

SIMULACIÓN MATEMÁTICA DE LOS PLEGAMIENTOS DE LA FORMACIÓN SAN CAYETANO

Mathematical simulation of the San Cayetano formation folds

Leslie F. Molerio León

E-mail: leslie@cesigma.com.cu
Instituto de Geofísica y Astronomía

RESUMEN

Se presenta el algoritmo básico de un modelo de deformación reológica continua (DERECO, Versión 1.91), estructurado sobre la base del tratamiento de los plegamientos como elementos infinitesimales o de amplitud finita. Se examinan los aspectos relacionados con la forma de los pliegues, los fenómenos de disipación de energía en el medio, la discretización del tiempo y la estructura del campo de esfuerzos. El modelo se valida con las mesoestructuras plegadas de tipo concéntrico (simple y en acordeón) de los depósitos del basamento continental plegado de la Fm. San Cayetano (Jurásico Inferior (?) - Superior), en la Sierra del Rosario, Cuba occidental, que afloran en la localidad de Cinco Pesos.

PALABRAS CLAVE: Modelación matemática, plegamientos, San Cayetano, reología, Cuba.

ABSTRACT

The basic algorithm of a rheologic model of continuous deformation is presented (DERECO, Version 1.91) structurally based considering folding as infinitesimal or finite amplitude elements. Aspects related with folds shape, energy dissipation phenomena, time discretization and the structure of the stress field are also discussed. Model has been validated with the folded concentric (simple and chevron) mesostructures of the San Cayetano Lower (?) - Upper Jurassic formation, folded continental basement formation of the Sierra del Rosario, western Cuba, outcropping at Cinco Pesos.

KEY WORDS: Mathematical modelling, folding, San Cayetano, rheology, Cuba.

INTRODUCCIÓN

Definida por De Golyer (1918) hace poco más de setenta años, con el nombre de Formación Cayetano, los depósitos de la unidad estratigráfica San Cayetano (Duchirson y Butt, 1935; Myczinski y Pszczolkowski, 1976; Pszczolkowski, 1971, 1977a, 1977b, 1987; Protrowsha, 1987) conforman una secuencia litológica muy monótona, en la que predominan argilitas, areniscas y aleurolitas, con algunas intercalaciones de conglomerados y calizas (Pszczolkowski, 1987). Estos depósitos están estratificados rítmicamente, pero, en las diferentes unidades tectónicas, las estructuras sedimentarias varían (Hatten, 1957; Orobey, 1965; Bener, 1966; Poplavski, 1966; Millán, 1972; Malinovsky y Carassou, 1972; Pszczolkowski, 1971, 1977a, 1977b, 1987; Protrowsha, 1987; Haczewski, 1987).

Los sedimentos prácticamente se circunscriben al occidente de Cuba y están muy bien expuestos en la provincia de Pinar del Río, donde forman las cadenas de montañas denominadas Alturas de Pizarras del Norte (APN) y del Sur (APS), y bordean la franja de mogotes de la Sierra de los Órganos. Aquí, el espesor de la formación oscila entre 3 000 y 5 000 m, según diferentes autores. Hacia el este, en la Sierra del Rosario, el espesor máximo no sobrepasa los 1 000 m.

Son muy abundantes los estudios estratigráficos de la Fm. San Cayetano (De Golyer, 1918; Brown y O'Connell, 1922; Lewis, 1932; Duchirson y Butt, 1935; Palmer, 1945; Krommelbein, 1956; Hatten, 1957; Bermúdez, 1961; Poplavski, 1966; Gutiérrez, 1968; Judoley y Furrázola, 1968; Myczinski y Pszczolkowski, 1976; Pszczolkowski, 1977b, 1987; Haczewski, 1987). Estos autores le asignan una edad Jurásico Inferior-Medio, aunque para la base de la formación, la posición estratigráfica no está clara. La parte alta llega hasta el Oxfordiano, según se deriva de su fauna de ammonites. En todo caso, los depósitos sedimentarios son más jóvenes en la Sierra del Rosario que en la Sierra de los Órganos, donde la deposición terrígena se detuvo antes (Pszczolkowski, 1987; Protrowsha, 1987).

Los estudios relacionados con la estructura tectónica son menos frecuentes (Lewis, 1932; Palmer, 1945; Hatten, 1957; Protrowsha, 1987), y las investigaciones de detalle respecto a la distribución de las mesoestructuras y microestructuras de los sedimentos son, por lo común, bastante escasas (Poplavski, 1966; Malinovski y Carassou, 1972; Protrowsha, 1987). Mucho menos se ha intentado aclarar los mecanismos del intenso plegamiento que caracteriza estos depósitos, aplicando modelos geodinámicos o a partir de la interpretación de las estructuras de plegamiento, equistosidad, clivaje y fracturas.

Resulta especialmente importante aclarar la distribución del campo de esfuerzos que provocan las distintas formas de estructuras tectónicas, toda vez que, además de brindar información acerca de las condiciones de su formación y desarrollo, contribuyen a la aclaración de la física de la deformación de los cuerpos geológicos, cuestión que Scheidegger considera "el problema básico en el estudio de la corteza terrestre" (Scheidegger, 1968:119).

En este artículo se estudian, con cierto detalle, algunos aspectos de la teoría de la deformación finita elasto-plástica de las rocas, tomando como modelo natural las mesoestructuras plegadas de los depósitos de la Fm. San Cayetano.

MATERIALES Y MÉTODOS

El área tipo seleccionada comprende un sector cercano a la localidad de Cinco Pesos, en la Sierra del Rosario, donde, en un área de unos 2 km², estos depósitos están muy bien expuestos. Fueron documentados minuciosamente diez afloramientos de la Fm. San Cayetano. La información así obtenida fue utilizada para validar un modelo de simulación matemá-

tica de la deformación reológica continua (DERECO) en materiales reales.

