predominan las diaclasas ortogonales al plano de estratificación, no sistemáticas, semicontinuas, espaciadas irregularmente, que puedan estar mineralizadas. Castro Mora (1993) observa numerosas direcciones de fracturamiento, asociadas a delgados niveles de chert, que sugieren variaciones locales de los esfuerzos compresivos que evidencian la tectonización de las secuencias cretácicas y el levantamiento de este segmento orogénico.

### **INTERPRETACION y RESULTADOS**

El Cerro El Morro presenta dos flancos de características geomórficas y rasgos estructurales diferentes. Aunque ambos muestran un marcado contacto entre los relieves escarpados y los planos de la planicie costera, la topografía y deformación es diferente. El flanco este es de escarpes múltiples y compuestos (degradados y frescos), mientras que el flanco oeste es un escarpe naturales son tanto erosivos como de falla (Fig. 1).

las calizas, dándole el aspecto de concreciones. Se principal compuesto. En ambos casos los escarpes reconocen laminaciones paralelas, onduladas y cruzadas. Más hacia la cima, las geoformas están mejor Los pliegues predominantes en el costado oriental definidas, formando parte, parcial o totalmente, de son amplios anticlinales escalonados, simétricos, algunos estructuras anticlinales mayores. Los pliegues están 127



afectados por fallamiento menor, mientras que en el costado occidental destacan un pliegue y corrimiento de grandes dimensiones del tipo pliegue por propagación de falla, además de pliegues apretados, asimétricos, inclinados y/o volcados. Hay también claras evidencias de estructuras sinclinales en la zona.

A lo largo de los afloramientos, se logran observar una serie de estructuras plegadas discontinuas, falladas, meteorizadas y fracturadas. También se llegan a reconocer cambios abruptos en los buzamientos, siendo frecuente encontrar capas en posición normal en contacto de falla con otras volcadas, terminación de charnelas de pliegues asociados a fallas, asociaciones caóticas y muy deformadas, además de pliegues y fallas de bajo salto de distinta naturaleza y origen, resultado de la tectónica que afectó a la región.

Para su estudio y evaluación, se convino sectorizar los afloramientos del cerro en varias zonas, cada una con características propias, tal como se presenta en la tabla Nº 1

Flanco	Area	Subzona
	Av. Barlovento	
ESTE	Av. Las Palmas	
	Av. La Costa	
	Av. Sotavento	
	CalleTitán	
O ESTE	Av. Perimetral	Zona de Corrimientos
		Z onas Deformada
		Z ona Poco Deformada

Avda. Barlovento: esta avenida asciende el cerro desde

la base, al sur, hacia la cima, al norte. Se inicia con la

presencia de varios promontorios antiformes aislados,

truncados y/o dislocados con evidentes signos de

erosión y colapso, los cuales están conformados por

capas de calizas masivas (mudstones), silíceas, micríticas,

claramente estratificadas, de color crema, marrón claro

a anaranjado y gris claro, con manchas y parches oscuros

de chert, muy fracturadas y sin fósiles visibles,

intercaladas con delgadas capas de lutitas laminares

oscuras y de chert negro, duro, de fractura concoidea.

Cada capa tiene entre 5-20 cm de espesor, pueden estar

inclinadas o plegadas y muy diaclasadas y fracturadas. Se

identifican formas elipsoidales negras inscritas dentro de

Tabla Nº 1. Ubicación referencial de afloramientos en el Cerro El Morro.

## Flanco Este



mejor dispuestos y claros, son de gran amplitud, simétricos, cilíndricos, de eje preferencial O-E. En varios de ellos se observan bloques dislocados y rotados, así como pequeñas fallas de diferente orden (Fig. 6). Se identifican flexuras menores tanto positivas como negativas (Fig. 5,6).



Fig. 5. a) Falla normal de bajo desplazamiento b) Flexuras menores: anticlinal al tope, sinclinal a la base.

Las rocas están muy fracturadas y diaclasadas, dando lugar a múltiples compartimientos. Se muestran claros efectos de meteorización y se observan derrumbes y movimiento de masas en zonas de grandes fracturas y grietas. Al pie de las laderas se identifican abanicos coluviales conformados por detritos finos y fragmentos angulares de rocas.



Fig. 6. Corte mostrando blogues colapsados, dislocados y rotados por presencia de pequeñas fallas conjugadas. La erosión, meteorización e intenso fracturamiento provoca la caída y derrumbe de rocas.