El modelo de simulación fue conformado, discriminando las propiedades de diferentes tipos de sólidos. En particular, se prestó atención especial a las cuestiones conceptuales relacionadas con la hidrodinámica de los fluidos viscosos, y se obvia cualquier discusión acerca de la deformación discontinua y de la mecánica de la destrucción de los cuerpos. Estos últimos han sido discutidos recientemente (Molerio, 1990; Molerio y otros, 1990) para casos particulares de deformaciones en rocas carbonatadas. La simulación de los procesos de deformación finita elasto-plástica se inscriben en las investigaciones sobre la simulación matemática del desarrollo del carso, que el autor ha desarrollado en los últimos años (Molerio, 1984, 1986, 1988, 1989, 1997, 2003).

Problema

Las teorías analíticas de los plegamientos se han elaborado desde las ideas iniciales expuestas por De Sitter, en 1939, tratando de explicar casos simples de pliegues (De Sitter, 1939, 1962; Turner y Weiss, 1963; Chapple, 1968). Particular atención se ha dedicado al pandeo plástico (*buckling*) (Biot, 1964; Scheidegger, 1968), a la elasticidad infinita (De Sitter, 1939), o a casos combinados (Ramsay, 1974) de materiales plásticos como los descritos por Reisd y Geszti entre 1938 y 1939, de manera independiente (Scheidegger, 1968). Muchos de los análisis que pretenden derivar ecuaciones que describan tanto los pliegues en simples como los sistemas de pliegues, tratan de apoyarse en los resultados de análisis de modelos de laboratorio. Sin embargo, aquí también el factor de escala (Scheidegger, 1968; Feodosiev, 1985; Stiopin, 1985) ejerce una influencia distorsionadora, toda vez que faltan por deducir dos aspectos iniciales de la física del fenómeno: 1) los sistemas de ecuaciones que enlazan los modelos de laboratorio y los naturales y 2) la variabilidad de las propiedades reológicas de los materiales cuando están expuestos a esfuerzos de larga duración, como los que ocurren en la naturaleza.

La inclusión del tiempo, como variable activa e independiente, indicaría que las soluciones del sistema de ecuaciones que describen el plegamiento deban tomarla en consideración, quizá no como término propio que implica no pocas dificultades para la solución numérica, sino en términos de algún componente del campo que lo incluya. Por tal motivo, el empleo de la velocidad de desplazamiento en el sólido en lugar del desplazamiento, contribuye a explicar

un aspecto no menos importante de la dinámica de los plegamientos, como es el relativo a su posición geométrica.

Prácticamente, todos los modelos de plegamiento parten de simular éstos en términos de una familia de curvas sinusoidales por razón de la obvia semejanza geométrica. Scheidegger (1968), en su momento, discutió la validez de este esquema que, sin embargo, resulta bastante cómodo para explicar la forma de algunos pliegues concéntricos. En particular, resulta factible explicar así la posición del plano basal de cizallamiento que, en realidad, es una superficie límite que separa la zona de los desplazamientos de aquella inferior, la cual permanece fija. En estos modelos sinusoidales, las condiciones de contorno se reducen a aquellas que garantizan —por lo común— la conservación de los parámetros geométricos, en especial las concernientes a la conservación del área.

Sin lugar a duda, el problema de la explicación —y la simulación— de los plegamientos indica la posibilidad de reducirlo a los campos de fuerzas que actúan sobre el sistema e interactúan entre sí; derivar las ecuaciones que rigen la deformación ecológica continua y finita, y validar estos modelos con sistemas reales.

Es particularmente complejo el aspecto concerniente a la reducción y diferenciación de los sistemas de fuerzas en interacción. Está claro, por otra parte, que la teoría general de deformación y destrucción de los cuerpos sólidos, basadas en las leyes de Hooke y Saint-Venant (Goguel, 1948; Brown, 1970; Feodosiev, 1985; Pastón, 1990), es muy limitada para su aplicación a los materiales que constituyen la corteza terrestre, debido, sobre todo, a la escala de las fuerzas y del tiempo de aplicación de éstos, sin considerar, por el momento, la ausencia de homogeneidad e isotropía que caracteriza a los materiales involucrados.

Biot (1964) se aproximó a la solución del problema, elaborando una teoría de plegamientos de amplitud infinitesimal, al reducir el tratamiento matemático al mecanismo de selección de longitud de onda del sistema de pliegues. Este modelo fue discutido detalladamente por Chapple (1968), quien, en particular, dedicó una atención preferencial a la discretización del tiempo. De su trabajo se deriva, además, un conjunto de importantes conclusiones respecto a la independencia de la forma final del pliegue con la geometría inicial, así como al hecho de que el desarrollo de los sistemas de plegamiento parece seguir leyes ecológicas no lineales.

Los modelos de familias de curvas sinusoidales están representados por los esquemas clásicos propuestos por De Sitter, Tiedeman, Duska y otros, en la década de los cuarenta del siglo pasado (De Sitter, 1939, 1962; Goguel, 1948; Kienow, 1948).

De Sitter (1962) señala que, en su forma más simple, un pliegue concéntrico consiste en un arco regular con centro en el núcleo del pliegue, flanqueado a ambos lados por arcos sinclinales similares, con centros por encima de la superficie.

El principio de concentricidad no puede mantenerse por debajo del punto 0, aunque se mantiene el volumen del triángulo por debajo de la capa plegada de manera concéntrica. Considerando que la compresión no permite un volumen mayor, el volumen de roca sobre la superficie AHA “[...] debe igualar al volumen total del acortamiento en dirección horizontal, es decir: $2 \times \text{ACCA} [\dots]$ ”. De este modo, la conservación del volumen, la curvatura infinitesimal de cada estrato y el principio de concentricidad, son las condiciones básicas para explicar el mecanismo del plegamiento. Este último presupone que la superficie de una capa plegada está formada por tres círculos.

Bajo los mismos principios, Tiedeman, en 1941, elaboró una modificación del modelo propuesto por De Sitter. En este caso, los círculos que describen la concentricidad se sustituyen por curvas sinusoidales y las otras dos condiciones se mantienen. Como consecuencia, el límite inferior del plegamiento consiste en un plano base de cizallamiento.

La longitud de la curva sinusoidal L , equivale a:

$$L = 2(1 + n^2)^{1/2} E_{(k)} \frac{\varphi}{x} \quad (1)$$

donde,

$$n^2 = \frac{x^2 h^2}{4\varphi^2} \quad (2)$$

y,

$$E_{(k)} = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sqrt{(1 - k^2 \text{sen}^2 x)} dx \quad (3)$$

para,

$$k = \frac{n}{\sqrt{1 + n^2}} \quad (4)$$

De manera que, en este modelo, el plegamiento se explica por un movimiento continuo mediante el ajuste del parámetro n para los estratos antiguos. Sin

embargo, este modelo tampoco explica el mecanismo del plegamiento “pues el tipo sinusoidal de alabeo no es más que una forma arbitraria que satisface dos leyes de continuidad, y además, es casi seguro que la segunda ley (que prohíbe sea alterada la extensión superficial del estrato) no se cumple, debido a la casi cierta preponderancia de los extensiones plásticas durante el proceso de plegamiento” (Scheidegger, 1968; Molerio, 1990).

Los modelos propuestos por Goguel (1948) y Bayly en 1964, se inscriben, por las condiciones iniciales que asumen, en este grupo de esquemas de pliegues matemáticos simples que, en suma, consideran que la distribución de esfuerzos sobre el estrato puede resolverse en una forma analítica cerrada simple. Casos especiales, sin embargo, lo constituyen los modelos de Biot y Chapple que, aun cuando representan tratamientos matemáticos diferentes, uno infinitesimal y el otro de amplitud finita, permiten una rigurosa aproximación a las causas del plegamiento. Conjuntamente con el caso especial de los pliegues en acordeón, tipo Chevron (Ramsay, 1962, 1974; Griffiths y Turner, 1988), el algoritmo de nuestro modelo toma en consideración la mayor parte de estos criterios, complementados con los derivados de los trabajos recientes de Griffiths y Turner (1988), entre otros (Hanada, 1988; Sneider, 1988).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Modelos infinitesimales y de amplitud finita. Algoritmo Dereco, versión 1.91

El algoritmo general se basa, fundamentalmente, en los trabajos de Biot (1964), Chapple (1968), Scheidegger (1968), Ramsay (1974), Sneider (1988), Hanada (1988) y Griffiths y Turner (1988).

Las características particulares de la geometría de un estrato plegado pueden derivarse de los parámetros físicos del sistema plegado, por la distribución del campo de fuerzas en los límites del sistema y por las variaciones en la forma original de la capa. El modelo físico seleccionado está ligeramente modificado a partir del de Chapple (1968) y consiste en una capa delgada de material, linealmente viscoso, rodeado por un medio de menor viscosidad en el que se desarrolla un sistema de pliegues simétricos, de manera que resulta de gran importancia la competencia relativa de las capas involucradas.

La longitud de onda de los pliegues viene definida en los estudios iniciales del proceso de plegamiento. El tratamiento infinitesimal concierne a los mecanismos de selección de la longitud de onda (Nulrie-Thomson, 1968; Tjonov y Samarskii, 1982).

Para pliegues de bajo buzamiento θ se parte de las siguientes condiciones iniciales y de contorno en el caso del análisis infinitesimal:

- el límite entre la capa y el medio se define como un plano para el cálculo de la distribución de esfuerzos en el medio.
- en todos los puntos a lo largo de la capa se cumple que $\sin \theta = \tan \theta = \theta$
- se desprecia el eje de compresión, es decir, que no se toma en cuenta la longitud del arco a lo largo de la capa ni la distancia paralela al eje de coordenadas.

La tasa de amplificación de perturbaciones pequeñas en la forma inicial de una capa competente es una función de su longitud de onda y su amplitud inicial. El desplazamiento vertical inicial (y), perpendicular a la capa, viene definido por:

$$y = y_0 \left(\cos \frac{2\pi}{L} x \right) \quad (5)$$

y, en un tiempo t , sería,

$$y = y_0 e^{pt} \left(\cos \frac{2\pi}{L} x \right) \quad (6)$$

en que p es una función de la longitud de onda (L), la viscosidad de la capa (μ_c) y el medio (μ_m) y de la fuerza longitudinal sobre la placa (F). Para una relación dada la viscosidad habrá un factor experimental próximo de crecimiento (p) de la longitud de onda. Ésta es, entonces, la longitud de onda dominante (L_d), que se expresa como:

$$L_d = \sqrt[3]{2\pi h \left(\frac{\mu}{6\mu_m} \right)} \quad (7)$$

donde h , es el espesor del estrato competente. La Tabla 1 muestra los valores de L_d para distintas relaciones de μ/μ_m y el espesor (h) del estrato.