En este sector, la capas de chert son más frecuentes, continuas y visibles; aparecen embebidas en la roca o bien como manchones negros de formas y geometría irregular.

Avda. Las Palmas: es una pequeña calle que intercepta la Av. Barlovento. Se ubica en el sector central del cerro y conduce a unos complejos residenciales limitados por un elevado escarpe. Desde allí se distinguen dos

afloramientos: uno al norte y otro al sur. A diferencia de los afloramientos de la Av. Barlovento acá las rocas presentan un color más amarillento-rojizo y beige, producto de la meteorización, pocos tonos oscuros, menos capas de chert (¿), y mucha deformación, con signos de slump, superposición o desarrollo de varios eventos compresivos.

En el afloramiento norte las capas están intensamente deformadas (Fig. 7). A pesar de los efectos de la meteorización y erosión, se logran observar cambios abruptos en los buzamientos de las capas, así como se distinguen capas en posición "normal", en contacto caótico e irregular con otras inclinadas, verticales o volcadas y contorsionadas. Los pliegues son asimétricos y disarmónicos, de pequeña escala u orden menor. Algunas flexuras pudieran atribuirse a compactación diferencial o cabalgamiento. Se llegan a reconocer pliegues asociados a posibles fallas de bajo salto.



Fig. 7. (Arriba) Arreglo caótico e irregular de capas de calizas intensamente deformadas. Se identifican capas inclinadas, verticales o volcadas y contorsionadas, así como pliegues asimétricos y disarmónicos de pequeña escala. (Abajo) detalle de la deformación

El afloramiento sur es un gran escarpe compuesto que supera los 80 metros de altura. Está conformado por capas de calizas amarillentas a anaranjadas dispuestas en posición normal, subhorizontal, sin mayor deformación, aunque muy erosionadas formando profundas cárcavas.

Avda. La Costa: corre paralela a la Av. Barlovento y a la costa oriental, solo que, a nivel de la base del cerro, a unos 15 m de altura sobre el nivel del mar. A lo largo de ella se han desarrollado complejos residenciales y hoteleros de playa.

El afloramiento consiste en potentes secuencias de identifica un particular afloramiento que consiste en calizas expuestas en varios sectores de la ruta. Las unas capas volcadas de una caliza margosa laminar de secciones más espesas pueden superar los 20 metros. color marrón oscuro, masivamente fracturada, Las calizas son duras, densas, macizas, meteorizadas, de intercalada y en contacto geológico con una capa de colores beige a amarillento-anaranjado, muy fracturadas caliza lodosa silícea, de color marrón grisáceo, con y bien estratificadas formando una secuencia monótona notorias estructuras sedimentarias de fondo (sole marks) y uniforme (Fig. 8). Las capas de caliza son de espesor (Fig. 9). variable, entre 5-25 cm. Están intercaladas con lutitas laminares de color marrón oscuro. Presentan fracturas y diaclasas ortogonales a los planos de estratificación.



Fig. 8. Calizas masivas y fracturadas de Av. La Costa.

Las secciones llegan a estar truncadas total o parciamente por grandes fisuras o grietas. Se observan facetas triangulares, bloques caídos, desplazados y/o rotados.

#### Flanco Oeste

Av. Sotavento: es la avenida que bordea el cerro hacia su cima, hacia sus mayores elevaciones. En esta zona el relieve está más modelado y suavizado y alomado por la erosión. Se presenta menos aterrazado y sin escarpes pronunciados, por lo que no hay secciones expuestas de interés.

Se caracteriza por mostrar afloramientos pobres e irregulares, severamente meteorizados y erosionados debido a su baja consolidación y fracturamiento y derrubio generalmente semicubiertos por multidimensional. Más hacia el sector norte los afloramientos son más visibles y se pudieran distinguir algunas secciones de interés, aunque también muy afectadas por la erosión. Se interpreta la existencia de una estructura sinclinal.

Hacia el sur de la avenida, se identifican unos cortes en el cerro, de una altura de 20-25 m, de calizas beiges bien estratificadas, dislocadas hacia el borde por una meteorizado.

aparente falla. El lugar está muy erosionado y Por las características litológicas y la deformación, esta sección es similar a unas presentes hacia la base del cerro en su flanco oeste, donde también aflora. Por lo Calle Titán: es la vía que conduce al Fortín de la general, estos moldes se conservan en el fondo de lechos Magdalena, edificación militar colonial construida para sedimentarios y son estructuras comunes de ambientes vigilar y proteger la costa de ataques piratas y amenazas turbidíticos, como se interpreta el origen de la Fm Río marítimas de la época. En las adyacencias al reducto, se Chávez.