Para $x = 0,5 L_d$, la amplitud final sólo depende de la inicial. Esto es válido únicamente para pequeñas amplitudes iniciales. En caso contrario, el tratamiento infinitesimal es sustituido por el análisis de amplitud finita. Tal límite parece encontrarse alrededor de los 15° de buzamiento inicial, acrecentando los efectos complementarios de acotamiento y engrosamiento de la capa, debido al propio proceso de plegamiento. En nuestro caso, las grandes mesoestructuras plegadas de la secuencia del basamento continental de San Cayetano, no pueden simularse con este tratamiento. Por tal motivo, es conveniente describir el análisis de amplitud finita. Las condiciones de contorno se muestran en la Figura 1.

En cualquier caso de simulación de plegamientos, el aislamiento riguroso de la sección por modelar implica establecer sus límites bajo una distribución arbitraria del campo de esfuerzos o de las velocidades impuestas a tales límites. Sin embargo, como bien señala Chapple (1968), estas condiciones de contorno son desconocidas en la mayor parte de las situaciones geológicas. Por tal motivo, es mucho más conveniente definir las condiciones de contorno según las propiedades geométricas alcanzadas durante la evolución del sistema de pliegues y derivar, entonces, las propiedades del campo de esfuerzos del análisis de tales propiedades geométricas.

De este modo, se considera un estrato competente aislado, rodeado de un medio homogéneo de menor competencia. La capa competente se presenta plegada en una sucesión de ondas, de manera que los pliegues individuales tienen la mínima amplitud e idéntica longitud de onda, por lo que el plano axial de cada anticlinal y sinclinal sucesivos es un plano de simetría. En este caso, los esfuerzos cortantes a través del plano de simetría son iguales a cero. El crecimiento de los pliegues, en el transcurso del tiempo, motiva que los planos axiales adyacentes se aproximen entre sí con una velocidad horizontal dada, la cual depende del tiempo, pero no de la amplitud y, a una cierta distancia, sobre y por debajo de la capa de estudio, los planos horizontales $\tau = 0$ se separan entre sí a una velocidad v_b , tal que el volumen de la región rectangular permanece constante. En todo momento se asume la hipótesis de viscosidad newtoniana y se aplica el Teorema de la Energía Potencial Mínima.

El estrato de referencia se asume lo suficientemente delgado para validar las restricciones adicionales siguientes:

1. El plano central no sufre ninguna deformación.
2. Las secciones transversales normales al plano central permanecen planas durante el proceso de deformación.
3. La variación de la deformación por arqueamiento a través de la placa es de tipo lineal.
4. Las velocidades de los puntos situados en las caras opuestas del rectángulo de referencia son siempre idénticas.

Como el problema se formula en función del campo de velocidades, éstas y el cambio de forma de la capa pueden describirse especificando su inclinación θ y la tasa de cambio de inclinación θ_t como una función de la longitud de arco s medida desde el centro de simetría. De este modo, la disipación del

arqueamiento puede calcularse según la ecuación de Timoshenko (Tijonov y Samarskii, 1982):

$$\frac{1}{6} \mu h^3 \int_{-s}^s \left(\frac{d\Theta}{ds} \right)^2 ds \quad (8)$$

y las componentes horizontal y vertical de la velocidad en un punto de la capa s , se expresan en términos de θ_t , empleando para ello las relaciones entre la longitud de arco, inclinación y posición de las coordenadas x , y de la capa, mediante:

$$\frac{dx}{ds} \cos \Theta \quad (8a)$$

$$\frac{dy}{ds} \sin \Theta \quad (8b)$$

de manera que la distribución del campo de velocidades, bajo la condición $\mu = v$ cuando $s = 0$, se expresa mediante:

$$\mu = \int_0^s \Theta_t \sin \Theta ds \quad (9a)$$

$$V = \int_0^s \Theta_t \cos \Theta ds \quad (9b)$$

La distribución de velocidades en el medio circundante se representa por una función de corriente ϕ , definida como:

$$\mu = \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (10a)$$

$$v = \frac{-\partial \phi}{\partial x} \quad (10b)$$

que satisface la condición de incompresibilidad del medio.

Así, la disipación en el medio (I_m) se expresa como:

$$(11)$$

La solución del problema se reduce a formularlo en función de un solo parámetro. La tasa de disipación I se plantea como la suma de los términos de disipación del arqueamiento (y) y disipación en el medio (I_m):

$$I = da + I_m \quad (12)$$

Para los pliegues en acordeón (tipo chevron), el modelo establece que luego de un acortamiento en

la dirección de la estratificación original, expresada como una extensión negativa e , las capas situadas en cada limbo del pliegue toman una inclinación α . El desplazamiento total (S_T) se define por:

$$S_T = (t_1 + t_2) \tan \alpha \quad (13)$$

donde t_1 y t_2 son, respectivamente, los espesores de las capas competentes e incompetentes involucradas en el proceso. S_T equivale a la deformación constante promedio paralela a la estratificación:

$$t = t_m \alpha \quad (14)$$

y, en los limbos del pliegue,

$$S_{t1} = \alpha t_1 \quad (15)$$

$$\gamma_1 = \alpha \quad (16)$$

A través de las superficies de los estratos incompetentes confinantes, el desplazamiento total equivale a:

$$S_{t2} = (t_1 + t_2) \tan \alpha - t_1 \alpha \quad (17)$$

que también puede expresarse como deformación constante:

$$\gamma_2 = \left(\frac{t_1}{t_2} + I \right) \tan \alpha - \frac{t_1 \alpha}{t_2} \quad (18)$$

y, por identidad trigonométrica (Fig. 2), resulta:

$$(I - t_1 \alpha + t_1 \tan \alpha) \cos \alpha = I + e \quad (19)$$

ó

$$1 + e = \left(1 - \frac{\alpha t_1}{I} \right) \cos \alpha + t_1 \operatorname{sen} \frac{\alpha}{I} \quad (19a)$$

La dilatación en la cresta del pliegue viene definida por el cambio de área de la sección transversal, toda vez que el modelo se precisa en el plano de deformación. Para profundidad unitaria, entonces, la variación de volumen se expone según las expresiones siguientes:

$$V_t = (t_1 + t_2) \tan \alpha - \alpha \quad (20a)$$

$$V t_1 = t_1^2 (\tan \alpha - \alpha) \quad (20b)$$

$$V t_2 = t_1 t_2 (\tan \alpha - \alpha) \quad (20c)$$

que también pueden expresarse en términos de dilatación por unidad de volumen del material original (Δ).

$$\Delta_x = \Delta t_1 = \Delta t_2 = I_1 (\tan \alpha - \alpha) I I \quad (21)$$

El acortamiento de la capa y el buzamiento incrementan las dilataciones y, especialmente, es muy

marcado el efecto del cambio de dilatación del estrato con el incremento del buzamiento. Esta relación tiene el mismo valor con independencia de su competencia, y se define como:

$$\frac{d\Delta}{d\alpha} = t_1 \frac{\tan^2 \alpha}{I} \quad (22)$$

Para validar el modelo se escogieron cartas que representaban pliegues concéntricos, resultantes de flexión o pliegues interestratales concéntricos, charnelas de las capas y un conjunto de pliegues crestiformes con plegamientos de tipo chevron en la base. Estas estructuras se localizaron en las estaciones LM-2004, LM-2006, LM-2007 (ver Fig. 1).

La estación LM-2004 (N 328 800-E 282 100) presenta una secuencia de areniscas de grano medio a fino con inclusiones de cuarzo y moscovita ($325^\circ \perp 20^\circ$), bien estratificados. La serie muestra una secuencia de pliegues en charnela cilíndrica con clivaje axial. La base del afloramiento exhibe un sistema de pliegues crestiformes de tipo chevron en los cuales no se nota un adelgazamiento perceptible de la secuencia de areniscas; éstas presentan clivaje axial que permite el desarrollo de estructuras en lápiz.

La estación LM-2006 (N 328 800-281 900) presenta areniscas de grano fino, color siena y ocre, con lutitas de color ocre que intemperizan en gris; alternan localmente con unas capas de calizas detríticas y silicitas con impresiones de vegetales. Las areniscas muestran una matriz silíceas, con coprolitos. La secuencia incrementa la granulometría de las areniscas hacia la parte alta del corte. Localmente aparecen cantos rodados de cuarzo. La serie se estratifica rítmicamente y recuerda una secuencia de turbiditas. La secuencia presenta deformaciones del tipo de pliegues concéntricos simples alterados por deformaciones subordinadas, y se nota adelgazamiento tectónico en las areniscas.

Por último, la estación LM-2007 (N 328950-E 2881950) es prácticamente idéntica a LM-2004 en cuanto a su composición litológica. La serie presenta un pliegue estructural concéntrico en las lutitas compuestas por cantos de cuarzo muy redondeados.

Análisis del desplazamiento total en pliegues de tipo chevron

La Tabla 2 muestra los valores de S_T calculados según la expresión (13) en las estaciones de validación del modelo. El desplazamiento en el limbo de los pliegues mostró los resultados de la Tabla 3.

Las diferencias encontradas son aceptables en esta primera aproximación. El mayor error se encontró

con desplazamientos S_T pequeños (30 % de diferencia), en el caso de la estación LM-2006. En el resto de los casos, los errores no sobrepasaron el 15 % para los desplazamientos totales y el 10 % para las capas t_1 y t_2 .

Este error puede explicarse perfectamente si se toma en cuenta que la mesoestructura documentada en la estación LM-2006 no es, en realidad, un pliegue tipo chevron, de manera que el modelo no lo asimila e incrementa el error en la diferencia de los valores simulados. No obstante, para los demás casos, las fuentes de incertidumbre, descontados los errores en las mediciones de campo consideradas constantes, se encuentran en la propia naturaleza del modelo, toda vez que éste se concibe como de plano de deformación sin desplazamientos perpendiculares a la sección del pliegue, de forma que las capas competentes se pliegan paralelas a pliegues simétricos con buzamientos del limbo del orden $\pm \infty$. De este modo, la longitud de los arcos dentro de las capas competentes, conservan su longitud l en llanuras antiguas.

El espesor de la capa t_1 permanece constante a todo lo largo del pliegue y las deformaciones se desarrollan a causa, exclusivamente, del desplazamiento que ocurre paralelo a la superficie de estratificación, de modo que la distorsión se debe a esfuerzos cortantes simples. La capa t_2 también se oscurece plegada, sin variación en su potencia inicial sobre los limbos del pliegue y, en ambos casos, la dilatación que tiene lugar ocurre debido al plegamiento. El modelo asume que tal dilatación se acomoda en la zona de la charnela del pliegue.

Análisis de la dilatación en la charnela

Los valores de cambio de volumen en las capas se muestran en la Tabla 4.

El cambio de volúmenes, como también puede apreciarse en la Figura 3, está estrechamente vinculado con la relación entre los espesores originales de los estratos. Esto ya fue discutido en párrafos anteriores; sin embargo, aún no queda claro cómo es posible modelar las diferentes causas de ello, en particular las que conciernen al flujo del material incompetente hacia los espacios potenciales en la charnela o el colapso de ésta. En modelos reales estos efectos son comunes y, en nuestro caso, llama la atención que este último se manifiesta con relaciones $t_1/t_2 \geq 5$. Ramsay (1974), no obstante, reporta relaciones más bajas ($t_1/t_2 \geq 3$), lo que, sin duda, es válido, toda vez que están avaladas por documentación de campo.