Fig. 9. Varios aspectos de secuencia de calizas lutáceasmargosas marrones, muy fracturadas, en contacto con calizas nodulosas silíceas beige con notorias estructuras sedimentarias de fondo (sole marks). Escala en cm.

Estas estructuras alargadas, bulbosas y lobulares, acanaladas, espaciadas y discontinuas han sido interpretadas como surcos de arrastre (flute casts) y moldes de carga (load casts) y son creadas por corrientes de turbidez. Son indicativas de polaridad, densidad y dirección de flujo de paleocorrientes.

Macsotay et al. (2003) también reportan la existencia de flujos de detritos, turbiditas, surcos de arrastre (turboglifos) y moldes de carga en estratos de las formaciones Rio Chávez, San Antonio y Querecual del Cretácico Superior de Venezuela Oriental. Señalan que los moldes de carga de la Formación Querecual son muy comunes en su facies batial distal. Sugieren que estas estructuras se formaron por inundaciones ocurridas en ciclos húmedos estacionales del Cretácico tardío y por sismicidad menor durante la fase de soterramiento superficial v somero.



Av. Perimetral: es una vía engranzonada, otrora un malecón, que bordea la costa occidental del cerro. En su recorrido, se distinguen tres zonas con afloramientos de características diferentes:

### a) Zona de corrimientos

Se localiza en el extremo suroeste del cerro. Su principal rasgo estructural es un gran corrimiento con vergencia hacia el sur, en cuyo bloque colgante (hangingwall) se observa un prominente anticlinal. El limbo

posterior (back-limb) de este anticlinal está formado por capas de calizas silíceas de color beige a grisamarillentas, con buzamiento hacia el norte (Fig. 10). Estas capas están afectadas en su base por un retrocorrimiento con vergencia hacia el norte (Fig. 10 c,d), sobre el cual se ha desarrollado un notable pliegue de arrastre (drag fold) y por una pequeña falla normal subhorizontal de bajo desplazamiento (Fig. 10d).

El limbo frontal del anticlinal (fore-limb) presenta altos niveles de erosión, observándose el progreso de cárcavas, canales y zanjas de grandes dimensiones.



Fig. 10. a) Vista panorámica del sector suroccidental del morro b) Imagen panorámica e interpretación del corrimiento y anticlinal El Morro: en el lado izquierdo de la figura se observa el limbo posterior del anticlinal caracterizado una alternancia de capas de color marrón a grisáceo c) Vista panorámica del anticlinal sin interpretar. Nótese el retrocorrimiento de vergencia norte asociado al corrimiento principal (detalles en la Fig. 11) d) interpretación del corrimiento El Morro y retrocorrimiento asociado. Incluye falla normal de bajo desplazamiento.



Fig. 11. a) Vista panorámica del retrocorrimiento b) Imagen detallada del retrocorrimiento sin interpretar c) Interpretación estructural del retrocorrimiento, donde se puede observar arrastre en las capas del bloque colgante.

En el bloque yacente (foot-wall) se identifican calizas por un notable escarpe de falla y por el cambio en la silíceas beige a marrón grisáceas y chert, de buzamiento coloración de las rocas. unos 30º al NO ligeramente deformadas. La zona de la falla está cubierta y semioculta por vegetación, escombros y depósitos resultantes de la erosión (Fig. 12). Esta falla se expresa en superficie, hacia la cima del cerro,



Fig 12. a) Interpretación de la ubicación de la falla de corrimiento. A su izquierda, en el bloque colgante, nótese la cresta y el limbo frontal del anticlinal notablemente erosionados b) Detalle del contacto de falla; se observa un cambio de buzamiento de las capas en el bloque yacente, en la parte derecha inferior de la figura.

Macsotay y Vivas (1985) describen un corrimiento Estas capas presentan un buzamiento general hacia el similar que pone en contacto rocas ftaníticas del NO, aunque también se observan capas verticales a Maastrichtiense contras rocas marlo-lutáceas del subverticales, pliegues apretados y tipo chevron, y Paleoceno. En el bloque colgante del corrimiento, los corrimientos de menor escala. Además, se identifican autores identifican un anticlinal con un limbo posterior flexuras y diversas formas, como oquedades (cavidades) (back-limb) ligeramente deformado y buzamiento de distintas dimensiones. general al norte y un limbo frontal (fore-limb) En primer lugar, se encuentra un conjunto de capas

ligeramente volcado y altamente fracturado. subverticales, muy inclinadas, altamente fisuradas y Esta configuración estructural sugiere que el anticlinal resquebrajadas, las cuales, debido a su inclinación y se puede catalogar como un pliegue por propagación de fracturamiento, habrían colapsado, dando lugar a lo que falla (fault-propagation fold). localmente se conoce como la "Cueva de la Virgen" (Fig. 13).

Por lo menos dos estructuras similares a ésta, aunque b) Zona deformada Ocupa el sector centro-sur del flanco (Fig.1) y representa de mucho menor tamaño, fueron reconocidas entre una franja de deformación compuesta por capas de capas del sector. calizas silíceas de color beige a marrón-grisáceo, homogéneas, tabulares, y de chert, bien estratificadas.







Fig. 13. Cueva de la Virgen a) ubicación del afloramiento b) imagen de la gruta natural Cueva de la Virgen, probablemente causada por colapso de las capas altamente inclinadas y fracturadas c) detalle de estratificación

A continuación, se observa un pliegue compresional que se interpreta como un corrimiento de menor escala, el cual ha sido erosionado en su parte superior (Fig. 14). En este afloramiento se pueden distinguir los siguientes elementos estructurales: un corrimiento o zona de despegue inicialmente plano, un bloque colgante erosionado y un bloque yacente con claros signos de arrastre. La inclinación actual de este corrimiento es resultado del emplazamiento de corrimientos o zonas de despegue más profundos, presumiblemente más recientes, que no son visibles en el afloramiento.



Fig. 14. Estructura compresional de menor escala: a) Imagen panorámica b) Vista cercana de la estructura compresional, notablemente erosionada al tope c) Interpretación de la posición original de la estructura: se interpreta una falla de corrimiento o falla inversa de bajo ángulo en cuyo bloque colgante se observan remanentes de un pliegue anticlinal actualmente erosionado y un bloque yacente horizontal con evidencias de arrastre d) Posición actual de la estructura, como resultado de un corrimiento o zona de despegue más profunda, no observable en el afloramiento

Finalmente, se observó una estructura compleja de tipo compresivo, altamente deformada y rotada. Esta fue definida por Macsotay y Vivas (1985) como un pliegue tipo chevron (Fig. 15d), con capas verticales a subverticales fuertemente fracturadas. Una interpretación alternativa sugiere la presencia de una falla inversa que posteriormente fue verticalizada por corrimientos más profundos, similar a la estructura mostrada en la Fig. 14d.



Fig. 15. Calizas tectónicamente deformadas y falladas. a) y b) Vista de la estructura compresional, con un flanco norte vertical y un flanco sur de menor inclinación y posiblementerotado. c) Interpretación alternativa que sugiere la presencia de una falla inversa actualmente en posición vertical, la cual fue rotada a su posición actual por corrimientos o zonas de despegue más profundas d) Imagen de la misma estructura, interpretada por Macsotay y Vivas (1985) como un sinclinal volcado tipo chevron.

En algunos sectores muy localizados, se observan bancos de calizas margosas y mudstones, de colores beige-anaranjado, muy meteorizadas e intensamente fracturadas en pequeños bloques centimétricos a decimétricos.

Más hacia el noroeste, cercano a la zona de poca deformación, se identifica una secuencia de capas delgadas y alternadas de calizas, calcilutitas, margas y chert, bien estratificadas, muy inclinadas a subverticales en contacto con otras de características completamente diferentes.

La transición entre una y otra zona es notable por el cambio de coloración, buzamiento y flexión de las rocas (Fig. 16b).



### c) Zona norte poco deformada

En esta zona, situada en el extremo noroeste del cerro, no se aprecian elementos estructurales relevantes debido a la intensa erosión; sin embargo, se observa el desarrollo de sutiles estructuras sinclinales. La existencia de estructuras similares en la zona, fue interpretada e inferida en los antiguos mapas de Creole (1956; 1968) sin otros mayores detalles.

El área está formada por un gran escarpe de 25 a 50 metros de altura, caracterizado por profundas cárcavas, canales y zanjas, así como por la acumulación de grandes depósitos coluviales.

Predomina una secuencia de capas de calizas de color amarillento-anaranjado, poco deformadas, pero fuertemente meteorizadas y erosionadas (Fig. 16).