CONCLUSIONES

Los resultados expuestos permitieron refrendar muchas de las conclusiones de otros autores en las cuales se basó el algoritmo general, en particular aquéllas de Chapple (1968) y Biot (1964) sobre el desarrollo de los pliegues concéntricos, y las de Ramsay (1974) respecto a los pliegues de tipo chevron. En el caso de los pliegues tipo chevron, la práctica y la simulación conforman que plegamientos de este tipo resultan suficientemente estables cuando el espesor del estrato competente es constante. En otros términos, cuando la relación entre los espesores de éste y del estrato menos competente es mayor o igual a un valor entre 3 y 5.

Los valores de dilatación y desplazamiento también parecen depender de esta relación y del buzamiento de la capa. Aquí no parece posible encontrar estilos de este tipo cuando el buzamiento es inferior a 45° . Quedan por aclarar las causas predominantes en la dilatación de la charnela del pliegue, en particular las ecuaciones que gobiernan el flujo del material menos competente hacia la charnela o el colapso de ésta. Una aproximación a estos últimos casos podría lograrse incluyendo, en el modelo, variaciones de viscosidad o densidad y la dependencia con otras propiedades reológicas o geodinámicas.

En el caso de los pliegues concéntricos, la forma de la capa varía sistemáticamente con la relación entre la longitud de onda del pliegue y la longitud de onda dominante, y, del mismo modo, quizá la forma final es bastante independiente de la forma inicial de la capa.

Para ambos tipos de pliegues, parece posible llegar a la conclusión de que con buzamientos superiores a 20° - 25° el plegamiento sigue leyes reológicas no lineales.

En razón de su composición litológica y de la unidad de estilos de sus mesoestructuras, la Fm. San Cayetano constituye un excelente modelo natural donde validar los modelos de simulación geodinámica. En este caso fue posible formular algunas ideas acerca de la evaluación del campo de esfuerzos durante el desarrollo de algunos tipos de plegamiento. Estas opiniones parecen ser válidas aun para casos no simulados, como los pliegues tumbados, imbricados y disarmónicos en general; sin embargo, son muy limitadas para explicar los fenómenos de desarrollo de microestructuras como el boudinage o el clivaje axial en los pliegues, los que deben incorporarse como parte de un modelo de deformación discontinua o instantánea.

Está claro, no obstante, que en cada fase de plegamiento varía el esfuerzo cortante en el limbo del pliegue, atenuándose, de modo diferente, en cada capa involucrada de acuerdo con su competencia relativa. Para cualquier ángulo de buzamiento, la tasa de incremento de deformación cortante, paralela a la capa, es comparable con el cambio de buzamiento. Del mismo modo, la composición del material menos competente es fundamental para explicar la forma del pliegue, en particular para los de tipo chevron y, por supuesto, en el acortamiento o elongación de las capas, lo cual resulta básico para determinar la potencia de los estratos y la posición de las superficies basales de despegue o cizallamiento.

AGRADECIMIENTO

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a H. Álvarez, quien treinta y cinco años atrás nos familiarizó con la tectónica del Jurásico en la Sierra de los Órganos; a mis colegas M. G. Guerra Oliva, E. Flores Valdés y E. Rocamora Álvarez, por los gentiles intercambios de ideas; a Berta Pérez Vilaró, que mecanografió la primera versión del manuscrito, y a Ana, mi compañera, por su valioso apoyo en los trabajos de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAYLY, M. B. (1964): "A theory of similar folding in viscous materials", *Amer. Jour. Sci.*, 262:753-766.
- BENER, RAÚL (1966): "Elementos estructurales en la parte central de la formación San Cayetano", *Tecnológica* (3): 7-11.
- BERMÚDEZ, P. J. (1961): *Las formaciones geológicas de Cuba*, Inst. Cub. Rec. Hid. Min., La Habana, 177 pp.
- BIOT, M. (1964): "Theory of internal buckling of a confined multilayered structure", *Geol. Soc. Amer. Bull.* (75): 563-568.
- BROWN, B. Y M. O'CONNELL (1922): "Correlation of the Jurassic Formation of Western Cuba", *Geol. Soc. Aniv. Bull.*, 33: 639-664.
- BROWN, FREDENOCH C. (1970): *Teoría de los sólidos. Cristales iónicos, variaciones de las redes e imperfecciones*, Ed. Reverté, Barcelona, 448 pp.
- CHAPPLE, WILLIAM M. (1968): "A mathematical theory of finite amplitude rock folding", *Geol. Soc. Amer. Bull.* (79): 563-568.
- DE GOLYER, E. (1918): "The geology of cuban petroleum deposits", *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* (2): 133-167.
- DE SITTER, L. V. (1939): "The principle of concentric folding and the dependence of tectonic structure on original sedimentary structure", *AK. Wetenech Amsterdam* 42 (5): 412-420.
- (1962): *Geología estructural*, Ed. Omega, Barcelona, 521 pp.
- DUCHIRSON, R.E. Y W.H. BUTT (1935): "Cuban Jurassic", *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* A: 116-118.
- FEODOSIEV, V.I. (1985): *Resistencia de materiales*, Ed. MIR, Moscú.
- GOGUEL, JEAN (1948): *Introduction a l'etude mecanique des deformations de l'ecorce terrestre*, Serv. Corte Geol. France Mem, 530 pp.
- GRIFFITS, R.W. Y J.S. TURNER (1988): "Folding of viscous plumes impinging on a density or viscosity interface", *Geophys. Jour.*, 95: 397-419.
- GUTIÉRREZ DOMECH, M. R. (1968): *Breve reseña sobre el período Jurásico en la provincia de Pinar del Río, Cuba*, Publ. Espec. 5, Inst. Nac. Rec. Hid., La Habana, pp. 3-23.
- HACZEWSKI, G. (1987): "Reconocimiento sedimentológico de la formación San Cayetano. Un margen continental acumulativo en el Jurásico de Cuba Occidental", en A. PSZCZLHOWSKI y otros (1987): *Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río*, Ed. Científico-Técnica, La Habana, pp. 228-249.
- HANADA, H. (1988): "Deformation of the viscoelastic Earth due to the secular change in the Earth's axis of rotation", *Geophys. Jour.* 95: 315-321.
- HATTEN, C. W. (1957): *Geologic report on Sierra de los Organos*, Archivo Inst. Nac. Rec. Hid., La Habana.
- JUDOLEY, C.M. Y G. FURRAZOLA-BERMÚDEZ (1968): *Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba*, Instituto del Libro, La Habana, 126 pp.
- KIENOW, SIGISMUND (1948): "Grundzüge einer theorie der Faltungen- und Schieferungsvorgänge", *Biolen, Borntrager, Fortschr der Geol. und Pal.* XIV (46): 1-129.
- KROMMELBEIN, K. (1956): "Die eisten marinen Fossilien (Trigonidae, Lammelibr.) aus der Cayetano-Formation West-Cuba", *Senehemb. Leth* 37 (3-4): 331-335.
- LEWIS, J. W. (1932): "Geology of Cuba", *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 16 (6): 535-555
- MALINOVSKY, E.P. Y G. CARASSOU (1972): "El sistema de plegamientos de Matahambre y su relación con la posición de los campos minerales". Resumen IV Conf. Actas 2: 26-27.
- MILLÁN, G. (1972): *El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más nororiental de la Sierra de los Órganos*. Actas. Acad. Cienc. Cuba, Inst. Geol. Pal. 2: 33-35, La Habana.
- MOLERIO LEÓN, LESLIE F. (1990): "CLEO. Presentación de un algoritmo para el cálculo de la estabilidad de las cavernas", Congr. 50 Aniv. Soc. Espeleol. de Cuba, La Habana.
- (1984): "La estructura geológica y el campo de propiedades físicas de los acuíferos cársicos", X Jor. Cient. Inst. Geol. Pal., Acad. Cienc. Cuba, La Habana, 88 pp.
- (1986): "Fundamentos hidrodinámicos y termodinámicos para la predicción empírica de la posición, distribución y geometría de las redes de cavernas", Encuentro Técnico Ramal de Hidroeconomía, La Habana, pp. 67-69.
- (1988): "Particularidades de la transformación matemática de un modelo conceptual del carso", Taller Internac. Hidrol. Cársica de la Región del Caribe, UNESCO, La Habana.
- (1989): "Aproximación multidisciplinaria a un modelo matemático del karst", *Ing. Hidráulica* X (2): 133-144.
- (1997): "Mathematical Simulation of Karst Development", Internatl. Symp. Hydrology in the Humid Tropic Environment, Kingston, Jamaica, AIHS, 9 pp.

- (2003): "Modelo del desarrollo de cavernas y conductos cárscicos", V Congreso Cubana de Geología y Minería, GQGC 09, 84-91, La Habana.
- MOLERIO LEÓN, LESLIE F., M. HERNÁNDEZ MORET, O. VELÁZQUEZ SÁNCHEZ, M. GUERRA OLIVA Y M. LABRADA CORTÉS (1990): "Estudio experimental de resistencia a cargas dinámicas en la bóveda de una caverna", Congr. 50 Aniv. Soc. Espel. Cuba, La Habana, 88 pp.
- MYCZINSKI, R. Y A. PSZCZOLKOWSKI (1976): "The ammonites and age of the San Cayetano formation from the Sierra del Rosario western Cuba", *Acta Geol. Polon.*, 26 (2): 321-330.
- NULRIE-THOMSON, L. M. (1968): *Theoretical hydrodynamics*, Mac. Multen Co., London, 743 pp.
- OROBAY, VÍCTOR (1965): "Particularidades de la composición geológica del yacimiento Matahambre y sus perspectivas", *Tecnológica* (3): 3-17.
- PALMER, R. H.: (1945): "Outline of the Geology of Cuba", *Jour. Geol.*, 53 (1): 1-34.
- PASTÓN, V. Z. (1990): *Mecánica de la destrucción. De la teoría a la práctica*, Ed. MIR, Moscú, 414 pp.
- POPLAVSKI, I.T. (1966): "Estructura geológica del yacimiento Matambre", *Tecnológica* (1): 39-52.
- PROTROWSHA, KYSTINA (1987): "Las estructuras de nappes en la Sierra de los Órganos", en A. PSZCZLHOWSKI y otros (1987): *Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río*. Ed. Científico-Técnica, La Habana, pp. 85-156.
- PSZCZLKOWSKI, A. (1971): "Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba)", *Bull. Acad. Polon. Sci. Sev. Sci.* 19 (4): 249-259.
- (1977a): "Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba)", *Bull. Acad. Polon. Sci. Sev. Sci.*, 24 (3-4): 193-203.
- (1977b): "Stratigraphic-facies sequences of Sierra del Rosario (Cuba)", *Bull. Acad. Polon. Sci. Sev. Sci.* 24 (3-4): 205-215.
- (1987): "Secuencias miogeosinclinales de la Cordillera de Guaniguanico. Litoestratigrafía, Desarrollo de facies y Paleografía", en A. PSZCZLHOWSKI y otros (1987): *Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río*, Ed. Científico-Técnica, La Habana, pp. 5-84.
- RAMSAY, J.G. (1962): "The geometry and mechanics of formation of similar type folds", *Jour. Geol.*, 70: 309-327.
- (1974): "Development of chevron folds", *Geol. Soc. Amer. Bull.* (85): 1741-1754.
- SCHEIDEGGER, ADRIÁN E. (1968): *Principios de Geodinámica*, Ed. Omega, Barcelona, 386 pp.
- SNEIDER, ROCL (1988): "The optical theorem for surface waves and the relation with surface-wave attenuation", *Geophys Jour.*, 293-302.
- STIOPIN, P.A. (1985): *Resistencia de materiales*, Ed. MIR, Moscú, 371 pp.
- TIJONOV, A. Y A. SAMARSKII (1982): *Ecuaciones de la física matemática*, Ed. MIR, Moscú, 768 pp.
- TURNER, FRANCIS J Y LEONEL E. WEISS (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*, McGraw Hill, New York, 545 pp.