Fig. 16. a) Vista panorámica hacia el sector noroccidental del cerro (zona c). En esta zona, no se aprecian elementos estructurales relevantes debido a la intensa erosión, aunque si flexuras negativas o sutiles sinclinales, indicadas con una "S" b) Zona de transición entre la zona deformada del sur y la zona poco deformada del norte. Se indica con una flecha, el lugar aproximado de cambio de coloración y de buzamiento de las rocas.

#### CONCLUSIONES

El Cerro El Morro constituye un excelente sitio para investigar la estratigrafía, sedimentación y tectónica de la transición de un margen pasivo a uno activo en el noreste de Venezuela. El análisis de los pliegues y fallas presentes en la zona permitió obtener valiosos detalles sobre los mecanismos de deformación, las propiedades geológicas de las rocas y los regímenes de esfuerzos durante los períodos cretácico y terciario, lo que enriquece el entendimiento de la evolución geológica de la región.

Por otro lado, representa, tanto para los turistas foráneos como locales, un lugar de esparcimiento y recreación, y de la práctica deportiva, que puede ser visitado en cualquier época del año. Desde su cima, se pueden disfrutar atardeceres multicolores y vistas de la salida del sol sobre las montañas costeras e islas del parque Mochima.

Su ubicación privilegiada y fácil acceso potencian su valor científico, educativo, turístico y patrimonial.

#### REFERENCIAS

- Arnstein R., Betoret C., Molina E., Mompart L., Ortega J., Russomano F. y Sánchez H., 1982. Geología Petrolera Cuenca de Venezuela Oriental. ARPEL, XLV Reunión de Expertos, México, 64 p.
- Audemard F., Machette M.N., Cox J.W., Dart R.L., and Haller K.M., 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions, USGS, Open-File Report 00-018
- Blanco B., C. Giraldo y N. Chigne (2000). Marco Tectónico-Estratigráfico de la parte norte de los Estados Guárico y Anzoátegui: Implicaciones para la Evaluación Petrolífera. Petróleos de Venezuela. Caracas. Venezuela.
- Caicedo D. Giovani J., 2018, Estudio Estratigráfico del Cretácico Superior en El Morro de Lechería y las Islas al Norte de Barcelona, Estado Anzoátegui, Venezuela. Tesis de Maestría UCV, 329 p.

- Capriles Verdi M.D., 2007. Evaluación de la Erosión Lineal Costera en la Ciudad de Lechería, Estado. Anzoátegui. Terra. Vol. XXIII, No. 33, 2007, pp. 13-38
- Castro Mora M., 1993. Las calizas del Morro de Lecherias: Datación de calizas pelágicas asociadas con el límite sur de la placa del Caribe. Boletín Sociedad Venezolana Geólogos, 47, 11- 38 (1993)
- Creole Petroleum Corporation, 1956; 1968. Mapa D-10/D-10<sup>ª</sup>. Geología de Superficie Rosales H. (1960), Grader G. W. (1960), Keller A. S. (1956), Leonard R. B. (1956)
- Fajardo A., Aubourgb Ch., Niviere B., Uzcátegui R., Demory F., 2023. Neotectonic Evolution of Northeastern Venezuela. Paleomagnetic Evidence of Block Rotation of The Serranía Del Interior Range, Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Vol. LXXXIII, n.º 1, pp. 1-15 (2023)
- Furrer M. y Castro Mora M., 1997. Nuevas Unidades Propuestas por Aguasuelos Ingeniería Sobre Datos Inéditos de Lagoven S.A., en la Cuenca Oriental de Venezuela, Boletín Ministerio de Energía y Minas, Vol XVIII, No. 31, p 17-23.
- Hackley P., Urbani F., Karlsen A. y Garrity C., 2006. Mapa Geológico de Venezuela, Hoja 1, USGS, Funvisis, UCV.
- Hedberg H. y Pyre A., 1944. Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui, Venezuela, AAPG Bulletin, January 1944, Vol 28, No.1.
- Macsotay O. y V. Vivas, 1985. Tectónica Polifásica Cenozoica en el área Lecherías-Manare, Venezuela nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano, p 2483-2513.
- Macsotay O., Erlich R. y Peraza T., 2003. Sedimentary Structures of the La Luna, Navay and Querecual Formations, Upper Cretaceous of Venezuela. PALAIOS, 2003, V. 18, p. 334–348.
- Manceda R., 2005. The western end of the Serranía del Interior, Venezuela: A review. 6th International

Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 468-471

- Mendes da S., Marianela F., 2004. Caracterización Geofísica Del Subsuelo de la Zona Oeste de Barcelona-Estado Anzoátegui Aplicando Métodos Sísmicos y Gravimétricos. Tesis de Grado UCV, 180 p
- Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, 1976. Mapa Geológico Pto La Cruz, Edición 1-DG., Ref NC-20-IV
- Ministerio de Energía y Minas (MEM), Dirección de Geología, 1997, Léxico Estratigráfico de Venezuela, Boletín de Geología, Publicación Especial No. 12, Tomos I y II. Versión Digital Revisada 2021.
- Munro S. E. & Smith F. D. 1984. The Urica fault zone, northeastern Venezuela. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, GSA Memoir 162, 213–215. doi:10.1130/mem162p213
- Ortega J., Pérez L. y Pisani T, 1990. Excursión de Geología Ambiental Guanta-Puerto la Cruz- Barcelona, Boletín SVG (Sociedad Venezolana de Geología), 39, 22-30
- Ostos, M., Yoris, F., and Avé Lallemant, H.G., 2005, Overview of the southeast Caribbean–South American plate boundary zone, in Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean–South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, p. 53–89, doi: 10.1130/2005.2394(02)
- Vierbuchen, R.C, 1978. The Tectonics of Northeastern Venezuela and the Southeastern Caribbean Sea. Princeton University Thesis, Princeton, NJ, USA, 175 p Vierbuchen R.C., 1984. The Geology of the El Pilar Fault zones and adjacent areas in northeastern Venezuela, GSA Memoir 162, 189-212
- Vivas V., Macsotay O., Furrer M. y Álvarez E., 1988. Inyectitas clásticas asociadas a desplomes en sedimentitas batiales del Cretácico Superior de Venezuela Nor-Oriental, Boletín SVG, 34, 3-33.
- Vivas V. y Macsotay O., 1997. Estilo de deformación tectónica de las molasas miocénicas dentro de la deflexión de Barcelona, entre los ríos Querecual y Aragua, Edo Anzoátegui. GEOS Núm. 32 (1997): Jornadas de 55º aniversario de la Escuela
- Ysaccis, R. 1997. Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore. Ph.D. Dissertation, Rice University, Houston, Texas. 285 p. and foldouts.



### 5, SOBRE LOS AUTORES:



Jesús S. PORRAS M. es Ingeniero Geólogo de la Universidad de Oriente con Maestría en Ciencias Geológicas de la Universidad Central de Venezuela.

Posee amplia experiencia profesional en la industria petrolera donde ha desempeñado diversos cargos en proyectos tanto de exploración como de

desarrollo de reservorios convencionales y no convencionales.
Actualmente se desempeña como Geólogo Consultor
Senior liderando grupos de estudios integrados de yacimientos para operadoras nacionales e internacionales.

e, Tiene particular interés en temas de patrimonio geológico, th geodiversidad y geoconservación, comunicación en <sup>(S,</sup> geociencias, geología urbana y geoturismo.

 Es miembro activo de diversas asociaciones profesionales y autor o coautor de más de 50 trabajos presentados en diferentes congresos geológicos nacionales e internacionales, ín simposios y revistas técnicas.



Luis R. PORRAS M. es Ingeniero Geólogo graduado en 1983 de la Universidad de Oklahoma en Norman, Oklahoma, con Maestría en Geociencias del Petróleo del Imperial College de la Universidad de Londres, Inglaterra.

Posee más de 35 años de experiencia profesional en proyectos de exploración y

explotación de petróleo y gas en varios países de Norte, Centro y Sur América, Australia y Africa.

 Comenzó su carrera en 1985 como geólogo de operaciones en la Cuenca Oriental de Venezuela, pasando a geólogo regional e integrador de información geocientífica para PDVSA en Caracas, donde se encargó de la interpretación y evaluación de prospectos en la Cuenca Oriental de Venezuela, la Plataforma Deltana en la costa atlántica y en la región Costa Afuera Caribe de Venezuela. En 1997 pasó a formar parte del equipo multidisciplinario de CVP-PDVSA.

En 2003 comenzó su carrera en la industria privada como y geólogo integrador y de nuevos negocios, liderando varios proyectos exploratorios en Colombia y Perú.

Actualmente se desempeña como consultor especializado rn en exploración y explotación de petróleo y gas y evaluación de ce nuevas oportunidades de negocio para la adquisición y desinversión de activos.