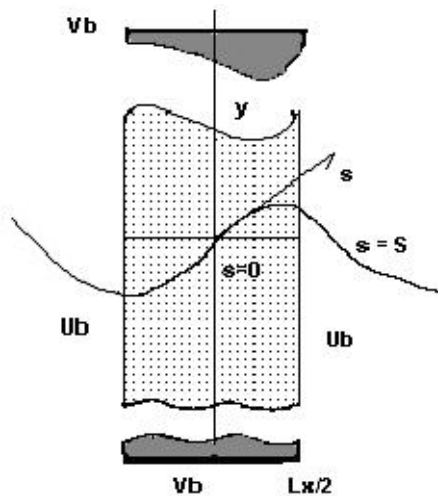


Figura 1. Sistema de coordenadas y condiciones de contorno de una capa plegada aislada.

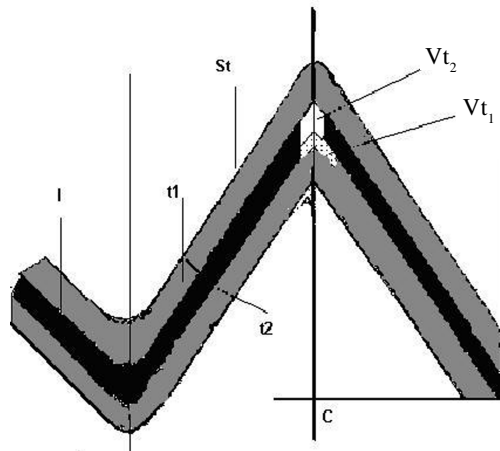


Figura 2. Elementos de un pliegue tipo chevron según Biot (1964) secuencia multiestratificada de capas con diferente grado de competencia y de espesor.

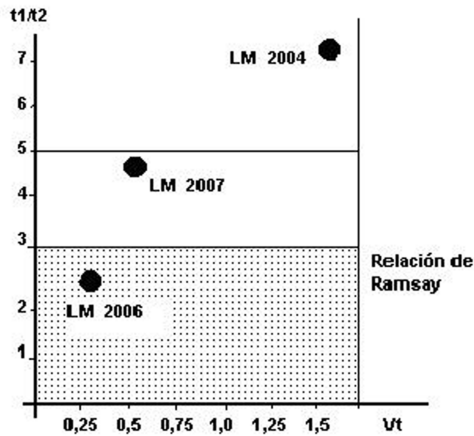


Figura 3. Relación t_1/t_2 y variación total de volumen.

TABLA 1. VALORES DE LONGITUD DE ONDA DOMINANTE PARA DISTINTOS CASOS DE h Y μ_l/μ_m ($f = 3 \mu_l/\mu_m$)

h (m)	f	μ_l/μ_m				
		5	10	100	1 000	5 000
		1,71	2,15	4,64	10	17,10
1		10,94	13,51	29,15	62,83	107,44
5		53,72	67,54	145,77	314,16	539,20
10		107,44	135,09	291,54	628,32	1 074,41

TABLA 2. VALORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL (S_T) EN PLIEGUES DE TIPO CHEVRON

Estación	α	t_1	t_2	t_1/t_2	S_t (real)	t_2/t_1	S_t (calculado)	Diferencia	δt
2004	60	15	2	7,5	4,8	0,13	5,44	+ 2,24 (12)	0,32
2006	20	10	4	2,5	22,1	0,4	31,32	+ 9,22 (30)	2,24
2007	45	10	2	5	16,5	0,7	19,44	+ 3,24 (15)	1,62

TABLA 3. VALORES DE DESPLAZAMIENTO EN LAS CAPAS t_1 Y t_2

Estación	S_{t_1} (reales)		S_{t_2} (simulados)		DIFERENCIA			
	S_{t_1}	S_{t_2}	S_{t_1}	S_{t_2}	S_{t_1}	%	S_{t_2}	%
2004	9,75	1,3	9,0	1,2	-0,75	(8)	-0,1	(8)
2006	2,5	1,0	2,0	0,8	-0,5	(8)	-0,2	(20)
2007	5,0	1,0	4,5	0,9	-0,5	(9)	-0,1	(10)

TABLA 4. CAMBIO DE VOLUMEN TOTAL Y EN LAS DIFERENTES CAPAS (SIMULADO) (EN m^3)

Estación	V_T	V_{t_1}	V_{t_2}
2004	-1,52	-1,34	-0,18
2006	-0,25	-0,18	-0,07
2007	-0,52	0,43	-0,09